

03077



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Posgrado en Geofisica de la Unidad Academica
de los Ciclos Profesionales y de Posgrado del
Colegio de Ciencias y Humanidades
Sede: Instituto de Geofisica

**ATENUACION SISMICA EN EL CENTRO Y SUR
DE MEXICO**

T E S I S
Que para obtener el grado de
Maestro en Sismologia y Fisica del
Interior de la Tierra

P R E S E N T A :
ING. MARCELO HORACIO MILLAN SARMIENTO



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

1.	RESUMEN	1
2.	INTRODUCCION	2
3.	MÉTODOS PARA DETERMINAR LA ATENUACION SISMICA USANDO EL FACTOR DE CALIDAD	5
3.1.	Relación entre el factor de calidad Q y las ondas coda	5
3.2.	Métodos para la determinación de Q coda	6
3.2.1.	Teoría de la dispersión simple de Aki	7
3.2.2.	Método de Aki y Chouet	12
3.2.3.	Método de Sato	16
3.2.4.	Método de Herrmann	19
3.2.4.1.	Método f_p versus t	21
3.2.4.2.	Método de la forma de la coda	23
3.2.5.	Método de Aki	24
3.2.6.	Método de Ewing, Jardetzky y Press	26
3.3.	Relación entre Q_α , Q_β y Q_{Lq}	28
3.4.	Métodos aplicados en este estudio	30
4.	ANALISIS DE LOS DATOS	33
4.1.	Selección de los datos	33
4.2.	Procesamiento de los datos	34
4.2.1.	Método de Herrmann	34
4.2.2.	Métodos de Sato y de Aki y Chouet	36
5.	MÉTODOS DE REGIONALIZACION DE Q	47
5.1.	Método de la estación singular (Herrmann, 1980)	47
5.2.	Método del punto medio (Singh y Herrmann, 1983)	48
5.3.	Método de la dispersión simple (Singh y Herrmann, 1983)	48

5.4.	Método del centro de gravedad o del promedio ponderado (Jin y Aki, 1988)	50
5.5.	Métodos aplicados en este estudio	51
6.	SISMOTECTONICA Y GEOLOGIA DEL CENTRO Y SUR DE MEXICO	54
6.1.	Sismotectónica	54
6.2.	Geología	55
6.2.1.	Región Central	56
6.2.1.1.	Eje Neovolcánico	56
6.2.1.2.	Zona Centro Meridional	57
6.2.2.	Región Sureste	58
7.	ATENUACION SISMICA DE LOS SISMOS DE LA ZONA DE SUBDUCCION DEL CENTRO Y SUR DE MEXICO	64
7.1.	Atenuación entre los sismos de la zona de subducción y la ciudad de México	64
7.1.1.	Resultados de Q_0 en la estación TPM	64
7.1.2.	Resultados de Q_0 en la estación IIC	66
7.1.3.	Resultados de Q_0 en la estación TAC	67
7.2.	Atenuación en trayectorias paralelas a la zona de subducción	69
7.3.	Comparación de los resultados	69
7.4.	Otros resultados de Q_0 obtenidos en la región	71
8.	ATENUACION EN EL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO	83
8.1.	Resultados de Q_0	84
9.	RESULTADOS DE LA REGIONALIZACION DE Q_0 EN EL CENTRO Y SUR DE MEXICO	92
10.	CONCLUSIONES	109
	BIBLIOGRAFIA	112

1. RESUMEN

El estudio de Q de ondas coda (Q_0) para 1 Hz (Q_1) en el Centro y Sur de México se realizó analizando alrededor de 250 sismogramas de 17 estaciones ubicadas en esta región. Los modelos de dispersión simple (*single scattering*) de ondas S y superficiales dieron resultados similares de atenuación para distancias casi regionales, ya que aparentemente la intensidad de excitación de la coda -es decir la amplitud de la coda corregida por atenuación (para un valor de Q^{-1} conocido), dispersión geométrica, tamaño de la fuente y dispersión de la coda- es similar para ambos modelos. La mayor atenuación observada en este estudio ocurre en el Eje Neovolcánico Transmexicano, obteniéndose un valor promedio de $Q_0 = 79$. Este bajo valor se debe posiblemente a la existencia de un importante fallamiento y a la presencia de cámaras magmáticas en la región. Los resultados de Q_0 de las trayectorias aproximadamente paralelas a la zona de subducción dieron un valor medio de $Q_0 = 113$, mientras que para trayectorias perpendiculares fue ligeramente mayor dando $Q_0 = 142$. Asimismo, los resultados de la regionalización global en el Centro y Sur de México mostraron un valor promedio de $Q_0 = 130$. Estos valores indican que los terrenos tectonoestratigráficos alóctonos que conforman el Centro y Sur de México no muestran direcciones preferenciales de atenuación. La menor atenuación se observó en la región Sureste (Península de Yucatán), obteniéndose un valor medio de $Q_0 = 590$. Este valor refleja la tectónica de una región relativamente estable. Los valores bajos de Q_0 observados en general y el valor de dependencia con la frecuencia ($\eta=0.4$ a 0.6) observados en el Centro y Sur de México, confirman una actividad tectónica importante y son comparables a los obtenidos en regiones sísmicamente activas de China, Estados Unidos de América y Japón y menores a los obtenidos en Chile, mientras que los valores intermedios de la región Sureste pueden compararse con regiones más estables de Estados Unidos de América y China.

2. INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo consiste en estimar la variación espacial de la atenuación sísmica en la región centro y sur de México. La atenuación es medida por medio del inverso del factor de calidad (Q^{-1}) utilizando el decaimiento de la coda sísmica observado en sismogramas analógicos. Dicho factor se define como: $Q^{-1} = \Delta E / 2\pi E$ y representa la pérdida de energía (ΔE) por ciclo, siendo E la máxima energía del ciclo. Aún cuando la atenuación se mide a través de Q^{-1} , es importante advertir que en este trabajo se utiliza el factor de calidad Q , debiéndose interpretar que valores bajos de Q significan alta atenuación y viceversa.

El valor de Q tiene una estrecha relación con propiedades geológicas y geofísicas de la corteza terrestre, tales como la edad de la actividad tectónica, vulcanismo, variación de flujo de calor, conductividad eléctrica, espesor de la corteza y velocidad de ondas sísmicas. El conocimiento de Q es también importante para la determinación de la aceleración máxima esperada (Singh y otros, 1988), en la predicción de distribución de intensidades (Everden, 1975; Nuttli y otros, 1979) y en otras aplicaciones de la ingeniería sísmica. Además, se ha observado una correlación entre la ocurrencia de grandes terremotos y variaciones temporales de Q (Jin y Aki, 1988).

En diferentes regiones del mundo se han realizado investigaciones de atenuación sísmica usando Q de ondas coda (Q_c), Q de ondas S (Q_β), Q de ondas Lg (Q_{Lg}) y otros métodos donde se define al factor de calidad simplemente como Q . Es importante destacar que en este trabajo se utilizará Q_0 cuando Q_c es medido a la frecuencia de 1 Hz. En todos los casos mencionados Q es dependiente de la frecuencia de la siguiente forma: $Q = Q(1 \text{ Hz})f^\eta$;

donde $Q(1 \text{ Hz})$ es el factor de calidad para una frecuencia de 1 Hz, f es la frecuencia observada y η un valor entre 0 y 1. Además, se ha observado generalmente que para una determinada región los valores de Q_c , Q_β y Q_{Lg} , son semejantes en un amplio rango de frecuencias ($1 \leq f \leq 24 \text{ Hz}$). Esto último sugiere que Q_c puede ser considerado una medida similar a la de Q_β y Q_{Lg} (Aki, 1980a y b).

Los métodos desarrollados para obtener Q_c suponen que la coda es el resultado de dispersión simple (*single scattering*) de ondas primarias debido a numerosas heterogeneidades distribuidas aleatoriamente en la corteza. Con respecto al tipo de ondas dispersadas existen diferencias de opiniones ya que las mismas pueden ser consideradas ondas S o superficiales (Aki, 1969; Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977; Aki, 1980b y Andrews, 1988). Sin embargo, se ha comprobado experimentalmente que los valores de Q_c son similares usando ambos modelos de dispersión (Aki y Chouet, 1975; Rodríguez y otros, 1983; Jin y Aki, 1988).

Estudios sobre la regionalización de la atenuación en Estados Unidos de América (Singh y Herrmann, 1983) y en China (Jin y Aki, 1988), por ejemplo, muestran que en general los valores altos de Q_c corresponden a zonas tectónicamente estables, mientras que valores bajos a zonas relativamente activas. Por tanto, Q_c es un parámetro que refleja el grado de la actividad tectónica.

En México se han realizado diversas investigaciones sobre atenuación de ondas sísmicas, aunque no existe un estudio sistemático de regionalización. Rodríguez y otros (1983) evaluaron Q para la región de Petatlán utilizando los modelos de dispersión simple de ondas S y superficiales de Aki y Chouet (1975) y obtuvieron: $Q_c = 47 f^{0.87}$. Para esta misma región, Novelo-Casanova y otros (1985), usando el modelo de dispersión simple de Sato (1977) observaron una variación temporal del factor de calidad Q (Q_c a 6

Hz) antes y después del terremoto del 14 de marzo de 1979 de 135 y 175, respectivamente. Recientemente, Mahdyiar y otros (1986) obtuvieron para esta zona un modelo de $Q_{\beta} = 87 f^{0.78}$, utilizando ondas S. Por otra parte, Singh y otros (1988) confirmaron que los datos de movimientos fuertes del sismo del 21 de septiembre de 1985, se comportan aproximadamente como $Q = 100 f$.

Canas (1986) calculó la atenuación en el eje volcánico, obteniendo $Q_0 = 322$ ($\eta = 0.4$) y $Q_0 = 129$ ($\eta = 0.6$) en los sectores central y oriental respectivamente. Además, Canas y otros (1988) obtuvieron $Q_0 = 489$ ($\eta = 0$) para el centro y sur de México, utilizándose en ambos trabajos el modelo de dispersión simple de ondas superficiales de Aki (1969). Observando los resultados de Canas (1986) y de Canas y otros (1988) se advierte que los mismos presentan valores de Q_0 sumamente altos respecto a los resultados anteriores, los cuales son, en general, consistentes entre sí. En el capítulo 7 se discutirá el motivo de estos altos valores de Q_0 .

El presente trabajo consta, básicamente, de tres partes: Un estudio de Q_0 para los sismos de la zona de subducción del Centro y Sur de México, una evaluación de Q_0 en el Eje Neovolcánico Transmexicano y una regionalización de Q_0 en todo el Centro y Sur de México.

Para realizar este estudio se utilizaron alrededor de 250 sismogramas registrados en 17 estaciones de la Red del Servicio Sismológico Nacional y de la Red SISMEX de la Universidad Nacional Autónoma de México.

3. METODOS PARA DETERMINAR LA ATENUACION SISMICA USANDO EL FACTOR DE CALIDAD Q

3.1. RELACION ENTRE EL FACTOR DE CALIDAD Q Y LAS ONDAS CODA

Las ondas coda constituyen una de las características más evidentes que se observan en los sismogramas y su estudio ha sido de gran interés en los últimos años. Para sismos locales, dichas ondas han sido interpretadas como el resultado de dispersión simple de ondas S. Una definición sencilla de dispersión simple es el proceso por el cual una onda primaria (S en este caso) interactúa sólo una vez con una heterogeneidad del medio y produce nuevas ondas secundarias. El decaimiento de las ondas coda es entonces función de la absorción intrínseca y la dispersión debida a estas heterogeneidades (Aki, 1980a, 1980b).

Las ondas coda son una herramienta muy útil para estimar los parámetros de la fuente y extraer información acerca de las características de atenuación del medio. Esta última se puede obtener, mediante el factor de calidad de la atenuación, conocido como Q.

Dainty y Toksöz (1981) definieron el factor de calidad Q como:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{dis}} \quad (3.1)$$

donde Q_i^{-1} es la atenuación intrínseca y representa la absorción que ejerce el medio en las ondas sísmicas y Q_{dis}^{-1} es la atenuación debida a la dispersión o sea la ejercida por las heterogeneidades en dichas ondas. Por otra parte, Dainty (1981) estableció que

(3.1) podía escribirse:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_1} + \frac{g v}{\omega} \quad (3.2)$$

donde g es el coeficiente de turbidez (que mide la intensidad de la dispersión), v es la velocidad y ω es la frecuencia de la onda bajo consideración.

La importancia relativa de Q_1^{-1} y Q_{dis}^{-1} determina las características de un sismograma. Por ejemplo, si la absorción ($1/Q_1$) es baja y existe una fuerte dispersión, el resultado es un sismograma con una duración larga; este es el caso típico de los sismogramas lunares. Por el contrario, en áreas donde la absorción es grande, los registros muestran una duración muy corta y un rápido decaimiento. De aquí que los registros de coda pueden ser usados para estimar la atenuación de una región. A partir de 1975, las ondas coda han sido utilizadas como una importante herramienta para evaluar el valor regional de Q y cambios temporales de dicho valor, usando ondas de cuerpo y superficiales (Herráiz y Espinosa, 1986).

3.2. METODOS PARA LA DETERMINACION DE Q CODA

Los modelos de propagación de la coda consideran que ésta es el resultado de dispersión simple de ondas de cuerpo (generalmente S) o superficiales. Por tal motivo, en este trabajo se utilizarán los métodos de determinación de Q_c desarrollados para las teorías de la dispersión simple, tales como los de Aki y Chouet (1975), Sato (1977) y Herrmann (1980).

Existen otros métodos para determinar Q que no se basan

en ningún modelo particular, tal como el de Aki (1980a), en el cual se obtiene Q_{β} usando la técnica de la estación singular y el de Ewing y otros (1957), del cual se estima Q a partir de la onda L_9 .

3.2.1. Teoría de la dispersión simple de Aki

De acuerdo con Aki (1969) la coda de un sismo local es el resultado de dispersión simple de ondas superficiales, debido a numerosas heterogeneidades distribuidas aleatoriamente en la corteza. El mismo autor demostró que el espectro de potencia $P(\omega/t)$ de las ondas coda observadas en un tiempo t , medido a partir del tiempo origen, se puede expresar como:

$$P(\omega/t) = S(\omega) * C(\omega/t) \quad (3.3)$$

donde $S(\omega)$ incluye los parámetros de la fuente y $C(\omega/t)$ es un operador que representa el efecto local de una cierta área geográfica y es independiente de la distancia y detalles de la trayectoria entre la fuente y la estación. La relación (3.3) es la base fundamental del análisis de ondas coda y ha sido confirmada para distintas regiones del mundo (Aki y Chouet, 1975; Rautian y Khalturin, 1978; Rautian y otros, 1978; Tsujiura, 1978; Roecker y otros, 1982).

El factor $C(\omega/t)$ se puede obtener si se conoce el espectro de las ondas coda a frecuencias menores que la de esquina, ω_c . A estas frecuencias, $S(\omega)$ es una constante proporcional al momento sísmico. $C(\omega/t)$ se calcula entonces dividiendo el valor observado $P(\omega/t)$ entre el momento sísmico.

Aki (1969) desarrolló un modelo matemático del mecanismo de

propagación de la coda, suponiendo que:

a) Las heterogeneidades causantes de la coda están distribuidas aleatoria y uniformemente en dos dimensiones sobre la superficie terrestre. Esta suposición es razonable ya que los principales obstáculos responsables de la dispersión de ondas, tales como topografía irregular, superficies geológicas complejas, propiedades elásticas heterogéneas de las rocas y presencia de fracturas y fallas están ubicados generalmente en la corteza y cerca de la superficie.

b) Las ondas primarias, es decir aquellas generadas en la fuente, y las secundarias que se generan en una heterogeneidad debido a la incidencia de una onda primaria, son ondas superficiales del mismo tipo. Por simplicidad se asume que no son dispersivas. Esta suposición está relacionada con la primera, ya que la mayoría de ondas de cuerpo se propagan desde la superficie hacia zonas más profundas donde encontrarán menos heterogeneidades.

c) Si la distancia entre la estación y la heterogeneidad es r , la distancia entre el epicentro y la heterogeneidad es R y la distancia entre la estación y el epicentro es Δ , se debe cumplir:

$$r \approx R \gg \Delta \quad (3.4)$$

Esta condición simplifica el modelo, ya que implica que la estación y la fuente están ubicadas en el mismo sitio, lo cual es válido debido a que el espectro de potencia de las ondas coda es independiente de la distancia epicentral. Además, esto se cumple observando la última porción de la coda, ya que mientras más tarde arriben las ondas, más lejanas son las heterogeneidades que las causaron.

Bajo estas condiciones, la ecuación (3.3) se puede escribir del siguiente modo:

$$P(\omega/t) = M_0^2 |\phi_0(\omega/r_0)|^2 2N(r_0) t^{-1} e^{-\omega t/Q} \quad (3.5)$$

donde:

$$S(\omega) = M_0^2 \quad y$$

$$C(\omega/t) = |\phi_0(\omega/r_0)|^2 2N(r_0) t^{-1} e^{-\omega t/Q}$$

En esta expresión, $|\phi_0(\omega/r_0)|$ es el valor absoluto de la transformada de Fourier del desplazamiento observado debido a una onda secundaria generada en una heterogeneidad a una distancia r_0 de la estación. La fuente de momento unitario se localiza a la misma distancia r_0 de la heterogeneidad. $N(r_0)$ es el número de heterogeneidades dentro del radio r_0 , $e^{-\omega t/Q}$ es la corrección por disipación debida al medio, M_0 es el momento sísmico, y t es un lapso medido a partir del origen.

Por otra parte, Aki (1969) relacionó la potencia $P(\omega/t)$ con las amplitudes medidas en función del tiempo $y(t)$, mediante la siguiente relación:

$$\langle y^2(t) \rangle = (2\pi)^{-1/2} \left[\frac{Q}{(-dt/d\omega_p)} \right]^{1/2} P(\omega_p/t) \quad (3.6)$$

Esta relación se obtuvo aproximando $P(\omega/t)$ con una función de error, donde el máximo ocurre a una frecuencia ω_p . Esta frecuencia pico fue determinada midiendo el periodo predominante de la onda en el sismograma para un tiempo t .

Reemplazando (3.5) en (3.6) y reubicando términos, se obtiene:

$$M_0 [2N(r_0)]^{1/2} |\phi_0(f_p/r_0)| = t^{1/2} e^{\pi f_p t/Q} \left[-\frac{1}{Q} \frac{dt}{df_p} \right]^{1/4} \langle y^2(t) \rangle^{1/2} \quad (3.7)$$

donde $f_p = \omega_p/2\pi$

El lado izquierdo de esta ecuación representa el producto del factor de la fuente (M_0) por el factor que describe el mecanismo de dispersión de las ondas primarias, $2N(r_0)^{1/2} |\phi_0(f_p/r_0)|$. Por otra parte, el lado derecho es llamado *espectro de coda reducida* $X(f_p)$ y puede escribirse como:

$$X(f_p) = t^{1/2} e^{\pi f_p t/Q} \left[-\frac{1}{Q} \frac{dt}{df_p} \right]^{1/4} \langle y^2(t) \rangle^{1/2} \quad (3.8)$$

o en forma general:

$$X(f_p) = K(t) \langle y^2(t) \rangle^{1/2} \quad (3.9)$$

donde $K(t)$ incluye la corrección por dispersión geométrica, la corrección por disipación y la corrección por dispersión aplicada a la amplitud observada. El valor de $X(f_p)$ puede ser evaluado directamente del sismograma, si se tiene para el área de estudio un valor apropiado de Q y una relación entre la frecuencia f_p y el tiempo t . Aki (1969) usó un valor de $Q=200$ y una relación entre f_p y t igual a:

$$t/100 = (f_p/0.82)^{-1.8} \quad (3.10)$$

La relación (3.10) fue obtenida empíricamente graficando f_p versus t , para distintos sismos del área de estudio.

Si se calcula el espectro de coda reducido de un evento con momento sísmico conocido es posible obtener el término que

describe el mecanismo de dispersión (lado izquierdo de la ecuación (3.7)). El conocimiento de este parámetro permite obtener luego el momento sísmico del resto de los sismos de la región.

Por otra parte, Aki (1969) obtuvo el factor $K(t)$ de la ecuación (3.9) añadiendo el efecto del instrumento:

$$K(t) = \frac{1}{\sqrt{8}} |I(f_p)|^{-1} Q^{-1/4} t^{1/2} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{1/4} e^{-\pi c_p t/Q} \quad (3.11)$$

donde $I(f_p)$ es la magnificación instrumental de la frecuencia predominante f_p observada en un tiempo t .

Si $A(t)$ es la amplitud pico a pico del sismograma en torno de un tiempo t , entonces (3.7) puede expresarse como:

$$X(f_p) = K(t) * A(t) \quad (3.12)$$

Finalmente, usando (3.7), (3.8), (3.11) y reemplazando en (3.12) y se obtiene que $A(t)$ es:

$$\frac{A(t)}{\sqrt{8}} = I(f_p) Q^{1/4} t^{-1/2} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{-1/4} e^{-\pi c_p t/Q} H_0 B(f_p) \quad (3.13)$$

donde $B(f_p)$ es el coeficiente de excitación de la coda y representa la amplitud de las ondas coda, corregida por atenuación, dispersión geométrica, tamaño de la fuente y dispersión de la coda. De acuerdo con Suteau y Whitcomb (1979), $B(f_p)$ se puede expresar del siguiente modo:

$$B(f_p) = [2N(r_0)]^{1/2} |\phi_0(f_p/r_0)| \quad (3.14)$$

3.2.2. Método de Aki y Chouet

Aki y Chouet (1975) desarrollaron un modelo de dispersión simple en el cual consideraron que la coda es una superposición de ondas dispersadas debido a heterogeneidades discretas. En este modelo la dispersión es un proceso débil (dispersión simple) y por razones de simplicidad se supone también que la estación sísmica y la fuente están en el mismo sitio. Este modelo es similar al de ondas superficiales (Aki, 1969), pero propone que las ondas de cuerpo son las responsables de las ondas coda. Bajo estas consideraciones, Aki y Chouet (1975) obtuvieron la siguiente expresión para el espectro de potencia $P(\omega/t)$:

$$P(\omega/t) = |\phi(\omega/r_0)|^2 8r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t/Q_0} \quad (3.15)$$

Esta expresión tiene la siguiente forma general:

$$P(\omega/t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q_0} \quad (3.16)$$

donde $S(\omega)$ es el factor de la fuente. El término $S(\omega)$ evalúa el efecto de las fuentes de las ondas primarias y secundarias; esto se demuestra analizando, por ejemplo, la ecuación (3.15) donde:

$$S(\omega) = |\phi(\omega/r_0)|^2 8r_0^4 \pi \sigma v^{-1} \quad (3.17)$$

$|\phi(\omega/r_0)|$ representa el espectro de amplitud de la onda dispersada debido a una heterogeneidad singular localizada a una distancia de referencia (r_0), σ es la densidad de heterogeneidades por unidad de volumen y v es la velocidad de la onda considerada. El factor t^{-m} representa la dispersión geométrica y $e^{-\omega t/Q_0}$ incluye el efecto de atenuación intrínseca y debido a dispersión (Herráiz y Espinosa, 1986) y $|\phi(\omega/r_0)|$ está relacionado con $|\phi_0(\omega/r_0)|$ del siguiente modo:

$$|\phi(\omega/r_0)| = M_0 |\phi_0(\omega/r_0)| \quad (3.18)$$

donde M_0 es el momento sísmico y $|\phi_0(\omega/r_0)|$ es independiente del efecto de la fuente (Aki, 1969). Si se supone que las heterogeneidades están distribuidas uniformemente en el espacio, entonces $|\phi_0(\omega/r_0)|$ es constante en un área dada y la variación de $S(\omega)$ entre distintos eventos se debe únicamente a diferencias de M_0 (Herráiz y Espinosa, 1986).

Aki y Chouet (1975) vincularon también el espectro de potencia con las amplitudes de la coda observadas en el sismograma. El procedimiento para obtener el espectro es diferente si los datos son digitales o analógicos. En el primer caso, se obtiene aplicando la transformada de Fourier a las amplitudes de la coda a intervalos de tiempo consecutivos. Para datos analógicos se han desarrollado diferentes procedimientos: uno de ellos se basa en digitalizar la envolvente de las amplitudes pico a pico de la coda (Aki y Chouet, 1975), o midiendo sólo las amplitudes pico de la coda (Rautian y Khalturin, 1978).

La amplitud cuadrática media $\langle f^2(t) \rangle$ de la envolvente se puede relacionar con el espectro de potencia $P(\omega/t)$, sabiendo que la transformada de Fourier de dicho espectro es la función de autocorrelación:

$$\phi(t, \tau) = \langle f(t) f(t+\tau) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (3.19)$$

Para un retardo $\tau = 0$ se obtiene $\phi(t, 0) = \langle f^2(t) \rangle$. Entonces, la ecuación anterior puede expresarse:

$$\langle f^2(t) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega/t) d\omega \quad (3.20)$$

Para un filtro pasabanda se tiene:

$$P(\omega/t) = P \text{ constante } \omega_0 < |\omega| < \omega_1$$
$$P(\omega/t) = 0 \text{ en caso contrario}$$

De modo que:

$$\langle f^2(t) \rangle = 2P(\omega/t) \Delta f \quad (3.21)$$

$$\text{donde } \Delta f = \omega_1 - \omega_0 / 2\pi$$

Si $A(\omega/t)$ es la amplitud registrada en el sismograma, ésta es aproximadamente igual a la raíz cuadrática media del producto del espectro de potencia y el ancho de banda.

$$A(\omega/t) = \sqrt{2P(\omega/t) \Delta f} \quad (3.22)$$

Sin embargo, si la amplitud $A(\omega/t)$ de la envolvente es medida pico a pico, entonces $A(\omega/t)$ corresponde a dos veces la raíz cuadrática media de $f(t)$:

$$A(\omega/t) = 2 \sqrt{2P(\omega/t) \Delta f} \quad (3.23)$$

Combinando las expresiones (3.16) y (3.23) se obtiene:

$$A(\omega/t) = C(\omega) t^{-a} e^{-\omega t / 2Q_c} \quad (3.24)$$

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

$$C(\omega) = 2 \sqrt{2S(\omega) \Delta f}. \quad (3.25)$$

Si se aplica logaritmo natural en ambos miembros de la ecuación (3.24) se obtiene:

$$\ln A(\omega/t) = \ln C(\omega) - a \ln t - bt \quad (3.26)$$

$$\text{donde } b = \frac{\omega}{2Q_c} \quad (3.27)$$

La ecuación (3.26) muestra la separación del factor de fuente ($\ln C(\omega)$), la dispersión geométrica (a) y la atenuación (b). Conociendo la pendiente de la relación lineal de la ecuación (3.26) es posible encontrar el valor de Q_c .

Es importante destacar que dicho valor puede ser obtenido para dos casos: Dispersión de ondas superficiales, en cuyo caso se debe asumir $m=1$, y dispersión de ondas de cuerpo donde $m=2$. En ambos casos, t debe ser mayor que $2t_0$, donde t_0 es el tiempo de recorrido de la onda S.

El valor de Q_c también se puede obtener si se conoce el espectro de potencia $P(\omega/t)$ en la expresión (3.16). Si se considera que la coda es el resultado de ondas S dispersadas ($m=2$), el valor t^{-2} en dicha expresión es equivalente al factor de dispersión geométrica $K(t/t_0)$ del método sugerido por Sato (1977) (ecuación 3.31). Entonces la ecuación (3.16) puede escribirse:

$$P(\omega/t) = S(\omega) K(t/t_0) e^{-\omega t/Q_c} \quad (3.28)$$

Aplicando el logaritmo en ambos lados de la ecuación:

$$\log [P(\omega/t) / K(t/t_0)] = S - bt \quad (3.29)$$

donde S es una constante que depende de la frecuencia y

$$b = 2\pi (\log_{10} e) f/Q_c \quad (3.30)$$

El procedimiento para encontrar el espectro de potencia $P(\omega/t)$, como ya se discutió anteriormente, depende de que los

datos sean digitales o analógicos. Conociendo la pendiente de la relación lineal (ecuación 3.29), es posible obtener Q_0 .

3.2.3. Método de Sato

Sato (1977) amplió el modelo de dispersión simple de Aki y Chouet (1975) para el caso en que la fuente y la estación no son coincidentes. El modelo de dispersión isotrópica simple utilizado por Sato (1977), supone un medio infinito tridimensional y perfectamente elástico, en donde las heterogeneidades están distribuidas en forma homogénea y aleatoria. Además, el medio tiene una velocidad de onda v y la distribución de heterogeneidades está caracterizada por la trayectoria libre media ℓ , que es un parámetro que controla la transferencia de energía de la onda primaria a la dispersada durante la trayectoria recorrida. Las heterogeneidades reducen la densidad de flujo de energía media, de una onda plana incidente por un factor $e^{-x/\ell}$, donde x es la distancia en la dirección de la propagación (Sato, 1977).

Bajo estas condiciones la densidad media de energía de las ondas dispersadas es:

$$E_{\text{disp}}(r, t/\omega) = \frac{W_0(\omega)}{4\pi\ell r^2} K\left(\frac{vt}{r}\right) \quad (3.31)$$

donde:

$W_0(\omega)$: densidad de energía total radiada en la frecuencia ω

r : distancia hipocentral

t : tiempo transcurrido a partir del tiempo origen

$$K\left(\frac{vt}{r}\right) = \frac{r}{vt} \ln \frac{vt/r + 1}{vt/r - 1} \quad (3.32)$$

donde $K\left(\frac{vt}{r}\right)$ representa el efecto de dispersión geométrica.

Cuando las heterogeneidades están distribuidas homogéneamente con una densidad η , entonces $l = (\eta\sigma)^{-1}$. El factor $\eta\sigma$ es el coeficiente efectivo de dispersión y σ , llamado sección transversal de dispersión, representa la razón entre la energía del tiempo medio de las ondas dispersadas por unidad de tiempo y el flujo de densidad media de energía de la onda incidente (Sato, 1977).

Por otra parte, si las ondas dispersadas son S, la ecuación (3.31) puede escribirse:

$$E_{dis}(r, t/\omega) = \frac{\eta\sigma W_0(\omega)}{4\pi r^2} K\left(\frac{t}{t_a}\right) \quad t > t_a \quad (3.33)$$

Ya que $r = vt_a$ y t_a es el tiempo de recorrido de dichas ondas. Cuando se incluye el efecto anelástico del medio, la densidad media de energía de ondas S dispersadas es:

$$E_{dis}(r, t/\omega) = \frac{\eta\sigma W_0(\omega)}{4\pi r^2} K\left(\frac{t}{t_a}\right) e^{-\omega t/Q_c} \quad (3.34)$$

donde Q_c es el factor de calidad que incluye los efectos de dispersión y absorción intrínseca.

Suponiendo que la energía de la onda S primaria es radiada esféricamente desde un punto de la fuente en un tiempo breve u , la densidad media de energía radiada de la onda S directa a una distancia r es:

$$E_s(r/\omega) = \frac{W_0(\omega)}{4\pi r^2 \beta u} e^{-\omega t_s/Q_c} \quad (3.35)$$

donde β es la velocidad de la onda S.

De acuerdo con Gutenberg y Richter (1956) la energía sísmica es $E_w(A/T)^2$, donde A es la amplitud y T es el periodo de la onda considerada. Entonces si se acepta que el sismógrafo es un filtro pasabanda con frecuencia central ω , la razón de densidad de energía E_s/E_{dis} es aproximadamente igual al cuadrado de la razón de las amplitudes $(A_s/A_c(t))^2$. El valor A_s es la máxima amplitud de la onda S y A_c es la amplitud media de la onda en torno de un tiempo t. De las ecuaciones (3.34) y (3.35) se obtiene:

$$E_s/E_{dis} \sim (A_s/A_c)^2 \sim \frac{1}{\eta\sigma\beta u} K\left(\frac{t}{t_s}\right)^{-1} e^{\omega(t-t_s)/Q_c} \quad (3.36)$$

Aplicando logaritmo en ambos miembros de esta ecuación y arreglando términos:

$$\log \left[(A_s/A_c)^2 K\left(\frac{t}{t_s}\right) \right] = C + b (t-t_s) \quad (3.37)$$

$$\text{donde } C = \log_{10} [(\eta\sigma\beta u)]^{-1} \quad (3.38)$$

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

El lado izquierdo de (3.37) se obtiene midiendo en el sismograma las amplitudes A_s y A_c y calculando $K(t/t_s)$ para tiempos conocidos t y t_s . Además, conociendo b de la relación lineal (3.37) es posible calcular Q_c .

Finalmente, es importante destacar tres aspectos de este método:

a) En el modelo desarrollado se supuso que las ondas primarias y secundarias son ondas S, de acuerdo con las observaciones de Q_β realizadas por Aki (1980b).

b) El efecto de la distancia hipocentral r se elimina al efectuar el cociente entre la energía de las ondas primarias y secundarias.

c) La determinación de Q_0 es independiente del instrumento usado.

3.2.4. Método de Herrmann

La ecuación (3.13) de la teoría de dispersión simple (Aki, 1969) fue desarrollada para analizar sismos en California, cuando el valor de Q es conocido. De acuerdo con Herrmann (1980) para usar esta relación en otras regiones, la misma puede expresarse en términos de otra variable de tiempo, t^* , definida como $t^* = t/Q$.

Entonces la ecuación (3.13) se puede escribir:

$$\frac{A(t^*)}{\sqrt{g}} = Q^{-1/2} M_0 B(f_p) C(f_p, t^*) \quad (3.39)$$

donde $C(f_p, t^*)$ describe la forma de la coda y se puede expresar como:

$$C(f_p, t^*) = I(f_p) t^{*-1/2} |df_p/dt^*|^{1/4} e^{-\pi f_p t^*} \quad (3.40)$$

Si se acepta que $Q(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0}\right)^\eta$, la función de la forma de la coda es:

$$C(f_p, t^*, \eta) = I(f_p) t^{*-1/2} (f_p/f_0)^{3/4\eta} |df_p/dt^*|^{1/4} \exp(-\pi f_p^{(1-\eta)} f_0^\eta t^*) \quad (3.41)$$

donde t^* ahora es igual a t/Q_0 .

Para usar esta ecuación se requiere conocer el cambio de la

frecuencia con el tiempo, o sea df_p/dt . Aki (1969) obtuvo esta relación empíricamente (ecuación 3.10), la cual es función del sistema instrumental y de la región geográfica donde se hicieron las observaciones. Ampliando esta idea, Herrmann (1980) estableció que la frecuencia predominante observada en la coda es función del espectro de la fuente, de la respuesta instrumental y del factor de calidad Q. El efecto del espectro de la fuente puede ser ignorado considerando sismos lo suficientemente pequeños, de manera que sus frecuencias de esquina sean mayor que la respuesta instrumental pico. Bajo esta última condición resulta sencillo evaluar la ecuación (3.41) para obtener $C(f_p, t, \eta)$, para ello es necesario conocer previamente la relación existente entre f_p y t . Esta relación se logra maximizando la siguiente función:

$$I(f_p) \exp(-\pi f_p^{(1-\eta)} f_o^\eta t^\eta) \quad (3.42)$$

lo cual da como resultado:

$$d \ln I(f_p)/df_p = \pi (1-\eta) (f_o/f_p)^\eta t^\eta \quad (3.43)$$

Usando (3.43) se obtiene una serie de curvas que vinculan la frecuencia predominante con t para los distintos grados de dependencia de Q con la frecuencia (η) (Fig.3.1). Físicamente representan la dispersión teórica de la coda para los diferentes valores de η . Conociendo la relación f_p-t , la derivada df_p/dt puede ser calculada numéricamente y, finalmente, se determina $C(f_p, t, \eta)$ usando la ecuación (3.41) (Fig.3.2). Conforme a lo explicado anteriormente, Herrmann (1980) desarrolló dos métodos para estimar Q usando la coda de sismos locales: el de frecuencia predominante f_p en función de t y el de la forma de la coda.

3.2.4.1. Método f_p versus t

El método consiste en graficar, por un lado, la frecuencia predominante f_p en función del tiempo t , medida a partir del origen. Por otra parte se grafican en papel transparente las curvas teóricas f_p vs. t^* para diferentes valores de η . Ambas gráficas se superponen y se deslizan horizontalmente, hasta encontrar un ajuste entre los valores observados y la curva teórica adecuada. Debido a que $t^* = t/Q_0$ para $t^* = 1$, se obtiene Q_0 y también el valor de η de la curva teórica.

El método analítico se basa en que para un determinado sísmo se tienen N pares (f_p, t) y cada f_p determina un cierto valor de t^* en las curvas teóricas, lo cual significa que se pueden formar N pares (t, t^*) para dicho evento. Además, se sabe que t , t^* y Q_0 están relacionados del siguiente modo:

$$t = Q_0 t^* \quad (3.44)$$

donde (3.44) representa la ecuación de una recta cuya forma general es $y = bx$.

Conociendo los pares (t, t^*) de (3.44) es posible determinar Q_0 usando el método de mínimos cuadrados. Este se basa en determinar la mejor recta que aproxima a los valores observados, cuando el error involucrado c , es la suma de los cuadrados de las diferencias entre los valores de la recta y los observados. Para N pares (t^*, t) el error será:

$$c^2 = \sum_{i=1}^N (t_i - Q_0 t_i^*)^2 \quad (3.45)$$

Para encontrar la recta más adecuada se requiere minimizar la sumatoria de la expresión (3.45). Para que ello ocurra es necesario que:

$$\frac{\partial}{\partial Q_0} \sum_{i=1}^N (t_i - Q_0 t_i^*)^2 = 0 \quad (3.46)$$

$$\text{donde } Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^N t_i t_i^*}{\sum_{i=1}^N t_i^{*2}} \quad (3.47)$$

Por otra parte la varianza de Q_0 es :

$$\text{Var}(Q_0) = \frac{c^2}{(N-1) \sum_{i=1}^N t_i^{*2}} \quad (3.48)$$

Si se considera una confiabilidad de un 95% en Q_0 , su dispersión sera:

$$\Delta Q_0 = 1.96 \sqrt{\text{Var}(Q_0)} \quad (3.49)$$

Reemplazando (3.48) en (3.49):

$$\Delta Q_0 = 1.96 \left| \frac{c^2}{(N-1) \sum_{i=1}^N t_i^{*2}} \right|^{1/2} \quad (3.50)$$

Finalmente usando (3.47) y (3.50) es posible obtener Q_0 y ΔQ_0 analíticamente para distintos valores de η .

3.2.4.2. Método de la forma de la coda

Si la amplitud pico a pico de la coda se grafica en función del tiempo y si los datos de varios sismos de una región son superpuestos, y si se comparan con las formas teóricas de la coda, es posible estimar Q_0 para distintos valores de η siguiendo el procedimiento gráfico descrito anteriormente. Herrmann (1980) empleó este método para obtener el coeficiente de atenuación anelástica y usando un valor de Q conocido. Sin embargo, Jin y Aki (1988) usaron la forma de la coda para determinar simultáneamente Q_0 y η . De (3.41) se puede obtener:

$$K = d \log C(f_p, t^*, \eta) / d \log t^* \quad (3.51)$$

donde K es la pendiente de las curvas teóricas $C(f_p, t^*, \eta)$ versus t^* .

Para los datos reales la pendiente K de cada sismo se determina para varios intervalos de tiempo. Si A_c es la amplitud pico a pico registrada en un tiempo t , entonces el valor de K es:

$$K = \frac{d \log A_c}{dt} \quad (3.52)$$

Si se grafican los valores observados de K (ecuación 3.52) para varios sismos como función de tiempo y, por otra parte, se grafican los valores teóricos de K (ecuación 3.51) versus t^* y ambas gráficas se superponen, es posible estimar Q_0 y η siguiendo un procedimiento gráfico similar al del método f_p versus t .

De acuerdo con el método gráfico explicado anteriormente, para cada sismo se tiene $N(k, t)$ y cada K determina un cierto valor de t^* en las curvas teóricas, por lo tanto se pueden obtener N pares (t, t^*) para el evento. Los valores de Q_0 , ΔQ_0 para

distintos valores de η pueden obtenerse aplicando el desarrollo analítico del método f_p versus t_p .

3.2.5. Método de Aki

El estudio de la atenuación de ondas S de alta frecuencia fue realizado por Aki (1980a), aplicando el método de la estación singular y usando ondas de cuerpo directas de sismos profundos, con el objeto de minimizar el efecto del sitio. Para tal fin se escogió una estación en roca firme, de modo que las ondas de alta frecuencia fueran registradas sin pérdidas y eliminar los efectos locales debidos a sedimentos en la parte superficial cercana a la estación. Los sismos utilizados fueron seleccionados dentro de un rango de distancias respecto de la estación, lo cual es un aspecto importante, como se observará posteriormente.

Aki estableció que si se incluye el efecto de sitio y el de patrón de radiación, la amplitud espectral de las ondas S es:

$$A_s(\omega, D) = S(\omega, \theta) \cdot R(\omega, \theta) \frac{\exp(-\omega D / 2\beta Q)}{D} \quad (3.53)$$

donde $S(\omega, \theta)$ es el factor de fuente e incluye el efecto del patrón de radiación θ , $R(\omega, \theta)$ representa el efecto en la estación, D es la distancia hipocentral y β es la velocidad de la onda S.

Por otra parte, se ha observado que la amplitud espectral de la coda (Aki, 1969) es:

$$A_c(\omega/t) = S_c(\omega) \cdot C_c(\omega/t) \quad (3.54)$$

Si se tiene en cuenta el efecto del sitio, entonces la ecuación (3.54) se puede expresar:

$$A_c(\omega/t) = S_c(\omega) * C_c(\omega/t) * R_c(\omega) \quad (3.55)$$

donde $C(\omega/t)$ es independiente de la distancia hipocentral y de la dirección; el factor de fuente $S_c(\omega)$ y el factor de sitio $R(\omega)$ son independientes del azimut.

La razón entre las ecuaciones (3.53) y (3.55) en un tiempo t es:

$$\frac{A_u(\omega, D) D}{A_c(\omega/t)} = \frac{S(\omega, \theta) * R(\omega, \theta)}{S_c(\omega) * R_c(\omega) * C_c(\omega/t)} \exp(-\omega D / 2\beta Q_\beta) \quad (3.56)$$

Con el fin de obtener Q de esta ecuación se sugiere que el $\ln R(\omega, \theta) / R_c(\omega)$ resulta independiente de θ si se promedian varios eventos en un amplio rango de direcciones respecto de la estación (Tsujiura, 1978). El $\ln S(\omega, \theta) / S_c(\omega)$ resulta también independiente de θ si se acepta lo expresado arriba (Ak1, 1980b).

Entonces, tomando el logaritmo en ambos lados de la ecuación (3.56) y promediando el lado izquierdo para varios eventos en una distancia ($D-\Delta D$, $D+\Delta D$) se obtiene:

$$\left\langle \ln \left[\frac{A_u(\omega, D) D}{A_c(\omega, t)} \right] \right\rangle_{D \pm \Delta D} = a - bD \quad (3.57)$$

donde a es independiente de D y :

$$b = \frac{\omega}{2\beta Q_\beta} \quad (3.58)$$

Conociendo b de la relación lineal (ecuación 3.57) es posible calcular Q_{β} .

Es importante observar que la obtención de Q_{β} no se basa en ningún modelo, ya que sólo se han tenido en cuenta las propiedades observadas de la coda (ecuación 3.54 y 3.55). También este método muestra que el efecto del sitio y de la fuente se elimina usando (3.56) y (3.57).

3.2.6. Método de Ewing, Jardetzky y Press

En los últimos años diferentes investigadores han estudiado el factor de calidad Q para diferentes regiones de Estados Unidos de América usando las ondas L_g , debido a que su gran amplitud y duración son fácilmente observables (Sutton y otros, 1967; Nuttli, 1973, 1978; Street, 1976; Jones y otros, 1977; Bollinger, 1979; Espinosa, 1981; Dwyer y otros, 1981, 1983; Mitchell, 1981; Patton, 1983; Peseckis y Pomeroy, 1984; Chavez y Priestley, 1986). En el dominio del tiempo la amplitud de la fase L_g satisface la siguiente relación (Ewing y otros, 1957):

$$A = A_0 r^{-1/3} (R_0 \text{ sen } \Delta)^{-1/2} \exp(-\gamma r) \quad (3.59)$$

donde A es la amplitud observada a una distancia r (kilómetros), γ es el coeficiente de atenuación anelástica y A_0 es la amplitud de la fuente. La amplitud A es llamada amplitud pico sostenida (Nuttli, 1973) y es aquella que iguala o excede a las tres amplitudes más grandes del tren de ondas. El término $(R_0 \text{ sen } \Delta)^{-1/2}$ representa el decaimiento de la amplitud debido a divergencia geométrica y $r^{-1/3}$ es el decaimiento debido a la dispersión, donde se supone que la onda L_g es una fase de Airy (Nuttli, 1973). Además, R_0 es el radio de la tierra y Δ es la distancia epicentral en grados.

Por otra parte el coeficiente γ está relacionado con el factor de calidad Q_{L_0} del siguiente modo:

$$\gamma = \frac{\pi f}{Q_{L_0} u} \quad (3.60)$$

donde u es la velocidad de grupo de L_0 (3.5 km/seg) y f es la frecuencia de dicha onda. Como se puede observar en (3.60), γ es dependiente de la frecuencia y se ha demostrado que su dependencia es del tipo (Dwyer y otros, 1983):

$$\gamma = \gamma_0 f^\nu \quad (3.61)$$

donde γ_0 es el valor del coeficiente de atenuación anelástica a 1 Hz y ν un valor entre 0 y 1.

Si se desea encontrar un método numérico para determinar el valor de γ es necesario simplificar la ecuación (3.59). Se puede aceptar que para distancias epicentrales menores de 25 , $R_0 \sin \Delta$ es aproximadamente igual a r , de modo que:

$$A = A_0 r^{-B/8} \exp(-\gamma r) \quad (3.62)$$

Si γ es pequeño ($\ll 1$), el término A_0 se puede considerar como la amplitud de la onda L_0 a una distancia de 1 km de la fuente (Dwyer y otros, 1983). Este valor de A_0 representa la amplitud hipotética de la fuente para una frecuencia dada.

Aplicando \ln en ambos miembros de (3.62) y arreglando términos se obtiene:

$$\ln (A r^{B/8}) = \ln A_0 - \gamma r \quad (3.63)$$

Obteniendo Q_c de esta ecuación lineal, es posible luego calcular Q_{L_0} de la ecuación (3.60).

3.3. RELACION ENTRE Q_c , Q_β Y Q_{L_0}

Se ha demostrado que Q_c y Q_β varían de modo similar con la frecuencia, en la forma f^n . Esto apoya la hipótesis de que la coda sísmica es el resultado de dispersión de ondas S. Asumiendo que la coda está compuesta de ondas S dispersadas, la dependencia de la frecuencia de Q_c se puede atribuir a una dependencia intrínseca de Q_β . Esto significa que el uso de las ondas coda es el modo más sencillo para obtener Q_β (Herreraiz y Espinosa, 1986). Los valores de Q_c y Q_β obtenidos para la región de Kanto, Japón, son similares para frecuencias mayores de 3 Hz (Tsujiura, 1978; Aki, 1980b) y Q_c es algo mayor que Q_β para frecuencias menores de 3 Hz. Este resultado se interpreta como una falla del modelo de dispersión simple debido a la presencia de dispersión múltiple a bajas frecuencias (*multiple scattering*) (Aki, 1980b). Sin embargo, los resultados de Q_c y Q_β en Asia Central son consistentes para todas las frecuencias (Rautian y Khalturin, 1978; Roecker, 1981).

Por otra parte, Herrmann (1980) estudió la coda de sismos locales en distintas zonas de los Estados Unidos de América y encontró que Q_c y Q_{L_0} son también similares. Además, los valores de Q_{L_0} obtenidos por Espinosa (1981) para ese país, también se asemejan a los valores de Q_c estimados por Singh y Herrmann (1983).

Teniendo en cuenta lo mencionado, Aki (1980a y b) graficó en un solo diagrama (Fig.3.3) los valores de Q^{-1} obtenidos por diferentes autores para distintas partes del mundo. El valor de Q^{-1} muestra una notable dependencia con la frecuencia y una

sistemática variación de lugar a lugar, dependiendo de la actividad tectónica y geología local.

De acuerdo con Aki (1980b) la similitud entre Q de ondas coda con Q de las ondas S y L_g sugiere que la coda está compuesta principalmente de ondas S dispersadas. El estudio realizado en Japón por Tsujiura (1978) confirma esto, al comparar las amplitudes espectrales de P , S y ondas coda, entre dos estaciones cercanas ubicadas en formaciones geológicas distintas. Tsujiura (1978) obtuvo la razón de amplitudes en función de la frecuencia entre las dos estaciones, para cada uno de estos tipos de ondas. La razón de amplitudes de las ondas coda fueron muy estables para diferentes eventos, lo cual es razonable, ya que las ondas coda son una superposición de ondas secundarias, generadas por heterogeneidades distribuidas en una amplia región y sus amplitudes son insensibles a las diferencias de la estructura subterránea (Aki, 1969). Esto significa que las ondas primarias que generan a las secundarias deberían tener una razón de amplitud similar a las ondas coda y las que cumplían esta condición eran las ondas S . Sin embargo, estudios recientes sugieren que las ondas coda son el resultado de dispersión de ondas superficiales (Andrews, 1988).

A pesar de que aún existen diversas hipótesis para explicar el origen de las ondas coda, los resultados observacionales mencionados arriba sugieren que para un área determinada los valores de Q_c son aproximadamente equivalentes a Q_β y Q_{L_g} . Esta similitud se explica si se asume que la absorción intrínseca Q_i es independiente de la frecuencia para un amplio rango ($0.1 < f < 1000$) (Lomnitz, 1957, 1974). Esto significa que la dependencia de Q con la frecuencia está relacionada con la atenuación debida a dispersión, es decir Q_{dis} .

3.4. METODOS APLICADOS EN ESTE ESTUDIO

En el inciso anterior se argumentó que los valores de Q_c son, en general, similares a Q_β y Q_{L_0} . Por lo tanto en este trabajo se utilizaron los métodos de Q_c que modelan la coda como resultado de la dispersión simple de ondas S (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977) y de ondas superficiales (Herrmann, 1980).

El motivo de usar tres métodos es, por una parte, verificar que los valores de Q son similares en distancias casi regionales (A aproximadamente mayor de 500 km) si se usa un modelo de dispersión de ondas S o de ondas superficiales (Aki, 1980b). Esto se demostró, como se discutirá más adelante en el estudio de atenuación entre los sismos de la zona de subducción y la ciudad de México. Por otro lado, se confirmó en los estudios de regionalización del Centro y Sur de México y de atenuación en el Eje Volcánico, que los dos modelos de ondas S (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977) brindan resultados similares en sismos locales como fue observado para el caso de Petatlán (Novelo-Casanova y Lee, 1988).

El método propuesto por Aki y Chouet (1975) para determinar Q_c usando el espectro de potencia de la coda, no se utilizó ya que para aplicarlo es conveniente disponer de datos digitales.

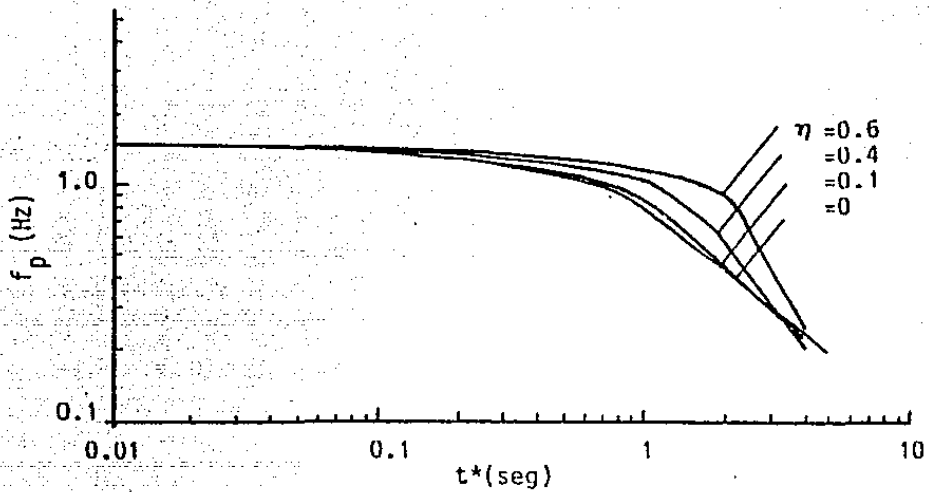


Fig. 3.1 - Curvas teóricas f_p versus t^* para distintos valores de η de los instrumentos de periodo corto de la WSSN. (Reproducido de Singh y Herrmann, 1983)

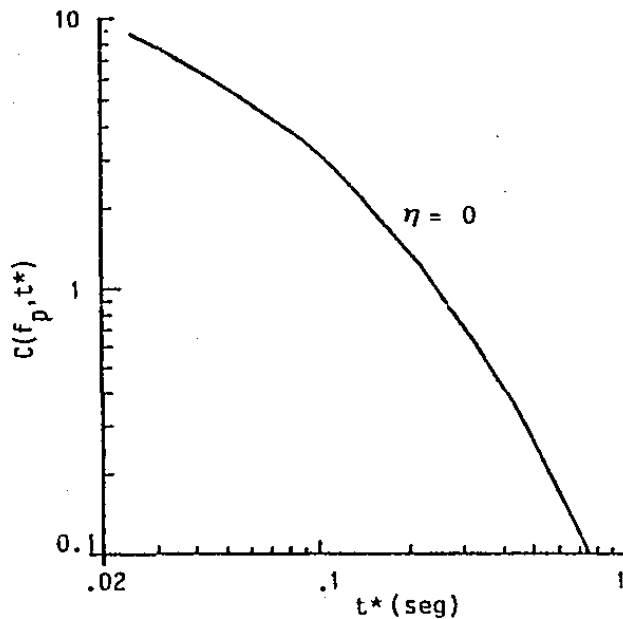


Fig. 3.2 - Curva teórica de la forma de la coda en función de t^* para $\eta=0$ de los instrumentos de periodo corto de la WSSN (Reproducido de Singh y Herrmann, 1983).

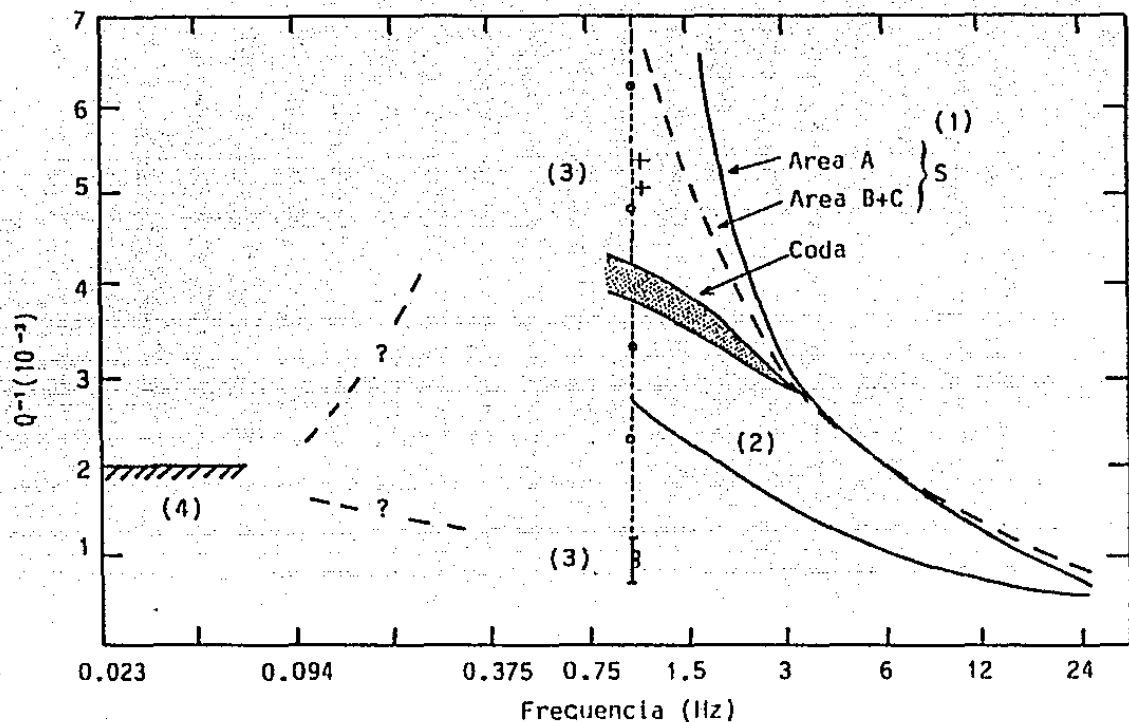


Fig. 3.3 - Relación entre Q^{-1} y la frecuencia para la litósfera de diferentes regiones del mundo (Reproducido de Aki, 1980 a y b). (1) Resultados obtenidos para dos áreas en la región de Kanto, Japón. Los resultados del área A y los de las áreas B y C fueron obtenidos usando ondas S (Aki, 1980a) y ondas coda (Tsujiura, 1978). (2) Resultados obtenidos en Asia Central usando ondas S y coda (Rautian y Khalturin, 1978; Rautian y otros, 1978). (3) Resultados obtenidos en Irán, Medio Oeste y Este de E.U.A. usando ondas Lg (cruces) (Nuttli, 1973, 1980; Street, 1976; Bollinger, 1979). Resultados de diferentes regiones de E.U.A. usando ondas Lg (círculos abiertos) (Espinoso, 1981, 1984). (4) Resultados de atenuación de ondas superficiales de periodo largo (Tsai y Aki, 1969; Solomon, 1972). Las líneas de trazo y signos de interrogación indican la tendencia de variación de Q y falta de datos.

4. ANALISIS DE LOS DATOS

4.1. SELECCION DE LOS DATOS

Con el objetivo de regionalizar el Centro-Sur de México y el Eje Neovolcánico se buscó, principalmente, que las distancias epicentrales fuesen relativamente cortas. Esto con el objeto de obtener una mejor resolución espacial de Q. El rango de longitud de las trayectorias para el Centro y Sur de México fue entre 100 y 300 km y para el Eje Neovolcánico entre 70 y 150 kilómetros. En el estudio de la atenuación para los sismos de la costa del Pacífico hacia la ciudad de México, el rango de distancias fue mayor (200 \leq D \leq 600), pues el interés era establecer posibles variaciones laterales de Q en diferentes direcciones.

En todos los casos se realizó una selección de los sismos, tomando en cuenta el tamaño y calidad de los mismos, dependiendo del método de determinación de Q a usarse. Los eventos procesados usando el método de Herrmann para ser incluidos en el estudio deben satisfacer las siguientes condiciones:

a) La frecuencia de esquina debe ser mayor que la frecuencia pico de la respuesta instrumental. Experimentos anteriores (Herrmann, 1980; Singh y Herrmann, 1983) indican que para instrumentos WSSN la magnitud mb de los sismos debe ser menor de aproximadamente 5.0. Los eventos seleccionados de la estación TPM (WSSN) tienen magnitudes entre $3.9 \leq M_T \leq 4.8$, donde M_T es la magnitud en función de la coda según Havskov (1979).

$$M_T = 0.09 + 1.85 \log_{10} D + 0.0004A \quad (4.1)$$

donde A es la distancia epicentral en kilómetros y D es la duración de la coda sísmica en segundos. El valor de M_T se estimó para cada uno de los sismos estudiados (Tabla 7.1)

b) El trazo de la señal debe ser claramente legible en la zona de la coda, de modo de obtener frecuencias predominantes con fiables. Además, es necesario que éstas cubran la zona de curvatura de las funciones teóricas, pues en caso contrario la incertidumbre del valor de Q puede ser grande.

Para los registros que fueron procesados utilizando los métodos de Aki y Chouet (1975) y Sato (1977), no existió restricción respecto al tamaño de la fuente, pero se requirió satisfacer las siguientes condiciones:

- a) La onda S de estos sismos debía ser clara y no saturada.
- b) Los sismos mostrasen un claro decaimiento de la coda.

En este trabajo se usaron 17 estaciones (Tabla 4.1 y Fig.4.1) del Servicio Sismológico Nacional y de la red SISMEX. Los datos utilizados son registros de la componente vertical de periodo corto. Alrededor de 250 sismos fueron seleccionados del Boletín del S.S.N. para los diversos estudios de atenuación antes mencionados.

4.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

4.2.1. Método de Herrmann

El procesamiento de datos usados para este método consiste en producir una gráfica de frecuencia predominante f_p contra tiempo t y los valores de Q y η se obtienen comparando los valores f_p versus t observados con las curvas teóricas.

La forma clásica de obtener f_p se basa en contar el número de cruces por la línea base (N) del trazo del registro, dentro de

un cierto intervalo de tiempo (δt). De tal forma que la frecuencia predominante, f_p , se expresa como:

$$f_p = N/2\delta t \quad (4.2)$$

Una segunda alternativa para estimar f_p es usar la teoría de la vibración aleatoria. Esta asume una serie estacionaria de tiempo con picos que no están correlacionados. De acuerdo a Boore (1983), si N es mayor de 6 u 8 se cumple lo asumido y si δt es el intervalo de tiempo para ese valor N , entonces f_p se obtiene usando (4.2). En este estudio se empleó el primer método por razones de simplicidad.

La determinación de Q_c se realizó usando los procedimientos gráfico y analítico del método f_p versus t , descritos en la sección 3.2.4. Para cada sismograma estudiado se determinaron los pares (f_p, t) para diferentes intervalos de la coda. En general, se intentó incluir la totalidad de la misma; en particular, la zona donde las curvas teóricas muestran un pronunciado radio de curvatura, con el objeto de obtener un valor confiable de Q_c .

Con el fin de estimar un valor aproximado de Q_0 se usó la técnica gráfica para observar las posibles curvas teóricas que se ajustan a la colección de datos de cada sismo (Fig.4.2). Conociendo dichas curvas se obtuvieron los pares (t^* , t) de cada evento, necesarios para utilizar el método analítico. La ventaja del método analítico es que además de estimar Q_0 , se obtiene un valor de ΔQ_0 (la desviación estandar).

El valor de ΔQ_0 varía para los sismos analizados entre 6 y 30 por ciento. En función de estos parámetros, los resultados de Q_0 se han clasificado en tres grupos de diferente calidad:

Calidad A: $0 \leq \Delta Q_0 \leq 10\%$

Calidad B: $10 < \Delta Q_0 \leq 20\%$

Calidad C: $20 < \Delta Q_0 < 30\%$

En este estudio se incluyen las tres calidades, debido a que errores hasta 30% en la determinación de Q_0 pueden considerarse aceptables.

4.2.2. Métodos de Sato y de Aki y Chouet

El procesamiento de los datos empleados para estos métodos consiste en digitalizar la envolvente superior e inferior del sismo elegido. Se requiere identificar también el tiempo de arribo y amplitud de la onda S (Fig.4.3).

Debido a la curvatura producida por el estilete en ciertos registros, el tiempo observado de las amplitudes de coda no coincide con el tiempo correspondiente al cruce de éstas por la línea de referencia del sismograma (Fig.4.4). Entonces, el arco de esta figura se puede escribir como:

$$a = r\theta \quad (4.3)$$

El valor del arco de la expresión (4.3) se mide perpendicularmente a la línea de referencia en el tiempo A y se obtiene la amplitud deseada en dicho tiempo (Fig.4.4). Realizando el mismo procedimiento para todas las amplitudes de la coda, se logra el sismo rectificado (Fig.4.5 a y b).

Los resultados muestran que los valores de Q obtenidos de un sismograma original y de otro corregido son muy similares, por lo que en este estudio no se tuvo en cuenta el efecto de la curvatura de la señal.

Una vez digitalizada la envolvente del sismograma, los datos digitales se ingresan en un programa que con base en las amplitudes corregidas calcula Q , Q/f , la raíz cuadrática media de Q/f y el coeficiente de correlación lineal del ajuste.

Debido a que las 17 estaciones usadas en este trabajo tienen una frecuencia natural cercana a 1 Hz se puede considerar que los sismógrafos son filtros pasabanda con frecuencia central de 1 Hz. De tal forma que $Q/f = Q_0$. Con el fin de verificar esta hipótesis se graficó la frecuencia predominante versus el tiempo medido a partir de la onda S (Fig. 4.6 y 4.7), utilizando 31 sismos registrados en la estación IIC (Fig. 7.1 y Tabla 7.2) y ocho eventos registrados en la estación TAC (Fig. 7.1 y Tabla 7.3). Como se puede observar en estas figuras el valor medio de la caída de la frecuencia predominante con el tiempo es prácticamente 1 Hz para IIC y aproximadamente 0.80 Hz para TAC para un amplio rango de distancias. Si se asume por ejemplo que f_p es igual a 0.80 Hz, el error en la estimación de Q_0 es del orden del 20 por ciento.

Finalmente los valores de Q_0 obtenidos con los métodos de Aki y Chouet y Sato se clasificaron en tres calidades de acuerdo con el coeficiente de correlación lineal (R).

Calidad A: R entre $0.75 \leq R \leq 1$

Calidad B: R entre $0.60 \leq R < 0.75$

Calidad C: $R < 0.60$

En este trabajo solamente se incluyen los de Calidad A y B, pues los coeficientes de correlación lineal menores de 0.60 dan un ajuste poco confiable (Fig. 4.8 a, b, c y d).

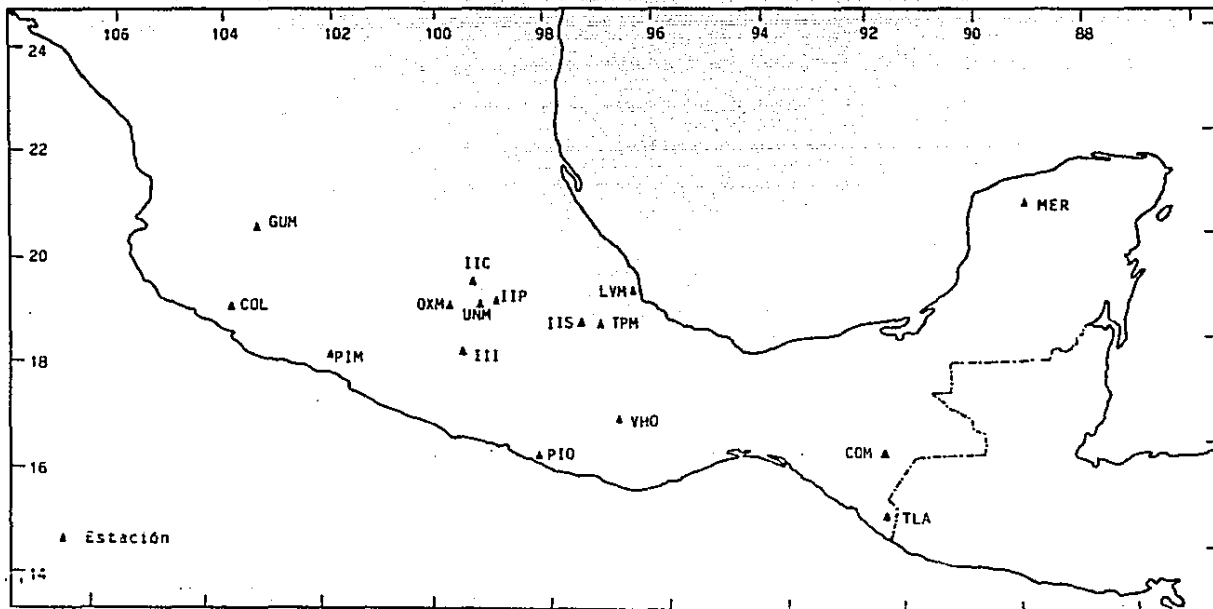


Fig. 4.1 - Estaciones sismológicas utilizadas en este trabajo.

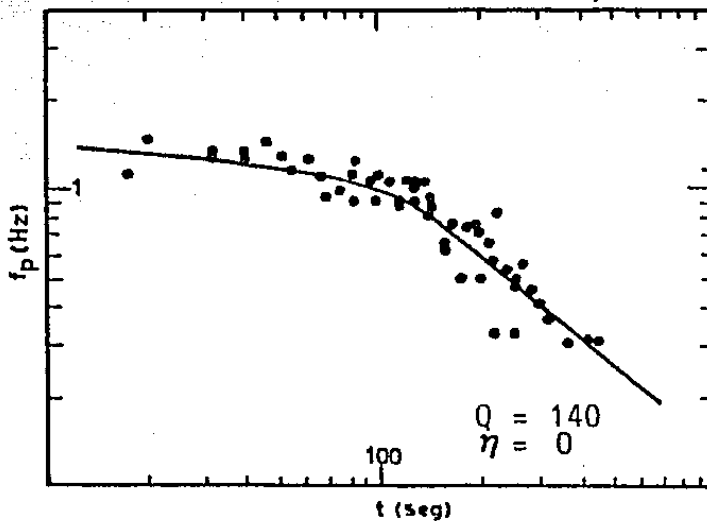


Fig. 4.2 - Ejemplo del método f_p versus t para $\eta = 0$ en la estación BKS, California. Nótese que los datos de frecuencia predominante (f_p) cubren la zona curvada de la función teórica. (Reproducido de Herrmann, 1980).

Fecha: 01-03-79
 To : 04.45.22.5
 Lat : 19.92
 Long : -100.27
 Prof : 4
 Mag : 0.0
 Est : III

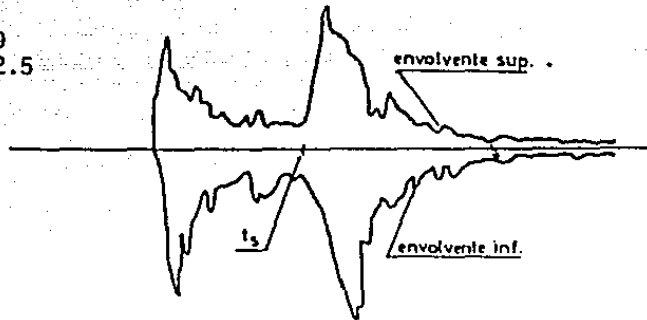


Fig. 4.3 - Ejemplo de la envolvente de un sismo local registrado en III el 01-03-79

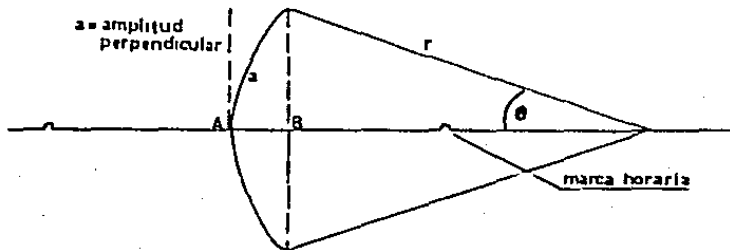


Fig. 4.4 - Corrección de la curvatura de la señal producida por el estilote. La amplitud corregida es la que aparece en la figura como amplitud perpendicular. La misma es medida en el tiempo A en lugar del tiempo B original

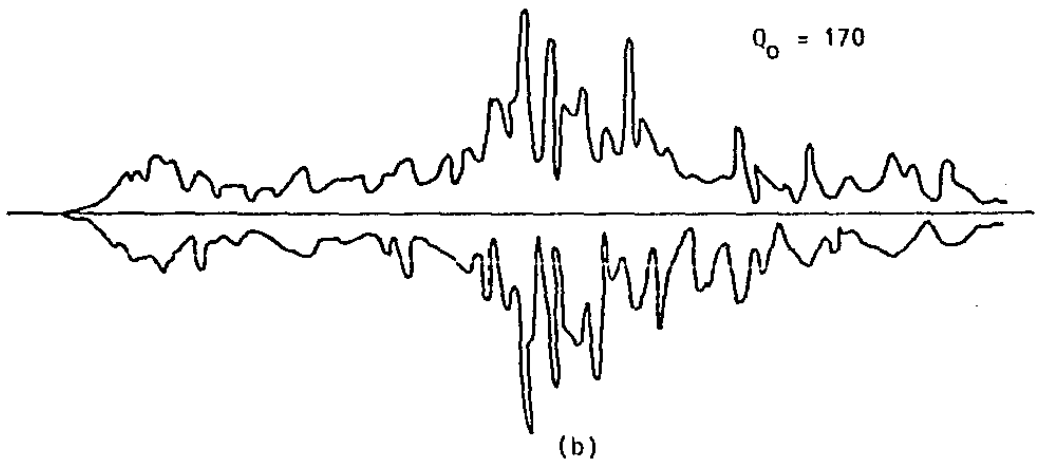
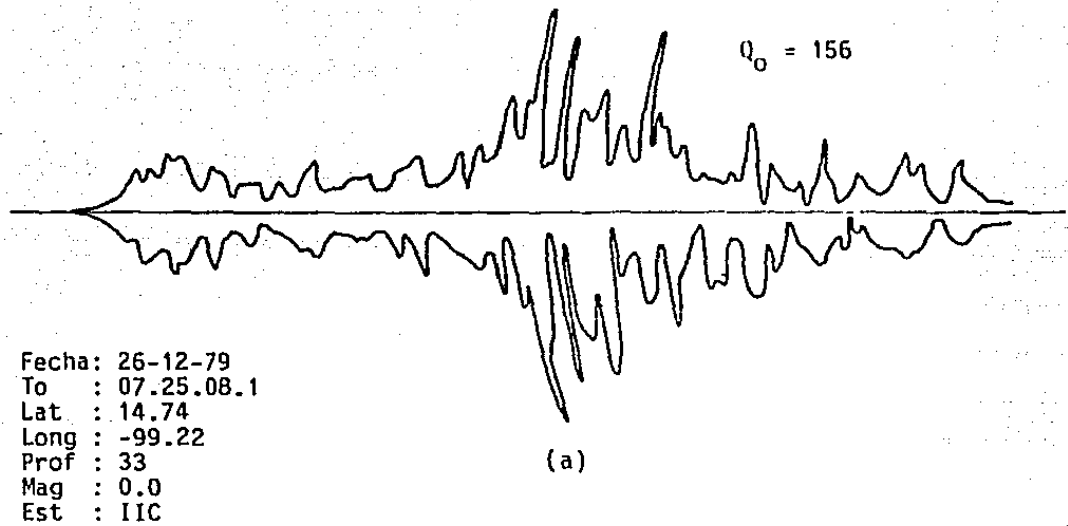


Fig. 4.5 - Comparación de resultados de Q_0 entre el sismo original (a) registrado en la estación IIC el 26-12-79 y el mismo sismo (b) corregido por el efecto de curvatura producido por el estilete.

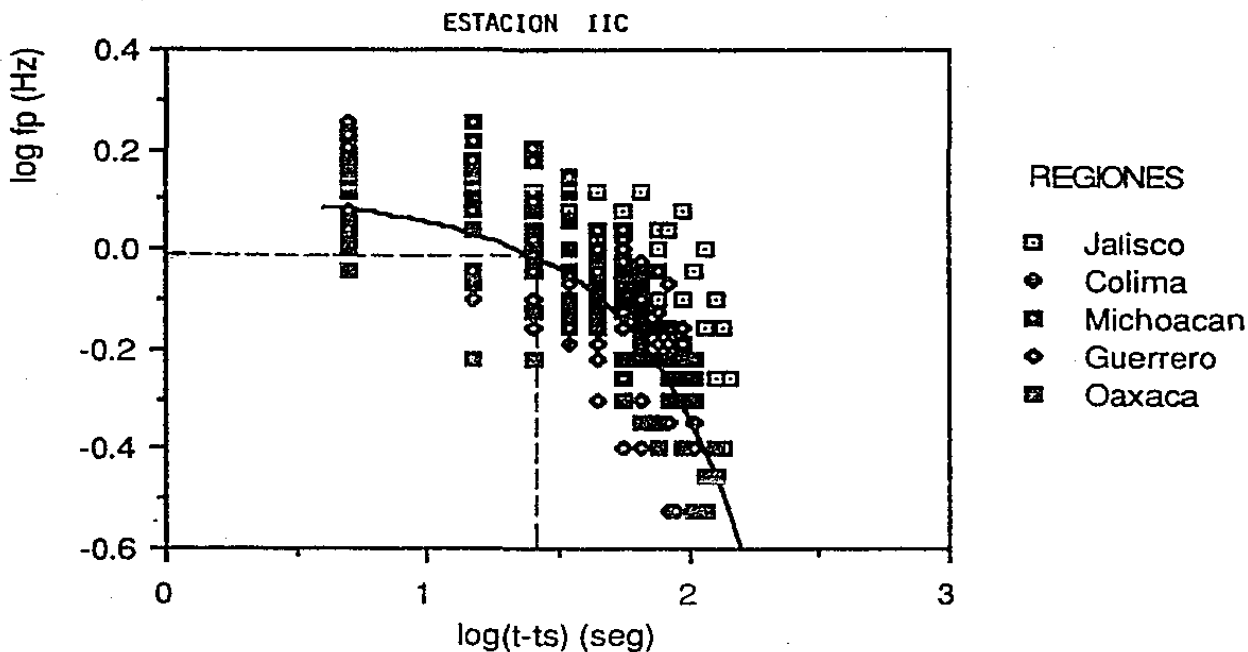


Fig. 4.6 - Gráfica de frecuencia predominante (f_p) versus tiempo ($t-t_s$) para la estación IIC. Nótese que el valor medio de la caída de la frecuencia predominante con el tiempo (línea de trazos) es de 1 Hz. La línea con tinua representa el siguiente ajuste:
 $y = -0.034 + 0.583x - 0.949x^2 + 0.619x^3 - 0.164x^4$ con un coeficiente de correlación lineal $R = 0.87$.

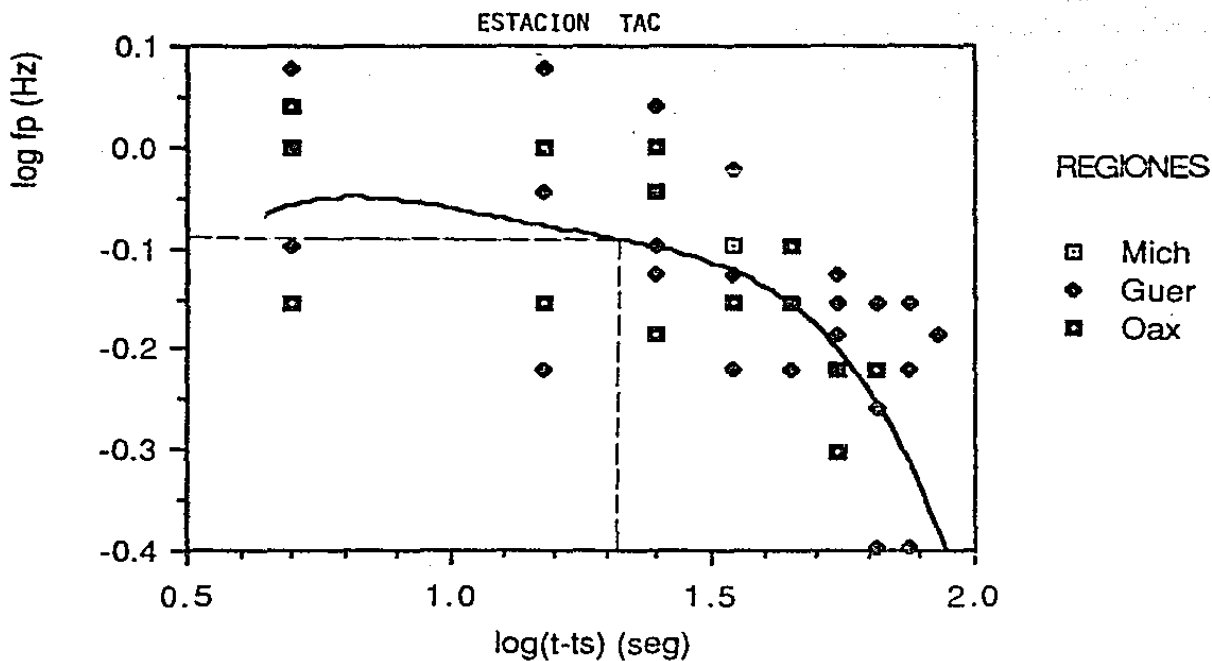


Fig. 4.7 - Gráfica de frecuencia predominante (f_p) versus tiempo ($t-t_s$) para la estación TAC. Nótese que el valor medio de la caída de la frecuencia predominante con el tiempo (línea de trazos) es de aproximadamente 0.80 Hz. La línea continua representa el siguiente ajuste:

$$y = -1.199 + 4.228x - 5.647x^2 + 3.259x^3 - 0.702x^4$$

con un coeficiente de correlación lineal $R = 0.60$.

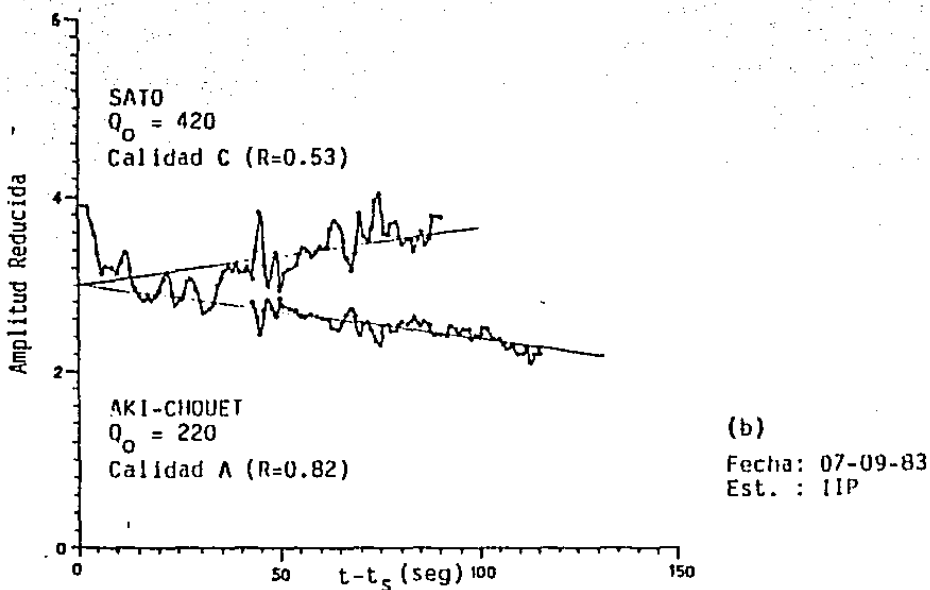
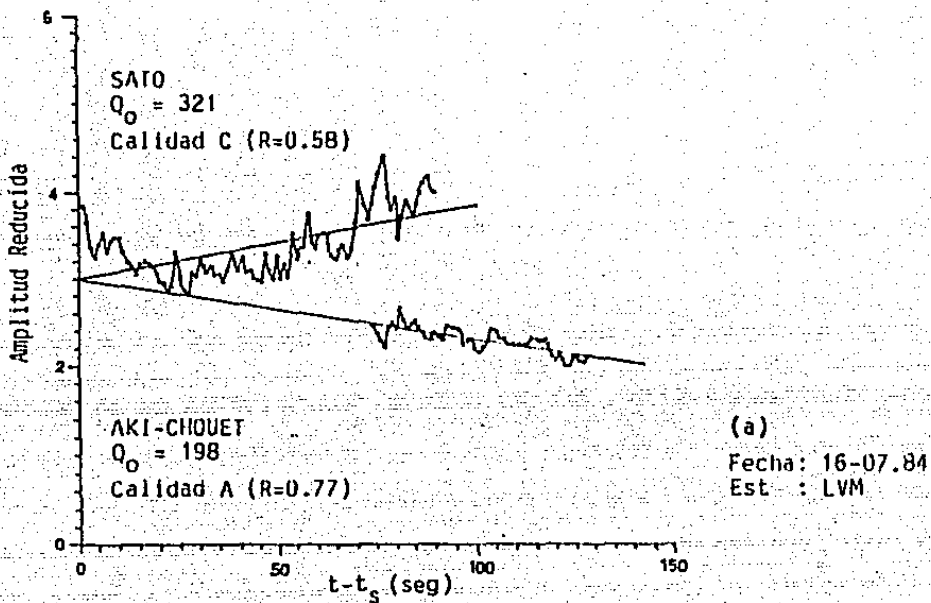


Fig. 4.8 - Gráficas de amplitud reducida versus tiempo ($t-t_s$) para diferentes casos de coeficientes de correlación lineal (R), obtenidos empleando los métodos de Sato y de Aki y Chouet. Los ejemplos corresponden a las estaciones: LVM (a), IIP (b), III (c) y COL (d).

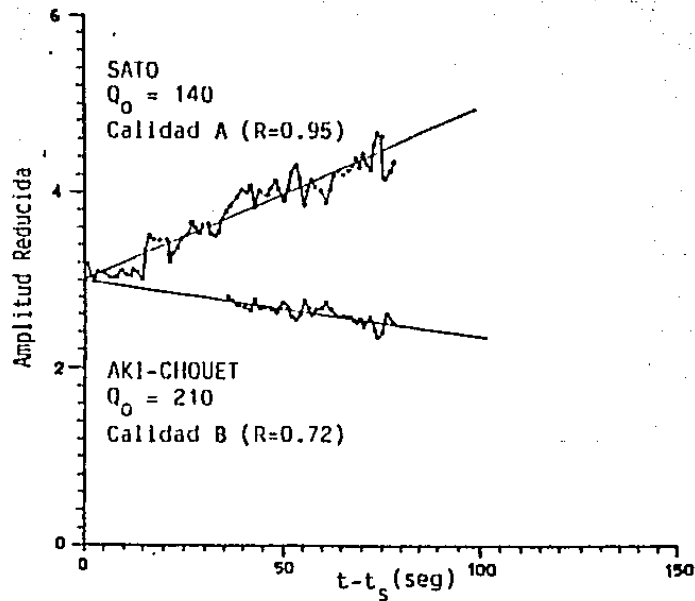
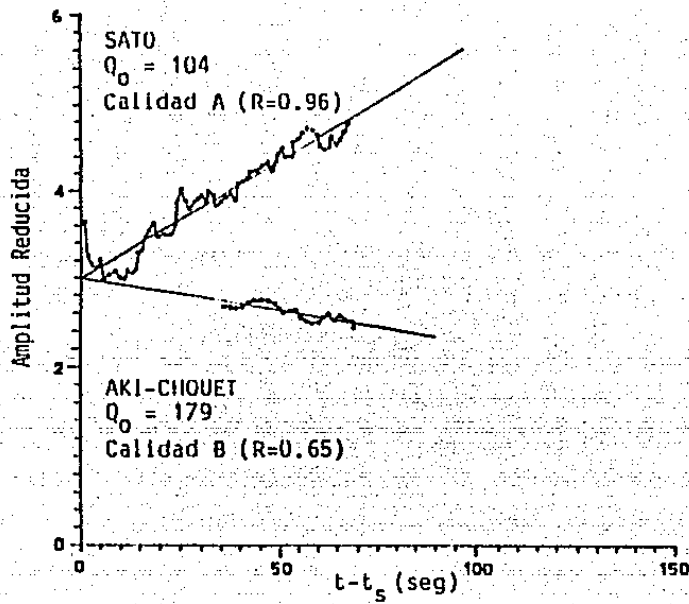


Fig. 4.8 - Continuación.

TABLA 4.1 : ESTACIONES UTILIZADAS EN ESTE TRABAJO

ESTACION	LAT	LONG	RED
COL	19.18	-103.70	S.S.N.
COM	16.25	- 92.13	S.S.N.
GUM	20.70	-103.30	S.S.N.
IIC	19.77	- 99.27	SISMEX
IJI	18.38	- 99.47	SISMEX
IIP	19.34	- 98.92	SISMEX
IIS	19.98	- 97.38	SISMEX
LVM	19.60	- 96.40	S.S.N.
MER	20.95	- 89.62	S.S.N.
OXM	19.30	- 99.69	S.S.N.
PIM	18.28	-101.88	S.S.N.
PIO	16.40	- 98.13	S.S.N.
TAC	19.40	- 99.19	S.S.N.
TLA	15.03	- 92.20	S.S.N.
TPM	18.98	- 99.07	S.S.N.
UNM	19.33	- 99.18	S.S.N.
VHO	17.07	- 96.73	S.S.N.

5. METODOS DE REGIONALIZACION DE Q

La regionalización de Q tiene como objetivo establecer posibles variaciones laterales de este parámetro en un área determinada. Dichos cambios tienen importantes implicaciones en sismología e ingeniería como se discutirá posteriormente.

Existen diferentes métodos para efectuar una regionalización. Entre los métodos propuestos recientemente destacan el de la estación singular de Herrmann (1980), el del punto medio y el de la dispersión simple, desarrollados por Singh y Herrmann (1983) para regionalizar los Estados Unidos de América y el método del centro de gravedad, sugerido por Jin y Aki (1988) para regionalizar China. Estos métodos se describen y discuten a continuación con el propósito de establecer cual es el más adecuado para este trabajo.

5.1. METODO DE LA ESTACION SINGULAR (Herrmann, 1980)

Este método consiste en determinar un Q promedio alrededor de una estación, usando el procedimiento f_p versus t (Herrmann, 1980). Al aplicar esta técnica a todas las estaciones, se puede obtener una regionalización de Q. Este método presenta la ventaja de que el valor de Q determinado es representativo de la región, si se tiene una adecuada distribución de eventos alrededor de cada estación. Sin embargo, la interpretación de los valores de Q se complica si se producen superposiciones entre las zonas o si quedan algunas sin ser analizadas.

5.2. METODO DEL PUNTO MEDIO (Singh y Herrmann, 1983)

Si se supone que el valor de Q está ubicado en el punto medio de la estación y el epicentro, y se aplica esta hipótesis a todas las trayectorias de cada una de las estaciones de una zona, es posible regionalizar Q . Si bien es cierto que este método permite observar variaciones de Q en diferentes direcciones, la interpretación de Q en el punto medio de una trayectoria muy larga podría ser poco representativa.

5.3 METODO DE LA DISPERSION SIMPLE (Singh y Herrmann, 1983)

Este método se fundamenta en que las ubicación de las heterogeneidades de primer orden, que afectan a las amplitudes de la coda en un tiempo de recorrido T , forman una elipse cuyos focos son el epicentro y la estación (Fig. 5.1).

En tiempos cercanos al arribo de la onda S directa, la elipse es bastante excéntrica y una porción muy angosta de la corteza afecta a la coda. A medida que transcurre el tiempo la elipse es mayor y la coda muestrea zonas más amplias. Conociendo las dimensiones de la elipse en función del tiempo, es posible obtener un método para regionalizar Q .

De acuerdo con Herrmann (1980) el término que incluye el de atenuación es:

$$e^{-\pi f_p T/\bar{Q}} \quad (5.1)$$

donde T es el tiempo de recorrido de un rayo entre la fuente y la estación y \bar{Q} es el valor medio de atenuación para esa trayectoria. Es importante aclarar que en este método la fuente se supone en el

epicentro.

La expresión (5.1) también puede escribirse:

$$e^{-\pi r_p} \sum_{i=1}^m t_i / Q_i \quad (5.2)$$

donde t_i y Q_i son el tiempo de recorrido por el rayo y el coeficiente de atenuación en la región i , respectivamente, de una cuadrícula de m regiones que incluye la estación, el epicentro y la elipse correspondiente a un tiempo T (Fig.5.2).

Igualando las ecuaciones (5.1) y (5.2) se obtiene:

$$\sum_{i=1}^m \left(\frac{t_i}{T} \right) \frac{1}{Q_i} = \frac{1}{Q} \quad (5.3)$$

donde T y Q son valores conocidos, mientras que t_i y Q_i son incógnitas. Sin embargo, si se considera que todos los rayos viajan con una velocidad constante, se encuentra que:

$$\frac{d_i}{d} = \frac{t_i}{T} \quad (5.4)$$

donde d_i y d son la distancia en la región i y la distancia entre el epicentro y la estación recorridas por el rayo, respectivamente.

Entonces la ecuación (5.3) puede expresarse:

$$\sum_{i=1}^m \left(\frac{d_i}{d} \right) \frac{1}{Q_i} = \frac{1}{Q} \quad (5.5)$$

Las distancias d_1 y d pueden obtenerse si se conocen las coordenadas polares ρ y θ de una elipse (Fig.5.2).

Para un determinado sismo j la ecuación (5.5) tiene la siguiente forma general:

$$\sum_{i=1}^m a_{ji} x_i = y_j \quad (5.6)$$

Si se tienen n sismos, la ecuación (5.5) se puede expresar en forma matricial:

$$\begin{bmatrix} a_{11} & \dots & a_{1m} \\ \vdots & & \vdots \\ a_{n1} & \dots & a_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ \vdots \\ y_m \end{bmatrix} \quad (5.7)$$

Aplicando un método numérico adecuado para la solución de sistemas lineales es posible obtener los coeficientes x_i que representan los distintos valores de $1/Q_i$ en cada región de la cuadrícula.

5.4. METODO DEL CENTRO DE GRAVEDAD O DEL PROMEDIO PONDERADO (Jin y Aki, 1968)

Este método es similar al empleado en la determinación del centro de gravedad de un conjunto discreto de partículas en un sistema x - y , sólo que se supone que las masas individuales (m_i) pueden ser representadas por los valores del factor de calidad (Q_i) de las distintas trayectorias epicentrales. Entonces, el valor medio de Q obtenido en una estación para distintos

epicentros, se ubica en el centro de gravedad de los valores individuales de Q localizados en los puntos medios entre la estación y los epicentros.

Las coordenadas del centro de gravedad del sistema son:

$$X_{cg} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i x_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad (5.8)$$

$$Y_{cg} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i y_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad (5.9)$$

Usando las expresiones (5.8) y (5.9) es posible aplicar el método antes mencionado.

5.5 METODOS APLICADOS EN ESTE ESTUDIO

Los métodos de regionalización del punto medio y de dispersión simple fueron utilizados por Singh y Herrmann (1983) para regionalizar los Estados Unidos de América. El segundo método sólo se aplicó a ciertas regiones y en éstas ambos métodos dieron resultados consistentes de Q, lo cual demuestra que el método del punto medio -que es mucho más sencillo de aplicar que el de dispersión simple- da resultados confiables de Q. Por otra parte, el método propuesto por Jin y Aki (1988), el cual es una combinación de los métodos de la estación singular y del punto

medio tiene la ventaja respecto a los anteriores que pesa los valores individuales de Q de cada una de las trayectorias usadas y, además es sencillo de usar, por lo que en este trabajo se utilizó dicho método.

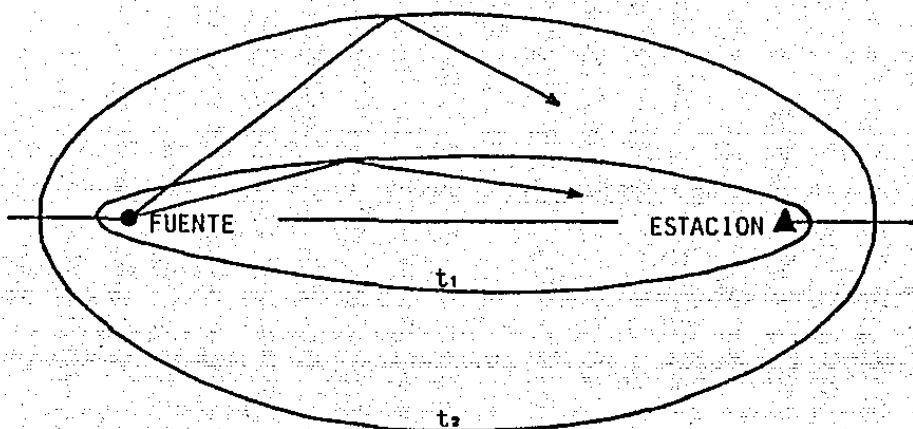
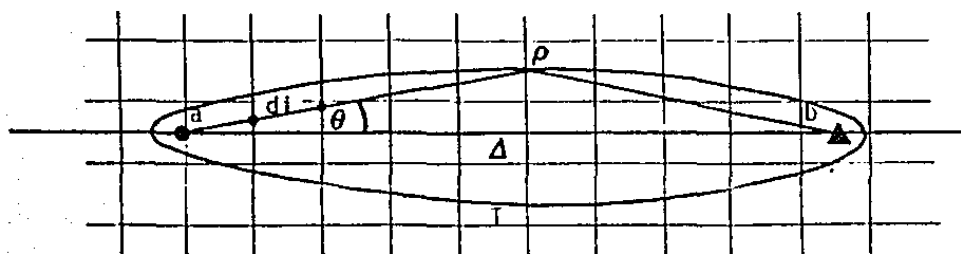


Fig. 5.1 - Esquema de las elipses generadas por el modelo de dispersión simple. En cada elipse se indican los tiempos característicos $t_1 < t_2$. (Reproducido de Singh, 1981)



$$d = a\rho + b\rho$$

Fig. 5.2 - Esquema de una elipse generada en un tiempo T dentro de una cuadrícula de m regiones para determinar di y d. (Ver texto).

6. SISMOTECTONICA Y GEOLOGIA DEL CENTRO Y SUR DE MEXICO

6.1. SISMOTECTONICA

El régimen tectónico del centro de México está dominado por la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la porción occidental de la Placa de Norteamérica (Molnar y Skyes, 1969) (Fig. 6.1). La Placa de Cocos se subduce con un ángulo de aproximadamente 15° y es sismogénica hasta alrededor de 100 km de profundidad al oeste de los 96°O (Jiménez y Ponce, 1978; Burbach y otros, 1984; Bevis e Isacks, 1984). Al oriente de los 96°O , se encuentran sismos hasta profundidades de 150 ó 200 km. El ángulo de buzamiento de la placa subducida es de aproximadamente 15° , probablemente, debido a la joven edad de la litósfera oceánica (Bevis e Isacks, 1984).

El contacto de las Placas de Cocos y de Norteamérica genera sismos de 20 a 25 km de profundidad. Estos se caracterizan por un mecanismo focal de fallas inversas de bajo ángulo (por ejemplo, Lefevre y Mc Nally, 1985; Dewey y Suárez, 1988). El modelado de ondas P de grandes eventos y el análisis de réplicas registradas localmente, confirman que las profundidades de estos sismos interplaca son siempre menores de aproximadamente 25 km (Stewart y otros, 1981; Chael y Stewart, 1982; Beroza y otros, 1984; Astiz y otros, 1987; Stolte y otros, 1986; UNAM Seismology Group, 1986).

Los sismos de la zona de subducción localizados a profundidades mayores de 40 km ocurren dentro de la placa de Cocos ya subducida. La mayor parte de estos sismos tienen mecanismos de fallas normales, cuyos ejes de tensión T son aproximadamente paralelos al buzamiento de la litósfera subducida (Jiménez y Ponce, 1978; Lefevre y McNally, 1985; McNally y otros, 1986; Dewey y Suárez, 1988). La orientación de los ejes T puede reflejar la

importancia de las fuerzas de tracción transmitidas a lo largo de una guía de esfuerzos en la placa subducida (Isacks y Molnar, 1971). Por otra parte, en algunos casos pueden reflejar el estado de esfuerzos en el interior de la placa debido a cambios de curvatura de la misma (por ejemplo, Isacks y Barazangi, 1977; Fujita y Kanamori, 1981).

En el norte del Istmo de Tehuantepec (Fig.6.1) hay un nido de actividad sísmica superficial que se caracteriza por sismos de fallamiento inverso con ejes de compresión P cuya orientación es aproximadamente paralela a la dirección de movimientos relativos de las placas en la trinchera (Dewey y Suárez, 1988). Estas orientaciones son consistentes con un fuerte acoplamiento de la interface de placas debido al choque de la zona de fractura de Tehuantepec en la zona de subducción (Suárez y Ponce, 1986). Por otro lado los sismos superficiales intraplaca del Eje Volcánico Transmexicano (Fig.6.1) muestran generalmente mecanismo de fallas normales (Dewey y Suárez, 1988).

6.2. GEOLOGIA

Debido a que Q caracteriza el medio por donde viajan las ondas sísmicas, es importante conocer las características generales de la geología y la tectónica del Centro y Sur de México. De este modo es posible establecer relaciones entre Q y las distintas zonas de la región.

De acuerdo con Morán (1984), la región central de México está compuesta por las provincias fisiográficas del Eje Neovolcánico, la Sierra Madre del Sur y la porción norte de la Llanura del Golfo Sur. La región sureste del país incluye la Cordillera Centroamericana, las Sierras de Chiapas, la Península

de Yucatán y el extremo oriental de la Llanura Costera del Golfo Sur (Fig. 6.2).

6.2.1. Región Central

6.2.1.1. Eje Neovolcánico

El Eje Volcánico Transmexicano constituye una franja volcánica del Cenozoico Superior ubicada aproximadamente entre los paralelos 19.5 y 21 de latitud norte, que atraviesan la parte central de México desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Fig. 6.3). El Eje está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos. Los principales aparatos son estratovolcanes de dimensiones variables, destacándose el Pico de Orizaba, el Popocatepetl, el Iztaccihuatl, el Nevado de Toluca y el Nevado de Colima. Existen también conos de tipo cinerítico, tal como el Parícutín y evidencias de emisiones fisurales y de conos adventicios (Mooser, 1972; Morán, 1984)

El Eje Neovolcánico, de acuerdo con Mooser (1972), tiene un arreglo zigzagueante debido a la presencia de un sistema de fragmentación ortogonal, con direcciones noroeste y noreste en las fracturas. Las de esta última orientación parecen estar relacionadas con movimientos transcurrentes, lo que le imprime al Eje este aspecto zigzagueante. Por otra parte, Demant (1978) considera que el Eje Volcánico no se puede definir como una zona volcánica continua, sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas, donde destacan cinco focos principales. En estos cinco focos se reconocen dos tipos de estructuras volcánicas, las representadas por grandes estrato volcanes con orientación norte-sur y las representadas por numerosos volcanes pequeños

alineados en sentido noreste-noroeste y desarrollados sobre fracturas de tensión.

El origen del Eje Neovolcánico está aparentemente relacionado a la subducción de la placa de Cocos debajo de la litósfera continental de México (Fig.6.1). A nivel de astenósfera, la placa continental sufre fusión parcial y origina los magmas del Eje (Mooser, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977; Demant, 1978).

El carácter calcoalcalino de esta provincia confirma dicha hipótesis. Sin embargo, la relación se complica debido a la posición oblicua del Eje con respecto a la trinchera de Acapulco (entre 15° y 20°). Se han propuesto diversos modelos para explicar este fenómeno aunque no se ha logrado un consenso al respecto (Molnar y Skyes, 1969; Mooser, 1972; Urrutia y Del Castillo, 1977; Urrutia, 1981; Shurbet y Cebull, 1986; Suárez y Singh, 1986).

6.2.1.2. Zona Centro Meridional

La estructura del centro y sur de México ha sido interpretada en términos de un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos alóctonos, que fueron acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica de esta parte de México (Campa y otros, 1981; Campa y Coney, 1983). Cada terreno cuenta con un basamento distinto y sus límites han sido interpretados como límites tectónicos (Fig.6.4).

El terreno con el basamento más antiguo es el de Oaxaca y consiste de secuencias de edades cámbrico - ordovícicas y mississípico - pennsylvánicas, las cuales apoyan sobre el complejo oaxaqueño metamórfico del Precámbrico. Al occidente de este terreno se encuentra el terreno Mixteco, que tiene como basamento al complejo Acatlán del Paleozoico Inferior (Campa y Coney, 1983),

y que en contraste con rocas contemporáneas del primer terreno se presenta metamorfozido en diversos grados.

Al suroeste, los terrenos Mixteco y Oaxaca están limitados, en un contacto tectónico por el Complejo Xolapa, cuya edad y tiempo de acreción al mosaico tectónico del sur de México no son bien conocidos. Sus características, sin embargo, lo identifican como la raíz montañosa de un antiguo arco magmático (Halpern y otros, 1974).

En el extremo oriental de la porción Centro-Sur meridional se reconocen secuencias mesozoicas marinas deformadas, desarrolladas sobre un basamento Paleozoico, el cual recibe el nombre de terreno Maya (Campa y Coney, 1983). Campa y otros (1980) han identificado terrenos tectonoestratigráficos que se caracterizan por su homogeneidad, en la parte occidental de la porción centro meridional de México, los cuales han sido llamados terreno Guerrero.

En el intervalo Plió-Cuaternario la región centro y meridional de México ha sido aparentemente afectada por fallamientos normales y desplazamientos laterales en un marco de un levantamiento general y una geodinámica muy activa (Morán, 1984).

6.2.2. Región Sureste

En la región de los estados de Chiapas y Tabasco aflora una amplia secuencia del Mesozoico y Cenozoico constituida principalmente por rocas sedimentarias marinas, que se encuentran plegadas y falladas. Esta secuencia descansa sobre un basamento cristalino del Precámbrico y Paleozoico que aflora al suroeste de

la misma región, en donde las rocas cristalinas de esta edad forman un complejo batolítico y metamórfico que constituye el núcleo de la Sierra de Soconusco (Morán, 1984). En el extremo sureste de esta sierra aflora una secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior, que se extiende hasta Guatemala (Hernández García, 1973) y en gran parte del borde nororiental aflora un importante grupo de rocas sedimentarias, las cuales alcanzan la zona del Istmo de Tehuantepec y el borde oriental del sector sur de la Sierra Madre Oriental (Morán, 1984).

En la mayor parte de la Península de Yucatán aflora una secuencia Cenozoica, principalmente calcárea, que no presenta deformaciones tectónicas significativas y está formada por capas que conservan una posición horizontal. Además, tanto la secuencia Cretácica, que se encuentra en el subsuelo como la cenozoica, no presentan mayores perturbaciones estructurales, ya que sobreyacen en una masa cristalina que ha permanecido estable desde el Paleozoico (Morán, 1984).

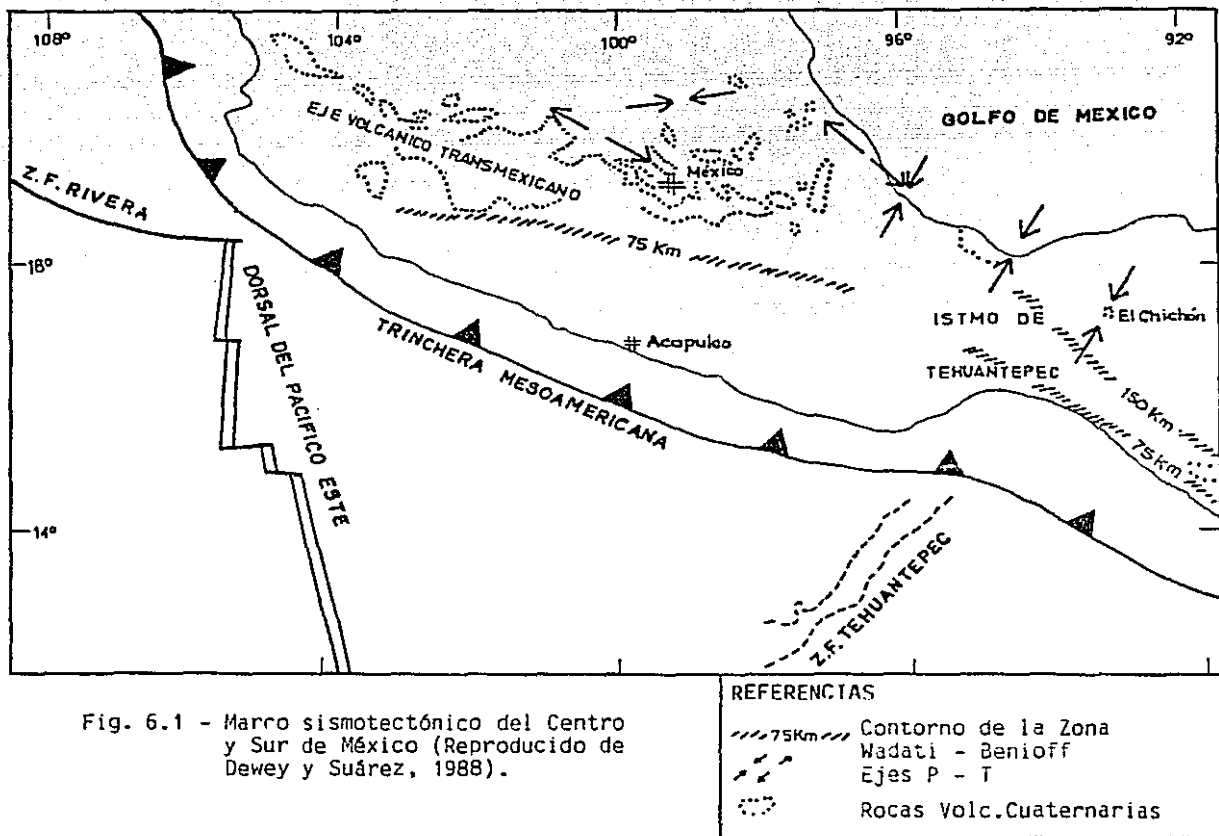


Fig. 6.1 - Marco sismotectónico del Centro y Sur de México (Reproducido de Dewey y Suárez, 1988).

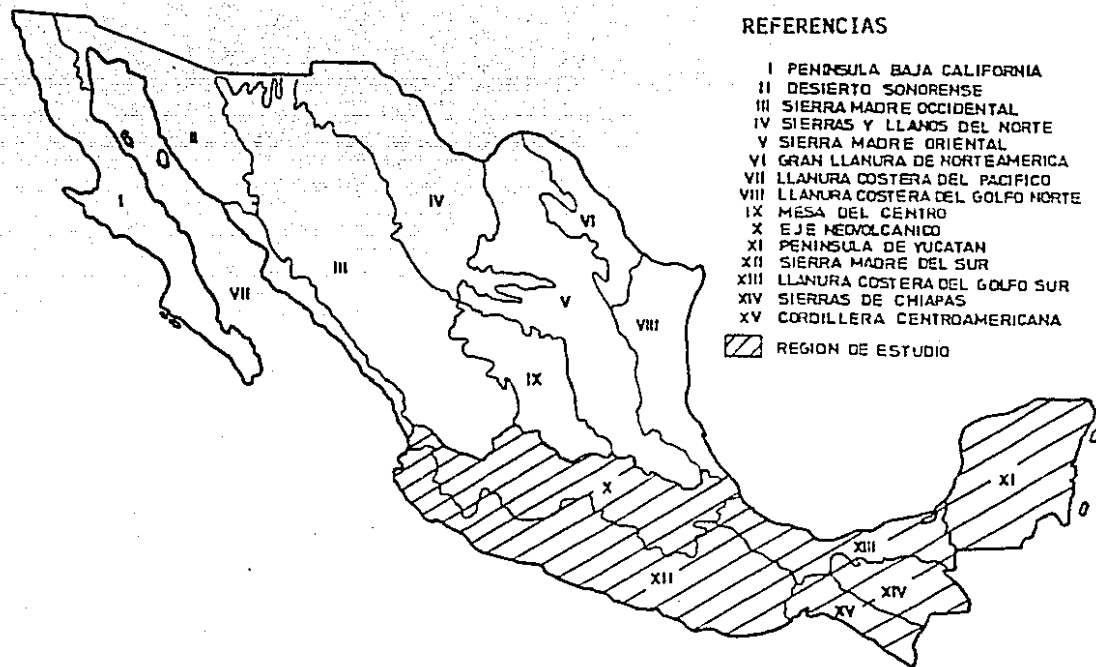


Fig. 6.2 - Provincias Fisiográficas de la República Mexicana
(Reproducido de Morán, 1984)

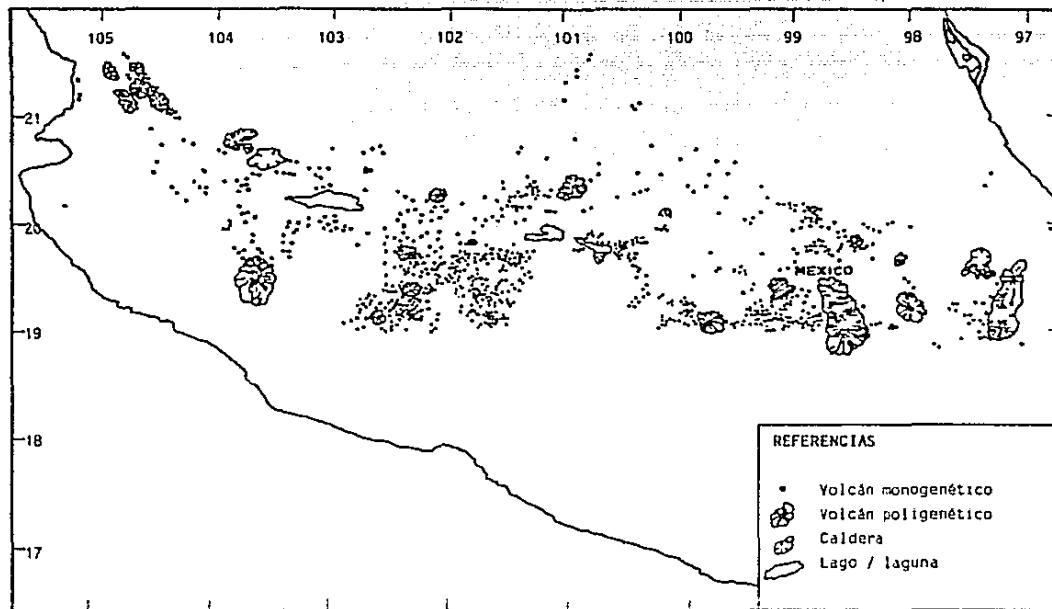


Fig. 6.3 - Características geológicas del Eje Neovolcánico Transmexicano
(Reproducido de Martín del Pozo, 1988)

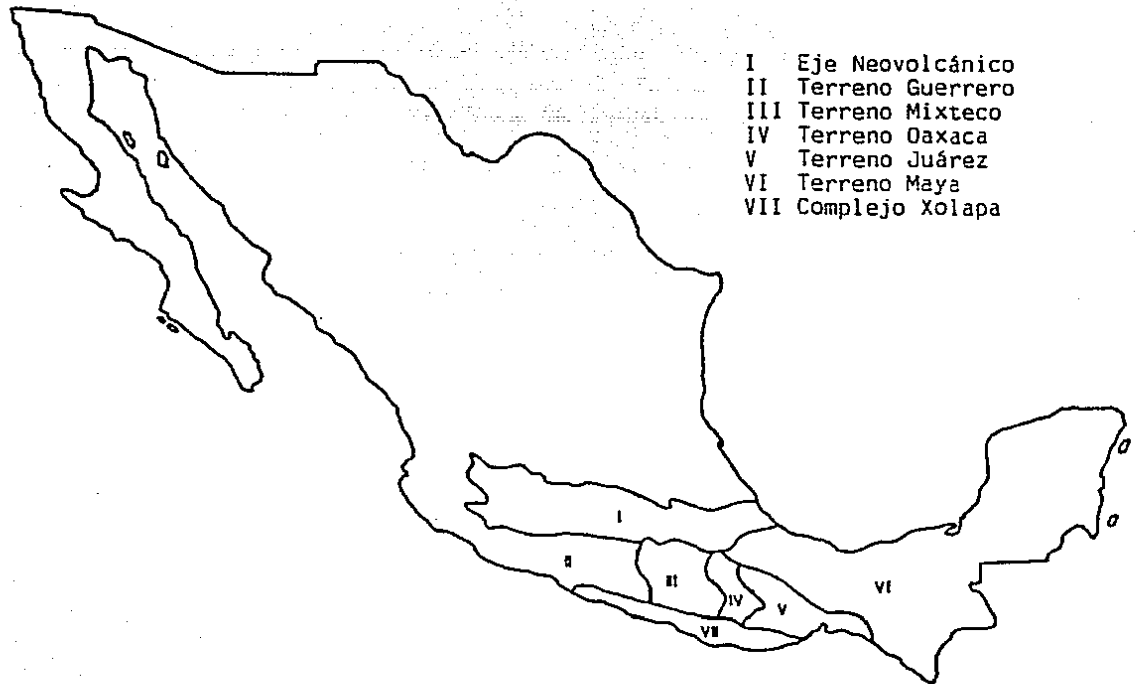


Fig. 6.4 - Terrenos tectonoestratigráficos alóctonos del Centro y Sur de México
(Reproducido de Morán, 1984)

7. ATENUACION SISMICA DE LOS SISMOS DE LA ZONA DE SUBDUCCION DEL CENTRO Y SUR DE MEXICO

7.1. ATENUACION ENTRE LOS SISMOS DE LA ZONA DE SUBDUCCION Y LA CIUDAD DE MEXICO

Uno de los intereses fundamentales de este estudio es entender la atenuación sísmica entre la ciudad de México y los grandes terremotos de la zona de subducción. Esto se debe a que en repetidas ocasiones este tipo de eventos han producido daños considerables en la capital del país. Por lo tanto es importante conocer las características de la atenuación en el Centro y Sur de México. Además, el conocimiento de la atenuación en esta región permite establecer con mayor claridad las características generales de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos de la zona, ya que el factor de calidad Q caracteriza el medio por donde viajan las ondas sísmicas reflejando el nivel de la actividad tectónica.

También, los propósitos de este estudio son verificar si los valores de Q_0 obtenidos usando el modelo de dispersión simple de ondas S o superficiales son similares y establecer si existen cambios de Q_0 en las distintas trayectorias utilizadas. Finalmente, se comparan los valores de Q_0 de esta zona del centro y sur de México con los del resto de la región.

7.1.1. Resultados de Q_0 en la estación TPM

Un grupo de 19 sismos costeros registrados en la estación TPM (Fig.7.1) fueron utilizados para determinar Q_0 usando el método de Herrmann (1980)(Sección 3.2.4). Debido a que esta estación pertenece a la WSSN se usaron las curvas teóricas f_p

versus t^* calculadas por Herrmann (1980) para estos instrumentos.

Los resultados de Q_0 para cada trayectoria y el valor medio de este parámetro para la estación se estimaron analíticamente y gráficamente siguiendo el procedimiento explicado en la sección 3.2.4. Al aplicar el método se obtuvieron dos grupos de valores medios de Q_0 (Tabla 7.1 a y b, Fig. 7.2): $Q_0=85.05 \pm 4.27$ para una $\eta=0.4$ y $Q_0=64.36 \pm 2.86$ para $\eta=0.6$ para un grupo de 12 eventos (Tabla 7.1.a y Figs.7.2. y 7.3 a y b) y $Q_0=144.60 \pm 6.64$, $\eta=0.4$; $Q_0=107.22 \pm 4.40$, $\eta=0.6$ para los siete sismos restantes (Tabla 7.1.b y Figs.7.2 y 7.4.a y b). La diferencia de Q_0 observada para el primer grupo (12 sismos) es de 23%, para el segundo (7 sismos), mientras que entre los dos grupos la diferencia es del orden del 50 por ciento. La estimación de error corresponde a un nivel de confianza del 95 por ciento.

Los doce sismos del primer grupo (Tabla 7.1a) están localizados en Guerrero y en la parte occidental de Oaxaca (Fig.7.2), mientras que los siete restantes (Tabla 7.1b) se ubican en Jalisco, Colima, oeste de Michoacán y en el este de Oaxaca (Fig.7.2). Es probable que los dos valores posibles de Q_0 y η obtenidos en cada grupo se deba a la sensibilidad del método, ya que existe una cierta dispersión de los datos con respecto a las curvas teóricas. Sin embargo, las diferencias de Q_0 observadas entre un grupo y otro podrían también estar relacionadas a dos posibles causas: Tamaño de la fuente y variaciones reales de Q debidas a cambios en el medio.

Dado que los eventos usados no reportaban magnitud en el catálogo, se calculó la misma usando la ecuación (4.1). El valor medio de magnitud para el primer grupo fue de 4.0 (Tabla 7.1.a) y para el segundo 4.4 (Tabla 7.1.b). Debido a la poca variación del tamaño de la fuente entre ambos grupos, se podría pensar que las diferencias de Q_0 se deben al medio.

Por otra parte, de acuerdo con Singh y Herrmann (1983), el valor de η está relacionado generalmente con el grado de intensidad de la actividad tectónica reciente. En su trabajo de regionalización de los Estados Unidos de América, estos autores observaron que la dependencia con la frecuencia es máxima en las zonas tectónicamente activas del oeste ($\eta=0.4-0.6$), mínima en las zonas estables del centro y centro-sur ($\eta=0.1-0.3$) e intermedia en el este y noreste de ese país ($\eta=0.3-0.4$).

Los resultados de Q_0 y η obtenidos en este estudio confirman los siguientes: Valores bajos de Q_0 y altos de η , característicos de zonas tectónicamente activas; pequeñas variaciones azimutales de Q_0 debidas, posiblemente, al medio y valores medios de $Q_0=115$ para $\eta=0.4$ (media aritmética de $Q_0=85$ y $Q_0=145$) y $Q_0=85$ para $\eta=0.6$ (media aritmética de $Q_0=64$ y $Q_0=107$), lo que da un valor promedio general en la región de $Q_0=100$ para $\eta=0.4-0.6$.

7.1.2. Resultados de Q_0 en la estación IIC

Aki (1980b) sugiere que los valores de Q obtenidos por Herrmann (1980) en los Estados Unidos de América para distancias semejantes a las de este estudio, son similares a los estimados usando un modelo de dispersión simple de ondas S. Aparentemente la intensidad de la excitación de la coda -es decir la amplitud de la coda corregida por atenuación, dispersión geométrica, tamaño de la fuente y dispersión de la coda- es similar para ambos modelos.

La intención de este estudio es comprobar experimentalmente lo propuesto por Aki al comparar los resultados de Q_c de ondas superficiales con los obtenidos usando un modelo de dispersión de ondas S. Para tal fin se utilizó sólo el método de determinación

de Q de Sato (1977). En este caso no fue posible aplicar el método de Aki y Chouet (1975) debido a que en todos los eventos t era mucho menor que $2t_0$.

En este trabajo se seleccionaron de la estación IIC 31 sismos localizados a lo largo de la zona de subducción entre Jalisco y Oaxaca (Fig.7.1). La Tabla 7.2 muestra los sismos utilizados en este estudio donde figuran los parámetros focales de cada evento, los valores de Q_0 y la calidad de los mismos. Los resultados de dicha tabla sugieren las siguientes conclusiones: Valores bajos de Q_0 indicadores de una actividad tectónica importante. Un grado similar de actividad para toda la zona de estudio, que incluye distintas direcciones y distancias. Un valor medio de $Q_0=156$, obtenido como la media aritmética de los valores individuales de Q_0 de las diferentes trayectorias, utilizándose el valor de atenuación con coeficiente de relación lineal más alto en el caso de sismos que tienen dos valores de Q_0 (Sato y Aki y Chouet). Este criterio para obtener la media aritmética de Q_0 fue utilizado en los distintos estudios de atenuación de este trabajo.

Como se puede observar, los valores de Q_0 obtenidos por el método de Sato de 1977 ($Q_0=156$) (modelo de dispersión de ondas S) y por el método de Herrmann de 1980 ($Q_0=100$) (modelo de dispersión de ondas superficiales) son similares, ya que la diferencia entre ambos es del orden del 35 por ciento. Este resultado experimental ratifica lo expresado por Aki (1980b) de que ambos modelos deben dar resultados consistentes de atenuación.

7.1.3. Resultados de Q_0 en la estación TAC

El motivo original de este estudio fue observar la atenuación entre los sismos de la zona de subducción y la ciudad

de México, para el periodo natural del instrumento Wiechert de 17 toneladas de la estación Tacubaya (TAC), el cual es de aproximadamente 2 segundos. Dicho interés se debe a que los daños ocurridos en la ciudad de México, han sido asociados entre otras causas a la atenuación de ondas de baja frecuencia (2 a 4 seg de periodo). Sin embargo, cuando se midió la coda a partir de la onda S, se observó en esta ventana de tiempo que el valor medio de la caída de la frecuencia predominante es aproximadamente 0.80 Hz (Fig. 4.7). Debido a que la frecuencia predominante fue mayor a la esperada, el objetivo del estudio fue entonces comparar los resultados de Q obtenidos con los valores de Q estimados en IIC, donde se observó que la coda tiene también una frecuencia predominante de aproximadamente 1 Hz.

Los eventos de la Figura 7.1 y Tabla 7.2 que fueron registrados con suficiente calidad en la estación TAC se seleccionaron para obtener Q_0 utilizando el método de Sato (1977). Los resultados de la Tabla 7.3 muestran que son similares a los obtenidos en la estación IIC, por lo que se llega a las mismas conclusiones de la sección 7.1.2, para un valor medio de $Q_0=170$ (media aritmética de los valores individuales de Q_0). Este resultado es prácticamente el mismo que el obtenido en la estación IIC ($Q_0=156$), lo cual ratifica que la atenuación es independiente del instrumento cuando se utiliza el método de determinación de Q de Sato (1977).

Por último, es importante destacar que el valor promedio de Q_0 entre los sismos de la zona de subducción y la ciudad de México es: $Q_0=142$ (media aritmética de los valores de Q_0 obtenidos en TPM ($Q_0=100$), IIC ($Q_0=156$) y TAC ($Q_0=170$)).

7.2. ATENUACION EN TRAYECTORIAS PARALELAS A LA ZONA DE SUBDUCCION

Con el fin de corroborar si existen diferencias importantes de atenuación sísmica entre trayectorias aproximadamente paralelas y perpendiculares a la zona de subducción, se escogieron 23 trayectorias paralelas a la zona de subducción de cuatro estaciones del Servicio Sismológico Nacional (Tabla 7.4 y Fig.7.5). En cada estación se calculó la media aritmética de los valores individuales de Q_0 de las diferentes trayectorias. Los resultados muestran los siguientes valores medios: $Q_0=112$ en Colima (COL); $Q_0=100$ en Michoacán (PIM); $Q_0=126$ en Oaxaca (PIO) y $Q_0=115$ en Chiapas (TLA). La suma de todos los datos da un valor promedio de $Q_0=113$ para la región.

Estos resultados muestran ser muy consistentes entre sí para una amplia área de la zona de subducción y los bajos valores de Q_0 confirman el importante grado de actividad tectónica de la región. Además, el valor promedio de $Q_0 = 113$ estimado en este estudio es algo menor al obtenido para trayectorias perpendiculares a la zona de subducción, el cual es $Q_0 = 142$, siendo la diferencia de ambos resultados del orden del 20 por ciento. Estos valores están de acuerdo con los de Valdéz González y otros (1987), ya que muestran que la atenuación en direcciones paralelas a la zona de subducción es mayor que para trayectorias perpendiculares, observando diferencias del 10 al 40 por ciento.

7.3. COMPARACION DE LOS RESULTADOS

Los distintos estudios de atenuación entre la zona de subducción y la ciudad de México muestran valores de atenuación relativamente altos (valores bajos de Q_0) para las distintas trayectorias analizadas. Esto es indicativo de que los daños

sufridos en esta ciudad, durante grandes terremotos, se deben a los efectos locales producidos por las arcillas suaves sobre las cuales está emplazada la capital mexicana (Rosenblueth y Mell, 1986; Lomnitz, 1988).

Además, los resultados reflejan que el medio no tiene direcciones preferenciales de atenuación, ya que los valores de Q_0 son similares para trayectorias aproximadamente paralelas y perpendiculares a la zona de subducción. Esto indica que los distintos terrenos tectonoestratigráficos alóctonos atenúan a las ondas sísmicas de modo similar.

Asimismo, los valores bajos de Q_0 obtenidos en los diferentes estudios utilizando los métodos de Sato (1977) y Herrmann (1980) y los valores altos de η estimados mediante el método de Herrmann, confirman para esta región una alta actividad tectónica.

Los resultados de Q_0 estimados en este estudio son similares a los obtenidos en otras regiones sísmicamente activas. Por ejemplo, Tsujiura (1978) y Aki (1980a y b) obtuvieron para la región de Kanto, Japón, $Q_0=200$ y $Q_\beta(1 \text{ Hz})=100$, respectivamente. Los resultados de Singh y Herrmann (1983) muestran un valor de $Q_0=200$ para la zona de California en E.U.A., mientras que los estimados por Jin y Aki (1988) para el suroeste y noreste de China son $Q_0=100-200$ y $Q_0=200$, respectivamente. Sin embargo, los valores de Q_0 de este trabajo son menores que los de Asia Central ($Q_0=360$) (Rautian y Khalturin, 1978) y que los de Chile ($Q_0=250-300$) (Cruzat, 1984), regiones también tectónicamente activas.

7.4. OTROS RESULTADOS DE Q_0 OBTENIDOS EN LA REGION

Los resultados de $Q_0 = 47f^{0.87}$ (Rodríguez y otros, 1983), $Q_0 = 239$ para 6 Hz (Novelo-Casanova y otros, 1985), $Q_0 = 87f^{0.78}$ Mahdyar y otros, 1986), obtenidos en la región de Petatlán y $Q_0 = 100f$ (Singh y otros, 1988) estimado para la zona epicentral del sismo del 21 de septiembre de 1985 son, en general, consistentes con los obtenidos en este estudio. Sin embargo, Canas y otros (1988) obtuvieron para esta región un valor medio de $Q_0 = 489$ ($\eta = 0$) para la fase Lg. Dicho valor se estimó en la estación OXM, aplicando el método f_p versus t de Herrmann (1980).

Debido a que el valor de Q_0 obtenido por Canas y otros (1988) es muy diferente a los estimados en los estudios citados previamente y a los de este trabajo, el valor de $Q_0 = 489$ ($\eta = 0$) merece un cuidadoso análisis. De acuerdo con Canas y otros (1988) la estación OXM tiene las mismas curvas de calibración y características instrumentales que las estaciones WWSSN, lo cual implica que las curvas teóricas f_p versus t son las mismas. Si se superponen estas curvas con los datos f_p versus t , se advierte que éstos no cubren la zona de curvatura de las funciones teóricas. Al contar únicamente con datos en la parte plana de las curvas teóricas permite valores aproximados de $Q_0 = 400$ a $Q_0 = 800$ para $\eta = 0$ (Fig. 7.6 a y b).

Otro aspecto que contribuye a obtener valores confiables de Q es la calidad de los datos usados. En el presente trabajo se observó que una de las estaciones que tenía datos de menor calidad era OXM, ya que el tipo de registro (fotográfico) no permite estimar con suficiente claridad la frecuencia predominante o la envolvente de la coda. De hecho en este estudio no se utilizaron sismos de esta estación y para el trabajo de regionalización (capítulo 9) sólo se usaron dos eventos. Por otra parte, el valor

de $Q_0=489$ es mayor que Q para frecuencias más altas de los estudios antes mencionados (Rodríguez y otros, 1983; Novelo-Casanova y otros, 1985; Mahdyiar y otros, 1986; Singh y otros, 1988), lo cual es lo opuesto a lo esperado. Además, el valor de $\eta=0$ estimado por Canas y otros (1988) tampoco está de acuerdo con los resultados obtenidos para regiones tectónicamente activas.

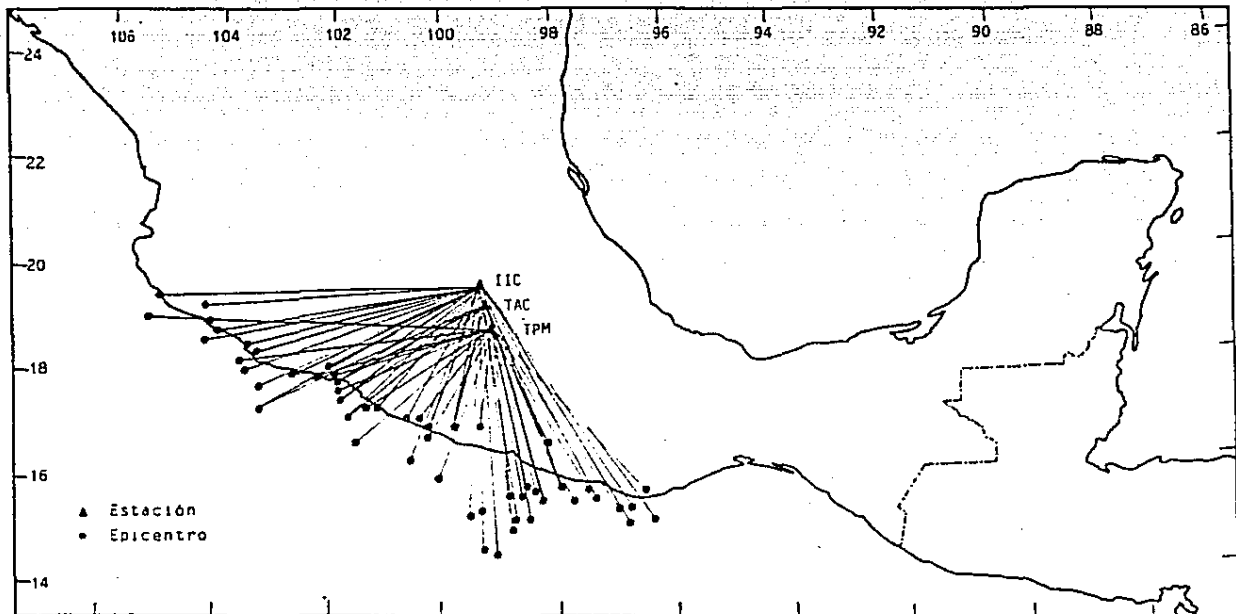


Fig. 7.1 - Trayectorias perpendiculares a los sismos de la zona de subducción.

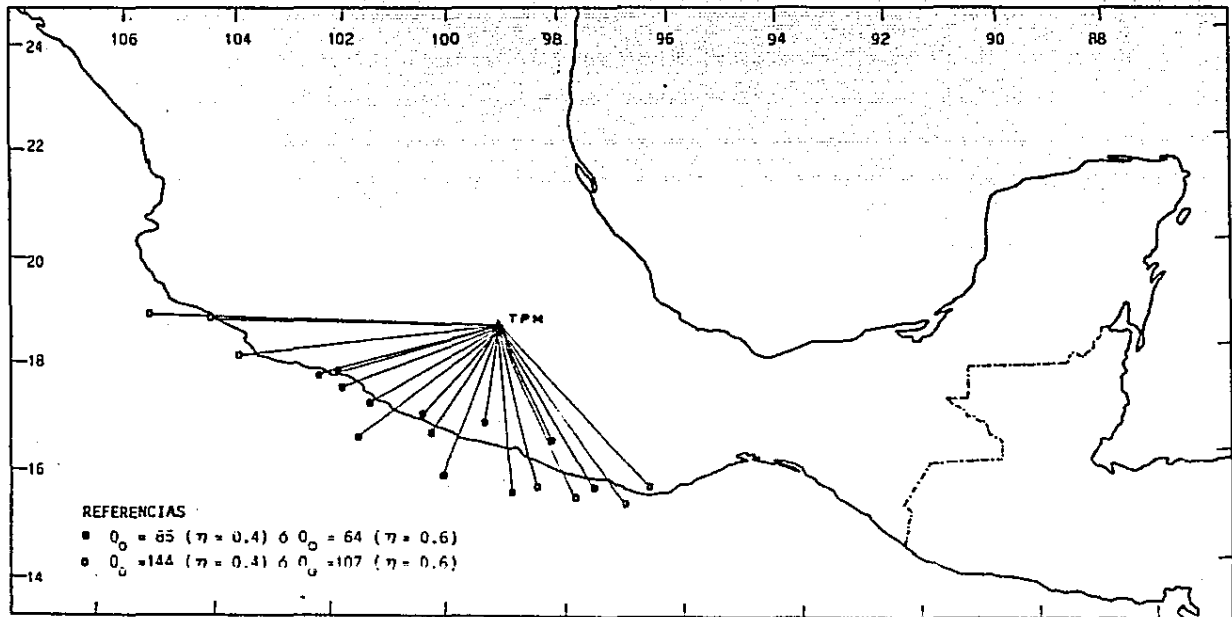


Fig. 7.2 - Valores de Q_0 observados en TPM para 19 eventos (Ver texto).

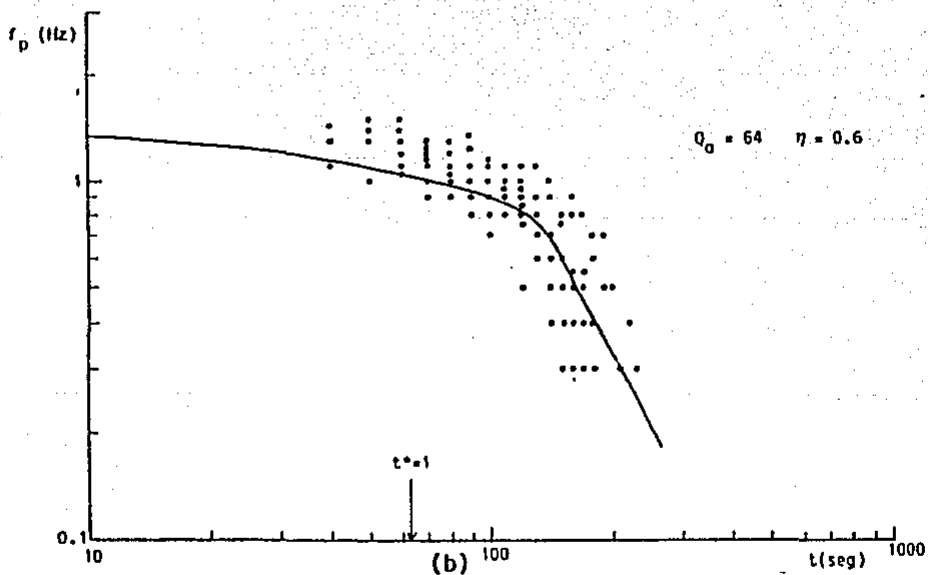
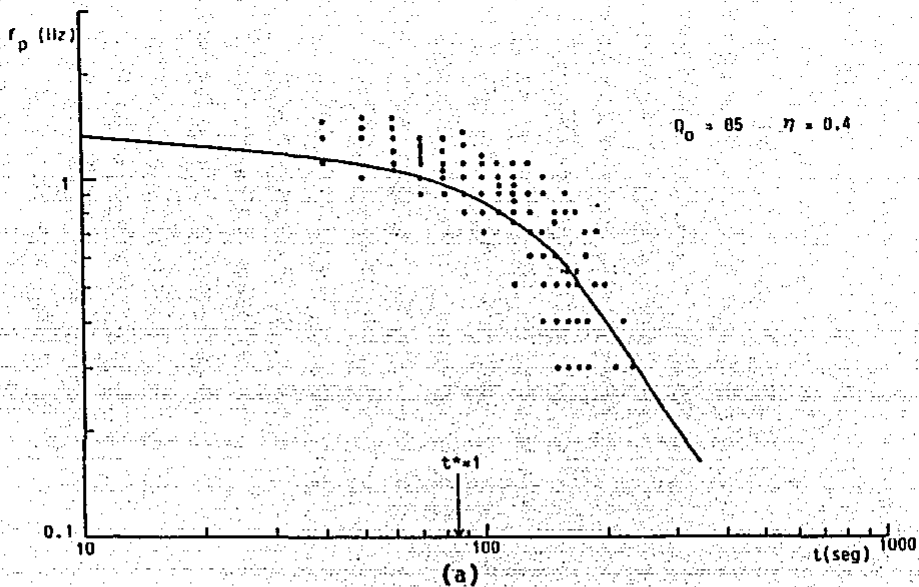


Fig. 7.3 - Gráfica f_p versus t para un grupo de 12 eventos en TPM. Los valores posibles de $Q_0=85$ y $\eta=0.4$ (a) y $Q_0=64$ y $\eta=0.6$ (b) se deben posiblemente a la sensibilidad del método, ya que existe dispersión de los datos con respecto a las curvas teóricas.

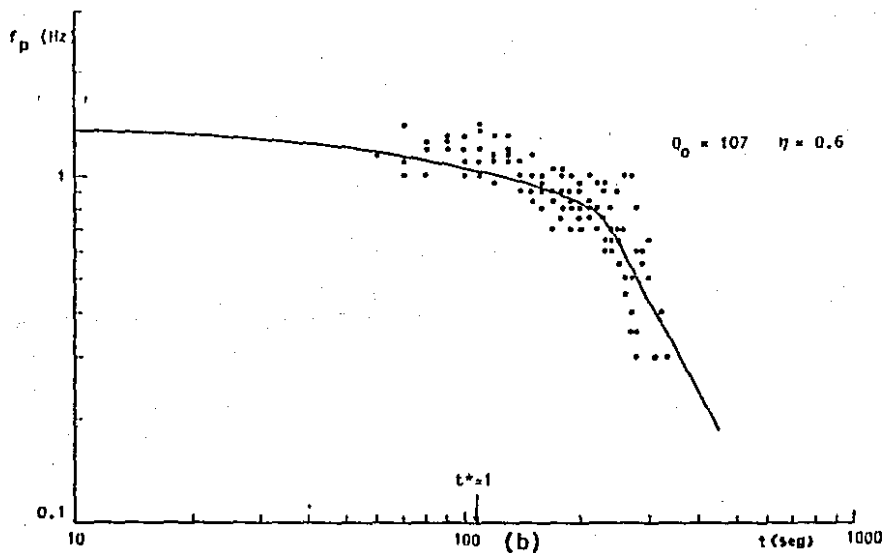
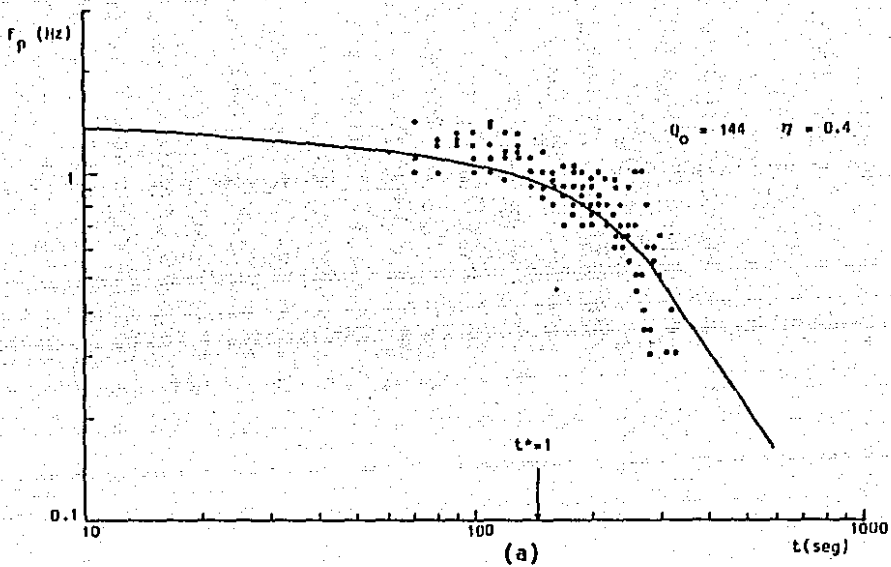


Fig. 7.4 - Gráfica f_p versus t para un grupo de 7 eventos en TPM. Los valores posibles de $Q_0=144$ y $\eta=0.4$ (a) y $Q_0=107$ y $\eta=0.6$ (b) se deben posiblemente a la sensibilidad del método, ya que existe dispersión de los datos con respecto a las curvas teóricas.

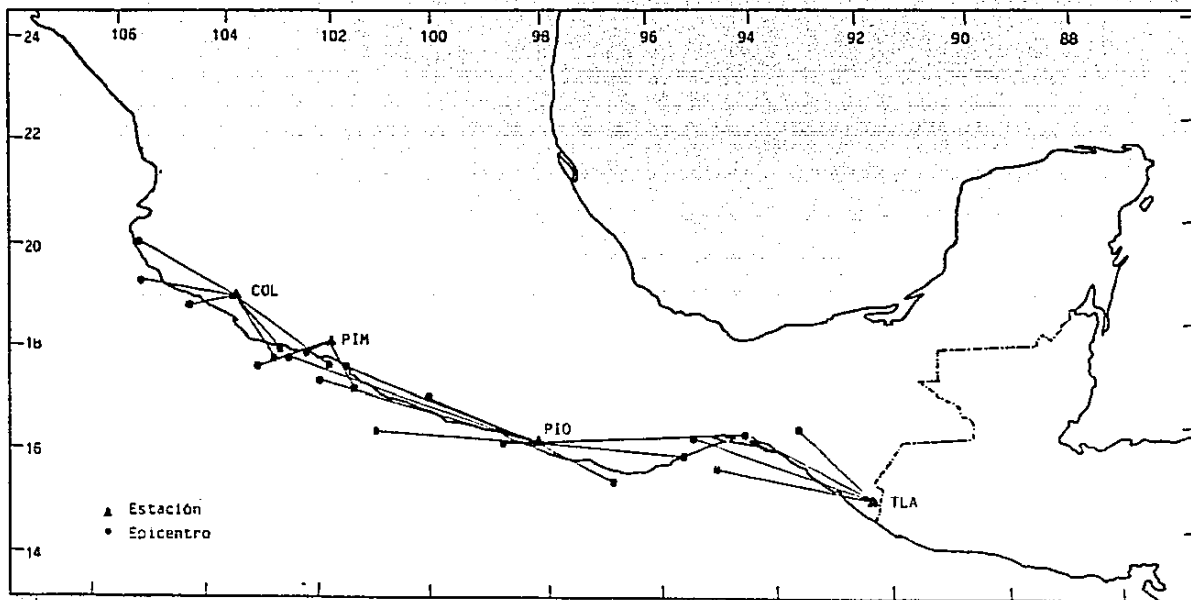


Fig. 7.5 - Trayectorias paralelas a los sismos de la zona de subducción.

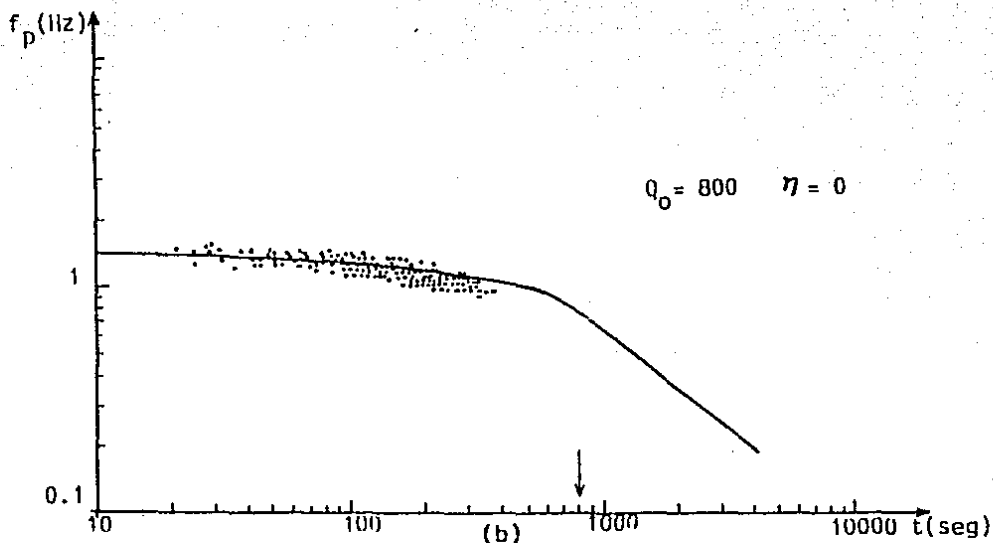
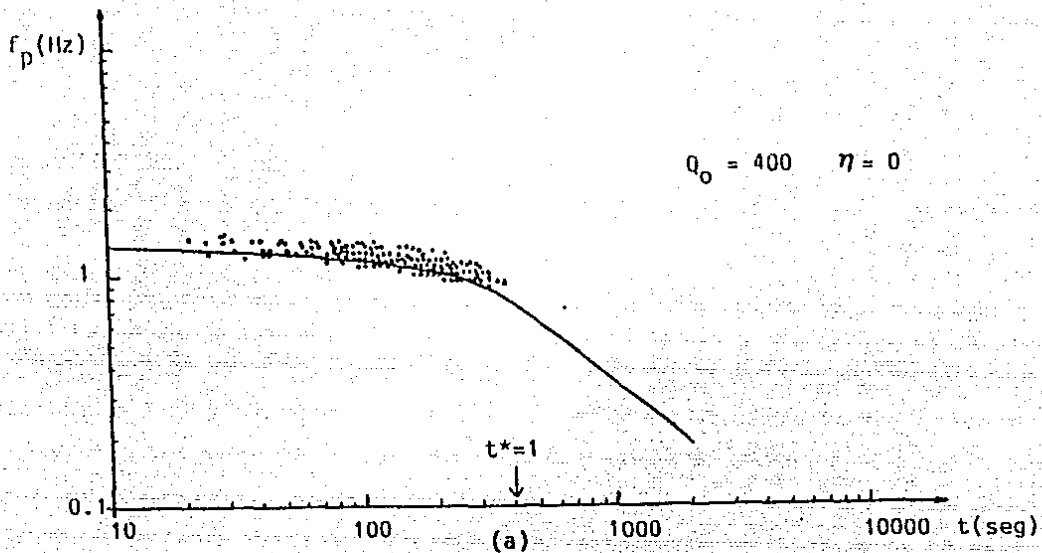


Fig. 7.6 - Gráficas f_p versus t para $\eta=0$ en la estación OXM. Nótese que los datos de frecuencia predominante f_p pueden ajustar valores posibles de $Q_0=400$ (a) y $Q_0=800$ (b) debido a que los mismos no cubren la curvatura de la función teórica. (Datos reproducidos de Canas y otros, 1988).

TABLA 7.1.a. : RESULTADOS DE Q_0 EN TPM

FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG M _T	$\eta = 0.4$			$\eta = 0.6$		
						Q_0	ΔQ	%	Q_0	ΔQ	%
15-11-83	11.00.32.0	17.98	-102.03	33	4.0	85.04	25.06	29.47	64.67	11.44	17.68
18-11-83	01.17.37.1	17.28	-101.39	33	3.9	85.63	13.36	15.60	61.90	8.79	14.20
18-11-83	07.54.55.0	16.75	-101.62	33	4.1	82.55	5.85	7.08	58.51	4.68	8.00
25-01-84	00.08.46.7	17.09	- 99.32	33	3.9	91.14	20.77	22.79	63.73	13.70	21.50
03-04-84	22.59.34.9	17.97	-102.38	15	4.4	100.00	21.29	21.29	74.89	13.74	18.35
07-04-84	23.12.24.0	17.66	-101.86	33	4.3	120.08	13.26	11.04	84.88	8.49	10.00
08-04-84	22.15.28.3	17.17	-100.37	15	3.9	79.23	17.08	21.55	62.91	12.44	19.77
09-04-84	11.21.02.4	15.74	- 98.84	33	4.0	87.68	11.35	12.94	64.84	7.18	11.07
12-09-84	12.33.21.6	16.09	-100.00	5	4.0	88.70	7.00	7.89	69.86	4.35	6.23
07-12-84	09.09.44.6	15.84	- 97.55	33	4.0	72.21	13.38	18.53	57.79	8.80	15.23
13-12-84	21.34.45.5	16.89	-100.20	33	4.0	73.04	9.07	12.47	52.35	5.98	11.43
13-12-84	22.31.12.0	16.72	- 98.23	4	3.8	68.36	14.63	21.40	52.98	9.33	17.61
Promedios: 4.0						85.05	4.27	5.02	64.36	2.86	4.44

TABLA 7.1.b. : RESULTADOS DE Q_0 EN TPM

FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG M _T	$\eta = 0.4$			$\eta = 0.6$		
						Q_0	ΔQ	%	Q_0	ΔQ	%
26-01-84	09.42.36.7	15.76	- 98.42	15	4.2	178.95	21.57	12.05	128.08	14.90	11.63
27-01-84	16.10.36.2	15.52	- 96.69	5	4.4	138.19	16.99	12.29	103.30	10.85	10.50
27-01-84	16.15.22.0	15.83	- 96.45	5	4.3	164.54	23.17	14.08	113.22	15.59	13.77
04-02-84	06.05.29.4	18.28	-103.69	33	4.4	137.96	35.96	26.06	94.65	23.81	25.15
05-02-84	10.28.32.0	19.05	-104.17	15	4.5	129.28	10.94	8.46	98.01	6.48	6.61
07-04-84	03.54.10.6	15.59	- 97.80	33	4.3	136.59	12.30	9.00	100.32	8.00	7.97
09-08-84	04.28.56.3	19.12	-105.34	15	4.8	144.08	12.23	8.49	110.61	7.69	6.95
Promedios: 4.4						144.60	6.64	4.59	107.22	4.40	4.10

TABLA 7.2 : RESULTADOS DE Q_0 EN IIC

REGION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q_0 SATO	CALIDAD (R) SATO
JALISCO	21-10-76	04.59.16.7	19.42	-104.36	33	4.7mb	167	0.80(A)
	27-02-78	01.17.27.0	19.61	-105.18	33	0.0	171	0.81(A)
	10-07-78	21.24.35.0	18.64	-104.41	33	4.4mb	156	0.75(A)
COLIMA	09-02-80	12.35.28.3	18.95	-104.12	33	0.0	197	0.64(B)
MICHOACAN	21-05-80	03.05.36.0	18.16	-102.09	70	4.3mb	160	0.90(A)
	31-10-80	02.38.19.0	18.64	-103.60	33	0.0	186	0.70(B)
	20-01-85	13.50.46.4	17.38	-103.41	33	0.0	183	0.73(B)
	19-06-85	03.09.46.1	18.03	-102.84	15	0.0	156	0.92(A)
	30-04-86	12.52.16.8	17.79	-103.42	15	0.0	147	0.65(B)
	29-06-86	13.51.17.3	18.06	-103.56	33	4.4M1	168	0.67(B)
GUERRERO	27-04-75	14.07.55.0	15.41	- 99.53	0	4.2mb	155	0.86(A)
	29-04-75	10.36.18.0	15.11	- 98.81	0	4.3mb	144	0.82(A)
	14-05-78	12.32.02.5	17.05	-100.26	33	0.0	104	0.88(A)
	22-10-79	09.03.29.0	15.51	- 99.31	33	4.5Ms	173	0.82(A)
	14-08-80	19.27.04.4	15.70	- 98.60	5	4.3mb	118	0.88(A)
	16-08-80	23.26.19.0	17.40	-101.20	5	4.7mb	185	0.86(A)
	18-08-80	09.40.41.2	17.20	-100.60	8	4.5M1	119	0.92(A)
	23-07-83	05.07.38.5	17.03	- 99.73	14	4.7mb	160	0.80(A)
	17-08-83	05.14.38.5	17.47	-101.88	33	4.0mb	123	0.88(A)
	08-09-83	18.45.13.0	17.21	-101.70	5	0.0	143	0.79(A)
	27-10-83	09.42.38.0	15.96	- 98.51	33	3.9mb	159	0.91(A)
	05-06-86	00.51.07.1	17.95	-101.98	33	0.0	182	0.69(B)
	OAXACA	29-04-75	15.49.00.0	14.70	- 99.00	33	0.0	148
03-09-78		03.24.35.1	15.32	- 98.54	33	0.0	151	0.83(A)
05-12-78		11.55.44.6	15.72	- 97.30	6	3.6M1	182	0.88(A)
05-12-78		19.21.32.1	15.30	- 96.41	33	4.1mb	161	0.87(A)
26-12-79		07.35.08.1	14.74	- 99.22	33	0.0	156	0.83(A)
27-12-79		00.44.09.0	15.25	- 98.70	33	0.0	171	0.81(A)
14-06-80		12.47.10.2	15.22	- 96.79	5	4.7mb	167	0.82(A)
19-11-83		14.40.37.4	15.64	- 98.25	16	0.0	146	0.73(B)
22-01-84		10.04.04.2	15.93	- 97.87	33	0.0	112	0.92(A)

 $Q_0 = 156$

TABLA 7.3 : RESULTADOS DE Q_0 EN TAC

REGION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q_0 SATO N-S E-O	CALIDAD (R) SATO
MICHOACAN	20-01-85	13.50.46.4	17.38	-103.41	33	0.0	163	0.62(B)
GUERRERO	23-07-83	05.07.38.5	17.03	-99.73	14	4.7mb	-	-
	17-08-83	05.14.38.5	17.47	-101.88	33	4.0mb	179	0.67(B)
							135	0.71(B)
	08-09-83	18.45.13.0	17.21	-101.70	5	0.0	199	0.62(B)
							225	0.69(B)
	27-10-83	09.42.38.0	15.96	-98.51	33	3.9mb	-	-
	05-06-86	00.51.07.1	17.95	-101.98	33	0.0	140	0.83(A)
							133	0.81(A)
OAXACA	19-11-83	14.40.37.4	15.64	-98.25	16	0.0	-	-
	22-01-84	10.04.04.2	15.93	-97.87	33	0.0	164	0.63(B)
							218	0.70(B)
							-	-

Q_0 : 170

TABLA 7.4 : RESULTADOS DE Q_0 PARA TRAYECTORIAS PARALELAS A LA ZONA DE SUBDUCCION

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q_0 SATO AKI	CALIDAD (R)
COL	19-03-86	22.45.02.0	17.93	-102.93	5	0.0	111	0.91(A)
	01-04-86	13.27.28.3	17.86	-101.90	15	0.0	74	0.94(A)
	12-04-86	08.46.16.5	18.14	-102.79	15	0.0	88	0.78(A)
	26-05-87	16.04.31.0	19.00	-104.50	33	0.0	131	0.97(A)
							126	0.96(A)
	11-07-87	08.04.11.0	19.47	-105.36	5	0.0	107	0.96(A)
	21-10-87	04.35.07.5	20.25	-105.50	25	0.0	161	0.94(A)
						142	0.83(A)	

Q_0 : 112

//...

TABLA 7.4 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	\bar{Q}_o SATO AKI	CALIDAD (R)
PIM	06-10-85	15.42.08.5	17.91	-102.93	16	0.0	103	0.77(A)
	09-10-85	22.27.41.2	17.31	-101.50	33	0.0	137	0.82(A)
	12-10-85	17.41.11.5	18.02	-102.42	33	0.0	43	0.84(A)
	17-10-85	10.44.23.0	17.79	-103.24	33	0.0	115 95	0.92(A) 0.88(A)
							\bar{Q}_o : 100	
PIO	05-03-85	18.04.32.5	15.55	- 96.82	33	0.0	85	0.88(A)
	08-03-85	09.00.07.5	16.40	- 98.67	5	0.0	79	0.89(A)
	23-03-85	19.33.12.4	17.19	-100.05	25	0.0	121	0.78(A)
	19-06-85	03.09.46.1	18.03	-102.84	15	4.4mb	249 204	0.85(A) 0.80(A)
	23-06-85	10.14.20.8	16.62	-101.04	33	0.0	204	0.84(A)
	26-06-85	06.44.49.2	16.05	- 95.54	15	0.0	93	0.87(A)
	30-06-85	04.10.02.6	17.89	-101.64	33	0.0	161	0.84(A)
	04-10-85	07.20.21.5	17.65	-102.10	33	0.0	137	0.79(A)
	31-10-85	01.27.07.6	16.40	- 94.38	33	0.0	124	0.84(A)
							\bar{Q}_o : 126	
TLA	31-10-85	01.27.07.6	16.40	- 94.38	33	0.0	- 179	- 0.79(A)
	31-10-85	19.48.14.2	16.47	- 93.54	70	0.0	50	0.83(A)
	17-01-86	20.49.10.4	15.78	- 95.03	33	0.0	119	0.81(A)
	22-01-86	12.10.03.2	16.39	- 95.41	49	0.0	111	0.76(A)
							\bar{Q}_o : 115	

8. ATENUACION EN EL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO

De acuerdo con lo expuesto en el capítulo 6, el Eje Volcánico constituye una zona importante de la geología de México (Fig.6.3) y ha sido motivo de diversos estudios geológicos y geofísicos (Por ej.: Mooser, 1972; Demant, 1978; Morán, 1984; Zlagos y otros, 1985).

El estudio de la atenuación en el Eje Volcánico resulta interesante, ya que se ha observado que las intensidades sísmicas debidas a temblores de la costa decaen abruptamente al norte de éste, que actúa como una barrera que amortigua la energía sísmica (Figueroa, 1963, 1987; Lomnitz, 1988). Además, se ha observado que las intensidades de los sismos que ocurren en el Eje decaen en función de la distancia más rápidamente que los eventos de la zona de subducción y que los de profundidad intermedia del resto del centro y sur de México (Figueroa, 1963, 1987; Chavez y Castro, 1988). Por otra parte, el valor del flujo de calor en el Eje Volcánico de 91 mW m^{-2} es típico de regiones tectónicamente activas, tales como el oeste de los Estados Unidos de América donde el flujo de calor es alto (Zlagos y otros, 1985), sugiriendo que debe existir una alta atenuación sísmica pues se ha observado esta relación en otros lugares del mundo (Herráiz y Espinosa, 1986).

El objetivo de este estudio es interpretar las características generales de esta región usando la atenuación sísmica y establecer una relación entre ésta y las propiedades geofísicas antes mencionadas. Asimismo, verificar si existen variaciones de Q_0 para las diferentes trayectorias analizadas y comparar los resultados de esta zona con los del Centro y Sur de México.

Para realizar este estudio se seleccionaron un grupo de réplicas del sismo de Acambay del 22 de febrero de 1979, una secuencia de temblores del Valle de Toluca de agosto de 1980 y otras trayectorias relacionadas con el Eje Volcánico. Los sismos usados fueron registrados en las estaciones sismológicas IIC, III, IIP, y UNM (Fig. 8.1 a y b).

8.1. RESULTADOS DE Q_0

Los valores individuales de Q_0 de las diferentes trayectorias estudiadas se obtuvieron aplicando los métodos de Aki y Chouet (1975) y de Sato (1977), asumiendo un modelo de dispersión simple de ondas S. Dichos valores muestran en general poca variación en los resultados de Q_0 y valores similares usando ambos métodos (Tabla 8.1).

Los resultados de Q_0 en cada estación (Fig. 8.1.c) se estimaron usando el método de regionalización del centro de gravedad descrito en el inciso 5.4., utilizándose el valor de Q_0 con coeficiente de correlación lineal más alto, en caso de sismos con dos valores de Q_0 . Los resultados fueron: $Q_0=78$ (IIC), $Q_0=102$ (UNM), $Q_0=55$ (III) y $Q_0=81$ (IIP). Los mismos resumen lo siguiente: Valores muy bajos de Q_0 representativos de una región activa, un grado similar de actividad en la región y un valor medio de $Q_0=79$, obtenido como la media aritmética de los valores de Q_0 de cada estación.

La existencia de valores tan bajos de Q_0 en el Eje Volcánico se puede relacionar con el nivel de fallamiento y presencia de cámaras magmáticas existentes en dicha región. Por ejemplo, Ziagos y otros (1985) muestran que el flujo de calor en el Eje Volcánico (91 mW m^{-2}) es el más alto que se ha observado en

el sur de México y mayor que el promedio observado en la Sierra Madre del Sur (26 mW m^{-2}) (Figs.8.2a y b). Estos resultados concuerdan con los de este estudio, ya que el valor medio del factor de calidad en el Eje Volcánico es $Q_0=79$, mientras que el de la Sierra Madre del Sur es $Q_0=113$. Este resultado es el promedio de las trayectorias de las estaciones COL ($Q_0=112$), PIM ($Q_0=100$) y PIO ($Q_0=100$), las cuales cubren el sector occidental de esta sierra (Fig.7.5). Esto ratifica que mientras mayor es el flujo de calor menor es el valor de Q_0 (Fig.8.2b). Por otra parte, los valores de Q_0 en el Eje son, en general, menores que los correspondientes a la zona de subducción (capítulo 7), lo cual explica que las intensidades sísmicas son menores en el Eje Neovolcánico (Fig.8.3).

Los resultados de Q_0 obtenidos en este trabajo son menores que los de las regiones activas citadas en la sección 7.3 y comparables con los observados en la parte central de Italia: $Q_0=74$ (Del Pezzo y Zollo, 1984) (Fig. 9.4).

Para esta región, Canas (1986) estimó dos valores medios: $Q_0=322$, $\eta=0.4$ y $Q_0=129$, $\eta=0.6$ para lo que definió como porción central y oriental del Eje Volcánico, respectivamente. Estos valores se estimaron usando la estación OXM y aplicando el método f_p versus t de Herrmann (1980). Los valores de Q_0 obtenidos por este autor tienen los mismos problemas de falta de resolución que los mencionados en la sección 7.4, dando valores posibles de $Q_0=300$ a 1000 para $\eta=0.4$ y $Q_0=100$ a 700 para $\eta=0.6$ (Figs.8.4a, b, c y d).

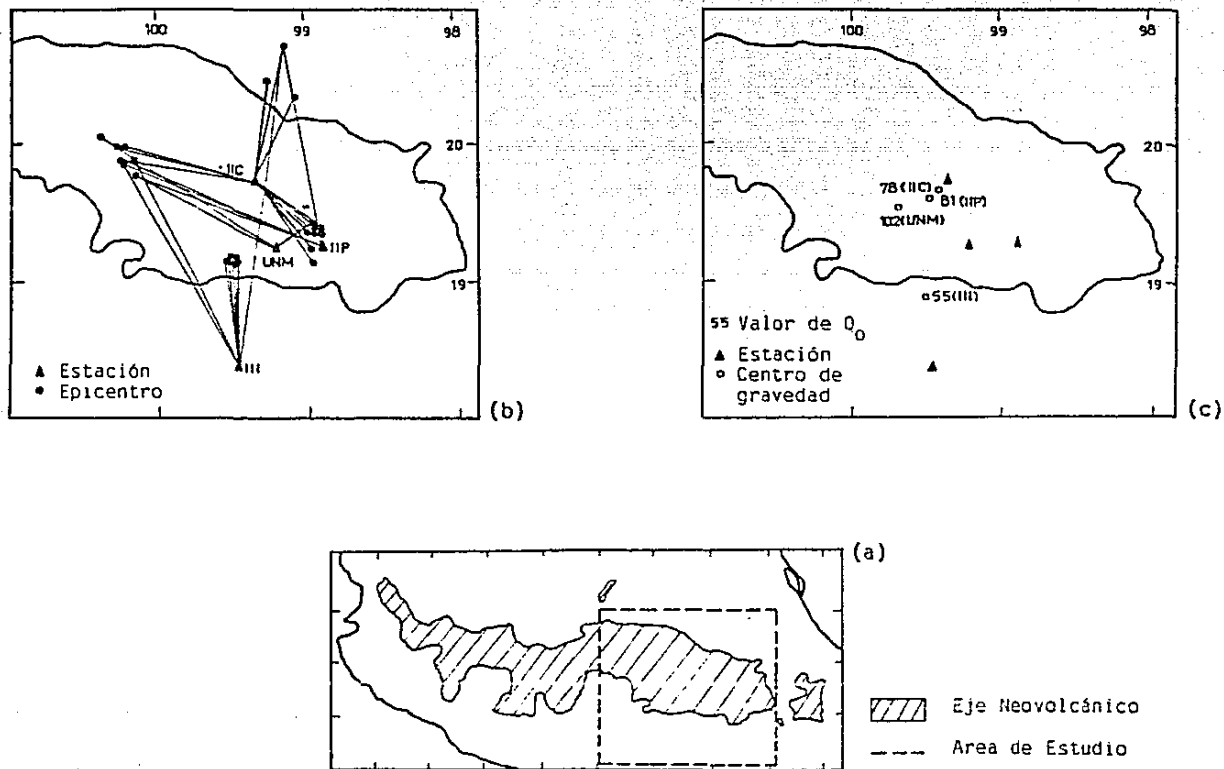


Fig. 8.1 - (a) Area de estudio en el Eje Volcánico (línea de trazos). La zona sombreada indica la ubicación de esta Provincia Fisiográfica. (b) Trayectorias sísmicas utilizadas en el Eje Volcánico. (c) Valores de Q_0 obtenidos en los centros de gravedad de cada estación.

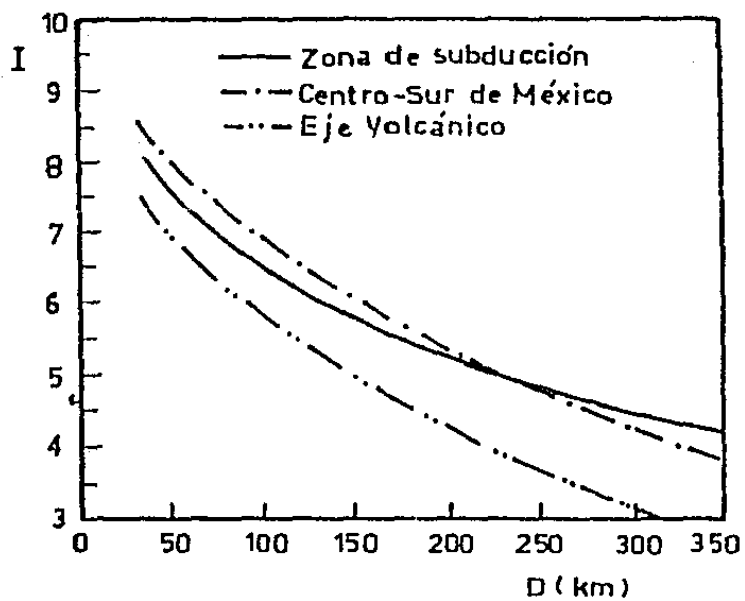
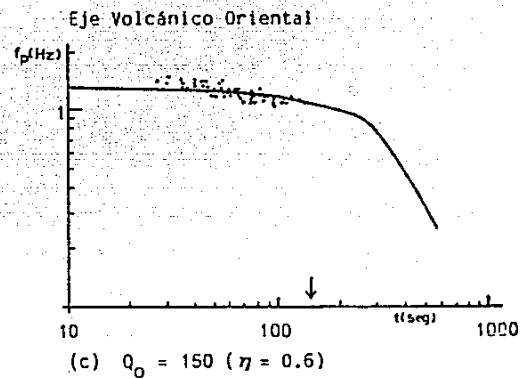
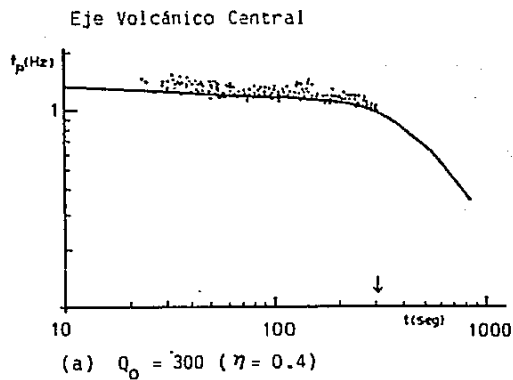


Fig. 8.3 - Intensidad de Mercalli Modificada versus distancia para diferentes regiones de México (Reproducido de Chávez y Castro, 1988).



• : Datos de frecuencia predominante
 — : Curva teórica

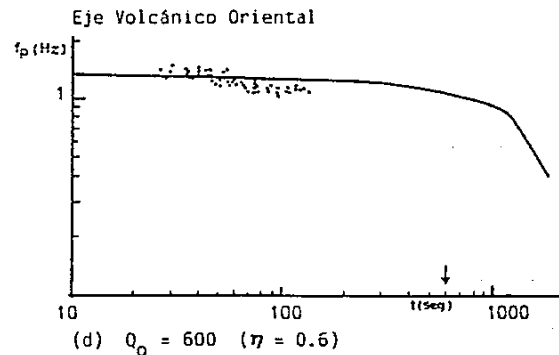
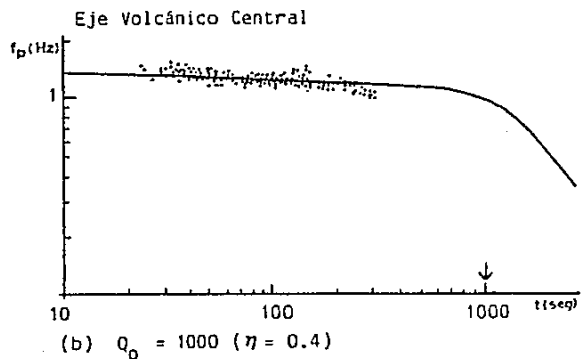


Fig. 3.4 - Gráficas f_p versus t para $\eta=0.4$ y 0.6 en la estación OXM. Nótese que los datos de f_p pueden ajustar valores posibles de $Q_0=300$ (a) y $Q_0=1000$ (b) para la porción Central del Eje Volcánico y $Q_0=150$ (c) y $Q_0=600$ (d) para la porción Oriental. Esto se debe a que los dos grupos de datos no cubren la zona curvada de las funciones teóricas (Datos reproducidos de Canas, 1986).

TABLA 8.1 : RESULTADOS DE Q_0 EN EL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q_0 SATO AKI	CALIDAD (R)
IIC	22-02-79	19.44.52.1	19.91	-100.35	2	0.0	192	0.86(A)
							258	0.75(A)
	22-02-79	21.33.37.5	19.97	-100.25	0	0.0	140	0.85(A)
							116	0.77(A)
	28-02-79	17.46.24.7	20.00	-100.31	4	0.0	60	0.91(A)
							-	-
	03-03-79	23.45.13.9	19.38	- 98.91	2	0.0	85	0.88(A)
							89	0.75(A)
	04-03-79	05.47.10.2	19.38	- 98.92	8	0.0	81	0.86(A)
							66	0.85(A)
	04-03-79	21.59.12.6	19.39	- 98.87	4	0.0	90	0.83(A)
							-	-
	04-03-79	22.24.53.3	19.40	- 98.65	2	0.0	74	0.91(A)
							-	-
	04-03-79	23.21.36.1	19.36	- 99.00	4	0.0	67	0.88(A)
							50	0.78(A)
	05-03-79	11.48.08.7	19.36	- 98.87	0	0.0	62	0.87(A)
							-	-
	06-03-79	12.38.59.4	19.38	- 98.89	16	0.0	59	0.89(A)
							49	0.82(A)
	09-03-79	08.23.01.0	19.30	- 98.90	2	0.0	84	0.74(B)
							56	0.93(A)
	19-08-80	09.34.26.1	19.14	- 99.50	15	0.0	136	0.74(B)
							81	0.78(A)
	19-08-80	10.52.20.3	19.19	- 99.50	20	0.0	75	0.86(A)
							-	-
	19-08-80	11.45.50.9	19.17	- 99.49	20	0.0	69	0.88(A)
						-	-	
20-08-80	04.25.05.4	19.18	- 99.51	19	0.0	56	0.93(A)	
						-	-	
21-08-80	04.31.52.8	19.15	- 99.50	10	0.0	102	0.78(A)	
						58	0.80(A)	
27-07-83	00.32.59.1	20.37	- 99.08	4	0.0	42	0.96(A)	
						-	-	
09-02-84	19.46.22.4	19.18	- 98.82	22	0.0	67	0.95(A)	
						102	0.93(A)	
21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	76	0.90(A)	
						-	-	
27-01-87	17.51.57.0	20.50	- 99.32	15	0.0	73	0.95(A)	
						62	0.87(A)	

Q_0 : 78

//..

TABLA 8.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
III	22-02-79	22.09.30.1	19.93	-100.18	2	0.0	34	0.96(A)
	01-03-79	04.45.22.5	19.92	-100.27	4	0.0	44	0.95(A)
	19-08-80	11.45.50.9	19.17	- 99.49	20	0.0	50	0.88(A)
	19-08-80	15.41.58.3	19.17	- 99.51	18	0.0	83	0.90(A)
	19-08-80	16.59.45.1	19.17	- 99.53	22	0.0	105	0.74(B)
	20-08-80	04.25.05.4	19.18	- 99.51	19	0.0	44 62	0.83(A) 0.73(B)
	21-08-80	04.31.52.8	19.15	- 99.50	10	0.0	119	0.63(B)
	21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	52 74	0.72(B) 0.85(A)
							-	-
						Q _o : 55		
IIP	28-02-79	19.37.08.5	19.95	-100.27	4	0.0	113	0.80(A)
	01-03-79	04.45.22.5	19.92	-100.27	4	0.0	73 93	0.89(A) 0.88(A)
	01-03-79	06.48.05.0	19.81	-100.19	0	0.0	84	0.68(B)
	21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	76	0.84(A)
							-	-
						Q _o : 81		
UNM	01-03-79	06.48.05.0	19.81	-100.19	0	0.0	91	0.80(A)
	01-03-79	06.51.13.0	20.08	-100.43	8	0.0	174	0.77(A)
	05-03-79	11.48.08.7	19.36	- 98.87	0	0.0	42	0.78(A)
						-	-	
						Q _o : 102		

9. RESULTADOS DE LA REGIONALIZACION DE Q_0 EN EL CENTRO Y SUR DE MEXICO

El interés de regionalizar el Centro y Sur de México se debe a que no existe un estudio sistemático de regionalización de la atenuación usando el factor de calidad Q . Además, dicha regionalización permitirá conocer las variaciones de este parámetro en la región, lo cual es de interés en Sismología e Ingeniería, como ya se discutió en el capítulo 2.

La sismicidad del Centro y Sur de México se caracteriza por sismos superficiales y de profundidad intermedia ($0 < h < 200$), que pueden ser usados para regionalizar Q_0 en la litósfera (Figs. 6.1 y 9.1).

La regionalización de esta zona del país se realizó usando alrededor de 200 trayectorias de 17 estaciones del Servicio Sismológico Mexicano y de la red SISMEX (Fig.9.2). No fue posible estudiar el norte de México debido a la falta de sismos y estaciones en esta región. El único modo era usando sismos registrados en estaciones de Estados Unidos de América, pero el inconveniente es que se pierde resolución espacial de Q debido a que las trayectorias son muy largas (mayores de 1000 km), por lo que se decidió no usar las mismas.

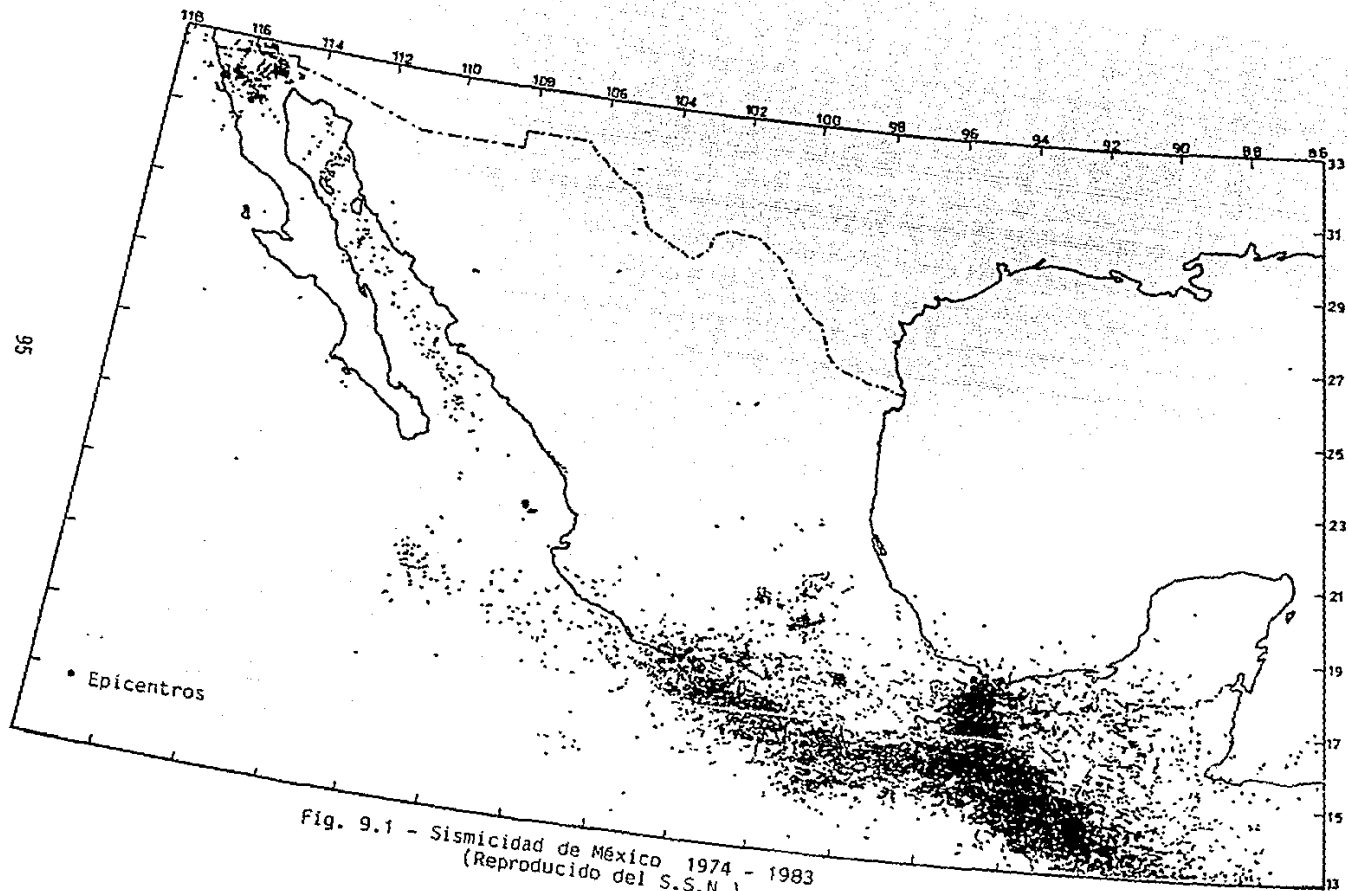
La Tabla 9.1 muestra la totalidad de los eventos utilizados en este trabajo, donde aparecen las estaciones, los parámetros focales de cada sismo, los valores de Q_0 obtenidos aplicando los métodos de Aki y Chouet (1975) y de Sato (1977), para un modelo de dispersión de ondas S y la calidad de los mismos.

Un análisis global de los resultados de Q_0 obtenidos por los dos métodos arriba señalados confirman que ambos dan valores similares para sismos locales.

El método de Herrmann (1980) no se utilizó en este estudio debido a que el modelo de ondas superficiales brinda resultados similares a los obtenidos usando un modelo de ondas S, tal como se demostró en el capítulo 7. Esto también ha sido confirmado por Aki y Chouet (1975) para California y Japón y por Jin y Aki (1988) en China.

Los valores medios de Q_0 asociados a cada estación (Tabla 9.2 y Fig. 9.3) se obtuvieron aplicando el método de regionalización del centro de gravedad explicado en sección 5.4., utilizándose el valor de Q_0 atenuación con coeficiente de correlación lineal más alto, en caso de sismos con dos valores de Q_0 . Estos valores resumen tres aspectos importantes: Un alto grado de actividad tectónica caracterizada por valores bajos de Q_0 , el mismo nivel de actividad en toda la región y un valor medio de $Q_0=130$ para el Centro y Sur de México, obtenido como la media aritmética de los valores de cada estación. Este valor es consistente con los obtenidos en el estudio de atenuación entre los sismos de la zona de subducción y la ciudad de México, cuyo resultado promedio fue $Q_0=142$ y con el valor promedio $Q_0=113$ obtenido en el estudio de atenuación de las trayectorias paralelas a la zona de subducción. Además, el valor $Q_0=130$ para el Centro y Sur de México es consistente con los resultados de Rodríguez y otros (1983), Novelo-Casanova y otros (1985), Mahdyiar y otros (1986) y Singh y otros (1988), obtenidos para diferentes zonas de México, por lo que puede considerarse que $Q_0=130$ parece razonable para esta región. Asimismo, este valor es similar a los obtenidos en regiones activas de Japón (Tsujiura, 1978; Aki 1980a y b), de Estados Unidos de América (Singh y Herrmann, 1983) y de China (Jin y Aki, 1988) y menor a los de Asia Central (Rautian y Khalturin, 1978) y a los de regiones más estables de E.U.A. y China (Singh y Herrmann, 1983; Jin y Aki, 1988) (Fig. 9.4).

La región Sureste de México presenta valores de atenuación significativamente mayores que los del Centro y Sur del país. La Tabla 9.2 muestra cuatro eventos seleccionados de la estación Mérida (MER) ubicada en la Península de Yucatán, los cuales dieron un valor medio de $Q_0 = 590$. Este valor de Q_0 refleja la tectónica de la región, ya que la Península de Yucatán se caracteriza por la presencia de las secuencias Cenozoica y Cretácica, que sobreyacen en una masa cristalina que ha permanecido estable desde el Paleozoico (Sección 6.2.2). Es importante destacar que el reducido número de eventos seleccionados en MER, se debe a que esta estación (mecánica) tiene baja magnificación en sus instrumentos (Mag=160, componente Z y Mag=250, componentes N-S y E-O) y sólo permite registrar eventos de gran tamaño (aproximadamente mb > 5). Por otra parte, se estudió un evento ocurrido el 26 de agosto de 1959, localizado en el sur del Golfo de México (Fig. 9.2), el cual dió un valor en MER de $Q_0 = 1529$ (Método de Aki y Chouet), comparable a la región estable del noreste de Estados Unidos de América (Fig. 9.4). Aparentemente la zona del Golfo de México presenta una menor atenuación, sin embargo, un mayor número de datos en esta región confirmarían lo expresado, por este motivo el evento antes mencionado no fue incluido en la Tabla 9.2. Sin embargo, el valor medio de $Q_0 = 590$ obtenido en MER es similar a los resultados de la zona este de las Rocallosas y centro-sur de Estados Unidos de América (Singh y Herrmann, 1983) y a los del centro-norte, noreste, noroeste y sureste de China (Jin y Aki, 1988) (Fig. 9.4).



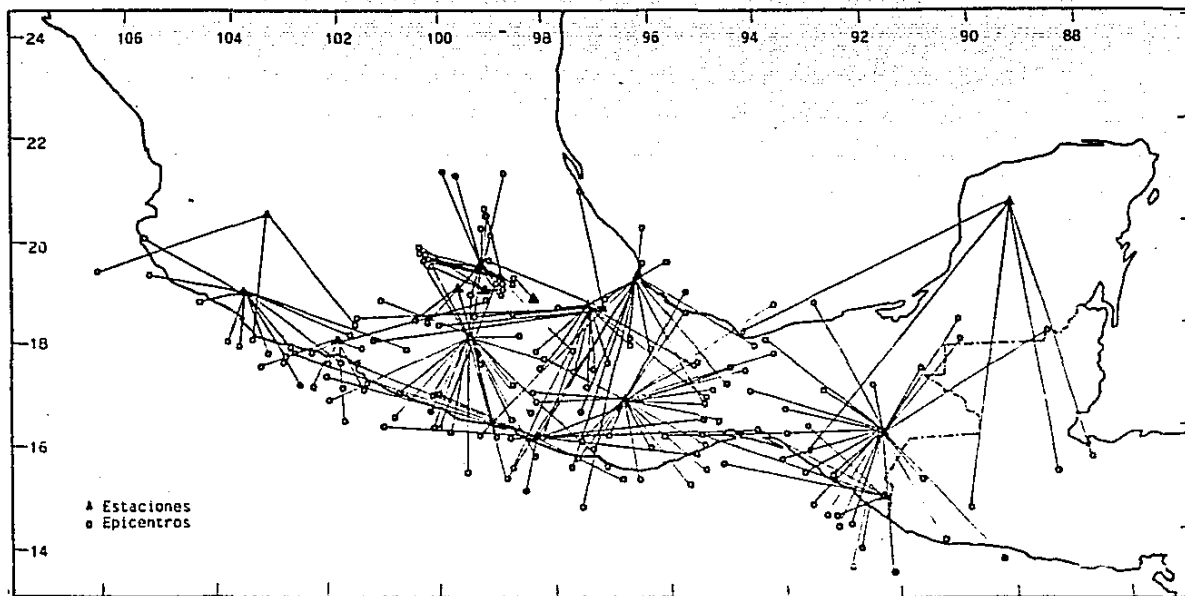


Fig. 9.2 - Trayectorias sísmicas utilizadas en este trabajo.

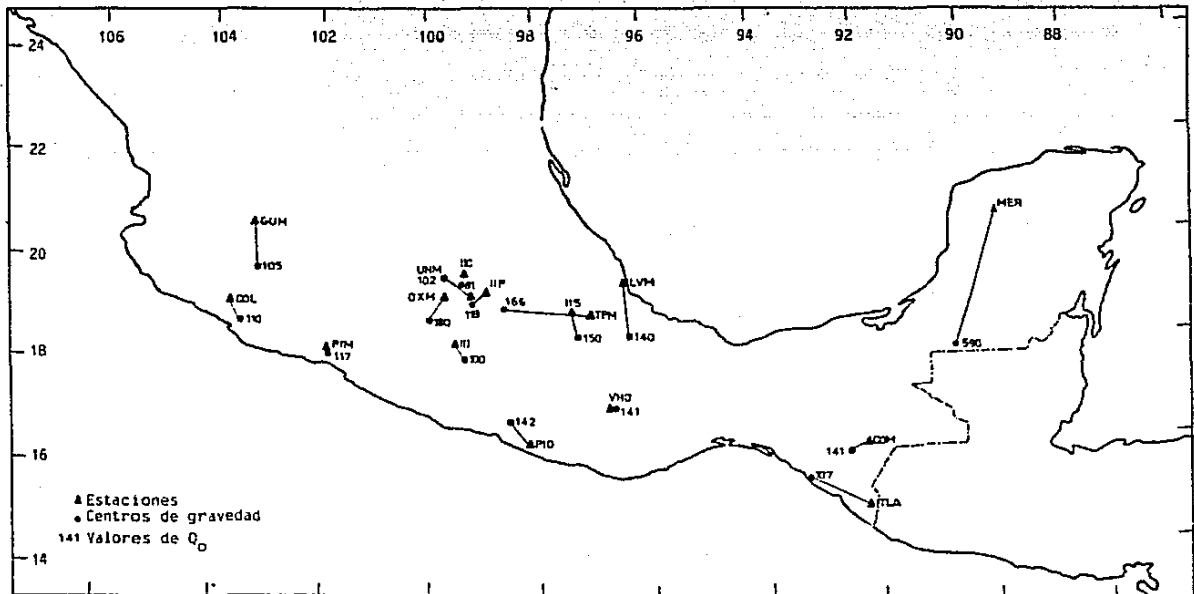
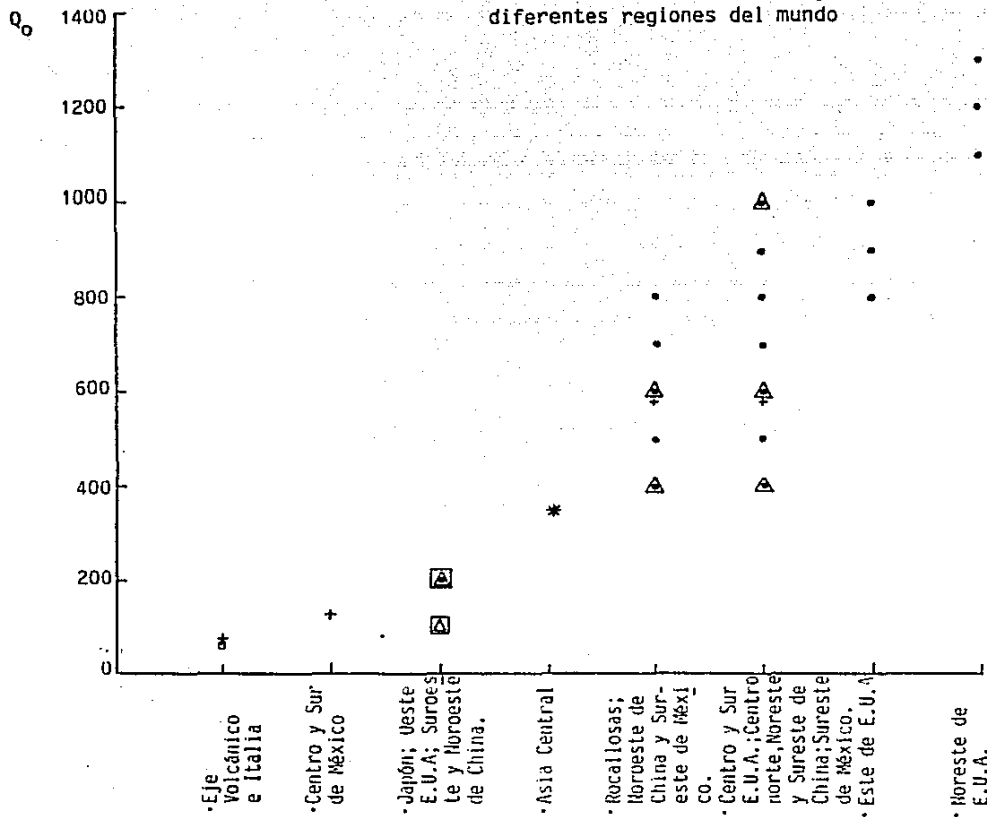


Fig. 9.3 - Resultados de Q_0 en los centros de gravedad de cada estación utilizada (Ver texto).

Fig. 9.4 - Comparación de resultados de Q_0 para diferentes regiones del mundo



REFERENCIAS

- * Asia Central (Rautian y Khalturin, 1978)
- △ China (Jin y Aki, 1988)
- E.U.A. (Singh y Herrmann, 1983)
- Japón (Tsujiura, 1978; Aki, 1980a y 1980b)
- + México (Este estudio)
- o Italia (Del Pezzo y Zollo, 1984)

TABLA 9.1 : RESULTADOS DE Q_o EN EL CENTRO Y SUR DE MEXICO

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q_o SATO AKI	CALIDAD (R)	
COL	03-03-86	08.13.40.0	17.98	-103.23	5	0.0	79	0.90(A)	
	04-03-86	01.12.31.0	18.13	-103.67	5	0.0	140 210	0.95(A) 0.72(B)	
	16-03-86	09.30.32.0	17.36	-102.57	33	0.0	103 44	0.95(A) 0.87(A)	
	19-03-86	22.45.02.0	17.93	-102.93	5	0.0	111	0.91(A)	
	01-04-86	13.27.28.3	17.86	-101.90	15	0.0	74	0.94(A)	
	12-04-86	08.46.16.5	18.14	-102.79	15	0.0	88	0.78(A)	
	03-02-87	10.59.17.8	18.18	-103.97	33	0.0	94 159	0.95(A) 0.80(A)	
	26-05-87	16.04.31.0	19.00	-104.50	33	0.0	131 126	0.97(A) 0.96(A)	
	11-07-87	08.04.11.0	19.47	-105.36	5	0.0	107	0.96(A)	
	29-07-87	11.33.28.5	18.37	-101.68	60	0.0	99	0.95(A)	
	25-08-87	23.44.26.8	18.03	-100.65	33	0.0	132	0.93(A)	
	21-10-87	04.35.07.5	20.25	-105.50	25	0.0	161 142	0.94(A) 0.83(A)	
								Q_o : 110	
	COM	04-01-83	20.45.34.0	14.06	- 91.12	101	0.0	175	0.89(A)
14-01-83		06.07.01.0	13.51	- 92.12	33	0.0	143	0.92(A)	
17-01-83		04.07.36.0	14.49	- 93.03	40	0.0	180 94	0.88(A) 0.83(A)	
29-01-83		23.51.08.0	13.70	- 92.90	33	0.0	105	0.80(A)	
31-01-83		08.31.36.0	14.45	- 92.82	33	0.0	107	0.88(A)	
13-02-83		15.48.58.0	15.44	- 93.13	33	0.0	152	0.87(A)	
14-02-83		18.32.04.0	15.64	- 93.62	33	0.0	232 242	0.80(A) 0.72(B)	

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
	21-02-83	18.45.22.0	14.67	- 93.24	33	0.0	98	0.86(A)
	23-02-83	09.56.31.0	15.28	- 91.48	33	0.0	161 278	0.90(A) 0.68(B)
	26-02-83	13.03.24.0	17.10	- 93.14	5	0.0	63	0.89(A)
	27-02-83	06.01.58.0	14.01	- 92.67	60	0.0	103	0.88(A)
	01-04-83	10.44.46.0	15.85	- 94.00	33	0.0	153 235	0.90(A) 0.63(B)
	21-04-83	15.37.04.0	17.97	- 90.65	33	0.0	123	0.94(A)
	04-05-83	13.18.40.0	18.36	- 90.59	33	0.0	110	0.91(A)
	13-05-83	12.19.58.0	13.61	- 90.34	33	0.0	150	0.86(A)
	20-05-83	14.39.47.0	14.93	- 93.51	33	0.0	111	0.93(A)
	26-12-83	22.36.40.0	17.47	- 91.39	70	0.0	154	0.86(A)
	04-01-84	20.54.57.0	16.33	- 93.91	143	0.0	189	0.81(A)
	15-09-84	01.52.47.0	17.16	- 94.44	76	0.0	206 196	0.86(A) 0.70(B)
	21-09-84	09.34.54.0	18.00	- 89.10	33	0.0	135	0.89(A)
	14-11-84	17.47.07.0	16.34	- 96.01	33	0.0	89	0.80(A)
	18-11-84	01.24.27.0	16.84	- 93.87	33	0.0	179 92	0.74(B) 0.90(A)
	22-03-85	16.40.35.0	18.85	- 93.32	33	0.0	157	0.75(A)
	05-05-85	20.04.05.0	18.14	- 94.19	15	0.0	123	0.82(A)
	30-05-85	20.15.04.0	17.17	- 92.34	33	0.0	113	0.72(B)
	22-01-86	12.10.03.2	16.39	- 95.41	49	0.0	234 159	0.85(A) 0.65(B)
							Q _o : 141	
								//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
GUM	03-02-87	04.42.29.5	18.19	-103.47	33	4.5MI	102	0.85(A)
	26-10-87	08.15.30.0	19.47	-106.30	33	0.0	131	0.86(A)
	29-12-87	11.01.21.9	18.48	-101.60	33	0.0	83	0.85(A)
							Q _o : 105	
IIC	22-02-79	19.44.52.1	19.91	-100.35	2	0.0	192	0.86(A)
							258	0.75(A)
	22-02-79	21.33.37.5	19.97	-100.25	0	0.0	140	0.85(A)
							116	0.77(A)
	28-02-79	17.46.24.7	20.00	-100.31	4	0.0	60	0.91(A)
	03-03-79	23.45.13.9	19.38	- 98.91	2	0.0	85	0.88(A)
							89	0.75(A)
	04-03-79	05.47.10.2	19.38	- 98.92	8	0.0	81	0.86(A)
							66	0.85(A)
	04-03-79	21.59.12.6	19.39	- 98.87	4	0.0	90	0.83(A)
	04-03-79	22.24.53.3	19.40	- 98.65	2	0.0	74	0.91(A)
	04-03-79	23.21.36.1	19.36	- 99.00	4	0.0	67	0.88(A)
							50	0.78(A)
	05-03-79	11.48.08.7	19.36	- 98.87	0	0.0	62	0.87(A)
06-03-79	12.38.59.4	19.38	- 98.89	16	0.0	59	0.89(A)	
						49	0.82(A)	
09-03-79	08.23.01.0	19.30	- 98.90	2	0.0	84	0.74(B)	
						56	0.93(A)	
19-08-80	09.34.26.1	19.14	- 99.50	15	0.0	136	0.74(B)	
						81	0.78(A)	
19-08-80	10.52.20.3	19.19	- 99.50	20	0.0	75	0.86(A)	
19-08-80	11.45.50.9	19.17	- 94.49	20	0.0	69	0.88(A)	
20-08-80	04.25.05.4	19.18	- 99.51	19	0.0	56	0.93(A)	
21-08-80	04.31.52.8	19.15	- 99.50	10	0.0	102	0.78(A)	
						58	0.80(A)	
27-07-83	00.32.59.1	20.37	- 99.08	4	0.0	42	0.96(A)	

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
	10-01-84	06.48.19.8	18.64	-100.25	8	0.0	-	-
	09-02-84	19.46.22.4	19.18	- 98.82	22	0.0	214	0.70(B)
	21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	67	0.95(A)
	04-04-86	16.34.35.9	21.47	- 99.71	5	0.0	102	0.93(A)
	24-05-86	22.38.57.3	21.60	- 98.82	33	0.0	76	0.90(A)
	25-05-86	19.45.40.1	21.62	-100.00	33	0.0	-	-
	27-01-87	17.51.57.0	20.50	- 99.32	15	0.0	53	0.83(A)
							70	0.88(A)
							52	0.93(A)
							73	0.95(A)
							62	0.87(A)
							Q _o : 81	
III	22-02-79	22.09.30.1	19.93	-100.18	2	0.0	34	0.96(A)
	01-03-79	04.45.22.5	19.92	-100.27	4	0.0	44	0.95(A)
	19-08-80	11.45.50.9	19.17	- 99.49	20	0.0	50	0.88(A)
	19-08-80	15.41.58.3	19.17	- 99.51	18	0.0	83	0.90(A)
	19-08-80	16.59.45.1	19.17	- 99.53	22	0.0	105	0.74(B)
	20-08-80	04.25.05.4	19.18	- 99.51	19	0.0	44	0.83(A)
	21-08-80	04.31.52.8	19.15	- 99.50	10	0.0	62	0.73(B)
	25-05-83	20.26.41.3	17.21	-101.12	15	4.4M1	119	0.63(B)
	27-07-83	22.56.27.0	16.48	- 99.83	33	0.0	52	0.72(B)
	28-07-83	12.35.16.6	15.86	- 97.04	8	0.0	114	0.89(A)
	09-08-83	03.56.52.5	15.70	- 99.48	25	4.3mb	86	0.90(A)
	19-08-83	19.03.56.0	16.40	- 99.04	33	0.0	124	0.92(A)
	24-08-83	04.38.39.4	16.77	-100.83	15	0.0	138	0.89(A)
	24-08-83	21.36.02.0	15.56	- 98.75	9	0.0	86	0.93(A)
							123	0.94(A)
							110	0.95(A)

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
	29-08-83	07.50.12.5	16.96	-100.23	15	0.0	104	0.96(A)
							179	0.65(B)
	23-10-83	02.06.23.2	16.62	-100.12	8	0.0	77	0.92(A)
							-	-
	23-10-83	23.43.15.0	17.21	-100.70	16	0.0	125	0.91(A)
							80	0.73(B)
	08-11-83	07.29.57.5	16.88	- 98.39	33	0.0	130	0.87(A)
							-	-
	09-11-83	21.10.59.3	15.97	- 98.33	5	0.0	110	0.91(A)
							-	-
	15-11-83	23.18.16.2	17.13	-102.02	33	0.0	121	0.94(A)
							-	-
	22-11-83	09.17.29.3	17.44	-101.41	33	0.0	126	0.88(A)
							-	-
	30-11-83	15.12.30.8	16.68	- 98.74	33	0.0	103	0.84(A)
							-	-
	13-08-84	06.17.17.5	19.06	-101.10	5	0.0	60	0.87(A)
							-	-
	21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	74	0.85(A)
							-	-
	05-02-85	17.54.42.0	17.04	- 98.25	33	0.0	79	0.89(A)
							-	-
	12-02-85	20.44.39.0	17.90	- 98.11	65	0.0	229	0.80(A)
							132	0.75(A)
	16-04-85	01.26.02.0	17.43	- 98.66	5	0.0	124	0.84(A)
							-	-
	08-06-85	20.52.00.0	18.29	- 98.56	23	0.0	154	0.76(A)
							-	-
							Q _o : 190	
IIP	28-02-79	19.37.08.5	19.95	-100.27	4	0.0	113	0.80(A)
							73	0.89(A)
	01-03-79	04.45.22.5	19.92	-100.27	4	0.0	93	0.88(A)
							-	-
	01-03-79	06.48.05.0	19.81	-100.19	0	0.0	84	0.68(B)
							-	-
	15-06-83	05.16.51.1	16.46	- 99.99	15	0.0	123	0.89(A)
							-	-
	07-09-83	05.22.17.0	18.04	- 97.57	48	0.0	-	-
							220	0.82(A)
	21-12-84	07.27.47.9	20.75	- 99.15	33	0.0	76	0.84(A)
							-	-
							Q _o : 118	

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
IIS	10-10-85	03.44.48.3	18.92	- 97.87	33	0.0	-	-
							105	0.76(A)
	27-10-85	10.18.27.2	18.74	- 99.55	5	0.0	231	0.61(B)
							-	-
	08-09-86	13.03.36.3	17.76	- 95.48	67	0.0	-	-
							110	0.85(A)
	01-10-86	10.12.42.0	15.83	- 98.76	15	0.0	187	0.82(A)
							-	-
	23-11-86	05.36.48.5	16.44	- 98.19	16	3.0MI	188	0.85(A)
							-	-
	26-11-86	11.07.29.5	17.35	- 97.44	33	0.0	173	0.72(B)
							-	-
	27-06-87	05.10.41.5	17.86	- 97.01	90	0.0	126	0.92(A)
							118	0.87(A)
	27-06-87	14.38.28.0	17.70	- 97.25	33	0.0	174	0.91(A)
						115	0.91(A)	
13-07-87	07.46.32.0	17.07	- 95.25	120	0.0	190	0.89(A)	
						-	-	
03-08-87	11.07.07.9	18.08	- 96.63	70	0.0	105	0.72(B)	
						-	-	
16-08-87	05.54.07.3	17.69	- 97.60	33	0.0	165	0.91(A)	
						132	0.85(A)	
19-08-87	13.47.32.5	17.68	- 98.17	33	0.0	147	0.78(A)	
						-	-	
17-09-87	05.45.43.8	18.02	- 98.28	33	0.0	267	0.67(B)	
						93	0.70(B)	
06-10-87	04.03.53.4	19.78	- 95.89	25	0.0	171	0.79(A)	
						-	-	
						Q _o :	150	
LVM	02-03-84	04.30.29.0	18.80	- 95.56	33	0.0	79	0.92(A)
							-	-
	16-07-84	16.36.57.0	17.33	- 94.88	110	0.0	-	-
							198	0.77(A)
	26-07-84	21.18.31.0	15.75	- 97.67	60	0.0	92	0.88(A)
							-	-
13-08-84	05.26.47.0	16.87	- 97.55	70	0.0	136	0.88(A)	
						-	-	
17-08-84	15.58.34.0	15.00	- 97.53	15	0.0	103	0.78(A)	
						-	-	
21-10-84	08.14.28.0	16.39	- 99.30	16	0.0	131	0.92(A)	
						-	-	

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
	03-11-84	06.33.45.0	15.57	- 98.85	16	0.0	136	0.86(A)
	04-11-84	12.43.48.0	16.96	- 95.29	119	4.5mb	-	-
	30-11-84	18.59.31.0	18.26	- 96.66	50	0.0	186 199	0.74(B) 0.73(B)
	13-03-85	04.43.19.0	18.05	- 96.25	110	0.0	159 148	0.90(A) 0.68(B)
	07-06-85	01.12.19.0	19.08	- 97.04	5	0.0	82	0.90(A)
	06-07-85	16.28.08.9	20.45	- 96.31	70	0.0	119 94	0.88(A) 0.86(A)
	01-08-86	20.51.25.9	18.01	- 94.41	68	0.0	198	0.79(A)
							Q _o : 140	
OXM	31-01-83	15.45.39.2	17.80	- 99.30	15	0.0	86	0.89(A)
	24-03-83	01.10.48.9	18.64	-100.51	33	0.0	275	0.64(B)
							Q _o : 180	
PIM	05-10-85	05.14.46.4	17.28	-101.78	33	0.0	141	0.83(A)
	05-10-85	09.07.39.2	16.88	-101.68	33	0.0	106	0.79(A)
	06-10-85	15.42.08.5	17.91	-102.93	16	0.0	103	0.77(A)
	09-10-85	22.27.41.2	17.31	-101.50	33	0.0	137	0.82(A)
	12-10-85	17.41.11.5	18.02	-102.42	33	0.0	43	0.84(A)
	16-10-85	04.24.39.4	17.43	-102.30	33	0.0	148 167	0.83(A) 0.82(A)
	17-10-85	10.44.23.0	17.79	-103.24	33	0.0	115 95	0.92(A) 0.88(A)
	19-10-85	02.52.10.6	17.80	-102.03	33	0.0	139	0.77(A)
	19-10-85	08.28.37.4	19.09	- 99.22	5	0.0	146	0.83(A)
	26-10-85	05.22.13.9	18.10	-101.56	33	0.0	92	0.81(A)
							Q _o : 117	//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	\bar{Q}_o SATO AKI	CALIDAD (R)
PIO	05-03-85	18.04.32.5	15.55	- 96.82	33	0.0	85	0.87(A)
	08-03-85	09.00.07.5	16.40	- 98.67	5	0.0	79	0.89(A)
	22-03-85	06.30.11.5	15.28	- 98.50	33	0.0	121	0.78(A)
	23-03-85	19.33.12.4	17.19	-100.05	25	0.0	125	0.76(A)
	19-06-85	03.09.46.1	18.03	-102.84	15	4.4mb	249	0.85(A)
	23-06-85	10.14.20.8	16.62	-101.04	33	0.0	204	0.80(A)
	26-06-85	06.44.49.2	16.05	- 95.54	15	0.0	93	0.87(A)
	30-06-85	04.10.02.6	17.89	-101.64	33	0.0	161	0.84(A)
	21-08-85	00.24.46.4	17.59	- 94.78	33	0.0	133	0.76(A)
	16-09-85	02.42.04.6	16.68	- 95.27	105	0.0	204	0.79(A)
	04-10-85	07.20.21.5	17.65	-102.10	33	0.0	119	0.89(A)
	07-10-85	19.58.18.0	19.80	- 96.36	6	4.1MI	137	0.79(A)
	31-10-85	01.27.07.6	16.40	- 94.38	33	0.0	96	0.89(A)
							124	0.85(A)
						\bar{Q}_o : 142		
TLA	31-10-85	01.27.07.6	16.40	- 94.38	33	0.0	-	-
	31-10-85	19.48.14.2	16.47	- 93.54	70	0.0	179	0.78(A)
	17-01-86	20.49.10.4	15.78	- 95.03	33	0.0	50	0.83(A)
	22-01-86	12.10.03.2	16.39	- 95.41	49	0.0	110	0.81(A)
	25-01-86	14.01.50.8	14.61	- 93.07	15	0.0	111	0.76(A)
						83	0.86(A)	
						74	0.92(A)	
						\bar{Q}_o : 107		

//...

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATO AKI	CALIDAD (R)
TPM	09-03-83	17.02.26.3	18.63	-101.64	33	0.0	206	0.88(A)
	13-03-83	20.29.49.3	19.96	- 99.18	9	0.0	124	0.83(A)
	18-03-83	02.35.55.0	18.56	-100.05	33	0.0	102	0.74(B)
	29-09-83	08.12.22.5	18.19	-101.31	45	0.0	148	0.83(A)
	06-04-84	11.34.16.0	21.20	- 97.36	33	0.0	225	0.92(A)
							150	0.84(A)
							Q _o : 166	
UNM	01-03-79	06.48.05.0	19.81	-100.19	0	0.0	91	0.80(A)
	01-03-79	06.51.13.0	20.08	-100.43	8	0.0	174	0.77(A)
	05-03-79	11.48.08.7	19.36	- 98.87	0	0.0	42	0.78(A)
							Q _o : 102	
VHO	01-01-83	20.12.10.0	16.07	- 97.29	15	0.0	96	0.87(A)
	01-01-83	21.37.56.0	15.75	- 95.26	15	0.0	148	0.92(A)
	01-01-83	00.47.34.0	17.65	- 94.82	60	0.0	91	0.74(B)
	09-01-83	16.52.27.0	15.52	- 96.52	15	0.0	204	0.88(A)
	25-01-83	10.05.59.0	16.17	- 95.32	33	0.0	102	0.88(A)
	29-01-83	01.47.14.0	15.38	- 95.64	33	0.0	117	0.62(B)
	05-02-83	00.18.11.0	17.40	- 94.46	70	0.0	123	0.94(A)
	13-02-83	17.00.57.0	16.11	- 96.25	33	0.0	175	0.72(B)
	14-02-83	07.22.33.0	17.21	- 95.09	125	0.0	160	0.75(A)
	17-02-83	23.00.15.0	16.65	- 95.02	121	0.0	137	0.75(A)
	16-03-83	00.49.00.9	19.14	- 95.54	70	0.0	140	0.83(A)
	20-03-83	10.58.31.0	16.88	- 95.27	109	0.0	186	0.82(A)
							111	0.76(A)
							87	0.85(A)
							83	0.88(A)

//..

TABLA 9.1 (Continuación)

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATU AKI	CALIDAD (R)
	23-06-83	20.22.18.0	15.95	- 97.52	33	0.0	118	0.87(A)
							86	0.72(B)
	27-02-84	10.12.21.0	16.37	- 97.03	80	0.0	124	0.88(A)
	25-04-84	15.48.32.0	18.91	- 93.99	80	0.0	254	0.82(A)
	25-06-84	16.35.39.0	16.30	- 97.52	33	0.0	74	0.95(A)
	05-02-85	17.54.42.0	17.04	- 98.25	33	0.0	160	0.88(A)
	12-02-85	20.44.39.0	17.90	- 98.11	65	0.0	196	0.80(A)
	29-03-85	07.57.38.0	17.75	- 95.38	33	0.0	97	0.93(A)
	08-06-85	03.29.49.0	17.88	- 94.03	70	0.0	179	0.73(B)
	16-07-85	06.51.37.0	17.26	- 98.29	60	0.0	181	0.74(B)
							Q _o :	141

TABLA 9.2 : RESULTADOS DE Q_o EN EL SURESTE DE MEXICO

ESTACION	FECHA	To	LAT	LONG	PROF	MAG	Q _o SATU AKI	CALIDAD (R)
MER	06-02-76	18.19.17.9	14.76	- 90.61	5	5.7mb	619	0.64(B)
						5.3Ms	-	-
	08-02-76	08.13.46.7	15.57	- 88.47	5	5.2mb	565	0.77(A)
						5.6Ms	-	-
	09-02-76	11.44.46.6	15.32	- 89.07	5	5.2mb	332	0.81(A)
						4.7Ms	-	-
	15-09-83	10.39.02.5	15.97	- 93.44	122	5.7mb	-	-
							846	0.79(A)
							Q _o :	590

10. CONCLUSIONES

Los resultados y conclusiones más importantes de este trabajo son:

a) Los resultados de Q_0 obtenidos usando un modelo de dispersión simple de ondas S (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977) son similares a los estimados utilizando ondas superficiales (Herrmann, 1980), lo cual ratifica que la excitación de la coda es semejante para ambos modelos (Aki, 1980b).

b) Los resultados de Q_0 para trayectorias aproximadamente paralelas ($Q_0=113$) y perpendiculares ($Q_0=142$) a la zona de subducción son similares, sin embargo se observa una atenuación ligeramente mayor para trayectorias paralelas. Asimismo, los valores de atenuación obtenidos para otras trayectorias en el Centro y Sur de México son consistentes con los primeros. Dichos resultados sugieren que el medio (terrenos tectonoestratigráficos alóctonos) atenúan a las ondas sísmicas de modo similar. Estos bajos valores de Q_0 y los altos valores de η observados en el Centro y Sur de México indican una actividad tectónica importante en la región (Singh y Herrmann, 1983).

c) En la mayoría de las regiones estudiadas se observó una alta atenuación, obteniéndose los siguientes valores promedios: $Q_0=79$ en el Eje Neovolcánico Transmexicano y $Q_0=130$ en el Centro y Sur de México. Estos resultados están de acuerdo con las observaciones de flujo de calor realizadas en estas dos regiones de México (Ziagos y otros, 1985), ya que valores altos de flujo de calor corresponden a valores bajos de Q_0 y viceversa.

d) La alta atenuación observada en el Eje Volcánico indica que las cámaras magmáticas y/o fallas de éste atenúan con mayor grado a

las ondas sísmicas que los terrenos tectonoestratigráficos alóctonos del Centro y Sur de México. El grado de atenuación observado en el Eje explica que las intensidades de los sismos de esta región decaen más rápidamente con la distancia que los eventos de la zona de subducción y que los de profundidad intermedia del resto del Centro y Sur de México (Figuroa, 1963, 1987; Chavez y Castro, 1988; Lomnitz, 1988).

e) Los altos valores de atenuación observados en el Eje Neovolcánico Transmexicano son comparables a los de la región central de Italia (Del Pezzo y Zollo, 1984), mientras que los del Centro y Sur de México son similares a los de Japón (Tsujiura, 1978; Aki, 1980a y b), a los de Estados Unidos de América (Singh y Herrmann, 1983) y a los de China (Jin y Aki, 1988) para regiones activas y menores a los de Asia Central (Rautian y Khalturin, 1978) y a los de Chile (Cruzat, 1984), también para regiones sísmicamente activas.

f) La región Sureste (Península de Yucatán) presenta los valores más altos de Q_0 del área de estudio, obteniéndose un resultado medio de $Q_0=590$. Este resultado está de acuerdo con la tectónica de la región, ya que ésta ha permanecido estable desde el Paleozoico. Asimismo, este valor intermedio de Q_0 se puede comparar con los obtenidos en Estados Unidos de América (Singh y Herrmann, 1983) y en China (Jin y Aki, 1988) para regiones más estables.

g) La evaluación de la dependencia de Q con la frecuencia (η) podría estimarse para complementar el estudio e atenuación del Centro y Sur de México. Para llevar a cabo este trabajo podría utilizarse el método de Herrmann (1980) o la estimación de Q para diversos rangos de frecuencia (Por ej.: Rodríguez y otros, 1983; Novelo-Casanova y Lee, 1988) en cada una de las estaciones usadas para este estudio.

h) Los resultados obtenidos podrían ser de utilidad, por ejemplo, para establecer escalas de magnitud en sismología o para predecir distribución de isosistas en una región y optimizar modelos teóricos de aceleración para ingeniería sísmica.

i) En este trabajo sólo se evaluaron las variaciones espaciales de Q coda, pero no se consideró la relación entre este parámetro y Q_1 (intrínseco) o Q_2 (medido en función de intensidades sísmicas), lo cual puede ser motivo de estudios futuros en la región.

BIBLIOGRAFIA

AKI, K. *Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves*, J. Geophys. Res., Vol. 74, No.2, 615-631, 1969.

AKI, K. y CHOUET, B. *Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects*, J. Geophys. Res., Vol. 80, No.23, 3322-3342, 1975.

AKI, K. *Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz*, Phys. Earth. Planet. Interiors, Vol. 21, 50-60, 1980 a.

AKI, K. *Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere*, J. Geophys. Res., Vol. 85, No.11, 6486-6504, 1980 b.

ANDREWS, D. J., *Can earthquake source spectra be inferred from coda spectra*, enviado para ser publicado, 1988.

ASTIZ, L., KANAMORI, H. y EISSLER, H., *Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 77, 1326-1346, 1987.

BEROZA, G., RIAL, J. A. y McNALLY, K. C., *Source mechanisms of the June 7, 1982 Ometepc, Mexico earthquake*, Geophys. Res. Letters, Vol. 11, 689-692, 1984.

BEVIS, C. e ISACKS, B. L., *Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff Zones*, J. Geophys. Res., Vol. 89, 6153-6170, 1984.

BOLLINGER, G. A., *Attenuation of the L_g phase and the determination of m_b in the southeastern United States*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 69, 45-63, 1979.

BURBACH, G. V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W. D. y MATUMOTO, T., *Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate*, J. Geophys. Res., Vol. 89, 7719-7735, 1984.

CAMPA, M. F., RAMIREZ, J., FLORES, R. y CONEY, P., *Conjuntos estratotectónicos del occidente de Guerrero y oriente de Michoacan*, Resúmenes de la V Convención Geológica Nacional, México, D.F., 106-107, 1980.

CAMPA, M. F., RAMIREZ, J., FLORES, R. y CONEY, P., *Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacan, México y Morelos*, Serie Técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No.10, 28, 1981.

CAMPA, M. F. y CONEY, P., *Tectonoestratigraphic terranes and mineral resource distributions in México*, Can J. Earth. Sci, Vol. 20, 1040-1051, 1983.

CANAS, J. A. *Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del Eje Volcánico de México*, Geof. Int., Vol. 25-4, 503-520, 1986.

CANAS, J. A., EGOZCUE, J.J. y PUJADAS, Ll., *Seismic attenuation in southern Mexico using the coda Q method*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 78, No.5, 1807-1817, 1988.

CHAEI, E. P. y STEWART, G. S., *Recent large earthquakes along the Middle American trench and their implications for the subduction process*, J. Geophys. Res., Vol. 87, 329-338, 1982.

CHAVEZ, M. y CASTRO, R., *Attenuation of Modified Mercalli Intensity with distance in Mexico*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 78, No. 6, 1875-1884, 1988.

CHAVEZ, D. E. y PRIESTLEY, K. K., *Measurement of frequency dependent L_g attenuation in the Great Basin*, Geophys. Res. Letters, Vol. 13, 551-554, 1986.

CRUZAT, J. P., *Estimación del parámetro de atenuación Q en base a la coda de sismos locales chilenos*, Tesis para obtener el título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, 1984.

DAINTY, A. M., *A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz*, Geophys. Res. Letters, Vol. 8, 1126-1128, 1981.

DAINTY, A. M. y TOKSÖZ, M. N., *Seismic codas on the earth and the moon: a comparison*, Phys. Earth Planet. Interiors, Vol. 26, 256-266, 1981.

DEL PEZZO, E. y ZOLLO, A., *Attenuation of coda wave and turbidity coefficient in Central Italy*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 74, No. 6, 2655-2659, 1984.

DEMANT, A., *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación*, Revista Geología, UNAM, Vol. 2, No. 2, 172-187, 1978.

DEWEY, J. W. y SUAREZ, G., *Seismicity of middle America*, enviado para ser publicado en DNAG Associated Volume (GSMV-1), Neotectonics of North America Seismicity Section, 1988.

DWYER, J. J., HERRMANN, R. B. y NUTTLI, O. W., *Numerical study of attenuation of high frequency L_g -waves in the New Madrid seismic region*, U.S.G.S., Open-File Report 81-112, 1981.

DWYER, J. J., HERRMANN, R. B. y NUTTLI, O. W., *Spatial attenuation of the L_g waves in the central United States*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 73, No.3, 781-796, 1983.

ESPINOSA, A. F., *Seismic waves attenuation studies the contiguous United States*, in Summaries of Technical Reports, Vol. XII, U.S.G.S., Open-File Report 81-833, 1981.

ESPINOSA, A. F., *L_g waves attenuation in contiguous United States* (Abs) EOS Transactions AGU, Spring meeting, Amer.Geophys.Union, Cincinnati, Ohio, Vol. 65, 233, 1984.

EWING, M., JARDETSKY, W. S. y PRESS, F., *Elastic waves in layered media*, Mc Graw-Hill, New York, pág.358, 1957.

FIGUEROA, A. J., *Isosistas de macrosismos mexicanos*, Informe No.67, Instituto de Ingenieria, UNAM, México, 1963.

FIGUEROA, A. J., *Isosistas de grandes temblores en la República Mexicana*, Instituto de Ingenieria, UNAM, México, 1987.

FUJITA, K. y KANAMORI, H., *Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes*, Geophys. J. Royal Astron. Soc., Vol. 66, 131-156, 1981.

GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F., *Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 46, 105-145, 1956.

HALPERN, M., GUERRERO, J. C. y RUIZ-CASTELLANOS, M., *Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central México*, A progress report, Unión Geof. Mex., Reunión Anual, Resúmenes, 30-31, 1974.

HASVKOV, J , Trabajo no publicado, 1979.

HERNANDEZ-GARCIA, R., *Paleografía del Paleozoico de Chiapas*, Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, Vol. 25, 79-103, 1973.

HERRAIZ, M. y ESPINOSA, A. F., *Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: Development of the theory of coda waves*, Open-File Report, U.S.G.S., 86-455, 1986.

ISACKS, B. y BARAZANGI, M., *Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and down-wards bending of the subducted lithosphere*, In Talwani, M., y Pitman, W. C., eds., *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins*, Maurice Ewing Series 1, Am. Geophys. Union, 99-114, 1977.

ISACKS, B. y MOLNAR, P., *Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of local-mechanism solutions of mantle earthquakes*, *Reviews of Geophys. and Space Phys.*, Vol. 9, 103-174, 1971.

JIMENEZ, J. y PONCE, L., *Focal mechanism of six large earthquakes in northern Oaxaca, Mexico, for the period 1928-1973*, *Geof. Int.*, Vol. 17, 379-386, 1978.

JIN, A. y AKI, K., *Temporal changes in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and Haicheng earthquake of 1975*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. B1, 665-673, 1986.

JIN, A. y AKI, K., *Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 78, No.2, 741-769, 1988.

JONES, F. B., LONG, L. T. y McKEE, J. H., *Study of the attenuation and azimuthal dependence of seismic-wave propagation in the southeastern United States*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 67, 1503-1513, 1977.

LEFEVRE, L. V. y McNALLY, K. C., *Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone*, J. Geophys. Res., Vol. 90, 4495-4510, 1985.

LOMNITZ, C., *Linear dissipation in solids*, J. Appl. Phys. Vol. 28, 201-205, 1957.

LOMNITZ, C., *Global Tectonics and Earthquake Risk*, Developments in Geotectonics 5, Elsevier Scientific Publishing Company, 1974.

LOMNITZ, C., *The 1985 México earthquake*, Natural and Man-made Hazards, 63-79, 1988.

MAHDYAR, M., SINGH, S. K. y MEYER, R. P., *Moment-magnitude scale for local earthquakes in the Petatlan region, México, based on recorded peak horizontal velocity*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 76, 1225-1240, 1986.

MARTIN DEL POZO, A. L., *Petrogenesis of the monogenetic vulcanism in the Sierra Chichinautzin*, enviado para ser publicado en Litósfera, 1988.

McNALLY, K. C., GONZALEZ-RUIZ, J. R. y STOLTE, C., *Seismogenesis of the 1985 great ($M_s=8.1$) Michoacan, Mexico earthquake*, Geophys. Res. Letters, Vol. 13, 585-588, 1986.

MITCHELL, B., *Regional variation and frequency dependence of Q_B in the crust of the United States*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 71, 1531-1538, 1981.

MOLNAR, P. y SKYES, L. R., *Tectonics of the Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity*, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 80, 1639-1684, 1969.

MOOSER, F., *The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics*, Geof. Internac., Vol. 12, 55-70, 1972.

MOOSER, F., *Historia geológica de la Cuenca de México*. In Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, Tomo I, 7-38, 1975.

MORAN, D., *Geología de la República Mexicana*, Instituto de Estadística, Geografía e Informática y Fac. de Ingeniería de la UNAM, 1984.

NUTTLLI, O. W., *Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America*, J. Geophys. Res., Vol. 78, 876-885, 1973.

NUTTLLI, O. W., *A time-domain study of the attenuation of 10 Hz waves in the New Madrid seismic zone*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 68, 343-355, 1978.

NUTTLLI, O. W., *The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 70, 469-486, 1980.

NOVELO-CASANOVA, D. A., BERG, E., HSU, V. y HELSLEY, C. E., *Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation (Q_c^{-1}) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlan Earthquake*, Geophys. Res. Letters, Vol. 12, No. 11, 789-792, 1985.

NOVELO-CASANOVA, D. A. y LEE, W. H. K., *Comparison of techniques that use the single scattering model to determine the quality factor Q from coda waves*, enviado para ser publicado en Bull. Seismol. Soc. Am, 1989.

PATTON, H. J., *L_g excitation and propagation in the western United States*, preprint for fifth annual DARPA/AFOSR Symposium, 1983.

PESECKIS, L. L. y POMEROY, P. W., *Determination of Q using L_g waves and its implications for nuclear yield estimation (abs.)*, EOS Transactions AGU, Vol. 65, 995, 1984.

RAUTIAN, T. G. y KHALTURIN, V. I., *The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 68, No.4, 923-948, 1978.

RAUTIAN, T. G., KHALTURIN, V. I., MARTINOV, V.G. y MOLNAR, P., *Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tadjikistan region*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 68, 949-971, 1978.

RODRIGUEZ, M., HAVSKOV, J. y SINGH, S. K., *Q from coda waves near Petatlan, Guerrero, México*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 73, No.1, 321-326, 1983.

ROECKER, S. W., *Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia*, Ph.D.Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 1981..

ROECKER, S. W., TUCKER, B., KING, J. y HATZFELD, D., *Estimates of Q in central Asia as a function frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes*, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 72, 129-149, 1982.

ROSENBLUETH, E. y MELI, R., *The 1985 earthquake: causes and effects in Mexico City*, Concrete Intern., May, 23-24, 1986.

SATO, H., *Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation*, J. Phys. Earth, Vol. 25, 27-41, 1977.

SHURBET, D. H. y CEBULL, S. E., *Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt - Reply*, Tectonophysics, Vol. 127, 158-160, 1986.

SINGH, S., *Regionalization of crustal Q in the continental United States*, Ph.D. Thesis, St. Louis Univ., St. Louis, Missouri, U.S.A.

SINGH, S. y HERRMANN, R., *Regionalization of crustal coda Q in the continental United States*, J. Geophys. Res., Vol. 88, No. B1, 527-538, 1983.

SINGH, S. K., MENA, E., ANDERSON, J. G., LERMO, L. y QUAAS, R., *Source spectra and RMS acceleration of Mexican subduction zone earthquake*, enviado para ser publicado en Bull. Seismol. Soc. Am., 1988.

SOLOMON, S. C., *Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America*, J. Geophys. Res., Vol. 77, 1483-1502, 1972.

STEWART, G. S., CHAEL, E. P. y McNALLY, K. C., *The 1978 November 29, Oaxaca, Mexico earthquake: a large simple event*, J. Geophys. Res., Vol. 86, 5053-5060, 1981.

STOLTE, C., McNALLY, K. C., GONZALEZ-RUIZ, J., SIMILA, G. W., REYES, A., REBOLLAR, C., MUNGUÍA, L. y MENDOZA, L., *Fine structure*

of a postfailure Wadati-Benioff zone, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 13, 577-580, 1986.

STREET, R. L., *Scaling northeastern United States/southeastern Canadian earthquakes by their L_g waves*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 66, 1525-1537, 1976.

SUAREZ, G. y PONCE, L., *Intraplate seismicity and crustal deformation in central Mexico (abs.)*, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, Vol. 67, 1114, 1986.

SUAREZ, G. y SINGH, S. K., *Tectonic interpretation of the Trans - Mexican Volcanic Belt*, *Tectonophysics*, Vol. 127, 155-158, 1986.

SUTEAU, A. M. y WHITCOMB, J. H., *A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment M_0 , and local Richter magnitude M_L* , *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 69, 353-368, 1979.

SUTTON, G. M., MITRONOVAS, W. y POMEROY, P. W., *Short-period seismic energy radiation patterns from underground nuclear explosions and small magnitude earthquakes*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 57, 249-267, 1967.

TSAI, Y. B. y AKI, K., *Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 59, 275-287, 1969.

TSUJIURA, M., *Spectral analysis of the coda waves from local earthquake*, *Bull. of Earth. Res. Inst.*, Vol. 53, 1-48, 1978.

UNAM Seismology Group, *The September 1985 Michoacan earthquake: aftershock distribution and history of rupture*, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 13, 573-576, 1986.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., *Paleomagnetism of the Miocene Jantetelco granodiorites and Tepexco volcanic group and inferences of crustal block rotations in central Mexico*, Tectonophysics, Vol. 76, 149-168, 1981.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y DEL CASTILLO, L., *Un modelo del Eje Volcanico Mexicano*, Bol. Soc. Geol. Mex., Vol. 38, 18-28, 1977.

VALDEZ-GONZALEZ, C. M., NOVELO-CASANOVA, D. A. y MEYER, R. P., *Contrasts in coda Q parallel and perpendicular to the Mexican Pacific Coast*, EOS, Vol. 68, No.44, 1362, 1987.

ZIAGOS, J. P., BLACKWELL, D. D. y MOOSER, F., *Heat flow in southern Mexico and thermal effects of subduction*, J. Geophys. Res., Vol. 90, No. B7, 5410-5420, 1985.