

00323
72



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

"ATENUACION DE LA FASE LG EN EL EJE
NEOVOLCANICO MEXICANO"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

F I S I C A

P R E S E N T A :

GLORIA VICTORIA / SALAS CISNEROS



DIRECTOR DE ESTUDIOS DE TESIS:
DR. JAIME YAMAMOTO VICTORIO



2003
FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

A



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PAGINACION DISCONTINUA



DRA. MARÍA DE LOURDES ESTEVA PERALTA
Jefa de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:
"Atenuación de la fase Lg en el Eje Neovolcánico Mexicano"

realizado por Salas Cisneros Gloria Victoria

con número de cuenta 09319593-9 , quién cubrió los créditos de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis

Propietario

Dr. Jaime Yamamoto Victorio

Propietario

M. en C. Manuel René Garduño López

Propietario

Dr. Andrea Luisa Aburto Espina

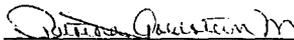
Suplente

Dr. Raúl Patricio Esquivel Sirvent

Suplente

Dr. Luis Quintanar Robles

Consejo Departamental de Física


DRA. PATRICIA GOLDSTEIN MENACHIS
Coordinadora de Licenciatura

B

ÍNDICE

	AGRADECIMIENTOS.....	II
	RESUMEN.....	III
	INTRODUCCIÓN.....	VI
I.	ONDAS SÍSMICAS	
	a) ONDAS INTERNAS.....	1
	b) ONDAS SUPERFICIALES.....	4
	c) ATENUACIÓN.....	7
II.	REGIÓN DE ESTUDIO	
	MARCO GEOTECTÓNICO.....	9
III.	ANTECEDENTES DEL PROBLEMA.....	13
IV.	DATOS UTILIZADOS Y SU ANÁLISIS.....	18
	MÉTODO DE ANÁLISIS.....	20
V.	RESULTADOS Y SU INTERPRETACIÓN.....	26
VI.	CONCLUSIONES.....	35
	BIBLIOGRAFÍA.....	39

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Beatriz y Miguel, ya que sin su ayuda y apoyo incondicional no hubiera logrado concluir esta etapa de mi vida.

A Jaime Yamamoto, quien me asesoró en este trabajo, por su motivación y paciencia.

A todos aquellos que me brindaron sus valiosos comentarios para la elaboración de esta tesis.

A todos quienes de alguna u otra forma me impulsaron y apoyaron a lo largo de mi trabajo.

Al apoyo brindado por el área de cómputo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

RESUMEN

En el presente estudio se caracteriza la atenuación en el Eje Neovolcánico Mexicano (ENM) para la onda superficial que se denomina fase *Lg*.

Para tal efecto dividimos el ENM en dos regiones: una comprendida entre la costa del Pacífico y la estación sismológica COIG localizada en Colima, y la otra compartiendo límite al Oeste con la primera y extendiéndose hacia el Este hasta la región aledaña al volcán Popocatepetl. Para fines de este estudio, se denominarán Sectores A y B, respectivamente, como se muestra en la Figura 1.

Se seleccionaron 19 eventos con epicentros comprendidos entre los 18.2° y 19.9° de latitud Norte y entre los 103° y 106° de longitud Oeste. Los eventos tienen una magnitud que va de los 4.5 a los 6.5 grados en la escala Richter y ocurrieron en el periodo de 1997 a 2001.

El factor de calidad Q , que expresa la atenuación del medio, se obtiene al analizar el decaimiento de la coda de la señal sísmica por medio del método propuesto por Xie y Nuttli (1988), el cual consiste en analizar la razón del decaimiento de la onda en cada una de las frecuencias que integran la señal sísmica. Con este método se puede conocer el decaimiento que sufre una onda a través de la trayectoria que sigue desde la fuente a la estación sismológica.

El intervalo de frecuencias empleado en el presente estudio es el de 0.2 a 3.9 Hz, por ser frecuencias características de los registros sísmicos obtenidos en el Valle de México. Las

estaciones utilizadas en el estudio son de banda ancha y se sitúan al sur y a lo largo del ENM, como puede verse en la Figura 1. Cuando éstas registran una señal sísmica lo hacen descomponiéndola en tres señales, una para cada una de las componentes N-S, E-W y Z, por lo que se puede determinar una Q característica para cada una de ellas. El factor de calidad Q está dado por $Q = Q_0 f^\eta$, donde f es la frecuencia, Q_0 se define como el factor de calidad a 1 Hz y η la razón de decaimiento exponencial de la fase Lg .

Por medio de una regresión logarítmica de Q' y la frecuencia se determinan los valores de Q_0 y η , que son la ordenada al origen y la razón del decaimiento exponencial, respectivamente. Por la similitud de los valores de estos parámetros en las tres componentes se toman los promedios. Así, para el Sector A tenemos que $203 < Q_0 < 206$ y $0.27 < \eta < 0.31$ y para el Sector B que $271 < Q_0 < 294$ y $0.65 < \eta < 1.03$.

De los valores de Q obtenidos para los Sectores A y B se tiene que a una determinada frecuencia f' , aproximadamente 0.5 Hz, las curvas que representan el inverso del factor de calidad Q se cruzan (Gráfica 5.3). Para frecuencias menores a f' se tiene que Q en el sector B es menor que Q en el Sector A, lo cual indica una mayor atenuación para frecuencias menores a f' en el Sector B. Para frecuencias mayores a f' se tiene que el factor de calidad Q en el Sector A es menor que el del Sector B y por lo tanto es más atenuante. Se piensa que esto se debe a que en el Sector A, que es una región con reciente actividad volcánica, predominan materiales incandescentes que son más atenuantes para las altas frecuencias.

Por último, el factor de calidad Q a 1 Hz obtenido en los Sectores A y B para dicho intervalo de frecuencias, es mayor en ambos casos al compararlo con el obtenido para la región de Oaxaca . En el caso del Sector A, esta diferencia es del 20% aproximadamente, mientras que para la región B es cercana al 40%.

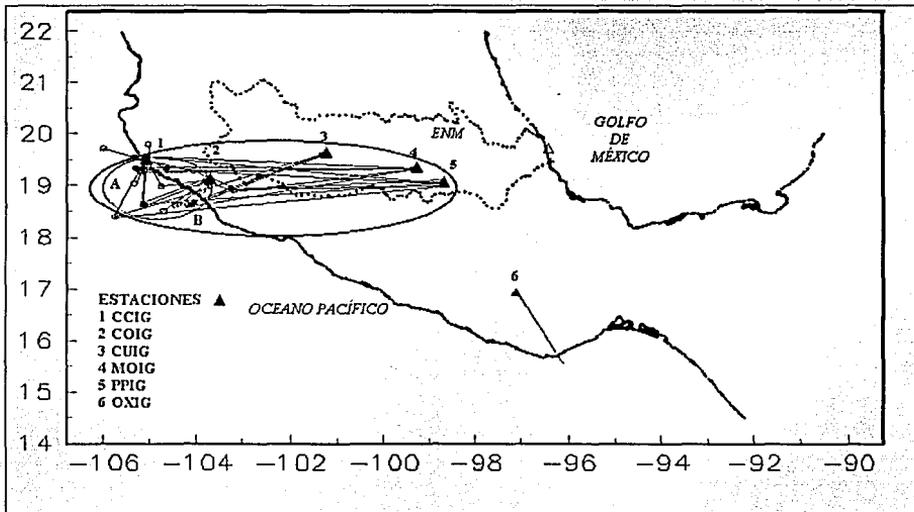


Figura 1 Las elipses representan los límites de los Sectores A y B, el primero de ellos abarca a las estaciones CUIG y COIG, y el segundo además de las anteriores a las estaciones CUIG, MOIG y PPIG. VDM=Valle de México. ENM=Eje Neovolcánico Mexicano.

INTRODUCCIÓN

Una de las zonas de mayor sismicidad en México es la de la Costa del Pacífico (entre Michoacán y Jalisco). Los sismos que se generan en ésta son de particular interés en los estudios del comportamiento del suelo del Valle de México durante los sismos, ya que el comportamiento de éste es comparable con el de las regiones aledañas al epicentro.

Los sismogramas que se obtienen en la zona del Valle de México durante estos eventos muestran mayor presencia de ondas superficiales de baja frecuencia, menores a los 20 Hz. Estas frecuencias se asocian a las fases de *Rayleigh*, *Love* y *Lg* siendo ésta la más prominente, que se propaga sólo en medios continentales y que puede ser observada a distancias de cientos o hasta miles de kilómetros.

La trayectoria que siguen las ondas generadas por estos sismos hasta el Valle de México, está en gran parte dentro de los límites conocidos del Eje Neovolcánico Mexicano (ENM), la estructura geológica más prominente del centro de México. Se ha observado que la amplitud y duración del movimiento del terreno registrado en el Valle de México es anormalmente mayor que el observado en otras regiones de México para el mismo rango de distancias y eventos de similar magnitud. Consecuentemente, es muy probable que la presencia y características del ENM afecten de algún modo el comportamiento de las ondas sísmicas que viajen en su interior.

Se han realizado algunos estudios para conocer las características de la estructura geofísica de éste y cómo afecta a las ondas sísmicas. Campillo et al. (1996), encontró que las zonas

lacustres del Valle de México tienen un periodo natural de 3 segundos, lo cual hace que el movimiento producido por la fase L_g con este periodo tenga una larga duración y se amplifique, entendiéndose por amplificación el que la señal registrada en el Valle de México sea mayor con relación a la de otra región equidistante del epicentro. Según Shapiro et al. (1997) la amplificación de las señales sísmicas, así como la larga duración de éstas en el Valle de México, se explican por la existencia de una región al sur del ENM que amplifica las señales sísmicas con periodos que van de los 8 a los 10 segundos, lo cual también incrementa la duración de la señal ya que hay mayor dispersión de las ondas superficiales.

Una propiedad regional importante para comprender los efectos estructurales de una región en las ondas sísmicas es la atenuación. La atenuación de una onda sísmica en un medio se puede cuantificar utilizando el factor de calidad Q , el cual es función de la frecuencia y se define como el cociente del máximo o la energía media acumulada durante un ciclo de movimiento armónico a la frecuencia ω entre la energía elástica disipada durante el mismo ciclo. Así, un valor relativamente grande de Q correspondería a una región con una atenuación muy pequeña, e inversamente, una Q menor correspondería a una región de alta atenuación. Así mismo, si dos regiones presentan una duración distinta de la señal de un evento sísmico cuyo epicentro equidista de ambas, se tiene que a la región con una mayor duración del registro corresponde una menor atenuación. El valor de este parámetro calculado con la fase L_g en el ENM, según estudios parciales es apreciablemente mayor (en el orden del 50%) a la obtenida en otras regiones del sur de México para una longitud de ventana temporal y frecuencial definidas.

Se han hecho varios estudios sobre la atenuación de la fase L_g a través del ENM, como el realizado por Yamamoto et al (1997) en la región Oriental utilizando el decaimiento de la coda de la fase L_g . En dicho estudio se encontró que para una ventana frecuencial de 0.5 a 2 Hz se obtuvo un valor muy grande del factor de calidad Q con respecto a otras zonas del sur de la República Mexicana, lo cual indica que esta fase sufre muy poca atenuación. En otro estudio realizado por Ottemöller (2002) para la región cercana al volcán Popocatepetl, que es una región volcánicamente activa, se encontró para la misma ventana frecuencial de 0.5 a 2 Hz un factor de calidad Q relativamente menor (en el orden del 30%) al de otras regiones del Sur (Mixteco-Oaxaca), lo cual indica que la zona del volcán es muy atenuante de la fase L_g .

El objetivo del presente estudio es analizar las características de atenuación de la fase L_g a través del ENM, por su importancia para entender la anómala amplificación tanto del movimiento de la duración de la señal sísmica observada en el Valle de México.

I.- ONDAS SÍSMICAS

a) ONDAS INTERNAS

Las perturbaciones en un medio elástico infinito, homogéneo e isotrópico se propagan mediante dos tipos de ondas, las ondas longitudinales y las ondas transversales, denominadas ondas internas.

Las partículas activadas por las ondas longitudinales tienen un movimiento paralelo a la dirección de propagación de la onda (Figura 1.1), la dirección del movimiento que confiere esta onda a las partículas puede ser igual u opuesta a la dirección de propagación. Así, se produce un movimiento que sólo cambia el volumen del medio (Figura 1.2), por lo que a las ondas longitudinales se les conoce también como ondas de compresión.

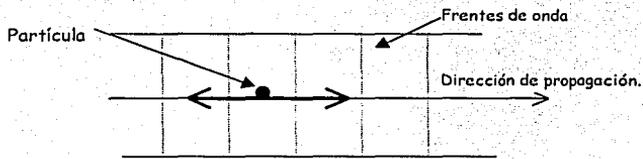


Figura 1.1 Propagación de las ondas longitudinales

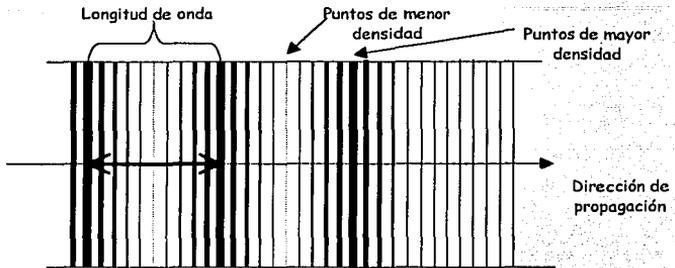


Figura 1.2 Propagación de una onda longitudinal en un medio homogéneo e isotrópico.

En cambio, las ondas transversales tienen dos componentes perpendiculares a la dirección de propagación (Figura 1.3). La dirección del movimiento que este tipo de onda confiere a las partículas, está dentro del plano que forman las dos componentes, con lo que el medio en el que se propaga es deformado pero no se modifica su volumen, estas ondas también se les conoce como ondas cortantes. Pueden estar polarizadas en la dirección vertical u horizontal llamadas ondas SV o SH respectivamente.

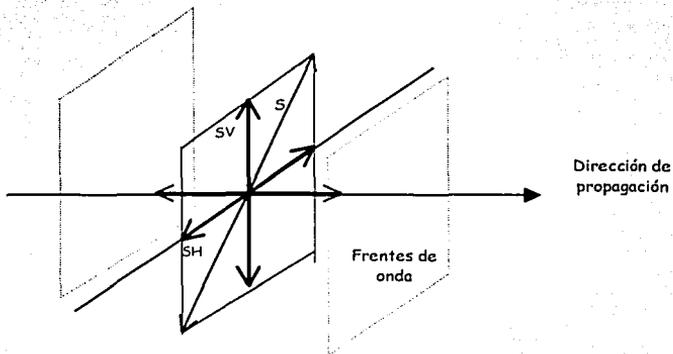


Figura 1.3 Propagación de las ondas transversales, las componentes del movimiento son transversales a la dirección de propagación. SV y SH son la componente vertical y horizontal de la onda S respectivamente.

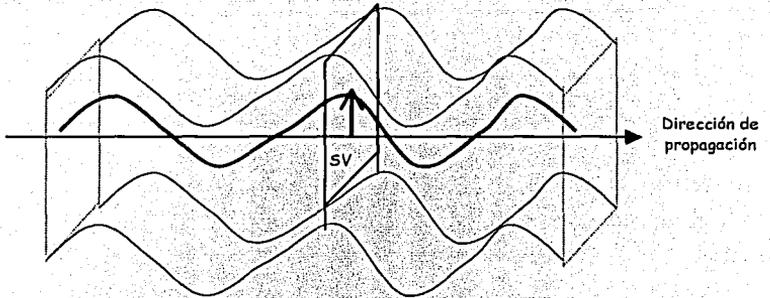


Figura 1.4. Propagación de una onda transversal polarizada verticalmente.

En un medio homogéneo e isotrópico, la velocidad de la onda, ya sea longitudinal o transversal, depende tanto de las constantes elásticas del medio μ y λ , como de la densidad, denotada por ρ . La constante μ tiene un significado físico relativamente simple, es la resistencia de los sólidos elásticos a ser cortados y se denomina módulo de cizallamiento. Su valor puede determinarse directamente mediante experimentos. Por otro lado, la constante λ no es una cantidad observada experimentalmente, ya que su valor usualmente se calcula a partir del valor de μ y de otros coeficientes determinados experimentalmente y con los cuales ambos se relacionan, la más simple de tales relaciones es:

$$\kappa = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad , \quad [1.1]$$

Donde κ es el módulo volumétrico que es determinado experimentalmente (Richter, 1958). Así, las velocidades de las ondas longitudinales y transversales, α y β respectivamente, están dadas por:

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} , \quad [1.2]$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda}} , \quad [1.3]$$

Como se ve en las ecuaciones [1.1] y [1.2], $\alpha > \beta$, con lo que las ondas longitudinales son las primeras ondas detectadas en un sismómetro, y se les denomina ondas *P* en sismología. Asimismo, a las ondas transversales se les conoce como ondas *S*.

b) ONDAS SUPERFICIALES

Si el medio está limitado por una superficie, otro tipo de ondas puede ser generado. Estas ondas se denominan ondas superficiales, porque están confinadas a la vecindad de la superficie y se propagan en dirección paralela a ésta.

Un tipo de ondas superficiales son las ondas de Rayleigh, las cuales son una combinación de movimientos asociados a la frontera del tipo *P* y *SV*, éste último se denota a la polarización vertical de las ondas *S*.

Así, el movimiento de las partículas siempre es en el plano vertical paralelo a la dirección de propagación de la onda y es de tipo elíptico y retrógrado (Figura 1.5). La velocidad de las ondas de Rayleigh es menor que la velocidad para las ondas internas, aproximadamente de 9/10 de β en el mismo medio.

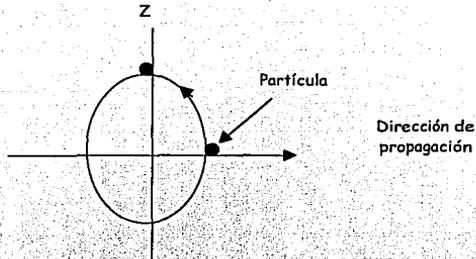


Figura 1.5 Trayectoria de la partícula para las ondas de Rayleigh en la superficie, la trayectoria es elíptica y retrógrada, la dirección de propagación es paralela al plano del movimiento.

Las ondas superficiales de Love están asociadas a un movimiento del tipo *SH*, que es la polarizada horizontal de la onda *S*. Así, el movimiento de las partículas debido a ésta onda es horizontal y transversal a la dirección de propagación. Su velocidad es igual a la de las ondas transversales *S* en la capa superior sólo para longitudes de onda corta, y en el medio inferior sólo para longitudes de onda muy largas.

A las ondas superficiales de mayor frecuencia que se observan claramente a distancias regionales (130 a 1000 km del epicentro) se les denomina ondas *Lg*. Press y Ewing (1952) denominaron así a esta fase, al observar que se trataba de una onda de corte que se propagaba a través de una guía de ondas superficial, que consistía de una capa de granito (granitic layer). En un sismograma las ondas *Lg* se observan después de las ondas *P*, *S*, ya que son producto de la superposición de las ondas *S* que son dispersadas por las heterogeneidades en la litosfera, por lo que sólo se propagan en medios continentales (Campillo, 1990). Asimismo, la amplitud y velocidad de propagación de las ondas *Lg* son muy sensibles a las variaciones en la estructura de la corteza terrestre que encuentra a lo

largo de su trayectoria. Se considera que las frecuencias características de ésta fase son menores a los 25 Hz (Press y Ewing, 1952).

La vibración de la superficie debida a las ondas Lg , decae muy lentamente, y es por lo que puede observarse hasta a miles de kilómetros de distancia, siendo la fase Lg la más prominente entre los 150 y 1000 kilómetros de distancia al epicentro (Furumura y Kennett, 1998). En el sismograma de la figura 1.6 se muestra la fase Lg y su coda. El termino de "coda" ha sido usado para identificar la parte de la cola en los sismogramas locales, registrados a distancias de cientos de kilómetros del epicentro, es la parte que corresponde a la energía atrapada después de que las ondas primarias han pasado (Herraiz y Espinosa, 1987).

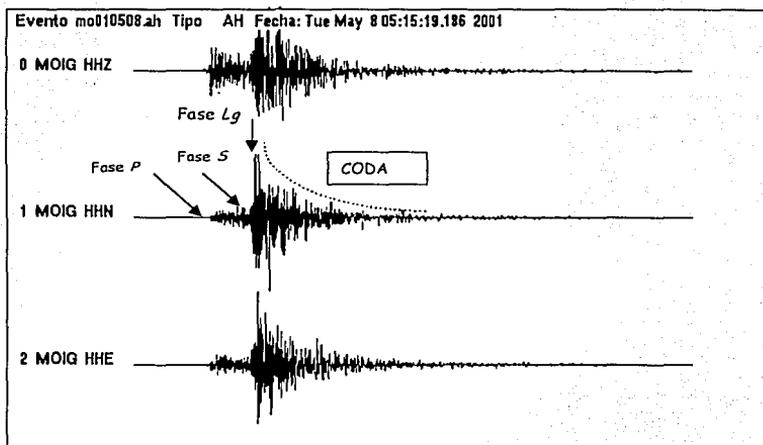


Figura 1.6. La estación sismológica MOIG al registrar un evento lo hace descomponiéndolo en las componentes Z, N-S y E-W, denotadas por HHZ, HHN y HHE respectivamente. Las flechas indican el inicio de las fases P , S y Lg en el sismograma y la curva punteada indica el decaimiento de la amplitud de su Coda en el tiempo.

c) ATENUACIÓN

La atenuación es responsable del decaimiento de la amplitud de la onda cuando ésta se propaga a través de un medio real y no puede atribuirse únicamente a la dispersión geométrica (Herraiz y Espinosa, 1987). La atenuación se expresa mediante el coeficiente de atenuación α o el factor de calidad Q y determina la fracción ΔE de la energía E disipada en un periodo por la onda. El interior de la Tierra no es un medio perfectamente elástico, por lo que al propagarse una onda por su interior, ésta sufrirá una atenuación (Udias, 1986). Así, la amplitud A de una onda sísmica estará dada en función de la distancia x al epicentro:

$$A(x) = A e^{-\frac{\omega x}{2\alpha Q\alpha}} \quad [1.4]$$

En donde ω es la frecuencia angular y el factor de calidad $Q\alpha$ está dado por:

$$Q\alpha^{-1} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad [1.5]$$

Igualmente ocurre con las ondas que se propagan a lo largo de la superficie, el decaimiento de la amplitud también es exponencial, y se relaciona con el factor de calidad de la manera siguiente (French, 1971):

$$A(r) = A e^{-\frac{\omega r}{2Q}} \quad [1.6]$$

Cuando el tiempo $t = \frac{2\pi r}{\omega}$, con n un número natural, tenemos :

$$A(n) = A e^{-\frac{n\pi}{Q}}$$

[1.7]

Con lo cual la amplitud decae por un factor de e en aproximadamente $\frac{Q}{\pi}$ ciclos.

La atenuación es causada por dos tipos de fuentes, la atenuación debida a las heterogeneidades del medio y la debida a la absorción intrínseca. El análisis de la Coda de la onda puede ser una herramienta útil para distinguir ambas contribuciones (Gao, 1984). Ya que se ha observado que la importancia relativa de estos factores de atenuación en un área geográfica dada, determina las características de los sismogramas de sismos locales. Por ejemplo, una absorción despreciable y una fuerte dispersión, ésta se considera cuando el término $\Delta E/E$ es grande (Del Pezzo et al. 1990), producen una larga duración del tiempo de los sismogramas. Opuestamente, en un área con una alta absorción que disminuye el proceso de dispersión se tiene una corta duración de los registros sísmicos (Herraz y Espinosa, 1987). De aquí se tiene que la coda es afectada por la atenuación, por lo que sus registros se utilizan en la estimación del valor de la atenuación.

II.- REGIÓN DE ESTUDIO

MARCO GEOTECTÓNICO

El Eje Neovolcánico Mexicano (ENM) constituye la parte central del país y lo atraviesa en dirección E-W, abarca los estados de Michoacán, Morelos, Estado de México, Distrito Federal, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala y parte de Veracruz, Colima y Jalisco. Tiene una longitud aproximada de 950 km que se extiende casi a lo largo del paralelo 19° N desde la llanura costera del Golfo de México hasta la parte sur del Estado de Jalisco, donde se flexiona hacia el NW para terminar en los volcanes del estado de Nayarit, Fig. 2.1 (Delgadillo, 2001).

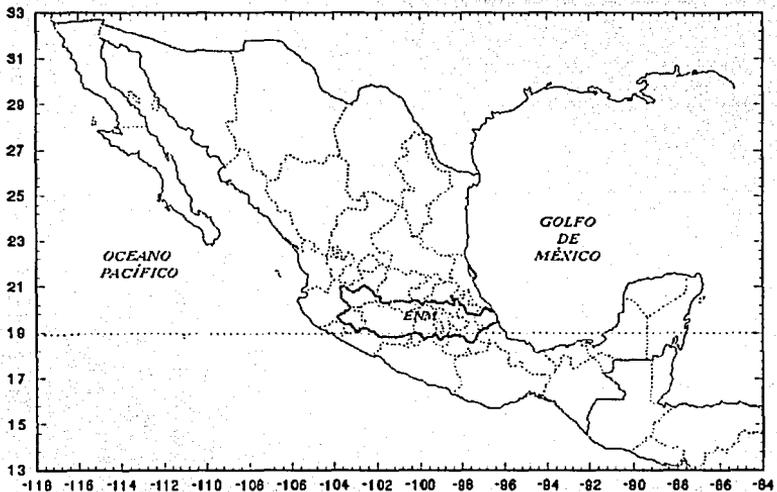


Figura 2.1. Mapa que muestra el ENM que se extiende a lo largo del paralelo 19°N por los estados de Colima, Jalisco, Michoacán, Nayarit, Morelos, Estado de México, Distrito Federal, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala y Veracruz

El ENM es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Figura 2.2).

El ENM constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región Circum-Pacífica. Entre sus rasgos peculiares se pueden citar a) la gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco; b) la presencia de un volcanismo alcalino de tipo intraplaca espacialmente asociado al volcanismo dominante relacionado con la subducción; c) la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera; y d) la notable variación del ancho del arco (Fig. 2.2)(Ferrari,2000).

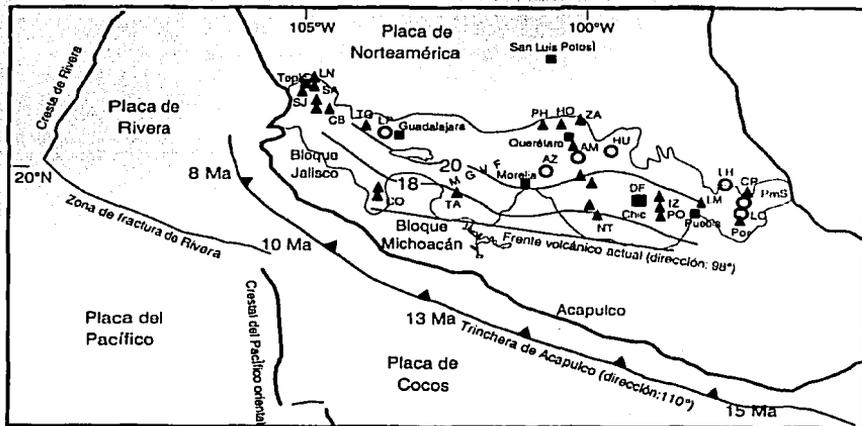


Figura 2.2. Entorno tectónico y principales centros volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana. Las edades en la trinchera se refieren a la placa que entra en la zona de subducción. Las líneas interrumpidas representan la posición de las isócronas de la placa subducida, cuyas edades se indican (basado en Kostoglodov y Bandy, 1995). Los triángulos indican los principales estrato-volcanes son: LN=Las Navajas, SA=Sangangüey, SJ=San Juan, CB=Ceboruco, TO=Tequila, CO=Volcán de Colima, TA=Tancitaro, PH= Palo Huerfano, HO= La Joya; ZA= El Zamorano, NT= Nevado de Toluca; IZ= Iztaicuilatl, PO= Popocatepetl, LM= La Malinche; CP= Cofre de Perote; POR= Pico de Orizaba. Los círculos indican las calderas (Ferrari, 2000).

El ENM es una región tectónicamente activa, con fallamiento y volcanismo asociados, donde la actividad sísmica también se ha manifestado (Martínez y Nieto, 1990). Su nivel de actividad tectónica es muy alto, como lo es también el flujo de calor dentro de él, de acuerdo a Ziagos et al. (1985), se ha alcanzado un valor de $2.2 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-s}$, mayor a todos los valores del Sur de México. Los fenómenos de volcanismo, fallamiento y sismicidad se relacionan con la actividad tectónica.

El ENM se divide en tres sectores: occidental, central y oriental (Fig. 2.3) que presentan diferencias significativas en lo que respecta al tipo de volcanismo y su composición química. En el sector occidental, limitado al Este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari, 2000).

El sector central, se localiza entre la cordillera de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, como se ve en la Figura 2.3 (Ferrari, 2000), se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

Por último, el sector oriental, al Oriente del sistema Taxco-Querétaro. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia), (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

El ENM a diferencia de otros arcos volcánicos tiene rasgos que no se relacionan directamente con la edad y la estructura térmica de las placas en subducción. La litosfera

oceánica en subducción en la trinchera tiene edades variables entre 8 y 15 Millones de años pero por debajo del arco volcánico Plio-Cuaternario se encuentra una placa de edad uniforme de entre 18 y 20 Ma (Bandy y Kostoglodov, 1995).

El movimiento de las placas tectónicas se manifiesta en la corteza mediante fallas, Demant (1984) y Ferrari (1999), sugieren que las fallas del ENM tuvieron su origen en el Mioceno. Los principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que afectan el ENM son el Graben de Cotija (GC), Graben de Penjamillo (GP), Semigraben de Aljibes(HGA) y la falla de la Pera (FLP) (Fig.2.3).(Ferrari et al, 1999; Alaniz-Álvarez et al 1998).

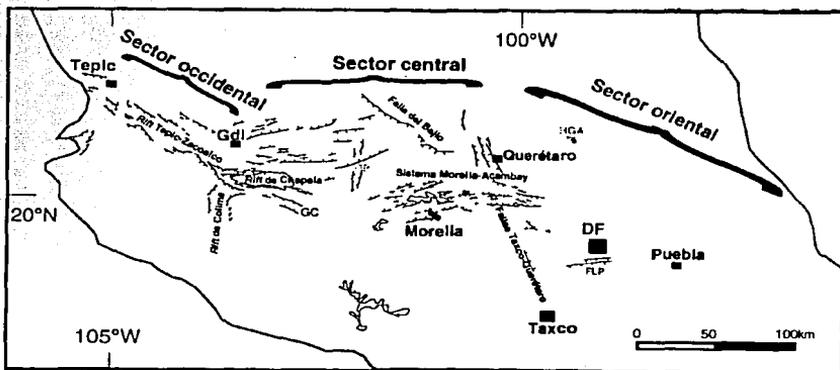


Figura 2.3.Principales sistemas de fallas en el ENM: el Graben de Cotija (GC), Graben de Penjamillo (GP), Semigraben de Aljibes(HGA) y la falla de la Pera (FLP) (Ferrari,2000).

III.- ANTECEDENTES DEL PROBLEMA

A distancias de cientos de kilómetros del epicentro, sin importar la magnitud del evento sísmico, es muy común que el movimiento del suelo sea insignificante comparado con el de distancias de decenas de kilómetros. Esta característica no se observa en la región del Valle de México, ya que en él la magnitud del movimiento del suelo que producen los eventos sísmicos es comparable con el registrado en la región epicentral. Algunos de estos eventos tienen epicentros en la zona de subducción del Pacífico, que se localiza a cientos de kilómetros del Valle de México. Así, las trayectorias que las ondas sísmicas siguen se localizan sobre el ENM o una buena parte de éstas. La duración del movimiento que producen puede ser hasta de algunos minutos, como el causado en 1985 por un sismo con epicentro en Michoacán, a más de 350 kilómetros de distancia de la ciudad de México, con magnitud de 8.2 en la escala Richter.

En estudios acerca de la causa de la larga duración del movimiento del suelo en el Valle de México, como el de Furumura y Kennett (1998), han propuesto que probablemente se debe al peculiar comportamiento de las ondas *S* y *Lg*. Ya que las primeras son producidas muy eficientemente por eventos poco profundos en la zona de subducción del Pacífico, siendo también magnificadas al propagarse por la zona de subducción que se forma con la placa de Cocos bajo el continente, causa de un efecto de guía de ondas, ésta se forma cuando hay una discontinuidad del medio y genera un contraste de velocidad con los alrededores en donde se propagan las ondas con una pérdida de energía relativamente pequeña (Waldron, 1968).

La amplitud y la duración de las ondas Lg son fuertemente reforzadas a causa de la transmisión a lo largo del ENM, ya que las ondas S son amplificadas en la capa superficial de menor velocidad de éste, asociada con las conversiones de S a P en la zona volcánica.

La fase Lg es la señal sísmica más prominente a distancias regionales, las frecuencias mayormente observadas son aquellas menores a los 20 Hz (Furumura y Kennett, 1998).

Las características de la fase Lg y su atenuación en el Sureste de la República Mexicana han sido objeto de diversos estudios (Castro et al,1990; Ordaz y Singh, 1992; Castro y Munguia, 1993; Domínguez et al., 1997). Otros también han abarcado parcialmente el Eje Neovolcánico Mexicano (Yamamoto et al.,1997; Ottemöller et al., 2002). Resultados de estos estudios se resumen en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Resultados de los estudios de atenuación de las ondas S y Lg, en la dispersión geométrica, razón a la que decae la amplitud, se designa por R a la distancia epicentral (Ottemöller et al.,2002).

Región de impacto	Onda	Rango distancia, km	Rango frecuencia, Hz	Dispersión Geométrica	Resultado	Referencia
Guerrero	S	13-133	0.1-40	1/R (1/R) ^{0.5}	$Q_s(f)=278f^{-0.92}$ $Q_s(f)=96f^{-0.66}$	Castro et al [1990]
Guerrero y Ciudad de México	S	<323	0.2-10	1/R para $R \leq R_c$ (R/R) ^{-0.5 para $R \geq R_c$}	$Q_s(f)=273f^{-0.66}$	Ordaz y Singh [1992]
Oaxaca	P y S	19-76	1.0-25	(1/R) ^{1.5}	$Q_s(f)=56f^{-1.01}$ $Q_p(f)=22f^{-0.97}$	Castro y Munguia [1993]
Oaxaca Guerrero	Lg	285-640	2.0-7.0	(1/R) ^{1.883}	$Q_s(f)=59f^{-0.81}$ $Q_s(f)=134f^{-0.83}$	Domínguez et al [1997]
Oaxaca Michoacán-Jalisco Guerrero	Lg Coda	155-520	0.5-2.0		$Q_s(f)=190f^{-0.77}$ $Q_s(f)=195f^{-0.74}$ $Q_s(f)=178f^{-0.65}$	Yamamoto et al [1997]

Los estudios que muestran resultados de atenuación para la fase *Lg* se enfocan en la región central del ENM, como puede verse en los estudios realizados por Domínguez et al (1997), Yamamoto et al. (1997) y Ottemöller et al. (2002).

El estudio de Yamamoto et al. (1997) utiliza los registros de la estación sísmica UNM de 34 sismos ocurridos en el período de 1990 a 1994 bajo ciertas características, magnitud mb entre 3.9 y 6.3, así como una distancia epicentral de 155 a 520 kilómetros. Para obtener el valor de coda Q_c se siguió el método propuesto por Xie y Nuttli (1988). Las trayectorias de los eventos se localizan en diferentes provincias geológicas del sur de México.

En la Tabla 3.2 se muestran los valores promedio de \bar{Q}_0 que es el valor estimado de Q a 1 Hz y $\bar{\eta}$ para Guerrero, Oaxaca y Michoacán-Jalisco en el intervalo de frecuencias de 0.5 a 2 Hz.

Tabla 3.2. Valores promedio de \bar{Q}_0 y $\bar{\eta}$ estimados para Guerrero, Oaxaca y Michoacán-Jalisco en el rango de frecuencias de 0.5 a 2 Hz. (Yamamoto et al. ,1997).

Componente		Guerrero	Oaxaca	Michoacán
Z	\bar{Q}_0	175 ± 3	183 ± 7	187 ± 7
	$\bar{\eta}$	0.637 ± 0.040	0.614 ± 0.094	0.748 ± 0.099
N-S	\bar{Q}_0	173 ± 3	191 ± 4	203 ± 12
	$\bar{\eta}$	0.649 ± 0.049	0.706 ± 0.050	0.822 ± 0.138
E-W	\bar{Q}_0	181 ± 2	198 ± 8	197 ± 8
	$\bar{\eta}$	0.683 ± 0.036	0.801 ± 0.099	0.717 ± 0.105

En este mismo estudio se tiene que para la porción Oriental del ENM en el intervalo de frecuencias 0.5 a 2.0 Hz el factor de calidad se encuentra en el rango $335 \geq Q_0 \geq 313$ y, por lo que para el rango de frecuencias dado esta región del ENM es menos atenuante que las otras regiones.

Este resultado corresponde únicamente a registros de la estación CUIG, que en la presente Tesis está contemplada dentro de la región denominada Sector B.

En el estudio de Ottemöller et al. (2002) se consideran 591 trayectorias de 92 sismos corticales (profundidad menor a 100 Km) ocurridos en el periodo 1995 a 2000 y cuyos registros fueron obtenidos en múltiples estaciones. Algunas características de tales eventos son la magnitud de 4.5 a 6.7 y distancias epicentrales mayores a 200 kilómetros, y el intervalo de frecuencias de 1.6 a 8 Hz. Los resultados de Q para la fase Lg se muestran en las Tablas 3.3.

Tabla 3.3. Para estos valores se cumple la relación dada por $Q_{Lg}(f) = Q_0 f^\eta$ en el intervalo frecuencial 1.6 a 8 Hz. Tabla modificada de Ottemöller et al. (2002).

Región	Q_0	η
Promedio	203 ± 26	0.854 ± 0.089
Guerrero	193 ± 32	0.872 ± 0.113
Mixteco-Oaxaca	228 ± 25	0.895 ± 0.077
ENM	226 ± 21	0.486 ± 0.067
Golfo de México	170.36 ± 31.92	0.921 ± 0.124

El valor del factor Q_0 para el intervalo de frecuencias 0.5 a 2 Hz en la región del volcán Popocatepetl, para este mismo estudio, está en el intervalo $313 < Q_0 < 347$, y para la región

Mixteco-Oaxaca en el intervalo $463 < Q_0 < 490$, con lo que la región del Sur de la República Mexicana con respecto a la región aledaña al volcán Popocatepetl es menos atenuante.

Los estudios anteriormente citados tratan sobre la atenuación de alguna de las fases de la señal sísmica en distintas regiones sobre el ENM. Es importante conocer más a fondo la atenuación de la fase Lg a lo largo del éste. Para ello se cuenta con 6 estaciones de banda ancha localizadas al Sur y a lo largo del ENM. En el presente estudio se usan los registros de 5 de estas estaciones, las que se encuentran desde las Costas del Pacífico hasta la estación sísmológica PPIG aledaña a la región del volcán Popocatepetl.

IV.- DATOS UTILIZADOS Y SU ANÁLISIS.

En la presente tesis se estudian 44 trayectorias de 19 sismos cuyas trayectorias epicentro-estación se encuentran sobre el Eje Neovolcánico Mexicano o gran parte de esta. Los epicentros se localizan en la Costa del Pacífico, entre Colima y Jalisco (Figura 4.1).

Los epicentros de dichos eventos se localizan en latitud de (18.2° a 19.9°)N y longitud de (-106° a -103°)W, tienen una magnitud que va de los 4.5 a los 6.5 grados escala Richter y ocurrieron en el periodo de 1997 a 2001 como se indica en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Eventos empleados en el estudio, se especifica la hora origen, latitud, longitud, profundidad y magnitud.

EVENTO	AÑO	MES	DIA	HORA	MINUTO	SEGUNDO	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROFUNDI DAD (Km)	MAGNI TUD
1	1997	FEB	1	3	12	38	18.39	-105.77	16	4.6
2	1997	MAR	10	8	34	29.2	19.04	-105.33	5	4.9
3	1997	ABR	15	20	0	25.2	18.98	-104.74	14	4.9
4	1997	ABR	27	6	25	24.2	18.95	-103.23	14	4.5
5	1997	JUN	21	11	36	51.5	19.32	-104.64	67	4.6
6	1999	ABR	15	7	14	51.2	19.27	-105.21	23	4.8
7	1999	JUL	1	17	23	51	19.71	-106	14	4.5
8	1999	AGO	15	4	11	43.7	18.91	-103.19	75	5.1
9	1999	DIC	8	22	1	12.3	18.62	-105.14	45	4.7
10	1999	DIC	14	8	21	2.2	19.8	-105.03	50	4.7
11	2000	MAR	7	4	32	19	19.28	-104.07	5	5.3
12	2000	MAR	13	8	15	10.3	19.55	-105.33	5	4.7
13	2000	ABR	15	6	40	4.5	18.63	-104.19	10	4.6
14	2000	JUN	6	18	25	30.1	18.64	-104.39	93	4.7
15	2001	MAR	11	16	25	14.3	18.62	-104.12	16	4.5
16	2001	ABR	29	21	26	56.4	18.51	-104.71	10	6.2
17	2001	MAY	8	5	15	39.7	18.81	-104.19	16	5.4
18	2001	MAY	20	4	21	37.4	18.64	-105.12	12	6.5
19	2001	JUL	29	5	10	32.5	18.62	-104.47	6	4.6

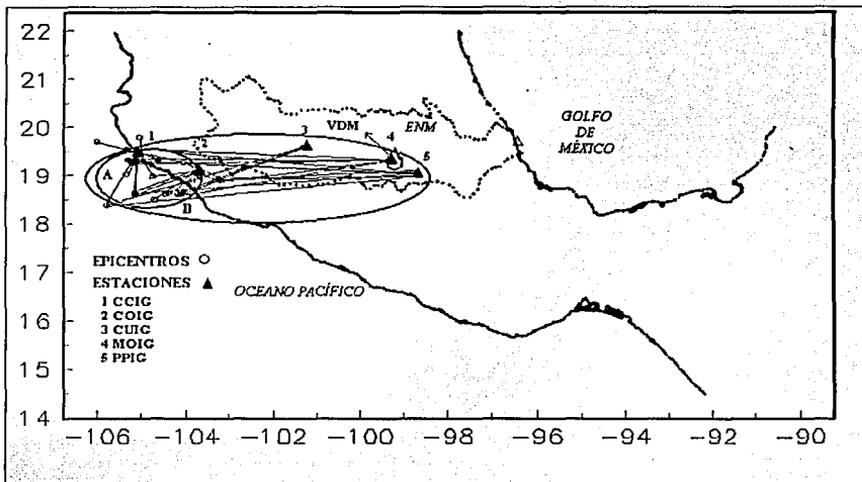


Figura 4.1. Los círculos indican los epicentros de los eventos empleados en el estudio para cada uno de los Sectores A y B, ubicados en latitud de (18.2° a 19.9°)N y longitud de (-106° a -103°)W y los triángulos indican la localización de las estaciones sismológicas a lo largo del ENM. Las líneas continuas representan las trayectorias de los eventos a las estaciones CJIG, COIG, CUIG, MOIG o PPIG. ENM=Eje Neovolcánico Mexicano, VDM=Valle de México.

Los registros utilizados se tomaron de estaciones de banda ancha; éstas forman parte de la red del Servicio Sismológico Nacional y se localizan sobre el ENM, como son MOIG, CUIG y PPIG, y en el límite o fuera de éste, como son COIG y CJIG respectivamente y que se indica en la Figura 4.1, las coordenadas de localización de las estaciones aparecen en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Coordenadas de las estaciones de banda ancha de las cuales se extrajeron los registros de los eventos.

#	LOCALIDAD	ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD
1	Chamela, Jalisco	CJIG	19.499	-105.043
2	Ciudad de Colima	COIG	19.180	-103.690
3	Morelia, Michoacán	MOIG	19.678	-101.189
4	Ciudad Universitaria, D.F.	CUIG	19.329	-99.178
5	Popocatepetl, Puebla	PPIG	19.066	-98.627

La determinación del factor Q sobre el ENM se hizo dividiéndolo en dos sectores; el Sector A que abarca los epicentros y a las estaciones CJIG y COIG; y el Sector B que abarca además de los anteriores abarca a las estaciones MOIG, CUIG y PPIG, como se observa en la Figura 4.1.

MÉTODO DE ANÁLISIS

Las estaciones registran tres señales sísmicas que corresponden a las componentes N-S, E-O, y Z como puede verse en la Figura 1.6, por lo que para cada evento se analiza la Coda de la fase Lg en cada una de las componentes. El análisis consiste en procesar la señal usando un programa de cómputo denominado LgCODA, el cual aplica el método sugerido por Xie y Herrmann(1988) y que a continuación se describe.

Para conocer el decaimiento de la amplitud del espectro de Fourier, de la coda de la fase Lg en una frecuencia dada, denotamos la amplitud de la señal sísmica por $A_s(f)$, se deben considerarse algunos efectos, los cuales se incluyen en la ecuación siguiente (Xie, 1988):

$$A_s(f) = R_{0\phi} I(f) F(f) G(r, t) S(f), \quad [4.1]$$

Los términos a la derecha de la igualdad en 4.1 representan, el patrón efectivo de radiación ($R_{\theta\phi}$), los efectos debidos al instrumento y al procesamiento de la señal (I), los efectos de la fuente (F), la atenuación espacial (G), que considera tanto la dispersión geométrica como la atenuación inelástica, para ello se considera el proceso de dispersión lo originan heterogeneidades con distribución homogénea pero aleatoria (Aki, 1994); y por último los efectos de sitio (S).

Ahora, definiendo el espectro de la onda coda como A_C dada de la manera siguiente:

$$A_C(f, t) = I(f)F(f)S(f)C(f, t), \quad [4.2]$$

donde $C(f, t)$ es un término independiente de la fuente y representa el efecto debido a una extensa región, siendo independiente de la distancia o de la naturaleza del camino directo de la fuente a la estación. Para una frecuencia fija $C(f, t)$ depende sólo del tiempo (Pezzo et al., 1990)

De la razón de las ecuaciones [4.1] y [4.2] eliminamos los términos de la fuente, del instrumento y de sitio, si definimos $S(f, t) = A_S(f)/A_C(f, t)$ tenemos que:

$$S(f, t) = \frac{R_{\theta\phi} G(f, t)}{C(f, t)}, \quad [4.3]$$

Suponiendo $S(f, t)$ dado como sigue:

$$S(f, t_1) = A_0 G(r, t_1) e^{-\pi f t_1 / Q(r)} \quad [4.4]$$

Considerando $S(f, t)$ en un intervalo τ cuyos extremos son t_1 y t_2 dado por:

$$S(f, t_1) = A_0 G(r, t_1) e^{-\frac{\pi f t_1}{Q(r)}} \quad [4.5]$$

y

$$S(f, t_2) = A_0 G(r, t_2) e^{-\frac{\pi f t_2}{Q(r)}} \quad [4.6]$$

Tenemos de la razón de [4.3] y [4.4]:

$$RAZON_{12} = \frac{[S(f, t_2) / G(f, t_2)]}{[S(f, t_1) / G(f, t_1)]} \quad [4.7]$$

Como la razón obtenida no es estable debido a la variabilidad del espectro. Se puede tener una mejor estimación de $Q(f)$ si:

- i) Se aplica una ventana conveniente para formar una serie de tiempo, antes de aplicar la Transformada de Fourier para con ello suavizar el espectro.
- ii) Las ventanas de tiempo son lo suficientemente grandes para evitar dividir entre cero.
- iii) Se toma la media de todas las razones.

De esta forma se tiene que:

$$f Q^{-1} = \frac{\ln RAZON_{t_2}}{-\pi(t_2 - t_1)} \quad [4.8]$$

De la ecuación [4.8] obtenemos $Q(f)$ directamente y como se utiliza un promedio para calcular $Q(f)$, igualmente se calcula su error. Así, se supone que la atenuación de la coda está dada por:

$$Q(f) = Q_0 f^\eta, \quad [4.9]$$

Donde Q_0 es la atenuación cuando $f = 1$ Hz y η es la razón del decaimiento exponencial de la fase Lg. Por último se hace una regresión lineal del logaritmo de la media para estimar Q_0 y η . Con la determinación de estos dos parámetros obtenemos la Q representativa para un par evento-estación, como lo indica la ecuación [4.9]. Este valor de Q depende de las ventanas frecuencial y temporal utilizadas, las cuales para este estudio son de 0.18 a 3.9 Hz y de entre 100 a 125 segundos respectivamente.

Como la señal sísmica se descompone en las componentes N-S, E-W y Z con el programa LgCODA se obtienen valores de Q_0 y η para cada una de ellas. Así, para cada evento del grupo de estaciones del Sector A, es decir, los registrados por CJIG y COIG; se obtienen los valores de (Q_{0N}, η_N) , (Q_{0E}, η_E) y (Q_{0Z}, η_Z) para las componentes N-S, E-W y Z respectivamente. Se procede análogamente para el Sector B.

Los valores que se determinan tanto de Q_0 como de η en cada sector y para cada una de las tres componentes se obtienen como a continuación se describe.

Por medio del programa LgCODA es posible obtener los valores de Q' y la desviación $\sigma(Q')$ en el intervalo de frecuencias de 0.044 a 9.95 Hz, de estos se obtiene \bar{Q}' usando

los promedios pesados para cada frecuencia, y que se determina mediante la siguiente ecuación:

$$\bar{Q}_w^{-1} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i Q_i^{-1}}{\sum_{i=1}^n w_i}, \quad [4.10]$$

En donde el subíndice i indica el i -ésimo evento, Q_i^{-1} es el inverso de Q para una frecuencia f en el intervalo 0.044 a 9.95 Hz. Así, se obtiene una \bar{Q}_w^{-1} en cada frecuencia, en donde w_i es el factor de peso del i -ésimo evento y está dado por:

$$w_i = \frac{1}{\sigma^2(Q_i^{-1})}, \quad [4.11]$$

La desviación estándar del promedio de Q_w^{-1} se determina mediante:

$$\sigma(\bar{Q}_w^{-1}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n w_i (Q_i^{-1} - \bar{Q}_w^{-1})^2}{(n-1) \sum_{i=1}^n w_i}} \quad [4.12]$$

Aplicando una regresión lineal a la gráfica de \bar{Q}_w^{-1} y la frecuencia se tiene que los valores de $\bar{\eta}$ y \bar{Q}_o^{-1} , que son la pendiente y la ordenada al origen respectivamente. Para calcular el error de estos parámetros se hace nuevamente la regresión logarítmica de \bar{Q}_w^{-1} sumándole su error, el cual se calcula mediante [4.12], y la frecuencia, con lo que se obtienen nuevos valores de la ordenada al origen y la pendiente, que se denotan por Q_o^{-1} y η .

Análogamente se prosigue al restarle el error $\sigma(\bar{Q}_w^{-1})$ a \bar{Q}_w^{-1} , por lo que los valores de la ordenada al origen y la pendiente que se obtienen se denotan por Q_o^{-1} y η .

Así, los errores para Q_o^{-1} y η son:

$$\Delta Q_o^{-1} = MAX \left[\bar{Q}_o^{-1} - Q_o^{-1}, |\bar{Q}_o^{-1} - Q_o^{-1}| \right] \quad [4.13]$$

y

$$\Delta \eta = MAX \left[\eta - \eta_-, |\eta - \eta_+| \right] \quad [4.14]$$

Mediante este procedimiento se obtienen Q_o^{-1} y η para cada componente. Así mismo, con el inverso de Q_o^{-1} se expresa el factor de calidad Q como aparece en la ecuación [4.9], el error asociado a Q_o se obtiene con el mismo criterio del programa LgCODA, que consiste en tomar el mismo error porcentual de Q_o^{-1} y que está dado por la ecuación [4.13].

V. RESULTADOS Y SU INTERPRETACIÓN.

La Tabla 5.1 muestra los valores de Q_0 y η para las componentes N-S, E-W y Z, denotados por (Q_{0N}, η_N) , (Q_{0E}, η_E) y (Q_{0Z}, η_Z) respectivamente, estos valores correspondientes al Sector A son determinados para cada evento registrado por las estaciones CJIG y COIG por medio del programa LgCODA. Así también, se muestra el error asociado a estos valores que dicho programa determina directamente.

Tabla 5.1. Valores de Q_0 y η obtenidos con el programa LgCODA para el sector A. De cada evento registrado en CJIG o COIG se analiza la Coda de la fase Lg en las 3 componentes N-S, E-W y Z, con lo cual se obtienen Q_N , Q_E y Q_Z como el factor Q a la frecuencia de 1 Hz, y η_N , η_E y η_Z , la razón del decaimiento potencial de la fase Lg.

EVENTO	ESTACIÓN	Q_{0N}	η_N	Q_{0E}	η_E	Q_{0Z}	η_Z	VENTANA (seg)
1	CJIG	232±21	0.256± 0.119	231 ± 24	0.296± 0.127	325 ± 63	-0.306± 0.240	84 - 193
3	CJIG	193 ± 17	0.352± 0.109	167 ± 9	0.446± 0.065	237 ± 31	-0.031± 0.163	21 - 126
3	COIG	180 ± 15	0.140± 0.104	229 ± 23	-0.011± 0.121	200 ± 9	0.169± 0.058	36 - 138
5	CJIG	193 ± 12	0.181± 0.082	124 ± 6	0.604± 0.054	197 ± 23	0.064± 0.141	21 - 124
6	CJIG	162 ± 12	0.426± 0.094	129 ± 7	0.598± 0.068	127 ± 3	0.621± 0.031	13 - 115
6	COIG	187 ± 23	0.01± 0.149	192 ± 14	0.189± 0.09	162 ± 7	0.442± 0.054	51 - 160
7	CJIG	239 ± 37	0.055± 0.19	230 ± 28	0.218± 0.156	220 ± 25	0.285± 0.142	33 - 151
8	COIG	143 ± 6	0.48± 0.054	139 ± 5	0.463± 0.044	157 ± 8	0.32± 0.063	19 - 138
9	CJIG	250 ± 31	0.173± 0.151	188 ± 17	0.276± 0.113	254 ± 55	-0.053± 0.273	37 - 153
10	CJIG	129 ± 5	0.502± 0.053	119 ± 6	0.67± 0.058	147 ± 8	0.327± 0.064	11 - 110
11	CJIG	190 ± 16	0.201± 0.104	269 ± 42	-0.267± 0.191	198 ± 18	0.163± 0.110	43 - 158
11	COIG	155 ± 7	0.455± 0.055	198 ± 17	0.177± 0.103	181 ± 12	0.316± 0.079	14 - 113
12	CJIG	203 ± 17	-0.06± 0.102	213 ± 24	0.061± 0.138	161 ± 13	0.228± 0.096	13 - 112
12	COIG	246 ± 38	-0.191± 0.197	181 ± 15	0.086± 0.100	203 ± 13	0.185± 0.080	66 - 175
13	CJIG	168 ± 10	0.394± 0.07	185 ± 9	0.469± 0.062	168 ± 8	0.481± 0.06	45 - 144
13	COIG	258 ± 25	-0.179± 188.887	189 ± 17	0.197± 0.11	193 ± 14	0.199± 0.088	29 - 128

14	CJIG	166 ± 7	0.423± 0.051	147 ± 8	0.629± 0.065	177 ± 14	0.331± 0.102	41 - 140
15	CJIG	171 ± 7	0.425± 0.052	174± 10	0.412± 0.071	224 ± 22	-0.107± 0.120	44 - 159
15	COIG	233 ± 20	0.062± 0.105	263 ± 47	-0.119± 0.233	225 ± 14	0.124± 0.075	24 - 127
16	COIG	328 ± 23	0.373± 0.087	296 ± 32	0.416± 0.135	420 ± 24	0.669± 0.099	86 - 189
17	CJIG	253 ± 11	0.333± 0.055	255 ± 19	0.419± 0.090	281 ± 18	0.240± 0.077	50 - 169
17	COIG	359 ± 77	-0.380± 0.276	213 ± 17	0.259± 0.102	189 ± 8	0.417± 0.049	28 - 149
18	CJIG	251 ± 10	0.534± 0.050	512 ± 47	0.421± 0.114	311 ± 21	0.638± 0.082	56 - 171
18	COIG	545 ± 93	-0.454± 0.209	280 ± 19	0.403± 0.085	223 ± 13	0.588± 0.073	67 - 183

Análogamente a la Tabla 5.1 en la Tabla 5.2 se muestra los resultados para el Sector B, obtenidos a partir eventos registrados por las estaciones CUIG, MOIG y PPIG.

Tabla 5.2. Valores de Q_0 y η obtenidos con el programa Lg CODA para el sector B. De cada evento registrado en CUIG, MOIG o PPIG se analiza la Coda de la fase Lg en las componentes N-S, E-W y Z, con lo cual se obtienen Q_N , Q_E y Q_Z como el factor Q a la frecuencia de 1 Hz y η_N , η_E y η_Z , razón del decaimiento potencial de la fase Lg.

EVENTO	ESTACIÓN	Q_{0N}	η_N	Q_{0E}	η_E	Q_{0Z}	η_Z	VENTANA (seg)
1	MOIG	568 ± 173	1.165± 0.391	596 ± 164	1.19± 0.321	621± 131	1.169± 0.298	160 - 265
1	PPIG	523 ± 28	1.732± 0.342	536 ± 23	1.212± 0.243	495 ± 123	0.924± 0.381	240 - 346
2	CUIG	292 ± 60	1.397± 0.317	264 ± 57	0.560± 0.300	314 ± 65	1.253± 0.296	231 - 345
3	CUIG	199 ± 34	1.267± 0.225	247 ± 46	1.202± 0.265	213 ± 44	0.665± 0.289	186 - 301
3	PPIG	229 ± 20	1.016± 0.114	201 ± 21	1.089± 0.140	168 ± 13	0.952± 0.112	224 - 336
4	CUIG	292 ± 75	0.749± 0.327	211± 36	1.229± 0.229	243 ± 44	0.88± 0.292	136 - 225
6	CUIG	321 ± 35	1.598± 0.157	255 ± 31	1.001± 0.154	449 ± 11	0.88± 0.387	201 - 310
8	CUIG	263 ± 16	0.419± 0.076	326 ± 28	0.113± 0.105	208 ± 13	0.608± 0.076	135 - 253
9	PPIG	278 ± 40	0.861± 0.199	233 ± 30	0.714± 0.185	237 ± 39	0.633± 0.145	219 - 327
12	PPIG	260 ± 49	1.145± 0.230	223 ± 39	1.198± 0.226	279± 41	1.105± 0.185	237 - 349
12	CUIG	340 ± 34	1.125± 0.136	240 ± 16	1.152± 0.102	283 ± 28	1.153± 0.142	240 - 352
13	CUIG	239 ± 55	0.421± 0.340	218 ± 33	0.489± 0.226	310 ± 46	0.628± 0.208	172 - 272
13	MOIG	205 ± 15	0.62± 0.092	175 ± 9	0.924± 0.06	151 ± 7	0.806± 0.057	128 - 231
14	CUIG	187 ± 13	1.064± 0.092	210 ± 32	0.511± 0.197	213 ± 71	1.259± 0.518	176 - 253

16	MOIG	818 ± 221	1.416± 0.345	742 ± 163	0.685± 0.277	831 ± 255	1.55± 0.408	124 - 240
16	PPIG	490 ± 38	0.933± 0.096	577 ± 96	0.665± 0.518	883 ± 44	1.170± 0.242	265 - 380
17	MOIG	183 ± 6	0.671± 0.041	185 ± 8	0.687± 0.052	180 ± 5	0.630± 0.035	125 - 240
17	CUIG	201 ± 10	0.746± 0.070	217 ± 20	0.597± 0.120	177 ± 8	0.790± 0.059	181 - 300
18	MOIG	401 ± 41	0.839± 0.126	1841 ± 36	0.823± 0.254	489 ± 58	0.834± 0.140	236 - 354
19	CUIG	311 ± 48	0.141± 0.224	348 ± 62	1.343± 0.25	274 ± 58	1.059± 0.306	182 - 284

Los valores de las Tablas 5.1 y 5.2 muestran una gran dispersión, por lo que para calcular los valores de Q_0 y η para cada una de las componentes en cada sector se usa el método que se describe en el capítulo anterior. Donde los valores Q_i^{-1} son los valores que genera el programa LgCODA en el rango de frecuencias 0.044 a 9.953 Hz, en la Tabla 5.3 se muestra un ejemplo de estos valores.

Tabla 5.3 Esta tabla muestra los valores empleados para el cálculo de Q_0 y η mediante el método descrito en el capítulo IV y que corresponden al evento número 11, registrado por la estación CJIG en la componente Z. En la primera parte se muestran algunos datos del evento que requiere el programa como son los tiempos que viajan las ondas P y S desde el epicentro a la estación CJIG, enseguida aparece un listado con los archivos que genera el programa para los cálculos, después de éste se tienen en columnas los valores de frecuencia, los de

$Q_0(f)$, los de su error denotado por $\text{Sigma } Q_0(f)$, los de Q_i^{-1} denotados por $1/Q_0(f)$ y su error $\text{Sigma}(1/Q_0(f))$. Por último se tiene que en la tabla aparecen los valores de Q_0 y η como se muestran en la

Samples per second	=	80.00		
Time of first sample	=	-88.48 (sec)		
P travel time	=	15.93 (sec)		
S travel time	=	29.16 (sec)		
Number of samples	=	38008		
Data file name	=	cj0307z.txt		
Spectral Files Used for Stack With Center Times				
File(1)	Time (sec)	File(2)	Time (sec)	Ratio File
amFD.019	94.127	amFD.038	154.927	dv10001
amFD.018	90.927	amFD.037	151.727	dv10002
amFD.017	87.727	amFD.036	148.527	dv10003
amFD.016	84.527	amFD.035	145.327	dv10004
amFD.015	81.327	amFD.034	142.127	dv10005
amFD.014	78.127	amFD.033	138.927	dv10006
amFD.013	74.927	amFD.032	135.727	dv10007
amFD.012	71.727	amFD.031	132.527	dv10008
amFD.011	68.527	amFD.030	129.327	dv10009
amFD.010	65.327	amFD.029	126.127	dv10010
amFD.009	62.127	amFD.028	122.927	dv10011
amFD.008	58.927	amFD.027	119.727	dv10012
amFD.007	55.727	amFD.026	116.527	dv10013
amFD.006	52.527	amFD.025	113.327	dv10014

amFD.005	49.327	amFD.024	110.127	dv10015
amFD.004	46.127	amFD.023	106.927	dv10016

Raw Qo(f) estimated from stack

Freq (Hz)	Qo(f)	Sigma Qo(f)	1/Qo(f)	Sigma (1/Qo(f))
.177	-131.645 +-	95.370	-.760E-02 +-	.550E-02
.199	-179.722 +-	143.233	-.556E-02 +-	.443E-02
.223	-273.371 +-	268.427	-.366E-02 +-	.359E-02
.250	-541.681 +-	887.683	-.185E-02 +-	.303E-02
.281	-7602.457 +-	162842.100	-.132E-03 +-	.282E-02
.315	705.923 +-	1582.237	.142E-02 +-	.318E-02
.353	269.861 +-	162.915	.371E-02 +-	.224E-02
.396	189.938 +-	60.973	.526E-02 +-	.169E-02
.445	138.843 +-	32.293	.720E-02 +-	.168E-02
.499	112.628 +-	23.021	.888E-02 +-	.181E-02
.560	126.217 +-	18.696	.792E-02 +-	.117E-02
.628	142.835 +-	27.427	.700E-02 +-	.134E-02
.705	137.613 +-	18.086	.727E-02 +-	.955E-03
.791	135.246 +-	25.022	.739E-02 +-	.137E-02
.887	128.282 +-	15.640	.780E-02 +-	.950E-03
.995	146.128 +-	29.696	.684E-02 +-	.139E-02
1.117	181.530 +-	46.181	.551E-02 +-	.140E-02
1.253	125.514 +-	8.670	.797E-02 +-	.550E-03
1.406	196.445 +-	25.300	.509E-02 +-	.656E-03
1.577	345.595 +-	90.906	.289E-02 +-	.761E-03
1.770	174.014 +-	24.601	.575E-02 +-	.812E-03
1.986	228.289 +-	27.981	.438E-02 +-	.537E-03
2.228	228.461 +-	28.483	.438E-02 +-	.546E-03
2.500	241.212 +-	15.634	.415E-02 +-	.269E-03
2.805	252.323 +-	38.696	.396E-02 +-	.608E-03
3.147	247.177 +-	19.637	.405E-02 +-	.321E-03
3.531	359.385 +-	33.630	.278E-02 +-	.260E-03
3.962	308.417 +-	27.256	.324E-02 +-	.287E-03
4.446	307.022 +-	20.681	.326E-02 +-	.219E-03
4.988	343.717 +-	36.973	.291E-02 +-	.313E-03
5.597	407.675 +-	26.140	.245E-02 +-	.157E-03
6.280	450.696 +-	38.191	.222E-02 +-	.188E-03
7.046	538.394 +-	54.563	.186E-02 +-	.188E-03
7.906	603.989 +-	61.718	.166E-02 +-	.169E-03
8.870	762.415 +-	86.894	.131E-02 +-	.149E-03
9.953	732.440 +-	20.569	.137E-02 +-	.383E-04

Regression for Q and Frequency Dependence

Number Frequencies In Regression= 24

Coda Segments Used= 4 - 38

Coda Window= 42.927 - 158.127 (sec)

Regression from .300 to 4.500 (Hz)

Q0 = 198.062 +- 17.790 (1 sigma)

Eta = .163 +- .110 (1 sigma)

A partir de estas tablas se determinan los valores de \bar{Q}^{-1} en el intervalo de frecuencias 0.177 - 9.953 Hz para el sector A y en el de 0.044-9.953 Hz para el sector B, y se obtiene las gráficas siguientes de Q^{-1} Vs frecuencia para cada uno de los sectores en las componentes N-S, E-W y Z como se muestra en la Figura 5.1.

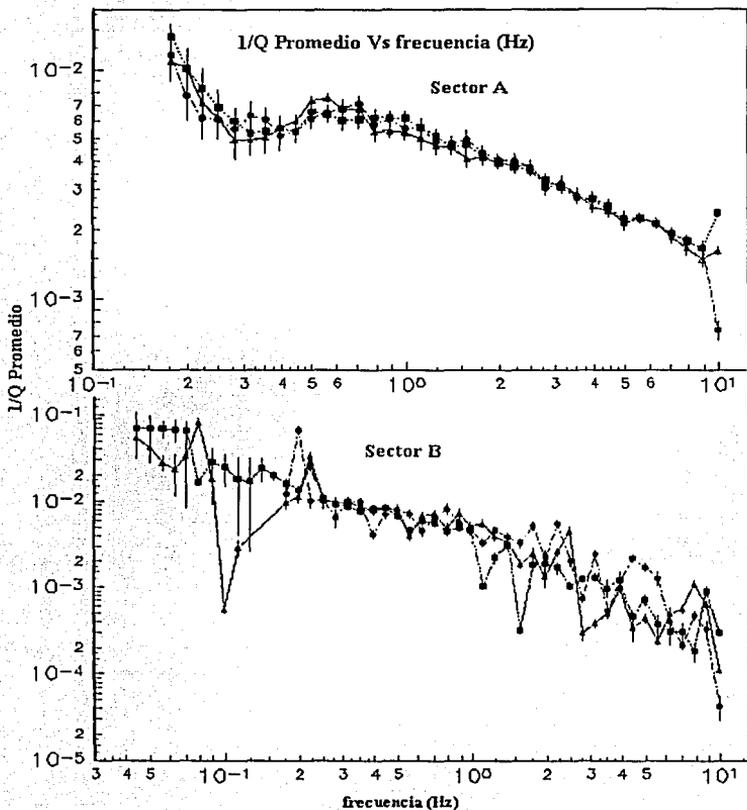


Figura 5.1. Gráfica de \bar{Q}^{-1}_w que se obtiene de aplicar la ecuación 4.7 a los listados con las \bar{Q}^{-1}_i que se obtienen por medio del programa LgCODA, donde i está en la ventana frecuencial (0.177-9.953) Hz para los eventos registrados por las estaciones CJIG y COIG, del sector A y en la ventana frecuencial (0.044-9.953) Hz para los eventos registrados por las estaciones CUIG, MOIG y PPIG, que corresponden al sector B.

La Q_o y η para cada componente se determina mediante la regresión logarítmica de \bar{Q}^{-1}_w en la ventana frecuencial (0.2- 3.9) Hz. La figura 5.3 muestra los valores de Q_o y η de cada componente en cada sector.

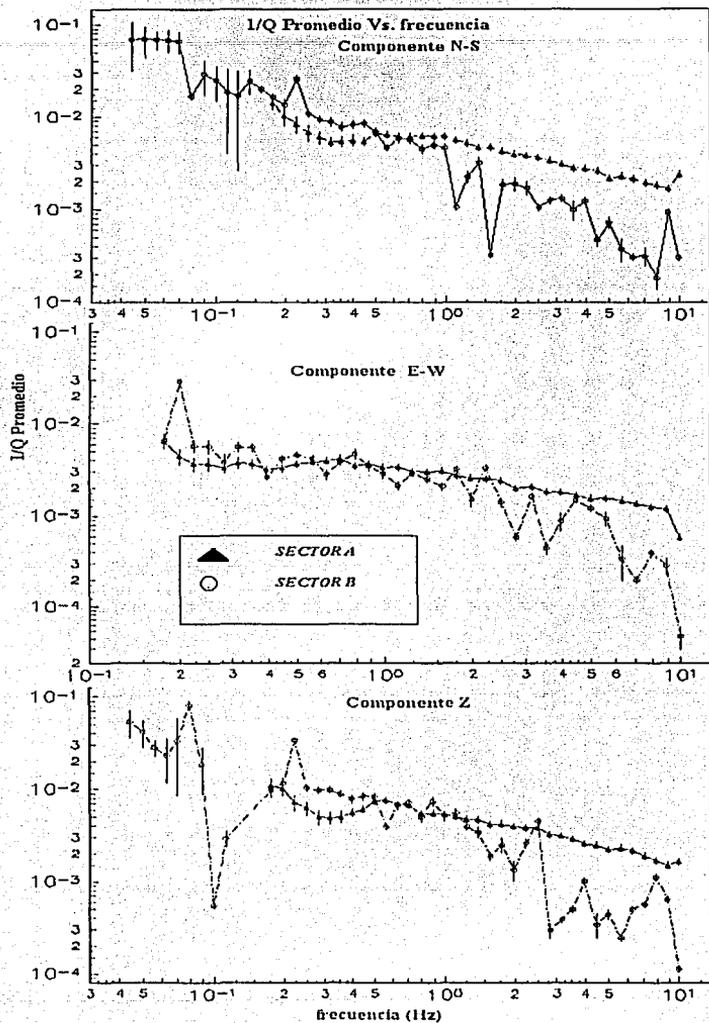


Figura 5.2. Gráficas de \bar{Q}^{-1}_w en el intervalo frecuencias 0.044 - 9.953 Hz para las componentes N-S, E-W y Z de los sectores A y B. Para cada sector se muestran los valores de Q_0 y η en las componentes N-S, E-W y Z.

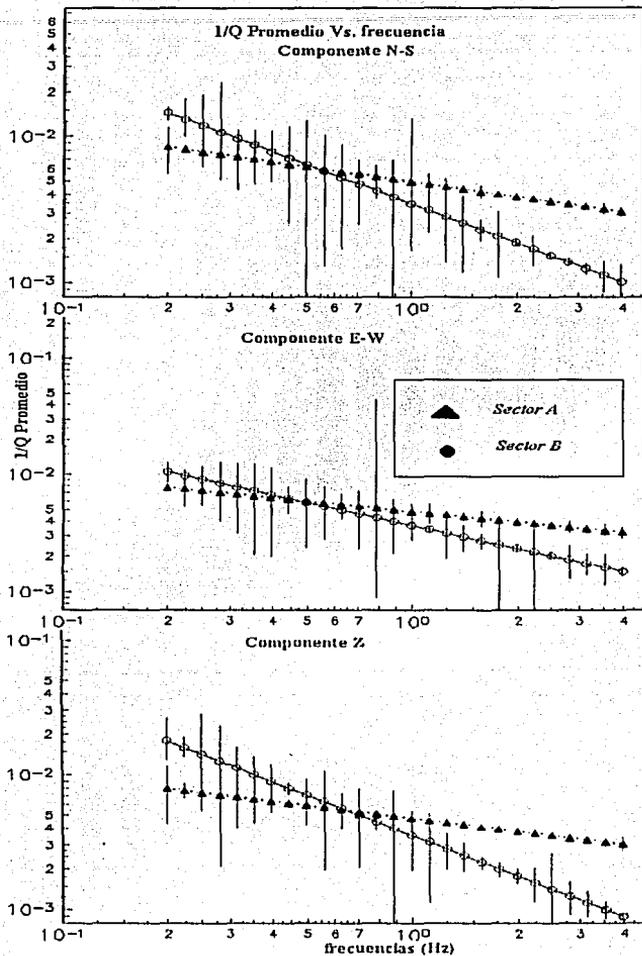


Figura 5.3. Valores de Q_0 y η para las componentes N-S, E-W y Z, en los sectores A y B. El Sector A comprende la región del ENM entre la costa del Pacífico y la longitud -103.7°W , y el Sector B comprende desde la costa del pacífico hasta la longitud -98.93°W .

Las características del factor de calidad Q en las componente N-S, E-W y Z, para cada sector se muestran en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4. Valores de Q_0 y η para la ventana frecuencial 0.2 – 3.9 Hz de las componentes N-S, E-W y Z para los sectores A y B, determinados mediante el procedimiento de promedios pesados.

COMPONENTE	SECTOR		
		A	B
N-S	Q_0	204 ± 18	290 ± 29
	η	0.31 ± 0.09	0.89 ± 0.01
E-W	Q_0	206 ± 20	271 ± 36
	η	0.27 ± 0.09	0.65 ± 0.19
Z	Q_0	209 ± 19	287 ± 27
	η	0.30 ± 0.09	0.99 ± 0.01
Promedio	Q_0	206 ± 3	282 ± 11
	$\bar{\eta}$	0.292 ± 0.023	0.85 ± 0.19

Los coeficientes de correlación lineal entre Q^f y la frecuencia, son mayores del 80% en ambos Sectores, así se obtuvieron de la ordenada al origen y de la pendiente a Q_0 y η respectivamente. Los resultados de la tabla 5.3 muestran que el error relativo porcentual máximo de cada Sector para Q_0 , es de aproximadamente 10% en A, que corresponde a \bar{Q}_{0N} y del 10% en B, que corresponde a \bar{Q}_{0E} también. Por otro lado el error relativo porcentual máximo para η es del 30% en A, y del 18% para B, ambos corresponden a $\bar{\eta}_E$.

La atenuación del ENM con relación a una región sísmica fuera de éste se compara mediante el cálculo de Q para un evento sísmico cuya trayectoria está fuera del ENM. El epicentro de dicho evento se localiza en las coordenadas 15.86°N y -97.12°W y tiene una magnitud mb de 4.7. Para calcular Q_0 y η se toma el registro de la estación YAIG con

coordenadas 15.8°N y -96°W . En la Tabla 5.4 se muestra los valores de Q_0 y η para la ventana frecuencial de 0.2 a 3.9 Hz.

Tabla 5.4. Valores de Q_0 y η para un evento sísmico con epicentro en las Costas de Oaxaca en la ventana frecuencial de 0.2 a 3.9 Hz.

09/02/00	Horari	Magnitud	Latitud	Longitud
GoI	GMT 17:31:21	4.5	15.63	-95.61
<i>YALG</i>	<i>Componente</i>			
<i>Intervalo (Hz)</i>	<i>N-S</i>	<i>E-W</i>	<i>Z</i>	<i>Promedio</i>
0.18 a 3.9	$Q_0=186 \pm 22$ $\eta=0.635 \pm 0.152$	$Q_0=198 \pm 16$ $\eta=0.876 \pm 0.095$	$Q_0=195 \pm 43$ $\eta=0.780 \pm 0.229$	$Q_0=192 \pm 6$ $\eta=0.625 \pm 0.010$

VI. CONCLUSIONES

Los valores de Q_o y η para cada sector en las componentes N-S, E-W y Z que se muestran en la Tabla 5.3 son muy parecidos, por lo que para caracterizar el factor Q de la fase L_g en cada sector se toman los promedios de los valores de Q_o y η de las tres componentes, que corresponden al intervalo de frecuencias de 0.2 a 3.9 Hz. Así, se tiene que el factor de calidad Q en cada sector es el siguiente:

$$\bar{Q}_{LgA} = (206 \pm 3) f^{(0.29 \pm 0.02)} \quad [6.1]$$

y

$$\bar{Q}_{LgB} = (282 \pm 11) f^{(0.85 \pm 0.19)} \quad [6.2]$$

- En la Figura 5.3 se tiene que las curvas representativas de cada Sector se cruzan a una determinada frecuencia f ; aproximadamente 0.5 Hz para cada componente, de aquí se tiene que:

$$\bar{Q}_{LgB} < \bar{Q}_{LgA} \text{ para } f < 0.5 \text{ Hz} \quad [6.3]$$

$$\bar{Q}_{LgB} > \bar{Q}_{LgA} \text{ para } f > 0.5 \text{ Hz} \quad [6.4]$$

De la Ec. [6.3] tenemos que el Sector B es más atenuante para f menor que 0.5 Hz y de 6.4 tenemos que el Sector A es más atenuante para f mayor que 0.5 Hz.

Este es un resultado hasta cierto punto esperado ya que en el valor de Q están mezcladas dos contribuciones, que son la atenuación inelástica producida por la absorción intrínseca del medio y la atenuación debida a la dispersión causada por las

heterogeneidades. Así, tenemos que a bajas frecuencias predomina la atenuación debida a la absorción intrínseca del medio y a altas frecuencias la atenuación debida a la dispersión. Así, el valor de Q del Sector B refleja mejor las características de atenuación inelástica del ENM.

- Tenemos que para la región de Oaxaca el factor de calidad Q está dado por

$$Q_{LgO} = (192 \pm 6) f^{(0.63 \pm 0.01)} \quad [6.3]$$

Con relación a la región de Oaxaca se tiene en los Sectores A y B que:

$$\bar{Q}_{OLgB} \text{ y } \bar{Q}_{OLgA} > \bar{Q}_{OLgO} \quad \text{para} \quad 0.2 \text{ Hz} > f > 3.9 \text{ Hz}$$

El factor de calidad Q a 1 Hz en los Sectores A y B con respecto al obtenido para la región de Oaxaca en el intervalo de frecuencias de 0.2 a 3.9 Hz, es mayor en ambos casos, en 20% para el Sector A y 40% para el Sector B aproximadamente. Para la razón del decaimiento exponencial η tenemos que para el Sector A éste es menor un 50% y para el Sector B es mayor un 30% aproximadamente.

Esto implica que el ENM es una región con menor atenuación de las ondas sísmicas que otras regiones más estables del Sur de México, por ejemplo Oaxaca. Este resultado es más difícil de entender, toda vez que, el ENM es una región de alta actividad volcánica, donde uno esperaría una alta atenuación. La causa de esta aparente menor atenuación de la fase Lg en el ENM puede deberse a los efectos de guía de ondas a lo largo de él, algunos autores, como Shapiro et al. (2000), sugieren que una parte de la energía que producen los sismos que ocurren en la zona de subducción del Pacífico es atrapada por

una guía de ondas (que se forma cuando hay una discontinuidad del medio generando contraste de velocidad con los alrededores y donde se propagan las ondas con una pérdida de energía relativamente pequeña), generada por una capa de material de baja velocidad, resultando de esta energía algunas de las fases que originan la Coda de la señal con duración y amplitud relativamente largas.

- Con relación a los estudios previos, mostrados en la Tabla 3.1, se tiene que los resultados de las ecuaciones [6.1] y [6.2] no son acordes con los obtenidos en el estudio de Yamamoto et al. (1997), ya que en dicho estudio el factor que se calcula para la región Oriental del ENM es el siguiente:

$$Q_{Lg} = (324 \pm 11) f^{0.9} \quad [6.4]$$

En el estudio de Ottemöller et al. (2002) para el ENM en la región del Volcán Popoatépetl, situada dentro del Sector B, el valor que se obtiene del factor de calidad Q para la fase Lg en la ventana frecuencias de 1.6 – 8 Hz es el siguiente:

$$Q_{Lg} = (226 \pm 21) f^{(0.49 \pm 0.07)} \quad [6.5]$$

En donde el valor de Q_0 es más acorde con el obtenido en la Ec. [6.1], el cual aunque caracteriza el factor de calidad Q para un intervalo de frecuencias menor, en la Gráfica 5.1 puede verse que es éste un valor estable aún en un intervalo mayor, en la que se puede incluir la de 1.6 a 8 Hz. Esta similitud puede deberse a que el Sector A, al que

corresponde la Ec. [6.1], es también una zona con vulcanismo reciente en donde se localiza el volcán de Colima.

Esto nos dice que la probable estructura que predomina en el Sector A puede ser material incandescente, que resulta más atenuante para las altas frecuencias. Y el resultado de la presencia de esta estructura es el de aumentar la atenuación debida a la absorción, ya que se ha encontrado que para frecuencias menores a los 25 Hz. la alta actividad tectónica se correlaciona con valores pequeños de Q .

Con respecto al resultado de Ottemöller, el del Sector B no es acorde aún cuando la región del Popocatepetl está dentro de éste. Esta discrepancia puede deberse a que el Sector B no tiene en toda su extensión el mismo nivel de vulcanismo, por consiguiente hay menor presencia de materiales incandescentes que resultan más atenuantes.

Pero por otro lado, tenemos que la Ec. [6.2] es más acorde con los resultados de Castro et al. (1990) y Ordaz y Singh (1992). Se tiene que ambos estudios no contemplan las mismas trayectorias, ventanas frecuenciales y fase. Sin embargo, se puede pensar que la similitud se debe a que las ondas siguen una trayectoria en la que las contribuciones de los dos tipos de atenuación son semejantes a las del Sector B.

Este trabajo es sólo una contribución al entendimiento de las leyes que rigen la atenuación de las ondas sísmicas en México, y dado lo complicado del problema se requiere de más estudios para llegar a conclusiones definitivas.

BIBLIOGRAFÍA

ALANIZ A. S. A., NIETO S. A. F. Y FERRARI L., 1998, "Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt", *Geology*, Vol. 26, p. 573-575.

AKI, K., 1994, "Seismic Coda Waves: A Stochastic Process in Earth's Lithosphere", Department of Earth Sciences University of Southern California, p.p. 19.

CAMPILLO, M., GARIEL J. C., AKI K. Y F. J. SANCHEZ-SESMA, 1989, "Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, site and path effects during the great 1985 Michoacán earthquake". *Bul. Seism. Soc. Am.*, Vol. 79, p. 1718-1735.

CAMPILLO, M., 1990, "Propagation and Attenuation Characteristics of the Crustal Phase Lg", *PAGEOPH*, Vol. 132, p. 1-19.

DELGADILLO P. M., 2001, "Un estudio de Sismicidad en el Valle de México Durante el Periodo 1996 al 2000", Tesis inédita, Licenciatura en Física.

DEMANT, A., 1984, "Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano", Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 5, p. 217-222.

DOMÍNGUEZ, T., C. J. REBOLLAR y R. R. CASTRO, 1997, "Regional variations of seismic attenuation of Lg waves in southern Mexico", *J. Geophys. Res.*

FERRARI L., LÓPEZ M. M., AGUIRRE D. G. Y CARRASCO N. G., 1999, "Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico- from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt", *Geology*, Vol. 27, p. 303-307.

FERRARI, L., 2000, "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. LIII, p. 84-92.

FRENCH, A. P.; "Vibrations and Waves"; 1971; Ed. W.W.Norton and Company, E.U.A; pág. 66-68.

FURUMURA T. Y KENNETT B.L.N. (1998), "On the nature of regional seismic phases - III The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes", *Geophys J. Int.*, 135, 1060-1084.

39
ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

HERRAIZ M. y ESPINOSA A. F., 1987, "Coda Waves: A Review", PAGEOPH, Vol. 125, No. 4, P. 499-577.

KOSTOGLODOV V. Y BANDY W., 1995, "Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates", Journal of Geophysical Research, Vol. 100, p. 977-989.

MARTINEZ, R. J. y NIETO, S. A. F., 1990, "Efectos Geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México", Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista del Instituto de Geología, Vol. 9, p. 33-50.

ORDAZ, M. y S. K. SINGH, 1992, "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 82, p. 24-43.

ORTEGA G. F.; RUIZ J. Y CENTENO G. E., 1995, "Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic", Geology, Vol. 23, p. 127-130.

OTTEMÖLLER, L., N. M. SHAPIRO, S. K. SINGH, J. F. PACHECO, 2002, "Lateral variation of L_g wave propagation in southern Mexico", Journal of Geophysical Research, Vol. 107, No. B1, p. 1-13.

PEZZO Del, E. E IBAÑEZ M. J., 1990, "Ondas Coda: Teorías y resultados". Monografías de Geofísica, Ed. Universidad de Granada.

PRESS F. Y EWING M., 1952, "Tow Slow Surface Waves across North America", Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 42, p. 219-228.

PARDO M. y SUÁREZ G., 1995, "Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications", Journal of Geophysical Research, Vol. 100, p. 357-373.

SHAPIRO, N. M.; CAMPILLO, M.; PAUL A.; SINGH, S. K.; JOONGMANS D.; SÁNCHEZ-SESMA F. J.; 1997, "Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico", Geophys. J. Int. Vol. 128, 151-166.

SHAPIRO, N. M.; OLSEN, K. B. Y SINGH, S. K., 2000, "Wave-guide effects in subduction zones: evidence from three-dimensional modeling", Geophys. Res. Lett., Vol 27; pag. 433-436.

SINGH, S. K., A. MORI, E. MENA, F. KRUGER y R. KIND, 1990, "Evidence for anomalous body-wave radiation between 0.3 and 0.7 Hz from the 1985 September 19 Michoacán, Mexico earthquake", *Geophys. Journal Int.*, Vol. 101, p. 37-48.

UDIAS V. A. Y RODRIGUEZ J. M.; "Fundamentos de Geofísica"; 1^{er} ed. 1986; Ed. Alhambra; Madrid, España; pág. 123,124 y 152.

XIE J., CHEN D. Y HERRMANN R.B.,1993, "Lgcoda- Obtain Lg Coda Q by a Spectral Stacking Procedure. In Computer Programs in Seismology (ed. Herrman, R. B.) (Saint Louis University 1993) Vol. VII, p. 1-13.

XIE J. y SAMIEZADE-YAZD M., HERRMANN R. B., MALAGNINI L. y LIU W.; "A regional comparison of vertical ground motion in North America"; <http://www.cas.slu.edu/People/RBHerrmann/GroundMotion/>

XIE J. y NUTTLI O.W., 1988, "Interpretation of High Frequency Coda at Large Distances: Stochastic Modelling and Method of Inversion", *Geophys. J.*, Vol. 95, p. 579-595.

YAMAMOTO J., QUINTANAR L., HERRMANN R. B. y FUENTES C., 1997, "Lateral Variations of Lg Coda Q in Southern Mexico", *Pure appl. Geophys.*; Vol. 149, p. 575-599.

ZIAGOS J. P., BLACKWELL D. D. y MOOSER F., 1985, "Heat Flow in Southern Mexico and the Thermal Effects of Subduction", *Journal Geophysics Research*, Vol. 90, p. 5410-5420.