

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**ESTUDIOS DE ATENUACION DE ONDAS DE
CODA Y L_g EN BAJA CALIFORNIA Y
CENTRO DE MEXICO**

TESIS

DOCTORADO EN CIENCIAS

GABRIEL TONATIUH DOMINGUEZ REYES

TESIS DEFENDIDA POR
GABRIEL TONATIUH DOMÍNGUEZ REYES
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE



Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante

Director del Comité



Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Miembro del Comité



Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

Miembro del Comité



Dr. Luis Munguía Orozco

Miembro del Comité



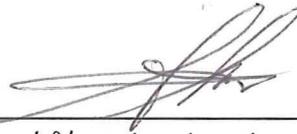
Dr. Shri Krishna Singh

Miembro del Comité



Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante

Jefe del Departamento de Sismología



M.C. Alberto Amador Buenrostro

Director de Estudios de Posgrado

14 de marzo de 1997

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE
ENSENADA

DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGIA

ESTUDIOS DE ATENUACION DE ONDAS DE CODA Y L_g EN BAJA CALIFORNIA
Y CENTRO DE MEXICO

TESIS
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS presenta

GABRIEL TONATIUH DOMINGUEZ REYES

Ensenada Baja California, México. Marzo de 1997.

RESUMEN de la tesis de Gabriel Tonatiuh Domínguez Reyes, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en SISMOLOGIA. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 1997.

ESTUDIOS DE ATENUACION DE ONDAS DE CODA Y L_g EN BAJA CALIFORNIA Y EN EL CENTRO DE MEXICO.

Resumen aprobado por:



Dr. Cecilio Rebolár Bustamante
Director de tesis

Se analizan los sismogramas de 3 diferentes redes de estaciones sísmicas digitales con el fin de estudiar la atenuación de las ondas sísmicas en diferentes escalas espaciales, local (distancia epicentral $\Delta < 8\text{km}$), regional ($\Delta < 100\text{ km}$) y lejana ($\Delta > 100\text{ km}$), en 2 diferentes regiones: el norte de Baja California y el centro de México. En los 2 primeros casos, se estimó la atenuación de las ondas de coda y en el último, la atenuación de las ondas L_g.

En la primera parte de esta tesis, se analizan las ondas de coda de 22 eventos locales con magnitudes de 0.8 a 2.7 registrados por una red temporal de estaciones sísmicas instaladas en el campo geotérmico de Cerro Prieto con el fin de estimar la atenuación de las ondas de coda. Se usó el modelo de dispersión simple propuesto por Sato (1977) y ventanas de muestreo de 10 a 15 segundos comenzando en la llegada de la onda S. Todos los eventos están dentro del área de explotación a profundidades de hasta 6 km. Las distancias fuente-estación son menores a 8 km.

Dentro del rango de variación, 5 de las siete estaciones mostraron valores similares de Q_c de alrededor de 200 a 6 Hz hasta 490 a 24 Hz. Suponiendo que Q_c varía con la frecuencia como $Q_c(f) = Q_0 f^\alpha$, se estimó un valor de $Q_0 = 111.5 \pm 23$ y una dependencia de la frecuencia de α de 0.41 ± 0.1 . El comportamiento de la atenuación en dos de las estaciones sugiere que efectos de sitio muy locales dominan los registros. Los espectros de desplazamiento se corrigieron con las funciones de atenuación calculadas para estimar los parámetros de fuente de los 22 eventos, para ello, el modelo de Brune (1970) fue usado. Los momentos calculados están en el rango de 5.2×10^9 a $2 \times 10^{13} \text{ N-m}$, las caídas de esfuerzos entre 0.03 y 32 bars y las dimensiones de las fuentes alrededor de 150 m. Las caídas de esfuerzos encontradas son pequeñas en comparación con las obtenidas para eventos de mayor magnitud en el basamento en áreas vecinas (Munguia y Brune, 1984).

Como segundo objetivo de la tesis, se estudia la atenuación de ondas de coda y de las ondas L_g en la banda de frecuencias entre 1 y 12 Hz con el fin de estimar la variación regional de este parámetro en el norte de Baja California. Geológicamente, Baja California está dividido en tres principales regiones. De oeste a este: el borde continental, (BC), las sierras peninsulares (SP) y la depresión del Golfo de California (DGC), el cual forma parte de una provincia llamada de cuencas y cordilleras. Los datos consisten en 210 eventos localizados entre los 21° y los 37° de latitud norte registrados por la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM) manejada por el Centro de Investigación Científica y de

Educación Superior de Ensenada (CICESE). Las magnitudes de los eventos usados para este estudio se encuentran en el rango entre 1.1 y 6.7, los eventos son someros con profundidades entre 1 y 20 kilómetros. Para la determinación del parámetro de atenuación de las ondas de coda (Q_c), se usó el modelo de dispersión simple de Sato (1977) en el dominio del tiempo. Q_c se calculó usando dos diferentes "ventanas" de la coda. Para eventos cercanos a las estaciones (eventos locales a distancias menores de 30 km) se usaron ventanas para tiempos cortos (menores de 10 segundos), para eventos mas lejanos, localizados en los principales lineamientos tectónicos de la región, se usaron ventanas de tiempo de hasta 70 segundos medidos a partir del inicio del evento. Para los eventos a distancias mayores de 100 km se estudió la atenuación de las ondas L_g , la cual se caracterizó a través del coeficiente de atenuación anelástica γ .

En todos los casos analizados se encontró una dependencia de la atenuación con la frecuencia. Esta dependencia se representó para las ondas de coda mediante una relación de la forma $Q_c(\alpha) = Q_0 f^\alpha$. Los resultados muestran que para tiempos cortos existe una variación espacial de ambos parámetros (Q_0 y α). Se encontraron valores bajos de Q_0 desde alrededor de 53 en la provincia BC hasta 144 en la provincia DGC. Los valores de α están entre 0.70 para los eventos localizados en las provincias BC y SP y 0.44 en la provincia DGC. También se encontró variación espacial de Q_c calculada para tiempos largos. Los valores extremos de Q_0 fueron: 41 para eventos localizados en la SP y registrados en la provincia BC y 246 para eventos en la SP y registrados en la DGC. Se interpretan estos resultados en función de la geología.

Para el cálculo de la atenuación de las ondas L_g partimos de una relación entre el espectro de amplitud de un registro de aceleración y la distancia para encontrar el coeficiente de atenuación γ . Se usaron para ello eventos localizados en el sur de California y registrados en la red RESNOM. Las distancias evento-estacion son de hasta 420 km. Se observó un comportamiento diferente de γ para trayectorias que atraviezan por la DGC, ($\gamma=0.00026\pm 0.0005f^{0.83\pm 0.07}$) con respecto a las que atraviezan la SP ($\gamma = 0.0035\pm 0.0003f^{0.57\pm 0.03}$). Usando el total de los datos, en la inversión, encontramos una dependencia de γ de la forma $\gamma=0.0032\pm 0.0002f^{0.678\pm 0.02}$ para toda la región involucrada. Suponiendo una velocidad de grupo (V_{lg}) de 3.4 km/seg se obtiene una relación de Q_{lg} de la forma $Q_{lg}(f) = 288\pm 20f^{0.32\pm 0.02}$. Un resultado similar fué obtenido por Xie y Mitchell (1990) en la provincia de cuencas y cordilleras. Este resultado está también de acuerdo con otros estudios de atenuación en provincias tectónicas jóvenes (Nuttli, 1980; Roecker y otros, 1982).

Finalmente, Se calculó la atenuación de ondas L_g de 61 eventos localizados en la zona de subducción de la Trincherá Mesoamericana y registrados en la red sísmica digital de Laguna Verde, Veracruz. Dos trayectorias de propagación fueron consideradas: Guerrero-Veracruz y Oaxaca -Veracruz. Suponiendo una dependencia de la frecuencia de γ de la forma $\gamma(f)=\gamma_0 f^\eta$ se encontró un valor de $\eta=0.175\pm 0.05$ en ambas regiones. Por otro lado, $\gamma_0=0.0071\pm 0.002$ es menor para las trayectorias de Guerrero-Veracruz que para las de Oaxaca-Veracruz de $\gamma_0=0.0161$. Una posible explicación de la diferencia en atenuación es el estado de esfuerzos en ambos estados, la geología, la densidad de fracturas y su posible contenido de fluidos.

Atenuación de ondas L_g . L_g wave attenuation.

Variación regional de ondas de coda y L_g . Regional variations of coda and L_g waves.

ABSTRACT of the Thesis of GABRIEL TONATIUH DOMINGUEZ REYES, presented as partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCES grade in SEISMOLOGY. Ensenada Baja California, México. March 1997.

ATTENUATION OF CODA AND L_g WAVES IN BAJA CALIFORNIA AND CENTRAL MEXICO

Seismograms recorded at three different arrays of digital recorders were analyzed in this thesis in order to estimate the attenuation of seismic waves mainly, in two different spatial scales, local and regional, from two different regions: northern Baja California and central México. For the former, I estimated coda and L_g waves attenuation and for the second region I calculated L_g wave attenuation.

I began my study with local events originated at the Cerro Prieto geothermal field located in the Mexicali valley of Baja California. In this case, coda waves from 22 local events recorded by a temporal network of seismic stations were used to estimate coda attenuation Q_c in the frequency range 6-24 Hz. I used Sato's (1977) single scattering model for coda windows of 10 to 15 seconds beginning at twice the S-wave travel time. All events analyzed were located within the exploitation area with depths up to 6 km and source-to-receiver distances less than 8 km.

Within the range of variation, five of the seven stations showed similar Q_c values that ranged from about 200 at 6 Hz to about 490 at 24 Hz. Assuming a power law dependence of the form $Q_c(f) = Q_0 f^\eta$ we estimated a value of $Q_0 = 111.5 \pm 23$ and a frequency dependence η of 0.41 ± 0.1 . I found that very local site effects dominate the coda recorded at two stations.

I estimated source parameters from 22 small events in the Cerro Prieto geothermal field using S-wave spectra. All events analyzed were located in the sediments within the exploitation area with source depths up to 6 km and magnitudes in the range from 0.9 to 2.7. Using a velocity model modified from the calculated by McMechan and Mooney (1980), a sedimentary amplification factor of 2.35 was estimated and used as a correction in the calculation of earthquake source parameters. I also corrected spectra for attenuation according to $Q(f)_c = 111.5f^{0.4}$. From calculated displacement spectra and applying Brune's model, we estimated stress drops between 0.03 and 32.0 bars for earthquakes with seismic moments in the range from 5.2×10^9 to 2×10^{13} N-m. It was found an increase of stress drop with seismic moment according to $\log_{10}(\Delta\sigma) = 0.8 \pm 0.04 \log_{10}(M_0) - 9.2 \pm 0.5$. These stress drops are small compared with those obtained from events located in the basement (stress drops mainly greater than 10 bars). Estimated source radii of the order of 150 meters was almost constant for all events.

Using events recorded by the seismic network of northern Baja California (RESNOM) attenuation of coda and L_g waves were estimated in the frequency band 1 to 12 Hz in order to find a regional variation of Q (Q_c and Q_{lg}) in northern Baja California, Mexico. I used the single scattering model of Sato (1977) in the time domain to estimate quality factor Q_c , and a spectral approach to relate acceleration spectra with distance to estimate the anelastic attenuation coefficient γ of L_g waves. I calculated Q_c for short (< 10 seconds) and long lapse times (< 70 seconds) using local events and the events originated at the main tectonic

features of the area. I assumed a frequency dependence of Q_c of the form $Q_c(f) = Q_0 f^\alpha$. For short lapse times a regional variation of Q_0 , with low values from about 53 in the Inner Continental Borderland (BC) province to about 115 in the Peninsular Ranges (SP) and 144 in the Gulf of California Depression (DGC) province, was observed. α values range from 0.70 and 0.85 for events in the BC and SP to 0.44 in the DGC region. For long lapse times and for events located in the SP, I found Q_0 values from 49 at stations within de BC to 101 at stations within the DGC.

Attenuation coefficient γ of L_g waves between 1 and 6 Hz was also estimated for this region using events located in Southern California with source-station distances up to 420 km. I found that frequency dependence of γ was higher for source-receiver paths going from a typical continental structure to a pull-apart basin (the DGC province) than for paths within the SP. Using all data in a linear inversion process and assuming a group velocity (V_{lg}) of 3.4 km/s, a power law dependence of the form $Q_{lg}(f) = 288 \pm 20 f^{0.32 \pm 0.02}$ was obtained.

The Mexico subduction zone is an area of high seismicity capable of generating great earthquakes such as the 1985 magnitude 8.1 earthquake which caused serious damage in Mexico city, 350 kilometers away. Therefore it is possible to make use of moderate size earthquakes originated in that subduction zone to study seismic wave attenuation. Attenuation of L_g waves were estimated using 43 events located in the subduction zone of the Middle America Trench and recorded by the seismic network of Laguna Verde, Veracruz, Mexico. I estimated the anelastic attenuation coefficient γ of L_g waves by estimating the rate of decay of acceleration spectra with distance. I considered paths from two regions: Guerrero-Veracruz (NE-SW direction) and Oaxaca-Veracruz (north-south direction). Assuming a frequency dependence of γ of the form $\gamma(f) = \gamma_0 f^\eta$. I found that $\eta = 0.175 \pm 0.05$ for both regions and that γ_0 ($\gamma_0 = 0.0071 \pm 0.002$) was lower for paths from Guerrero-Veracruz than for paths from Oaxaca-Veracruz ($\gamma_0 = 0.0161 \pm 0.003$) in the frequency range from 2 to 7 Hz. A possible explanation of this difference in attenuation may be due to the state of stresses that prevail in both states, the geology, the density of fractures and probably fluid content.

Atenuacion de ondas L_g . L_g wave attenuation

Variacion regional de ondas de coda y L_g . Regional variations of coda and L_g waves.

DEDICATORIA

A Mari, quien con su amor y apoyo me ha hecho llegar hasta aquí aún a veces a pesar de mi mismo.

Con todo mi amor a Mitl y Citlalli quienes sólo felicidades nos han dado, espero que ustedes también lleguen a este nivel y no solo eso, ojalá que lo superen.

A mis padres quienes me han demostrado siempre amor de padres y me han apoyado y alentado para continuar mis estudios predicando siempre con el ejemplo.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis Dr. Cecilio Rebollar Bustamante por su paciente colaboración y ayuda durante toda mi estancia en el CICESE.

A los miembros del comité por sus atinados comentarios y correcciones del manuscrito.

A todos mis profesores, compañeros y amigos.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

CONTENIDO

1.	INTRODUCCION GENERAL	1
I.1	1.1 Ondas Sísmicas de coda	2
I.2	1.2 Modelado de las ondas de coda	8
I.3	1.3 Modelos de dispersión simple	14
I.4	1.4 Significado físico de Q^{-1}	20
I.5	1.5 Ondas superficiales	23
II.	ATENUACION DE ONDAS DE CODA Y ESTIMACION DE PARAMETROS DE FUENTE EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO, BAJA CALIFORNIA	27
II.1	Resumen	27
II.2	Introducción	28
II.3	Datos	29
II.4	Método	30
II.5	Resultados	33
II.6	Parámetros de fuente	35
II.7	Discusión	38
II.8	Conclusiones	41
III.	ATENUACION SISMICA EN BAJA CALIFORNIA	58
III.1	Resumen	58
III.2	Marco tectónico	60
III.3	Análisis de datos	63
III.4	Variaciones espaciales de Q_c	65
III.5	Ondas superficiales	69
III.5.1	Método	70

III.6	Resultados	72
III.7	Discusión y conclusiones	74
IV.	VARIACIONES REGIONALES DE LA ATENUACION DE ONDAS L_g EN EL SUR DE MEXICO	103
IV.1	Resumen	103
IV.2	Introducción	103
IV.3	Datos	105
IV.4	Método	106
IV.5	Resultados	107
IV.6	Discusión y conclusiones	109
V.	CONCLUSIONES GENERALES	121
	LITERATURA CITADA	123

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1.	Mapa del norte de Baja California en el que se muestra la localización de campo geotérmico de Cerro Prieto así como de los principales rasgos tectónicos de la región. Los triángulos representan las estaciones y los círculos los epicentros. El área de producción se encuentra alrededor de las plantas de producción CPI, CPII y CPIII. La estructura rectangular es la laguna de evaporación.	46
2.	Perfil Geológico esquemático del área de Cerro Prieto (Halfman y otros, 1984).	47
3.	Ejemplo de sismogramas registrados por la red. El evento corresponde al 23 de marzo de 1993 a las 10:20 horas. Las unidades son de aceleración (cm/seg^2) para las estaciones E6 y LV, y velocidad (cm/seg) para el resto de las estaciones.	48
4.	Procedimiento seguido para la determinación de los valores de Q. El sismograma sin filtrar se muestra en la parte superior. La escala de tiempo en todas las gráficas es a partir del tiempo de origen del evento. La frecuencia central del filtro usado se muestra junto con cada sismograma filtrado. A la derecha, la función $F = \log_{10} [(A/A_s)^2 / k(a)]$ vs tiempo. El valor de Q_c se calculó de la pendiente de la recta ajustada a los valores de F. El intervalo en el cual se realizó el cálculo se indica con las líneas horizontales (ver texto).	49
5.	Q_c de coda como función de la frecuencia. Los valores graficados son el promedio de todos los valores obtenidos por estación. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación.	50
6.	Espectros de desplazamiento del evento 10 de la Tabla II. Los valores de frecuencias de esquina y nivel a bajas frecuencias se dan en la Tabla II.	51
7.	Factor de amplificación como función de la frecuencia (derecha) calculado en el modelo de velocidades usado por Reyes (1979) (modificado del de McMechan and Mooney, 1980) (izquierda).	52
8.	Parámetros de fuente en Cerro Prieto. Las líneas continuas representan líneas de caídas de esfuerzos constantes de 0.1, 1 y 10 bars.	53

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
9.	Caída de esfuerzos vs momento sísmico. Las líneas punteadas indican la tendencia del incremento con el momento sísmico. La línea continua es el resultado de un ajuste por mínimos cuadrados a los datos.	54
10.	Dimensiones de la fuente vs momento sísmico.	55
11.	Proyección horizontal de los elipsoides de muestreo para algunas combinaciones estación-epicentro en el área de Cerro Prieto.	56
12.	Comparación de la $Q_c(f)$ del presente estudio con otros estudios en la misma región y con la $Q_c(f)$ obtenida para una región tectónicamente estable. El este de Estados Unidos. Las curvas están graficadas en el intervalo para el que fueron definidas.	57
13.	Eventos registrados por la red RESNOM durante los años 1980-1990.	84
14.	Principales rasgos tectónico en la región del norte de Baja California, distribución del las estaciones de la red RESNOM (cuadrados) y eventos usados (círculos).	85
15.	Ejemplo del proceso para obtener Q_c . El registro corresponde a la estación ENX. A la izquierda se muestran las señales filtradas a 3, 6, 8, 10 y 12 Hz; a la derecha se muestran las funciones $\log_{10}[A_c(t)/A_s]^2/K(\alpha)$ correspondientes.	86
16.	Q_c vs frecuencia para eventos locales registrados en las estaciones de RESNOM. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación. También se muestra la función de atenuación de coda obtenida de la regresión.	87
17.	Gráfica de Q_c vs frecuencia para estaciones y eventos en la misma provincia y tiempos de muestreo de alrededor de 20 segundos. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación.	89

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
18.	Proyección horizontal de los volúmenes muestreados por eventos locales a las estaciones de RESNOM.	90
19.	Q_c vs frecuencia para eventos localizados en las diferentes zonas. Cada valor representa el promedio de todos los eventos y estaciones en una misma zona. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación.	91
20.	Proyección horizontal de los volúmenes muestreados para eventos de tres diferentes provincias y registrados en la estación SPX usando tiempos de muestreo entre 55 y 70 segundos.	94
21.	Proyección de algunos volúmenes muestreados para distancias de alrededor de 100 km y tiempos de muestreo entre 40 y 60 segundos.	95
22.	Distribución de eventos del sur de California y registrados por la red RESNOM. Se muestran algunas trayectorias de los epicentros a algunas de las estaciones.	96
23.	a) Sismograma típico de un evento registrado por la red. Las curvas suaves representan los extremos de una ventana cosenoidal (taper) dentro de la cual está contenida la fase L_g usada para el análisis. Las escalas superior e inferior indican velocidad de grupo y tiempo a partir del origen del evento. (b) espectros de aceleración del tren de ondas L_g de (a) y del ruido. Las curvas suaves son los espectros suavizados sobre los cuales se obtuvieron las frecuencias discretas descritas en el texto.	97
24.	Amplitudes espectrales de aceleración vs distancia. Las líneas rectas son el resultado de la regresión lineal aplicado a la ecuación 30. Los valores de γ y de la frecuencia respectiva aparecen en cada gráfica. a) amplitudes en estaciones localizadas al oeste del escarpe de Sierra Juárez. y b) amplitudes en estaciones localizadas al este	98
25.	γ vs. frecuencia en el norte de Baja California. Con círculos se indican los valores obtenidos con estaciones al este del escarpe. Los cuadros corresponden a los valores obtenidos con estaciones al oeste. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación. Los círculos y cuadros rellenos indican el intervalo utilizado para el ajuste.	100

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
26.	γ vs frecuencia usando todo el conjunto de amplitudes en la inversión.	101
27.	Comparación de $Q_{L_g}(f)$ obtenida en el presente trabajo con otros estudios en la provincia tectónica del Basin and Range.	102
28.	Mapa geológico modificado de Ortega (1981). Los círculos son los epicentros. Las líneas discontinuas indican la zona cubierta por las diferentes trayectorias para cada área. Las líneas continuas son contornos de iso-profundidad de la parte superior de la placa de Cocos de acuerdo con Singh y Mortera (1991) y Pardo y Suarez (1995). Los cuadros rellenos representan las estaciones de la red sismológica de Laguna Verde, Veracruz.	114
29.	Ejemplo de sismogramas mostrando la fase L_g usada para el análisis. (a) para un evento de Oaxaca registrado en la estación JIC y (b) para un evento de Guerrero registrado en la estación LVG. Las escalas superior e inferior indican velocidad de grupo y tiempo a partir del tiempo de origen del evento respectivamente. Las curvas suaves representan los extremos de una ventana cosenoidal (taper) usada para suavizar los extremos. (c) y (d) son los espectros de aceleración del tren de ondas L_g en (a) y (b) respectivamente y los espectros del ruido. Las curvas suaves son los espectros suavizados sobre los cuales se obtuvieron las amplitudes descritas en el texto.	115
30.	Amplitudes espectrales de aceleración vs distancia. Las líneas rectas son el resultado de la regresión lineal aplicado a la ecuación 30. Los valores de γ y de la frecuencia respectiva aparecen en cada gráfica. a) amplitudes de eventos localizados en la región de Guerrero. b) amplitudes de eventos localizados en Oaxaca.	116
31.	Valores teóricos de aceleración usando los valores de γ , s y b resultado de la regresión aplicados a la ecuación 30 (cuadrados) comparados con los espectros observados para eventos (a y b) en Guerrero y (c y d) en Oaxaca.	118

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
32.	Coeficiente de atenuación anelástica γ para diferentes frecuencias. Los cuadrados corresponden a los valores de γ para las trayectorias Guerrero-Veracruz, los triángulos a las trayectorias Oaxaca-Veracruz. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) en la estimación de γ . Los cuadros y triángulos rellenos indican el intervalo para el cual fué calculado el ajuste suponiendo una relación de dependencia de la forma $\gamma_0 = f^\eta$.	119
33.	Coeficiente de magnitud b obtenido de la regresión usando la ecuación 30 vs. Frecuencia para ambas regiones. Las barras verticales indican la desviación estandar de la estimación ($\pm 1\sigma$).	120

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>	<u>Página</u>
I. Características del equipo usado en Cerro Prieto	43
II. Eventos localizados en Cerro Prieto por al menos 4 estaciones	44
III. Parametros de fuente en Cerro Prieto	45
IV. Estaciones de RESNOM	78
V. Localizaciones epicentrales	79
VI. Valores de Q_c en el Norte de Baja California para tiempos cortos	82
VII. Atenuacion de ondas de coda (Q_c) como función de la frecuencia para las diferentes zonas en el norte de Baja California.	83
VIII. Eventos usados para el análisis de atenuación de ondas L_g	112
IX. Resultados de la inversión de la ecuación (30) para los eventos de la zona de subducción en las regiones de Guerrero y Oaxaca registrados en la red de Laguna Verde, Veracruz	113

ESTUDIOS DE ATENUACIÓN DE ONDAS DE CODA Y L_g EN BAJA CALIFORNIA Y EN EL CENTRO DE MÉXICO

I INTRODUCCION GENERAL

Por atenuación de ondas sísmicas entendemos el decaimiento de la amplitud de las ondas que se propagan en un medio real y que no puede ser atribuída a dispersión geométrica. Se expresa generalmente en términos de un parámetro adimensional Q^{-1} que representa la fricción interna que se define como la razón entre la energía disipada a lo largo de una distancia igual a la longitud de onda y el total de la energía transportada.

Las distancias que recorren las ondas desde el origen del temblor hasta las estaciones receptoras pueden ser muy variadas, desde los pocos kilómetros hasta el otro lado del mundo. Los sismos a distancias menores de unas decenas de kilómetros se consideran locales, los que se encuentran a distancias del orden del tamaño del planeta telesismos y aquellos a unos cuantos centenares de kilómetros como regionales. Las fases dominantes son diferentes en cada caso. Internas en el primer caso y superficiales en los otros dos. En el presente trabajo estudiaremos sismos pertenecientes al primero y último caso por lo que dividiremos el estudio en atenuación de las ondas de coda en el caso de sismos locales y atenuación de ondas superficiales en el segundo caso, específicamente de la fase L_g .

Los objetivos de este trabajo son:

Primero realizar un estudio de atenuación de ondas de coda y Lg en el norte de Baja California, México usando los datos de la Red Sísmica permanente de Noroeste de México (RESNOM) operada por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y de una red temporal de aparatos portátiles.

Segundo, calcular la atenuación de ondas Lg en el centro del país usando para ello una red digital permanente de sismógrafos de período corto y un sensor de banda ancha instalados en el estado de Veracruz. Los sismos estudiados fueron eventos generados en las costas de los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca.

Comenzaremos primero introduciendo lo que son las ondas de coda.

1.1 Ondas sísmicas de coda

Cuando ocurre un sismo en la tierra, las ondas se propagan alejándose de la fuente. Después de que las ondas P y las ondas S se alejan de la fuente, el volúmen alrededor de la fuente sigue vibrando. La amplitud de ésta vibración es uniforme en espacio, excepto por los efectos locales de sitio, que tienden a amplificar el movimiento del suelo comparado con los sitios con roca. Esta vibración residual es llamada “ondas sísmicas de coda” y decae muy despacio con el tiempo. La razón de decaimiento es la misma independientemente de la posición de la fuente y la estación registradora mientras ambas se encuentren en una misma región. Ejemplos de este comportamiento de las ondas de coda se pueden ver en cualquier red con apertura de unos cuantos cientos de kilómetros para un evento local. La distancia a

la estación mas cercana puede ser de unos pocos kilómetros y a la mas lejana, de mas de 100 km. A pesar de la gran diferencia en distancias, que por supuesto se reflejará en los tiempos de arribo y en las amplitudes de los primeros arribos, las ondas de coda mostrarán amplitudes y razón de decaimiento muy similares para todas las estaciones.

El fenómeno simple mas parecido a estas ondas de coda, es el sonido residual en un cuarto, estudiado por Sabine(1922). Si uno dispara una pistola en un cuarto, la energía de sonido permanece por largo tiempo debido a múltiples reflexiones incoherentes. Este sonido residual tiene una naturaleza muy estable similar a las ondas de coda, independiente de la posición de la pistola y del lugar donde se registre el sonido. El sonido residual permanece en el cuarto debido a reflexiones múltiples en una pared, techo y piso rígidos. Dado que no podemos idealizar la estructura de la tierra como un cuarto, atribuimos la existencia de ondas de coda al “backscattering” (dispersión hacia atrás) debido a la existencia de numerosas heterogeneidades en la tierra. Asi, podemos considerar a las ondas de coda como ondas atrapadas en un medio aleatorio.

Una simple definición de dispersión es el proceso en el cual la onda primaria interactúa con una heterogeneidad del medio y produce ondas secundarias nuevas. Esta descripción muy simplificada se puede aplicar en diferentes campos de la física pero cada caso presenta sus propias características peculiares. Un repaso general de los antecedentes se puede encontrar en Uscinski (1977) o en Ishumaru (1978). El caso sísmico se puede entender mejor si se consideran los diferentes elementos que toman parte en el fenómeno. El punto de partida adoptado supone una onda sísmica viajando por un medio elástico. Las ondas P y S

son de particular interés porque se considera que son las responsables de formar en mayor medida la coda de los eventos locales. A pesar de que Knopoff y Hudson (1964, 1967) mostraron que las conversiones de P a S y de S a P se pueden despreciar cuando se estudian altas frecuencias, el tratamiento completo se debe llevar a cabo estudiando ondas vectoriales e incluyendo la posibilidad de conversiones P a S y S a P. Sin embargo, debido a la dificultad que imponen las ondas vectoriales la mayor parte de las contribuciones a este campo han considerado únicamente ondas escalares.

El medio en el que la dispersión se presenta puede ser considerado básicamente como homogéneo o heterogéneo. En el primer caso los obstáculos tales como fracturas, fallas o inclusiones de baja o alta densidad o de baja o alta velocidad se consideran que están dentro de un medio homogéneo. Aki (1980) y Aki y Chouet (1975), Dainty (1981) y Kikuchi (1981), por ejemplo han utilizado el modelo dispersivo discreto con una distribución uniforme aleatoria.

Si el medio se toma como inhomogéneo, el campo dispersivo se trata como un medio continuo y las ecuaciones de onda inhomogéneas correspondientes se deben resolver. El problema se puede volver extremadamente complicado. Una forma de atacar este problema es considerar un "medio aleatorio", esto es, un espacio con características promedio en el cual desviaciones de estos valores promedio produzcan heterogeneidades aleatorias. Los parámetros variables pueden ser las constantes de Lamé o velocidad o densidad. Esta idea constituye la base de los modelos de Chernov (1960), y Karal y Keller (1964) que se han aplicado para analizar la heterogeneidad de la tierra en pequeña escala. Estos modelos son

un ejemplo del uso de la teoría de procesos estocásticos en sismología (e.g. Hudson, 1982). Un estudio sobre los antecedentes teóricos se puede encontrar en Sobczyk (1985). Una suposición generalmente adoptada por ellos es que las dimensiones del medio, L , o en otras palabras, la distancia que viaja la onda es mucho mayor que la distancia de correlación α (α expresa la separación para la cual las fluctuaciones se vuelven no correlacionadas en el estudio estadístico, también llamada “escala de longitud de la inhomogeneidad”), esto es $L \gg \alpha$.

En procesos dispersivos, la relación entre longitud de onda “ λ ” y la longitud lineal de la dimensión del medio heterogéneo “ L ” afecta las características del fenómeno. Estas variables se “juntan” en el parámetro κL ; donde κ es el número de onda, entre mayor sea κL , mas difícil es el problema usando técnicas determinísticas.

Otro parámetro importante es $\kappa\alpha$. Cuando $\kappa\alpha$ es del orden de 1 o mayor, el efecto de la forma del dispersor debe tomarse en cuenta. La dispersión debida a dispersores regulares es un problema clásico en propagación de ondas (Morse y Feshbach, 1953; Morse, 1968) y el caso de una intrusión esférica ha recibido particular atención en sismología (Ying y Truell, 1956; Knopoff, 1959a,b; Einspruch *et al*, 1960; Dainty, 1981; Wu y Aki, 1956a). La forma del obstáculo no es importante para el caso de dispersión de ondas de Rayleigh ($\kappa\alpha \ll 1$). Si $\kappa\alpha \ll \ll 1$ o $\kappa\alpha \gg \gg 1$, las ondas no son afectadas por los obstáculos y el medio actúa como un cuerpo homogéneo. Si $1 < \kappa\alpha < 10$ las ondas viajan en un medio con escala de heterogeneidades del orden de la longitud de onda y la dispersión se vuelve “fuerte”. Este caso es frecuente en diversas situaciones físicas. En el caso sísmico el obstáculo discreto o el

medio aleatoriamente heterogéneo puede ser caracterizado por perturbaciones de los parámetros elásticos ($\delta\mu, \delta\lambda$) y densidad ($\delta\rho$) los cuales pueden modificar la amplitud y velocidad de las ondas incidentes. Si se supone que estas perturbaciones son pequeñas en comparación con sus valores medios, entonces el medio se convierte en un medio con “dispersión débil”. Las fluctuaciones de impedancia (ρ veces velocidad) tienden a introducir principalmente “dispersión hacia atrás” mientras que las perturbaciones en velocidad sin fluctuaciones de impedancia producen principalmente “dispersión hacia adelante”. Sin embargo, en ambos casos, los resultados dependen fuertemente de otros factores como signos relativos de las anomalías, valor de $\kappa\alpha$, tipo de onda incidente, etc.

La interacción entre onda e inhomogeneidad (el meollo del proceso de dispersión), depende de muchos parámetros. La trayectoria libre media ℓ evalúa la distribución de dispersores en la tierra y provee información útil sobre las características de la tectónica. si ℓ es mayor que la distancia de viaje de las ondas, entonces habrá muy poca necesidad de incluir dispersión múltiple. La teoría de dispersión es la más usada en los modelos de atenuación de ondas de coda pero a veces se hace necesaria la introducción de modelos de dispersión múltiple. Este problema ha sido tratado recientemente por diversos autores (Gao *et al.*, 1983; Wu, 1983,1985; Zeng *et al.* 1991).

La situación opuesta a la dispersión simple es cuando las ondas sísmicas son afectadas por la heterogeneidades tan fuertemente que la energía se *difunde* por el medio. Este es el modelo de difusión introducido por Wesley (1965) y aplicado despues para explicar la dispersión encontrada en los sismogramas lunares. Cuando la dispersión es débil, la

aproximación de Born puede usarse, sin embargo se ha mostrado (Cleary y Haddon, 1972) que una dispersión fuerte se puede presentar aún en la zona de transición manto-núcleo exterior. Una discusión acerca de la aproximación de Born puede encontrarse en Kennett (1972) y Hudson y Heritage (1981); este último, que no está basado en datos observacionales ofrece un panorama muy pesimista. Una discusión sí basada en datos observacionales es presentada por Aki (1973). En el análisis de ondas sísmicas de altas frecuencias, la aproximación de Born es comunmente usada para explicar el decaimiento de la coda o la atenuación de ondas sísmicas. La discriminación entre dispersión fuerte o débil puede hacerse considerando si la razón $\Delta I/I$ entre la energía llevada por las ondas dispersadas, ΔI y la energía primaria I es pequeña o no.

Otro problema a ser considerado es la dependencia angular del proceso de dispersión. Este fué estudiado por Yamakawa (1962) para inclusiones con formas diferentes y por Chernov para fluctuaciones aleatorias de la velocidad de propagación de la ondas. Los modelos iniciales para explicar la formación de las ondas de coda consideran únicamente “dispersión hacia atrás o dispersión isotrópica”, estudios mas recientes de Sato (1984) y de Wu y Aki (1985a) sin embargo han concedido un tratamiento especialmente cuidadoso a la dependencia angular. La coda mas temprana (la primera en llegar) es mas sensible a la dependencia angular del proceso de dispersión que las partes de coda mas tardías, también la parte inicial de la coda es mas sensible a la asimetría del patrón de radiación de la fuente, otro factor que se ha tomado en consideración en estudios recientes.

Los problemas de dispersión pueden ser clasificados de acuerdo a unos cuantos parámetros cuyos valores condicionan los procedimientos matemáticos a seguir para resolver cada caso. Estos parámetros son: κa , κL , $\Delta l/l$ y D (parámetro de onda $D=4L/\kappa a^2$).

En el presente trabajo, el área está caracterizada por la condición de que $L \gg a$, es decir, la distancia de viaje es mucho mayor que la escala de longitud de la inhomogeneidad. El análisis de las ondas de coda, comprende el caso en que $\kappa a \sim 1$, es decir, la longitud de onda y el obstáculo son del mismo orden por lo que la dispersión puede ser particularmente fuerte.

1.2 Modelado de las ondas de coda

Se han usado diversos métodos para "estimar" la atenuación según el rango de frecuencias de interés. A bajas frecuencias ($f < 0.05$ Hz) se han usado ondas superficiales analizando su propagación en trayectorias circulares (Kovach, 1978 ; Taylor y Toksoz, 1982). A altas frecuencias ($0.1 < f < 1$ MHz) por otro lado, Toksoz *et al* (1979) calcularon la atenuación en el laboratorio usando transmisión de pulsos.

Las ondas sísmicas de período corto sin embargo, debido a su sensibilidad a la estructura del medio han presentado dificultades. Las mediciones del decaimiento (tanto temporal como espectral) dependen de demasiados parámetros, es por ello que su análisis se hace desde el punto de vista estadístico. Este tipo de trabajos, comenzó en los años sesenta estudiando datos de explosiones (Wesley, 1965; Nikolayev, 1968; Levin y Robinson, 1969 y

otros), registros telesísmicos (Haddon, 1972; Aki, 1973; King *et al*, 1974) y registros sísmicos en la luna (Nakamura *et al*, 1970; Dainty *et al*, 1974).

Las ondas de coda de un evento local pueden ser descritas por medio del espectro de potencia $P(\omega \setminus t)$ donde ω es la frecuencia angular y t es el tiempo medido desde el origen del evento. $P(\omega \setminus t)$ puede ser medido a partir de la salida (al cuadrado) de un filtro pasabandas centrado en la frecuencia ω , o del espectro de amplitud de Fourier (al cuadrado) obtenido a partir de una ventana de tiempo centrada en t . La propiedad mas extraordinaria de $P(\omega \setminus t)$ es que puede representar en forma explícita los efectos de fuente, propagación, y respuesta del sitio de registro. El espectro de coda $P_{ij}(\omega \setminus t)$ observado en la estación i debido al temblor j se puede describir por medio de la ecuación

$$P_{ij}(\omega \setminus t) = S_j(\omega) R_i(\omega) C(\omega \setminus t) \quad (1)$$

para t mayor que 2 veces el tiempo de viaje de las ondas S desde la fuente a la estación j . La ecuación (1) nos dice que el espectro $P(\omega \setminus t)$ puede ser escrito como el producto de un término $S_j(\omega)$ que depende únicamente de la fuente, un término $R_i(\omega)$ que depende únicamente de el lugar de registro y un término $C(\omega \setminus t)$ común a toda las estaciones en una determinada región.

Esta propiedad de las ondas de coda expresada por la ecuación (1) fué primeramente reconocida por Aki (1969) estudiando las réplicas del temblor de Parkfield de 1966. Aki (1969) postuló que el tren de ondas que se registra (de sismos locales) después de la llegada de las ondas directas al cual llamó “coda” es el producto de un proceso de “dispersión

singular hacia “atrás” de las ondas desde numerosas heterogeneidades aleatoriamente distribuidas en la corteza terrestre. La forma de la envolvente de la coda la describió como el producto del espectro de las ondas radiadas por la fuente $S(f)$ y una función que describe la respuesta del medio $\phi(t)$. La forma de $\phi(t)$ depende de como se dispersen las ondas y como se atenúan. Propuso dos modelos extremos: uno, de dispersión simple en el que las ondas que llegan al receptor se “dispersan” una sola vez y otro, en el que las ondas se dispersan tantas veces que se puede ver como un proceso de difusión. Estos modelos se discuten con algún detalle en Aki(1969) y Aki y Chouet(1975). Su modelo estuvo basado en las siguientes suposiciones:

- (1) Ambas, la onda primaria y la dispersada son ondas S.
- (2) Las dispersiones múltiples no se consideran.
- (3) Los dispersores están aleatoria y uniformemente distribuidos.
- (4) El medio es elástico, uniforme e infinito.

La condición de que la ecuación (1) funciona para tiempos mayores que $2t_s$ fué encontrada después de un extenso estudio en Asia central por Rautian y Khalturin (1978). Varios autores han demostrado la validez de (1) para diversos temblores por todo el mundo, como se resume en un artículo escrito por Herraiz y Espinoza (1987). En general, (1) es mas exacta para tiempos mayores y frecuencias mas altas (e.g. Su *et al*, 1991). Las ondas de coda son una herramienta muy poderosa para los sismólogos pues por medio de (1) se pueden separar de manera simple los efectos de fuente, trayectoria y sitio de registro. Esta

ecuación ha sido utilizada para una variedad de aplicaciones prácticas que incluyen mapeo y amplificación de sitio (Su *et al*, 1992), diferenciación entre explosiones y temblores (Su *et al*, 1991), método de una sola estación para determinar coeficientes de atenuación (Aki, 1980), normalización de los datos regionales de una región a una fuente común y una cierta condición de sitio (Mayeda *et al*, 1992).

La primera suposición de Aki y Chouet (1975) ha sido respaldada por diversas observaciones como la amplificación de sitio común (Tsujiura, 1978) y la atenuación también común (Aki, 1980). También ha sido respaldada teóricamente dado que la conversión de S a P por dispersión debida a una heterogeneidad es un orden de magnitud menor que la conversión de P a S como lo mostró Aki (1992) usando el teorema de reciprocidad. Zeng (1993) mostró que la diferencia mencionada en las conversiones de P a S y de S a P por dispersores lleva a que las S dominen en la coda.

Después de la aparición del método para estimar la atenuación aparente en la litósfera propuesto por Aki (1969) y Aki y Chouet (1975), han surgido numerosos estudios, métodos y aplicaciones (Sato, 1977; Rautian y Khalturin, 1978; Herrmann, 1980 entre otros). Se han encontrado correlaciones entre el parámetro adimensional Q (factor de calidad) y otros parámetros que caracterizan las propiedades de la litósfera como esfuerzos (Lockner *et al*, 1977), presión (Toksoz *et al*, 1979), flujo de calor (Archambeau *et al*, 1969) y edad de la corteza (Sipkin y Jordan 1980). Se han encontrado variaciones espaciales de Q y se han regionalizado diversas zonas del planeta (Singh y Herrmann, 1983; Barrientos S., 1980),

también se han reportado variaciones temporales de Q con la esperanza de encontrar patrones precursores a grandes temblores (Aki y Jin, 1986; Novelo *et al*, 1990).

Se han realizado estudios de detalle en zonas muy específicas con el fin de encontrar una distribución tridimensional del parámetro de atenuación Q (Scherbaum, 1990). Scherbaum y Wyss (1990) por ejemplo, realizaron una tomografía de Q para un área volcánica en Hawaii. Lees y Lindley (1994) calcularon una distribución del parámetro de atenuación para el área de Loma Prieta mediante un análisis espectral. El método consiste básicamente en ajustar el modelo de Brune (1970) generalizado (Boatwright, 1978) a los datos observados. La clave reside en el ajuste del parámetro que nos da la variación temporal de Q definido como

$$\int_{\text{trayectoria}} dr(x, y, z) / Q(x, y, z)v(x, y, z), \text{ si conocemos la distribución espacial de velocidades en}$$

la zona, podremos calcular Q como función de la posición.

Se ha encontrado que la atenuación es causada por dos principales procesos: dispersión causada por heterogeneidades (Q_s) y atenuación intrínseca (Q_i). Dainty y Toksoz (1981) establecieron una relación que involucra a ambos procesos de la forma $1/Q = 1/Q_i + 1/Q_s$. La separación de ambas contribuciones se puede realizar a través de un análisis de codas (Gao, 1984). Dainty (1981) reescribió la relación anterior como $1/Q = 1/Q_i + gv/\omega$ donde g , v y ω son el coeficiente de turbidez, la velocidad y la frecuencia de la onda respectivamente. Esta relación ha sido utilizada por diversos autores para estimar los coeficientes de absorción y turbidez (Del Pezzo y Zollo, 1984, Rebollar *et al*, 1985).

En 1985 Wu introdujo un método para determinar la contribución relativa de la dispersión y atenuación intrínseca a la atenuación total. Para un modelo en el que la dispersión es isotrópica, predice la energía sísmica por unidad de volumen en un punto integrada en el tiempo como función de la distancia de la fuente. El medio se puede caracterizar por dos parámetros: el coeficiente de atenuación por dispersión η_s ($= \kappa / Q_s$, κ = número de onda) y el de atenuación intrínseca η_i ($= \kappa / Q_i$) mediante la relación $B_0 = \eta_s / (\eta_s + \eta_i)$. A $\eta_s + \eta_i = 1/L_e$ se le conoce como coeficiente de extinción. La energía observada en varias bandas de frecuencia registrada en varias distancias de la fuente se compara con las curvas teóricas correspondientes para determinar B_0 y L_e^{-1} .

En 1991, Zeng y otros, encontraron una generalización de la ecuación publicada por Wu (1985) que describe la densidad de energía $E(r,t)$ por unidad de volumen a una distancia r a un tiempo t de la fuente. Gin y otros (1994) usaron este modelo y el método desarrollado por Hoshiba y otros (1991) para separar las contribuciones de la atenuación intrínseca y de dispersión en el sur de California usando datos de la red TERRASCOPE. El método consiste en calcular la energía en diferentes bandas de tiempo consecutivas como función de la distancia hipocentral para estimar los parámetros B_0 y L_e^{-1} . El método está basado en el mismo modelo usado por Wu (1985) pero usando una fuente impulsiva de energía sísmica. Gin y colaboradores, muestran que la diferencia en energía registrada para la misma distancia entre la primera y última ventanas es principalmente debida a la absorción intrínseca mientras que el decaimiento de la energía con la distancia en la primera ventana puede ser atribuido a la atenuación total. Encontraron también que para estaciones en o

cerca de zonas de falla, la dispersión era mayor para frecuencias entre 0.75 y 1.5 Hz. Compararon Q^{-1} obtenida con el análisis clásico de coda y observaron que en general se encontraba entre los valores de Q^{-1} intrínseca y Q^{-1} total.

Wu y Aki (1988) sugirieron que cuando la dispersión es fuerte (régimen difusivo) el decaimiento de la coda depende básicamente de la atenuación intrínseca mientras que cuando la dispersión es débil depende de ambas. Está fuera del alcance de este estudio el determinar si la dispersión en las zonas estudiadas es fuerte o débil.

La relación entre Q^{-1} y la sismicidad representa tal vez, la única correlación directa temporal conocida entre un parámetro estructural y un parámetro de sismicidad.

1.3 Modelos de dispersión simple

El método clásico para calcular el factor de calidad es el propuesto por Aki (1969) y Aki y Chouet (1975). Para el cálculo de Q , partimos de la hipótesis de que las ondas de coda son generadas por un proceso que llamó dispersión simple hacia atrás de ondas.

Consiste en un medio homogéneo con heterogeneidades distribuídas aleatoriamente. Las ondas que llegan después de las directas (S) y forman la “cola” o coda del registro, son el producto de la superposición de ondas secundarias generadas por las fuentes dispersoras. Se supone que cada una de estas ondas es generada por un dispersor único (dispersión débil,

las dispersiones múltiples se desprecian) y dada la independencia de la posición de fuente y receptor para el comportamiento de las codas, ambos se sitúan en el mismo lugar.

Si $\phi(\omega)$ es la transformada en la frecuencia angular ω del desplazamiento debido a una onda dispersada por un solo dispersor a una distancia r y $N(r)$ es el número de dispersores dentro de un radio r entonces, el número de dispersores en la región limitada por $(r, r+\Delta r)$ será $(dN/dr) \Delta r$. Las ondas originadas por los dispersores en esa región llegan a la estación en el intervalo $(t, t+\Delta t)$ donde $t=2r/v$ y $\Delta t=2\Delta r/v$. Para una distribución aleatoria de dispersores, la suma de energía de las ondas dispersadas que llegan en el intervalo $(t, t+\Delta t)$ será igual a Δt veces la densidad espectral de potencia $P(\omega \setminus t)$ de las ondas de coda. Es decir

$$P(\omega \setminus t)\Delta t = \sum_{r < r_n < r+\Delta r} |\phi_n(\omega)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\phi(\omega \setminus r)|^2 \quad (2)$$

donde r_n es la distancia de la estación a el n-ésimo dispersor.

Si ahora σ es la densidad de dispersores por unidad de volúmen, entonces el número de dispersores dentro de una región esférica limitada por el intervalo $(r, r+\Delta r)$ será $(dN/dr)\Delta r=4\sigma\pi r^2\Delta r$ por lo que la densidad espectral se puede reescribir como

$$P(\omega \setminus t)\Delta t = |\phi(\omega \setminus r)|^2 4\sigma\pi r^2\Delta r \quad (3)$$

Si incluimos ahora la atenuación que sufren las ondas debido a la inelasticidad del medio representada por el factor de calidad Q , la pérdida fraccional de energía por ciclo es $2\pi Q^{-1}$.

Tambien, debido a la dispersión geométrica, el espectro de amplitud de las ondas dispersadas quedará en función de la distancia viajada.

$$|\phi(\omega \setminus r)| = |\phi(\omega \setminus r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 e^{-\omega t / 2Q} \quad (4)$$

donde r_0 es una distancia de referencia.

De (3) y (4) y dado que $r = vt/2$ y $\Delta r = v\Delta t/2$ podemos expresar la densidad espectral como

$$P(\omega \setminus t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t / Q} \quad (5)$$

donde

$$S(\omega) = |\phi(\omega \setminus r_0)|^2 8\sigma\pi r_0^4 v^{-1} \quad (6)$$

donde hemos agrupado todos los términos que dependen de las fuentes generadoras de las ondas tanto primarias como secundarias en el término $S(\omega)$. El factor t^{-m} representa la dispersión geométrica, $m=1$ si se trata de ondas superficiales y $m=2$ si son ondas internas. El espectro de potencia es a su vez proporcional a la amplitud cuadrática promedio (rms) de un sismograma filtrado por un pasabandas angosto (de longitud Δf) centrado en la frecuencia f de acuerdo a

$$A(\omega \setminus t) = 2 \left[2 P(\omega \setminus t) \Delta f \right]^{1/2} \quad (7)$$

Sustituyendo esta expresión en la anterior para el caso de ondas internas obtenemos

$$A(\omega \setminus t) = C(\omega) t^{-1} e^{-\alpha t/2 Q_c(\omega)} \quad (8)$$

De donde podemos directamente calcular Q . Al término $C(\omega)$ se le conoce comunmente como el factor de la fuente.

Como se mencionó anteriormente, (5) es válida solo para tiempos mayores que 2 veces el tiempo de llegada de las ondas S ($2t_s$), debido a que la ecuación (5) se obtuvo para un punto coincidente con la fuente. En algunos casos sin embargo, el ruido de fondo para tiempos mayores que $2t_s$ es del orden de la señal generada por el evento (tal es el caso de algunos registros de estaciones de RESNOM), por lo que se hace necesario medir el decaimiento a tiempos menores. Una generalización del modelo propuesto por Aki, es el de Sato (1977), también llamado modelo de dispersión isotrópica simple. En él se obtiene una distribución espacio-temporal de la densidad media de energía de las ondas dispersadas por lo que carece de la limitación del anterior. Para tiempos mayores que el tiempo de llegada de las ondas directas, la distribución de los dispersores que provocan las ondas dispersadas se encuentran a lo largo de un elipsoide cuyos focos son la fuente generadora y la estación receptora. Este último modelo es el que se utilizará en el presente trabajo.

De acuerdo con Sato (1977), en un medio isotrópico, tridimensional, infinito y elástico con dispersores distribuidos aleatoriamente, y para una fuente de duración corta u , la densidad de energía generada por el i -ésimo dispersor se puede expresar como

$$E_s^i(r, t \setminus \omega) = \frac{\sigma}{v(4\pi)^2 r_i^2 r_i'^2} L_u \left(t - \frac{r_i + r_i'}{v} \setminus \omega \right) \quad (9)$$

donde r es la distancia fuente-receptor, r_i es la distancia fuente- i -ésimo dispersor, r_i' la distancia i -ésimo dispersor-receptor, $L_u(t' \setminus \omega)$ la energía elástica media generada por la fuente por unidad de tiempo t' alrededor de la frecuencia ω , σ es el cociente entre el tiempo promedio en que la energía se dispersa y la densidad del flujo de energía media de la onda incidente, v es la velocidad de propagación, el factor $1/4\pi r^2$ representa la dispersión geométrica. La suma de todos los E_s^i nos dará la densidad de energía media de las ondas dispersadas E_s . Esta suma puede expresarse como una integral dada la distribución homogénea de la forma

$$E_s(r, t \setminus \omega) = n\sigma \int_{-\infty}^{\infty} G_s(r, t - t') L_u(t' \setminus \omega) dt' \quad (10)$$

n representa la densidad de los dispersores, la longitud $\ell = (n\sigma)^2$ es la comunmente llamada "trayectoria libre media", G_s es la función de Green definida como

$$G_s(r, t) = \frac{1}{(4\pi)^2 v} \iiint_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r_1^2 r_2^2} \delta \left(t - \frac{r_i + r_i'}{v} \right) d^3x \quad (11)$$

que al integrar se obtiene

$$G_s(r, t) = \frac{1}{4\pi r^2} K(\alpha) \phi(\alpha) \quad (12)$$

donde

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln \left(\frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} \right) \quad (13)$$

$\alpha = vt/r$, la función $\phi(\alpha)$ es una función escalón que corresponde a la condición de causalidad que implica que la velocidad de propagación aparente debe ser menor o igual que v y L_u , la energía media generada por la fuente está dada por

$$L_u(t \setminus \omega) = \frac{W_0(\omega)}{u} S_u(t) \quad (14)$$

donde $W_0(\omega)$ es la energía total radiada por la fuente a la frecuencia ω y

$$S_u(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } 0 \leq t \leq u \\ 0 & \text{para otro } t \end{cases}$$

Para una duración finita ΔT del proceso de dispersión donde $\Delta T > u$ y $v\Delta T$ mayor que el tamaño del dispersor, S_u/u se puede tratar una función delta de Dirac y podemos entonces reescribir E_s alrededor de la frecuencia ω como

$$E_s(r, t \setminus \omega) = \frac{n\sigma W_0}{4\pi r^2} K(\alpha) \phi(\alpha - 1) \quad (15)$$

que para el caso de ondas S dispersadas e incluyendo el efecto de atenuación se convierte en

$$E_s(r, t \setminus \omega) = \frac{n\sigma W_0}{4\pi r^2} K\left(\frac{t}{t_s}\right) e^{\frac{-\omega}{Q}} \quad t > t_s \quad (16)$$

A su vez, la densidad media de energía de las ondas directas (S) incluido el factor de atenuación está dada por

$$E(r, t_s \setminus \omega) = \frac{n\sigma W_0}{4\pi r^2 \beta u} e^{\frac{-\omega t_s}{Q}} \quad (17)$$

La amplitud máxima (al cuadrado) del tren de ondas S de un sismograma filtrado alrededor de la frecuencia ω proporciona una buena estimación de $E(r, t_s \setminus \omega)$ mientras que la amplitud media de la coda (al cuadrado) al tiempo t lo es de $E_s(r, t \setminus \omega)$, de esta forma podemos estimar fácilmente el factor de calidad Q .

Debido a la simplicidad en las mediciones de coda Q^{-1} mediante estos modelos, su utilización se ha difundido ampliamente con diversos propósitos como estimación de momento sísmico y magnitud (Suteau y Whitcomb, 1979), variación tanto espacial como temporal (Singh y Herrmann, 1983; Novelo *et al*, 1985; Jin y Aki, 1988 ; Jin y Aki, 1993), mapeo y amplificación de sitio (Su *et al*, 1992; Castro *et al*, 1990) y diferenciación entre explosiones y temblores (Su *et al*, 1991) entre otros.

1.4 Significado físico de Q^{-1} de coda

El significado físico de Q^{-1} de coda se ha debatido a lo largo de los últimos 20 años. Dentro del contexto de teoría de dispersión simple, Q^{-1} de coda parece representar la atenuación efectiva que incluye ambos, absorción y pérdida por dispersión. Esta idea prevaleció por algún tiempo después de que Aki (1980) encontró una concordancia entre

coda Q^{-1} de coda y Q^{-1} de las ondas S medidas en la región de Kanto, Japón. Por otro lado, experimentos numéricos realizados por Frankel y Clayton (1986), de laboratorio por Matsunami (1991) y estudios teóricos que incluyeron dispersión múltiple (eg. Shang y Gao, 1988) concluyeron que la Q^{-1} de coda medida para una ventana de tiempo después del tiempo de trayectoria libre (trayectoria libre media / velocidad) debería corresponder sólo a la absorción intrínseca y no debería incluir el efecto de pérdida por dispersión. Los debates concernientes a esta aseveración fueron resumidos por Aki (1991).

Para resolver este problema se han realizado diversos intentos para medir absorción intrínseca y pérdida por dispersión de forma separada en los lugares en que se ha medido ya coda Q^{-1} . Para este propósito es necesario incluir la dispersión múltiple en el modelo teórico. Esta inclusión se puede hacer partiendo de la transferencia de energía (Wu, 1985) o de las contribuciones de dispersiones múltiples al modelo original de dispersión simple (Gao *et al*, 1983). Recientemente Zeng *et al* (1991) demostraron que todas éstas diferentes soluciones son soluciones aproximadas de la siguiente ecuación integral para la densidad de energía sísmica $E(x,t)$ por unidad de volumen en el punto x al tiempo t debido a una fuente puntual impulsiva aplicada en el punto x_0 al tiempo $t=0$.

$$E(x,t) = E_0 \left(t - \frac{|x-x_0|}{\beta} \right) \frac{e^{-\eta|x-x_0|}}{4\pi|x-x_0|^2} + \int_v \eta_s E \left(\xi, t - \frac{|\xi-x|}{\beta} \right) \frac{e^{-\eta|\xi-x|}}{4\pi|\xi-x|^2} dV(\xi) \quad (18)$$

donde η es el coeficiente de atenuación total = $\eta_s - \eta_i$; coeficientes de atenuación por dispersión y de atenuación intrínseca respectivamente (la energía decae con la distancia $|x|$

como $\exp[-\eta |x|]$). $\beta E_0(t)$ es la cantidad de energía radiada desde una fuente puntual en x_0 al tiempo t .

Las suposiciones detrás de (18) son menos restrictivas y mas explícitas que las hechas para el modelo original de Aki (ec (5)). El medio sigue siendo uniforme e infinito pero ahora los coeficientes para dispersión y absorción intrínseca están explícitos y ahora la dispersión múltiple está permitida aunque la dispersión sigue suponiéndose isotrópica. La ecuación (18) da la densidad de energía como función de la distancia y el tiempo en contraste con (5) que depende únicamente del tiempo. Comparando la densidad de energía en tiempo y espacio con la observada podremos determinar de manera única la pérdida por dispersión y la absorción intrínseca de manera separada.

Un método efectivo usando la solución de Montecarlo de la ecuación (18) fué desarrollada por Hoshiya *et al*, (1991). Ellos calcularon la energía sísmica integrando sobre 3 ventanas de tiempo consecutivas (e.g. 0 a 15, 15 a 30 y 30 a 45 seg despues del tiempo de arribo de la onda S) y las graficaron vs la distancia a la fuente. Este método ha sido aplicado a varios lugares en Japón (Hoshiya, 1993), Hawaii, Long Valley, California y California Central (Mayeda *et al* 1992) y sur de California (Jin *et al*, 1994).

Ahora que existen muchas áreas para las que se han determinado η_s y η_i se pueden comparar con los valores de coda Q. La figura 4 muestra Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} ($= Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$) como función de coda Q^{-1} para diversas areas: Hawaii, California Su, California Central, Long Valley y Japón. La coda Q^{-1} se determinó para el intervalo de tiempo de 20 a 45 seg para California Sur, de 30 a 60 seg para Long Valley, Hawaii y California Central y de 20 a

60 seg para Japón. En general coda Q^{-1} cae entre Q_i^{-1} y Q_t^{-1} . Mas cerca de Q_i^{-1} para Japón y mas cerca de Q_t^{-1} para las demás regiones. De acuerdo a Gao y Aki (1994), quienes hicieron un estudio numérico de la desviación de coda Q^{-1} y Q_i^{-1} para modelos de una capa dispersora de espesor finito, los resultados anteriores pudieran indicar que el espesor de la capa dispersora es mayor que la trayectoria media libre debajo de Japón pero es comparable y hasta menor que ésta para las demás regiones. Se requieren sin embargo, modelos mas sofisticados (con dispersión no uniforme por ejemplo) para entender mejor la coda Q .

1.6 Ondas Superficiales

Los registros de eventos a distancias mayores de 100 km suelen ser complicados. Las fases P y S que se veían simples en registros de eventos locales, se ven ahora mezcladas con otras. Para muchos temblores, el tren de ondas S llega prácticamente junto con un tipo de ondas superficiales: las ondas L_g .

La fase L_g es una superposición de modos altos que viajan a velocidades entre 3.3 y 3.6 km/s y la coda consiste de ondas dispersadas que siguen a la L_g y decaen despacio con el tiempo, siendo todavía visibles despues de varios minutos. La L_g y su coda son fases

prominentes en sismogramas de periodo corto y banda ancha en regiones continentales. La información de la coda de L_g nos permite establecer constricciones a la dependencia de la frecuencia de Q y estudiar su variación regional en mayor detalle de lo que es posible hacerlo con datos del modo fundamental de ondas superficiales.

Press y Ewing (1952) fueron los primeros en identificar la fase L_g como una onda superficial con velocidad de grupo de alrededor de 3.5 km/seg y períodos entre 0.5 y 6 segundos. Además observaron una mayor eficiencia en la propagación para trayectorias continentales hasta 6000 km, mientras que en corteza oceánica no se observaron a mas de 100 km. Las interpretaron como producto de multireflejos de ondas SH en la capa mas superficial de la corteza (LOVE), de allí la identificación, L por Love y g para enfatizar su carácter “granítico”.

Oliver y Ewing (1957, 1958) desarrollaron las bases teóricas y observacionales para interpretar dichos trenes como modos altos de ondas Love y Rayleigh de trayectorias continentales. Compararon las curvas de dispersión de ondas Love y Rayleigh que se conocían hasta entonces y observaron que mientras que las ondas correspondientes al primer modo difieren bastante en velocidad las correspondientes a los segundos modos tienen un comportamiento muy similar. Después de comparar las observaciones con las diferentes componentes que se habían interpretado como modos altos de Love o Rayleigh concluyeron que ambas fases pueden llegar al mismo tiempo y por tanto las componentes vertical, transversal y longitudinal del movimiento pueden tener el mismo período al mismo tiempo. A partir de entonces, hubo varios investigadores que aportaron evidencias en favor

del carácter (love y Rayleigh) de dichas fases (Knopoff y otros, 1973; Calcagnile, 1975). En 1973, Nuttli modeló la atenuación de la fase Lg de 1 Hz como una fase de Airy y obtuvo valores del coeficiente de atenuación anelástica γ en la parte central de Estados Unidos. Además, encontró que podía aprovechar ésta fase para definir una escala de Magnitud. Como parte del desarrollo de ésta escala, se han realizado varios estudios de atenuación de ondas Lg (Nuttli, 1973; Street, 1976; Bollinger, 1979; Singh y Herrmann, 1983, Herrmann y Kijko, 1983; Campillo y otros, 1985; Hasegawa, 1985; Xie y Mitchell, 1990; Yamamoto *et al*, 1996).

Estudios en base al modo fundamental a periodos entre 5 y 100 segundos (0.01-0.2 Hz) proveen valores de atenuación promedio para amplias regiones y nos permiten determinar Q de las ondas de corte (Q_{μ}) como función de la profundidad en la corteza y el manto superior.

Los modos altos sin embargo, debido a que engloban un rango de frecuencias más alto que el modo fundamental llevan a la posibilidad de tener efectos de dispersion, obscureciendo entonces los de atenuación intrínseca. Cuando se usan estas ondas para constreñir la distribución de anelasticidad intrínseca, los efectos de dispersión se deben tomar en cuenta o probar que no son importantes. Si podemos aislar la componente de atenuación que es producida por anelasticidad intrínseca, podemos estudiar propiedades tales como temperatura, contenido de fluídos en rocas permeables, movimientos en defectos de estado sólido, factores que están íntimamente relacionados con la historia tectónica de la corteza y el manto superior y que no es posible estudiar usando velocidades sísmicas.

Dainty y Tokzos (1981) mostraron que la coda lunar se puede explicar mediante una capa superficial con dispersión intensa y con absorción intrínseca baja. La absorción es baja porque no existen volátiles en la luna, o por lo menos cerca de la superficie.(Tittman *et al*, 1976). Aquí en la tierra por otro lado existe abundancia de fluidos intersticiales capaces de migrar por las fracturas en la corteza superior. La absorción intrínseca causada por esos fluidos puede reducir significativamente las amplitudes de las ondas sísmicas (referencias), efecto que es particularmente fuerte para ondas dispersadas que viaja grandes distancias. De observaciones como esta, se desprenden las interpretaciones de resultados de Q en el rango de frecuencias de 0.01 a 1.0 Hz en términos de una Q intrínseca en la tierra en diversos estudios (p. ej. Mitchell, 1995). Sería incorrecto sin embargo, aceptar que todas las estimaciones de atenuación dan información de la Q intrínseca de la tierra. Las determinaciones de atenuación son susceptibles a numerosos tipos de error, tanto aleatorios como sistemáticos. Estos pueden ser grandes y si no se reconocen, pueden llevarnos a modelos de Q intrínseca con características espurias.

Aunque el error potencial en medidas de amplitud puede ser grande, las variaciones de atenuación intrínseca a través de la corteza continental y manto superior son también grandes, así, aunque los modelos de Q derivados de la atenuación de ondas superficiales pueden tener gran incertidumbre, pueden dar información acerca de las variaciones de Q y su relación con la estructura y evolución de la corteza y el manto superior.

II ATENUACION DE ONDAS DE CODA Y ESTIMACION DE PARAMETROS DE FUENTE EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO, BAJA CALIFORNIA, MEXICO

II.1 *Resumen.*

Se analizaron las ondas de coda de 22 eventos locales registrados por una red temporal de estaciones sísmicas instaladas en el campo geotérmico de Cerro Prieto con el fin de estimar la atenuación de las ondas de coda. Se usó el modelo de dispersión simple propuesto por Sato (1977) y ventanas de muestreo de 10 a 15 segundos comenzando en la llegada de la onda S. Todos los eventos están dentro del área de explotación a profundidades de hasta 6 km. Las distancias fuente-estación son menores a 8 km.

Dentro del rango de variación, 5 de las siete estaciones mostraron valores similares de Q_c de alrededor de 200 a 6 Hz hasta 490 a 24 Hz. Suponiendo que Q_c varía con la frecuencia como $Q_c(f) = Q_0 f^\eta$ se estimó un valor de $Q_0 = 111.5 \pm 23$ y una dependencia de la frecuencia de η de 0.41 ± 0.1 . El comportamiento de la atenuación en dos de las estaciones sugiere que efectos de sitio muy locales dominan los registros. Los espectros de desplazamiento se corrigieron con las funciones de atenuación calculadas, para estimar los parámetros de fuente de los 22 eventos. Para ello, el modelo de Brune (1970) fue usado. Los momentos calculados están en el rango de 5.2×10^9 a 2×10^{13} N-m, las caídas de

esfuerzos entre 0.03 y 32 *bars* y las dimensiones de las fuentes alrededor de 150 m. Las caídas de esfuerzos encontradas son pequeñas en comparación con las obtenidas para eventos en el basamento en áreas vecinas (Munguia y Brune, 1984).

II.2 *Introducción*

El campo geotérmico de Cerro Prieto en el estado de Baja California, México, está localizado aproximadamente 30 km al sur de la frontera México-E.U. en la parte sur de la llamada depresión del Salton (Figura 1). Tectónicamente el área de la depresión del Salton-Golfo de California es una zona de transición entre el límite divergente de la cordillera este del pacífico y el límite transformante del sistema de fallas San Andrés. Cerro Prieto está ubicado en una cuenca de apertura creada por el movimiento lateral-derecho de las fallas Imperial y Cerro Prieto (Lomnitz y otros., 1970; Elders y otros., 1972). El calor del sistema geotérmico es probablemente suministrado por las intrusiones gabroicas situadas debajo de una diabasa o sistema de diques basálticos típicos de centros de dispersión (Elders et al., 1984; Goldstein et al., 1984). Los sedimentos en Cerro Prieto fueron depositados en ambientes aluvial, deltáico y marino somero durante el Plioceno a Pleistoceno medio como consecuencia de la progradación hacia el suroeste del delta del río Colorado y con menores contribuciones de la sierra de Cucapá al oeste (Ingle, 1982; Lyons and Van de Kamp, 1980). Los sedimentos se han clasificado en 2 unidades principales llamadas A y B. La unidad A está compuesta de arcilla, limo, arena y grava, y la unidad B, debajo de la primera compuesta de lutita, limolita y arenisca (Halfman y otros., 1984) (ver Figura 2). Los eventos

localizados yacen a profundidades menores de 6 km. Es probable que su origen se encuentre en la base de la unidad mas competente (B) y/o en la cima del basamento.

En Cerro Prieto hay una falta de continuidad en el monitoreo de la sismicidad por alguna red local. Un estudio previo, de atenuación de ondas de coda que se llevó a cabo en la región utilizando las réplicas del temblor de Victoria de junio de 1980 (magnitud 6.1) localizado sobre la traza de la falla Cerro Prieto, encontró un valor de Q_c independiente de la frecuencia (Reyes y otros, 1982). Para llevar a cabo el presente estudio usamos el modelo de dispersión simple de Sato (1977) para determinar Q_c , utilizando temblores con distancias epicentrales menores a 8 km, registrados por una red local que operó durante cuatro meses. Las características del campo geotérmico de Cerro Prieto nos ofrecen una excelente oportunidad de estudiar la atenuación de ondas en un ambiente sedimentario y además calcular los parámetros de fuente de estos microsismos para futuras comparaciones.

II.3 Datos

Entre enero y abril de 1993 se instaló una red de siete estaciones digitales en el área de Cerro Prieto. Cinco de ellas usaron sismómetros Mark L-4C con período natural de 1 segundo y 2 usaron acelerómetros Kinematics WR-1 con período natural de 20 Hz y una sensibilidad de 0.01g. El muestreo en 6 de ellas fué de 125 muestras por segundo y una de 100 muestras por segundo. La distribución de las estaciones se puede ver en la Figura 1, los nombres y características de ellas están en la Tabla I.

Durante el período de observación se registraron alrededor de 260 microtemblores de los cuales se escogieron 22 de ellos para el estudio de atenuación. Los eventos escogidos fueron aquellos que estuvieron registrados en por lo menos cuatro estaciones, por lo que su localización epicentral es confiable. Las magnitudes de los eventos están entre 0.8 y 2.7 y las profundidades focales entre 1 y 6 km. Información detallada de las localizaciones se muestra en la Tabla II. La Figura 1 muestra la distribución de las estaciones y la localización de los eventos, se incluyeron también algunas estructuras del campo como referencia (la laguna de evaporación, que es la estructura rectangular, la ubicación de las tres plantas generadoras CPI, CPII Y CPIII y algunos caminos y pequeñas poblaciones). El área de producción esta situada al este de la laguna de evaporación, lo mismo que la mayoría de los eventos estudiados. La Figura 3 es un ejemplo de los registros obtenidos por la red. Para este estudio utilizamos únicamente las componentes horizontales de las diferentes estaciones.

II.4 Método

Para la estimación de Q_c usamos el modelo de dispersión simple propuesto por Sato (1977). La idea básica es medir el decaimiento de la amplitud de las ondas de coda como función del tiempo. Si suponemos que el medio está compuesto por una serie de heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria y las dispersiones múltiples son pequeñas comparadas con la dispersión simple, entonces la razón de la energía de las ondas dispersadas (E_{sc}) a la energía de la onda primaria (S en este caso) (E_s) generada por una

fuente puntual de duración corta u se puede aproximar, para la frecuencia ω , por el cuadrado de la razón de amplitudes de la coda al tiempo t , a la máxima amplitud de las ondas S $(A_c(t)/A_s)^2$ como

$$\frac{E_{sc}(r, t \setminus \omega)}{E_s(r \setminus \omega)} = \left[\frac{A_c(t)}{A_s} \right]^2 = n\sigma u\beta e^{\frac{\omega(t_s-t)}{Q_c}} K(\alpha) \quad (19)$$

Donde $A_c(t)$ es la amplitud de la coda alrededor del tiempo t (a partir del tiempo de origen del evento) y A_s es la máxima amplitud de la onda S, t_s es el tiempo de recorrido de la onda S, $n\sigma$ es coeficiente de dispersión efectiva, β es la velocidad de la onda S, $K(\alpha) = (1/\alpha) \ln[(\alpha+1)/(\alpha-1)]$ y $\alpha = t/t_s$. Reacomodando términos y usando logaritmos, podemos reescribir (19) como

$$\log_{10} \left[\left(A_c(t) / A_s \right)^2 K^{-1}(\alpha) \right] = C - b(t - t_s) \quad (20)$$

Donde $C = \log(\beta u n \sigma)$ representa el factor de la fuente y

$$b = \omega \log(e) / Q_c \quad (21)$$

De esta forma, conociendo la pendiente b , podemos obtener directamente el valor de Q_c .

De cada registro se escogieron dos ventanas, una de ruido (en una porción previa a la llegada del primer arribo) y una de la porción de la coda del evento. Todas las series seleccionadas se filtraron alrededor de las frecuencias enteras entre 1.0 y 25.0 Hz usando para ello un filtro Butterworth pasabandas de 8 polos (Kanasewich, 1981) con un ancho de la ventana de $\pm 2/3$ la frecuencia central correspondiente. De cada registro filtrado se

calcularon a su vez, amplitudes RMS usando ventanas móviles de 2 segundos de duración y 1 segundo de avance entre ventana y ventana. Suponiendo que el ruido no está correlacionado con la señal, cada sismograma puede considerarse como una superposición lineal de la señal y el ruido, de tal forma que se puede obtener una señal "corregida" por ruido (A_c) mediante

$$A_c = (A_T^2 - A_N^2)^{1/2} \quad (22)$$

Donde A_T es la amplitud del sismograma (rms) y A_N es la amplitud máxima del ruido. Una vez corregida la amplitud se calculó la función $F(t) = \log_{10} [(A_c(t) / A_s)^2 K^{-1}(a)]$ y se graficó contra el tiempo ($t - t_s$). La ecuación 2 predice una recta por lo que recurrimos a una regresión lineal para obtener el valor de la pendiente y a partir de ésta, calcular el valor de Q de la ecuación (3). En la Figura 4 se muestra un ejemplo de este proceso. La parte superior muestra el sismograma sin filtrar, abajo de ésta, los sismogramas filtrados, las frecuencias centrales de cada banda se indican en cada sismograma. A la derecha de cada sismograma filtrado se muestran la función $F(t)$ vs. tiempo ($t - t_s$) y la recta de mejor ajuste según un criterio de mínimos cuadrados. Nótese que en todas las gráficas el tiempo está medido a partir del tiempo de origen. El intervalo que se utilizó para el ajuste se escogió visualmente fijándolo a la parte de la función $F(t)$ donde el decaimiento era lineal. El límite inferior de la ventana fué en todos los casos mayor que $2T_s$, el límite superior se puede apreciar claramente del cambio de pendiente de $F(t)$ para el registro filtrado a altas frecuencias (24 Hz). El valor de Q calculado de esta recta se muestra en cada gráfica. En general, las funciones $F(t)$ a bajas frecuencias no mostraron un claro decaimiento o los

ajustes fueron bastante pobres, con grandes desviaciones estandar, por lo que no se consideraron representativos y fueron deshechados. Así, el análisis de Q_c se restringió al rango de frecuencias de 6 a 24 Hz.

II.5 Resultados

Se determinó Q_c para todos los eventos de la Tabla II. La Figura 5 muestra estos valores graficados vs la frecuencia. Los diferentes símbolos representan el valor promedio de todas las estimaciones de Q para cada estación, las barras verticales indican la desviación estandar (1σ). En esta Figura no está incluida la estación LV pues las estimaciones de Q_c no resultaron confiables. Para la mayoría de los eventos las desviaciones estandar fueron grandes y se obtuvieron incluso valores de Q negativos. Este comportamiento ya ha sido observado en otros estudios (por ejemplo Steck y otros, 1979). Una posible explicación es que esté asociado con llegadas tardías de ondas de corte en los sismogramas. Otra posibilidad es que la estructura debajo de la estación LV esté causando reverberaciones que enmascaran el decaimiento de la coda. La estación LV estuvo localizada al sureste de la zona de producción sobre una de las áreas de descarga de flúidos del campo. El material que rodeaba a la estación son arcillas altamente hidrotermalizadas con manifestaciones superficiales (volcanes de lodo).

Una primera observación del comportamiento de Q_c es que existe un incremento con la frecuencia. Dentro de los rangos de variación, se puede decir que los valores de Q_c son de

entre 200 y 260 para 6 Hz y de entre 350 y 490 a 24 Hz. Una segunda, es el comportamiento anómalo de la estación M9.

Excepto por la estación M9, las demás estaciones tienen un comportamiento similar, las barras de error se traslapan para todas las frecuencias. Así, si ajustamos a Q_c una función de dependencia de la frecuencia de la forma $Q_c = Q_0 f^\eta$ se obtiene un valor de $Q_0 = 111.5 \pm 23$ y una dependencia de la frecuencia η de 0.41 ± 0.1 para el rango de frecuencias 6-24 Hz.

La determinación de la atenuación tiene sus implicaciones en la estimación de los parámetros de la fuente como magnitud (momento sísmico), dimensión de la fuente (radio) o caída de esfuerzos, parámetros importantes en cualquier estudio de sismicidad con fines de estimación de peligro sísmico. Una corrección errónea por el efecto de atenuación implica, por ejemplo, una sub o sobre estimación de la magnitud. En la siguiente sección se aplica el factor de atenuación encontrado a los espectros de desplazamiento para determinar los parámetros de fuente de los 22 eventos. Las profundidades, como se mencionó anteriormente, son superficiales, en la capa de sedimentos, por lo que es probable que estén relacionados con los procesos de extracción e inyección de fluidos.

II.6 Parámetros de fuente

Para el cálculo de los parámetros de la fuente se consideraron ventanas de 4 segundos de duración comenzando en la llegada de la onda S. Se calcularon también espectros del

registro completo pero no muestran diferencias significativas. Los espectros se corrigieron por el factor encontrado en la sección anterior de $Q_c(f) = 111.5 f^{0.4}$ que es un promedio para todas las estaciones. La Figura 6 muestra ejemplos de espectros de desplazamiento en las diferentes estaciones y componentes de uno de los eventos registrados por la red. Se puede observar que la mayoría de los espectros tienen una forma relativamente simple y por tanto con una buena definición de la frecuencia de esquina f_0 (la intersección de las asíntotas de bajas y altas frecuencias representadas por las líneas continuas). Las condiciones que rodean a la estación M9, mencionadas anteriormente, también se ven reflejadas en la forma de los espectros. Las asíntotas no están bien definidas para la mayoría de los eventos por lo que se decidió no incluirlas en la estimación de los parámetros de fuente.

La asíntota de bajas frecuencias (Ω_0) y la frecuencia f_0 se calcularon en base a el modelo de Brune (1970) mediante una inversión lineal iterativa aplicada a las derivadas parciales respecto de Ω_0 y f_0 de la siguiente expresión:

$$\log_{10} A = \log_{10} \Omega_0 - \log_{10} (f / f_0)^2 - \frac{\pi f t}{Q(f)} \log_{10} e \quad (23)$$

donde A es la amplitud de desplazamiento observada, Ω_0 la densidad espectral de la onda S a bajas frecuencias, f la frecuencia, f_0 la frecuencia de esquina, $Q(f)$ el factor de atenuación y t el tiempo de viaje de la onda S. El momento sísmico M_0 (N-m), las dimensiones de la fuente r (km) y la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ (bars) se calcularon de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$M_0 = \frac{4\pi \rho \beta^3 \Omega_0 R}{F R_{\phi\phi} C} \quad (24)$$

$$r = \frac{2.34 \beta}{2\pi f_0} \quad (25)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3} \quad (26)$$

donde ρ es la densidad (g/cm^3), β es la velocidad de las ondas S (km/sec), R la distancia fuente-receptor (km), C es el efecto de superficie libre ($=2$), $R_{\phi\phi}$ representa el patrón de radiación de la onda S . Dado que no se tuvo suficiente cobertura azimutal para estimar patrones de radiación, se tomó un promedio rms sobre toda la esfera focal ($=0.63$) (Aki y Richards, 1980; pag. 120). F es el factor de amplificación del paquete de sedimentos encima de la fuente. Usando el modelo de velocidades mostrado en la Figura 7-a se calculó la amplificación como función de la frecuencia debido a una incidencia vertical de ondas S . En la Figura 7-b se grafica esta función. El factor de corrección por amplificación de sedimentos usado fué 2.35.

En la Tabla III se resumen los parámetros de fuente obtenidos, así como los errores en la estimación calculados de acuerdo con Archuleta y otros (1982). Cada estimación de Ω_0 y f_0 es un promedio de todas las amplitudes espectrales y todas las frecuencias de esquina disponibles de un mismo evento. Como se ha mencionado en numerosos estudios (Hartzell y Brune, 1977, por ejemplo) la incertidumbre en la estimación de la frecuencia de esquina puede causar serias diferencias en la estimación de radio de la fuente y caídas de esfuerzos.

Debido a esto, no se usaron eventos cuyos espectros no tuvieran bien definida la frecuencia de esquina, de esta manera es razonable pensar que el error asociado a la estimación de la frecuencia de esquina es relativamente pequeño.

En la Figura 8 se grafican el momento sísmico calculado para cada uno de los 22 eventos vs la frecuencia de esquina. El rango de momentos es de alrededor de 3 ordenes de magnitud mientras que las frecuencias de esquina están entre 6 y 10 Hz, se puede apreciar, aunque no es demasiado evidente, un incremento del momento con el inverso de la frecuencia. Las líneas continuas son líneas de igual caída de esfuerzos de 0.1, 1 y 10 Bars. Las caídas de esfuerzos de la mayoría de los eventos están entre 0.1 y 10 bars. Si graficamos caída de esfuerzos como función del momento sísmico (Figura 9), se puede ver una clara tendencia de incremento de caída de esfuerzos con el momento sísmico limitada entre las dos líneas punteadas. Se ajustó, para definir esta tendencia, una línea recta de la forma:

$$\log_{10}(\Delta\sigma) = 0.8 \pm 0.04 \log_{10}(M_0) - 9.2 \pm 0.5 \quad (27)$$

En la Figura 10 se muestran graficados las dimensiones de las fuentes vs el momento sísmico. Las dimensiones de las fuentes son prácticamente las mismas para todos los eventos, contrario a lo que se esperaba pues se ha visto que por lo general hay un incremento de las dimensiones de la fuente con el momento (Pearson, 1982; Fletcher y otros, 1987; Abercrombie, 1993).

II.6 *Discusión*

Los valores de Q_c obtenidos para las diferentes frecuencias indican un incremento de Q_c con la frecuencia. Dada la cercanía de las estaciones se esperaría que todas ellas tuvieran el mismo comportamiento ya que muestrean prácticamente el mismo volúmen (ver Figura 11). Si los volúmenes muestreados son diferentes, las diferencias en comportamiento se asocian con las diferencias en las estructuras geológicas, por el contrario, si las variaciones geológicas no son muy significativas, entonces las diferencias en Q deben de estar asociadas con efectos de sitio. El tiempo de la ventana utilizada para calcular Q_c y la distancia a la fuente nos definen el volúmen de muestreo. Con el modelo utilizado, la energía que llega al tiempo t (en la coda) a la estación viene de dispersores contenidos en una cáscara elipsoidal cuya proyección en superficie está definida por:

$$\frac{x^2}{(vt/2)^2} + \frac{y^2}{(vt/2)^2 - (r/2)^2} = 1 \quad (28)$$

donde r es la distancia fuente-estación, v es la velocidad de las ondas (un promedio de la velocidad de las ondas S del modelo de la Figura 7-a), x y y son las coordenadas sobre la superficie (Pulli, 1984). Las distancias involucradas en este estudio estuvieron entre 5 y 8 km y los tiempos de las ventanas entre 10 y 15 segundos por lo que, según (28), los volúmenes muestreados son muy similares. La Figura 11 muestra las proyecciones horizontales de los volúmenes muestreados para las diferentes estaciones. Las diferencias en el comportamiento de Q_c observadas en la estación M9 deben ser producto de efectos de sitio muy locales. La estación M9 se instaló sobre un camino construido en medio de la

laguna de evaporación. Fué instalada en ese lugar precisamente debido a las condiciones del sitio pues éste actúa como una especie de filtro para el ruido ambiente y así, se obtuvo en ésa estación el mayor número de registros de la red.

Se puede comparar el resultado del presente estudio con los obtenidos por los diferentes autores en las áreas vecinas. Reyes y otros (1982) por ejemplo, obtuvieron $Q_c = 250$ independiente de la frecuencia usando réplicas del temblor de Victoria de junio de 1980 (magnitud 6.1) localizado sobre la traza de la falla Cerro Prieto al sureste del campo geotérmico. Ellos usaron el método de razones espectrales y muestrearon un área como cuatro veces mayor a la muestreada por nosotros. Singh y otros (1982) obtuvieron una función lineal de la frecuencia de la forma $Q_s = 20f$ (Q de las ondas S) en el rango de frecuencias 3 a 25 Hz para un tramo a lo largo de la falla Imperial, al noreste de Cerro Prieto. El método utilizado por ellos fué un análisis espectral de ondas SH. Aunque con sus diferencias, todos hemos obtenido valores bajos de Q. Como varios autores lo han mencionado, Q_0 puede ser visto como un indicador de la actividad tectónica de una determinada región. Valores altos de Q se han asociado con regiones tectónicamente estables (Bollinger, 1979; Nuttli, 1973; Singh and Herrmann, 1983) mientras que valores bajos (como el obtenido en el presente estudio) son característicos de regiones jóvenes, tectónicamente activas (Aki and Chouet, 1975; Nuttli, 1980; Singh and Herrmann, 1983). En Irán por ejemplo, se reportó un valor de Q_0 de 64 (Nuttli, 1980), 100 para la región de Garm (Roecker y otros, 1982). Por otro lado, en regiones estables se han encontrado valores mucho mayores como el encontrado por Singh and Herrmann (1983) para el noreste de E.U. donde ajustaron una función de la forma $900f^{0.35}$ o los encontrados por Pulli (1984)

que reportó un relación de la forma $660f^{0.40}$ para Nueva Inglaterra. La Figura 12 muestra la comparación gráfica de algunas de las funciones mencionadas. Las curvas continuas están graficadas en el intervalo en el que fueron definidas.

Las caídas de esfuerzos encontradas son pequeñas. Este resultado no es del todo raro dada la localización de los eventos. Las profundidades calculadas están entre 1.0 y 6 *km*, lo que quiere decir que, dentro de los errores de localización, los eventos están en la capa sedimentaria que tiene de 3 a 4 *km* de espesor, o en la parte superior del basamento, de esta no muy competente cuenca sedimentaria. Majer y McEvilly (1979) encontraron en el campo geotérmico de Geysers, caídas de esfuerzos entre 0.2-1 *bars* para eventos con momentos sísmicos alrededor de 10^{10} *N-m*. En contraste, los parámetros de fuente calculados para el enjambre Victoria de 1978 localizado en el basamento del valle de Mexicali muestran caídas de esfuerzos entre 10 y 1000 *bars* para eventos con momento sísmico entre 10^{12} y 10^{16} *Nt-m* y profundidades de alrededor de 12 *km* (Munguía and Brune, 1984). Estos valores muestran la diferencia en el estado de esfuerzos entre el basamento (rocas cristalinas) y los sedimentos endurecidos por compactación y cementación.

El comportamiento de los parámetros de fuente encontrados en el campo geotérmico de Cerro Prieto es similar al encontrado en otros estudios: decremento de la frecuencia de esquina con el incremento de la frecuencia de esquina e incremento de la caída de esfuerzos con el incremento del momento sísmico. Fletcher y otros (1987) por ejemplo, observaron el mismo comportamiento para eventos en el rango de momentos sísmicos de 10^{10} and 10^{14} *N-m* en Anza California y caídas de esfuerzos entre 0.5 y 55 *bars*. Respecto a dimensiones de

las fuentes, Abercrombie y Leary (1993) compilaron los resultados de varios estudios para cubrir un rango de 18 órdenes de magnitud y mostraron que las tendencias en radio de la fuente vs momento sísmico como la observada en el presente estudio puede ser debida simplemente al rango limitado de magnitudes usado.

II.8 Conclusiones

Se obtuvieron valores de Q_c para la zona del campo geotérmico de Cerro Prieto promediando los valores de las diferentes estaciones con excepción de M9. Ajustamos a los valores de Q_c una función de la forma $Q_c(f) = Q_0 f^\eta$ donde $Q_0 = 111.5 \pm 23$ y $\eta = 0.41 \pm 0.1$ en el rango de frecuencias de 6 a 24 Hz.

Los efectos de sitio pueden “alterar” el comportamiento de Q_c como en el caso de la estación M9 o pueden hacer que la aproximación de dispersión simple sea totalmente inadecuada como en el caso de la estación LV.

Como aplicación del factor de atenuación encontrado, se calcularon los parámetros de fuente de los eventos estudiados en Cerro Prieto. Los momentos sísmicos calculados están en el rango de 5.22×10^9 a 2.1×10^{13} *Nt-m* y las caídas de esfuerzos de la mayoría de ellos entre 0.1 and 10 *bars*. Se encontró un incremento de la caída de esfuerzos con el momento sísmico que se puede describir mediante la relación:

$$\log_{10} (\Delta\sigma) = 0.8 \pm 0.04 \log_{10} (M_0) - 9.2 \pm 0.5.$$

Los resultados obtenidos en el presente estudio representan el estado actual de esfuerzos del campo después de 15 años de explotación, desgraciadamente no hay estudios de este tipo en las etapas iniciales del campo de manera que no hay forma de comparar con la condición que prevalecía en los inicios de la producción. Sin embargo queda como base de comparación para futuros estudios.

Tabla I Características del equipo usado en Cerro Prieto

Estación	registrador	sensor	muestreo (muestras/s)	velocidad o aceleración
B3	SSR-1	L4-C	125	velocidad
E6	SSR-1	WR-1	125	aceleración
HI	SSR-1	L4-C	100	velocidad
LV	DR-2000	WR-1	125	aceleración
M6	MARS 99	L4-C	125	velocidad
M7	SSR-1	L4-C	125	velocidad
M9	MARS 88	L4-C	125	velocidad

Tabla II Eventos localizados en Cerro Prieto por al menos 4 estaciones

NE	fecha	Hora	latitud	longitud	Prof.	Mag	err H	err V
1	930206	1034 15.50	32°24.74	115°12.94	3.4	0.8	0.5	0.9
2	930208	1319 52.33	32°22.89	115°13.83	3.7	1.2	0.7	0.9
3	930210	2314 10.47	32°25.15	115°15.02	4.0	1.7	0.7	0.4
4	930211	0158 06.75	32°24.07	115°12.76	2.5	1.5	0.7	0.4
5	930212	2336 43.06	32°24.01	115°14.41	4.6	1.4	0.9	0.4
6	930225	1335 58.45	32°23.06	115°14.10	5.3	1.6	1.0	0.7
7	930225	1354 26.93	32°24.26	115°14.20	3.2	1.9	0.3	0.4
8	930308	1020 22.22	32°24.11	115°12.83	3.5	2.1	0.4	0.7
9	930310	0651 11.75	32°22.19	115°14.38	2.8	0.9	0.3	0.4
10	930312	2023 12.16	32°25.53	115°13.63	3.7	1.5	0.9	1.0
11	930316	1155 14.37	32°23.45	115°14.22	4.7	1.1	1.4	0.9
12	930319	0645 15.81	32°24.92	115°15.60	4.4	1.4	2.1	0.8
13	930320	0400 39.05	32°25.59	115°19.54	1.0	2.4	1.9	2.1
14	930323	0936 12.42	32°24.02	115°15.47	2.0	0.8	1.4	1.1
15	930325	1416 13.84	32°24.03	115°12.24	4.7	1.3	2.3	3.1
16	930328	1046 30.44	32°24.95	115°14.70	3.2	0.9	1.3	0.6
17	930328	2239 18.89	32°24.92	115°16.01	2.9	0.9	2.0	1.2
18	930402	1121 23.47	32°23.48	115°13.88	1.4	1.8	0.5	0.2
19	930402	1855 32.79	32°22.07	115°14.17	2.2	0.9	0.3	0.3
20	930406	1427 21.27	32°23.46	115°13.77	2.4	1.5	0.7	1.0
21	930407	0533 58.46	32°22.62	115°12.65	1.1	2.7	1.2	0.6
22	930407	0615 44.02	32°23.02	115°13.58	0.9	1.0	0.6	0.5

Tabla III Parámetros de fuente en Cerro Prieto

NE	Ω_0 (cm s)	F_c	E_{FC}	M_0 (Nt m)	E_{M_0}	r (m)	E_r	$\Delta\sigma$ (Bar)	$E_{\Delta\sigma}$
03	4.36E-06	10.18	1.07	5.36E+10	2.46	95.35	1.07	0.25	1.99
05	5.12E-07	9.57	1.38	5.22E+09	3.07	109.48	1.38	0.03	4.80
09	2.06E-04	7.58	1.37	2.20E+12	2.11	138.94	1.37	4.13	2.43
10	2.73E-05	9.79	1.05	3.44E+11	1.54	99.07	1.05	1.55	1.53
12	2.36E-05	8.39	1.43	2.58E+11	2.07	127.94	1.43	0.69	2.47
15	1.08E-04	7.36	1.95	1.32E+12	4.40	191.44	1.95	0.81	2.41
16	1.02E-04	7.64	1.34	9.60E+11	2.84	136.50	1.34	2.30	3.03
23	1.98E-06	10.76	1.01	2.62E+10	1.75	90.03	1.01	0.16	1.75
25	3.49E-05	9.99	1.04	3.12E+11	2.44	97.07	1.04	1.43	2.30
26	2.29E-06	10.08	1.26	3.00E+10	4.03	100.59	1.26	0.11	2.95
29	1.63E-05	8.38	1.32	2.01E+11	1.45	123.29	1.32	0.58	2.00
30	4.96E-05	8.54	1.37	5.62E+11	1.33	123.07	1.37	1.76	2.07
32	5.14E-04	6.95	1.99	8.51E+12	2.28	195.20	1.99	29.97	9.02
33	8.33E-06	10.18	1.17	9.20E+10	1.59	96.95	1.17	0.44	1.42
34	3.40E-05	9.45	1.20	5.21E+11	1.80	105.07	1.20	2.09	2.07
35	1.41E-05	8.88	1.36	1.32E+11	1.60	118.20	1.36	0.44	2.21
36	1.03E-05	10.88	1.08	1.04E+11	1.35	89.50	1.08	0.65	1.41
39	2.85E-05	10.11	1.79	2.89E+11	2.21	127.34	1.79	2.63	11.22
40	8.51E-06	9.57	1.12	1.02E+11	4.12	102.22	1.12	0.39	3.29
42	2.76E-04	6.10	1.86	2.79E+12	2.35	212.71	1.86	2.54	3.28
43	1.43E-03	6.42	1.78	2.18E+13	1.76	198.80	1.78	32.53	6.41
44	1.63E-05	9.50	1.97	1.67E+11	1.92	145.68	1.97	0.86	8.92

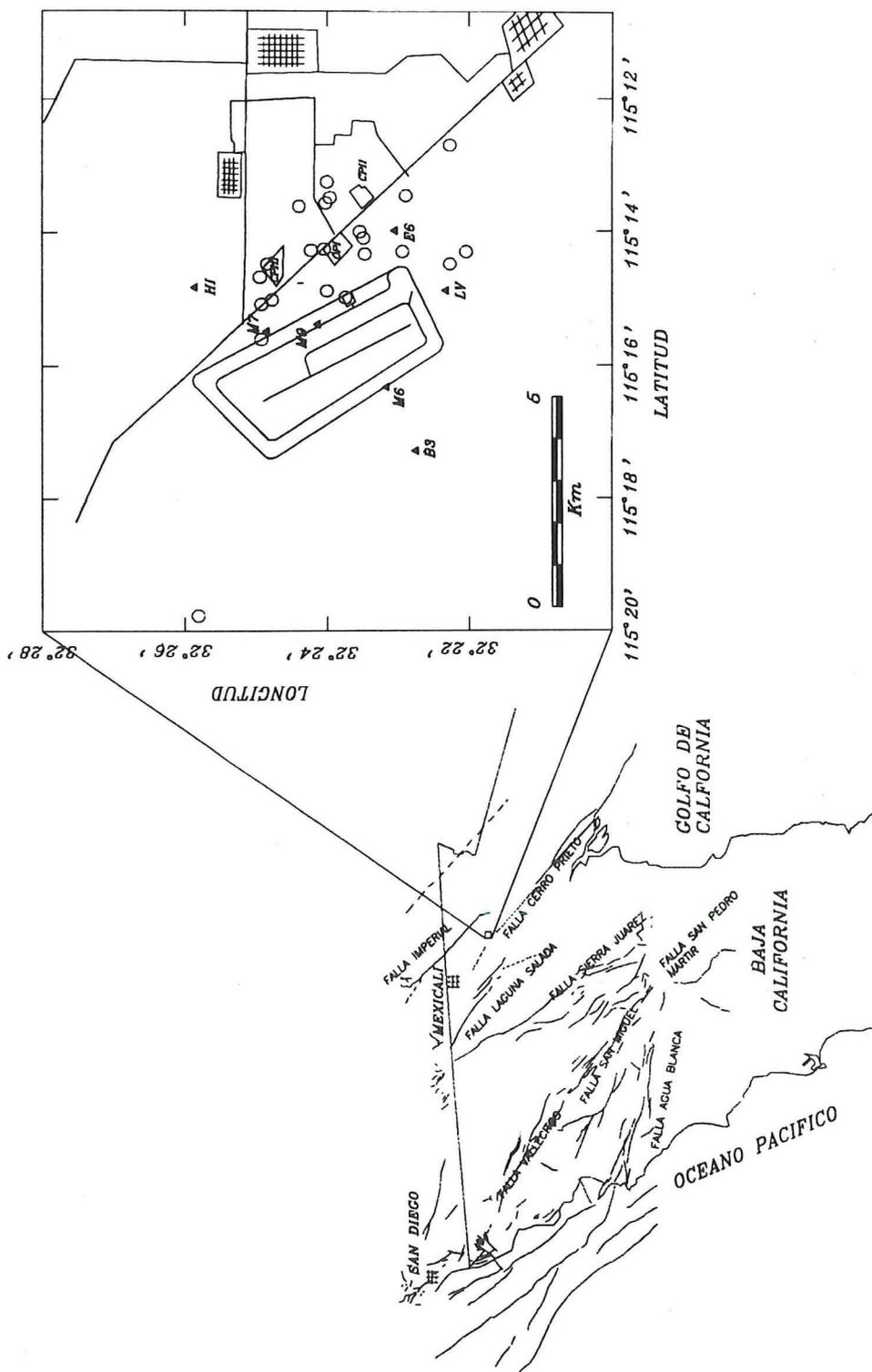


Figura 1. Mapa del norte de Baja California en el que se muestra la localización de campo geotérmico de Cerro Prieto así como de los principales rasgos tectónicos de la región. Los triángulos representan las estaciones y los círculos los epicentros. El área de producción se encuentra alrededor de las plantas de producción CPI, CPII and CPIII. La estructura rectangular es la laguna de evaporación.

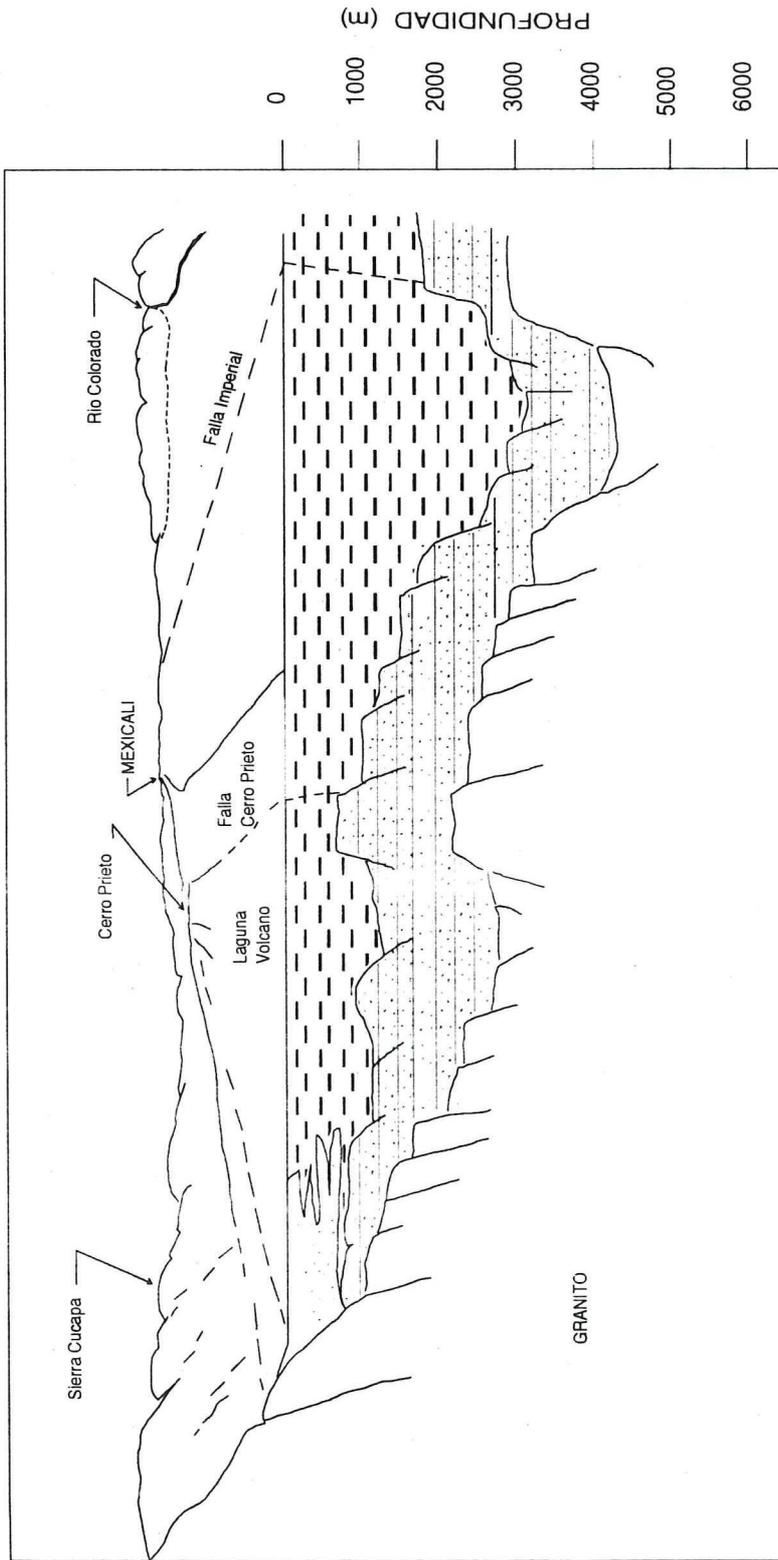


Figura 2. Perfil Geológico esquemático del área de Cerro Prieto (Halfman y otros, 1984).

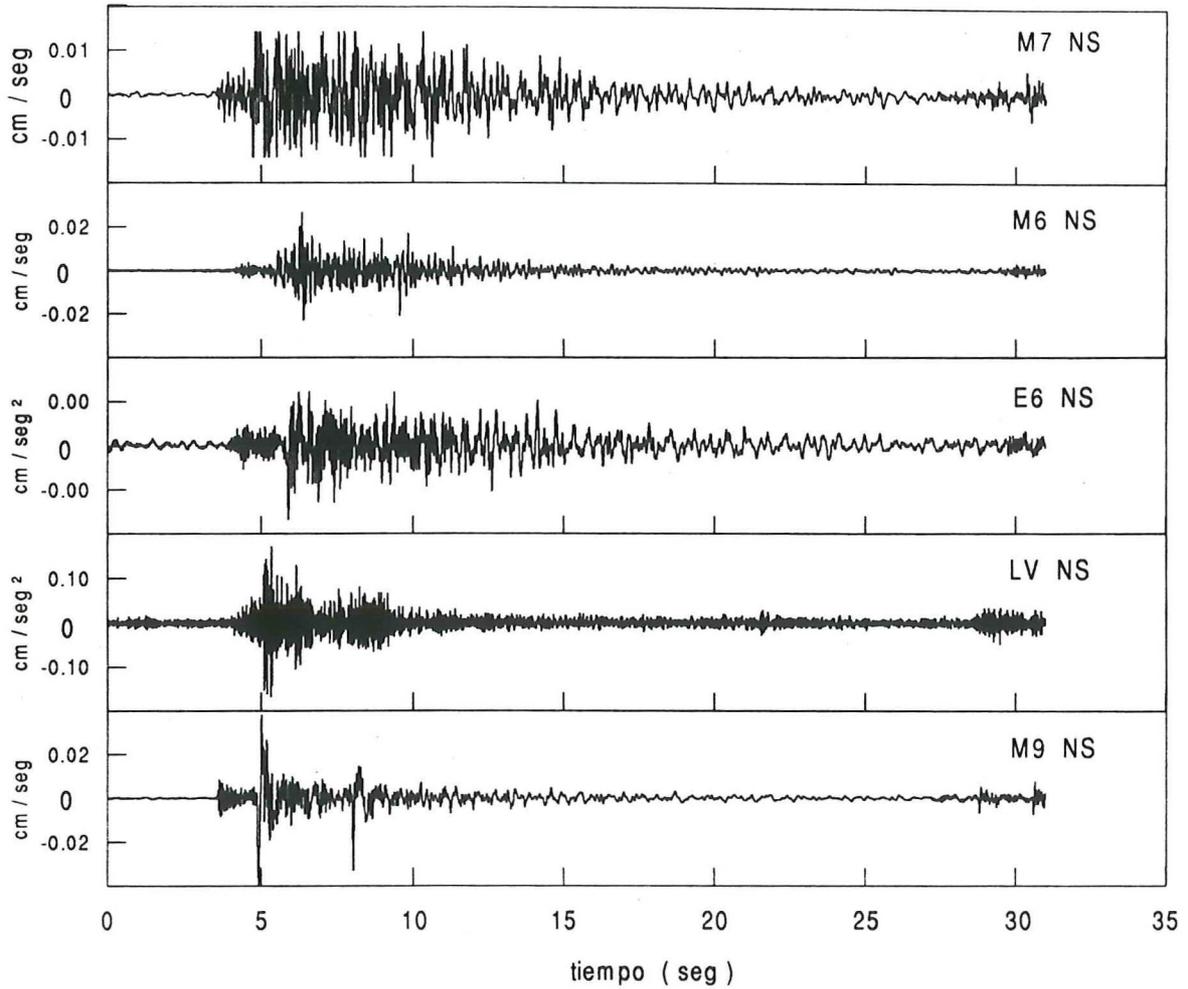


Figura 3 Ejemplo de sismogramas registrados por la red. El evento corresponde al 23 de marzo de 1993 a las 10:20 horas. Las unidades son de aceleración (cm/seg^2) para las estaciones E6 y LV, y velocidad (cm/seg) para el resto de las estaciones.

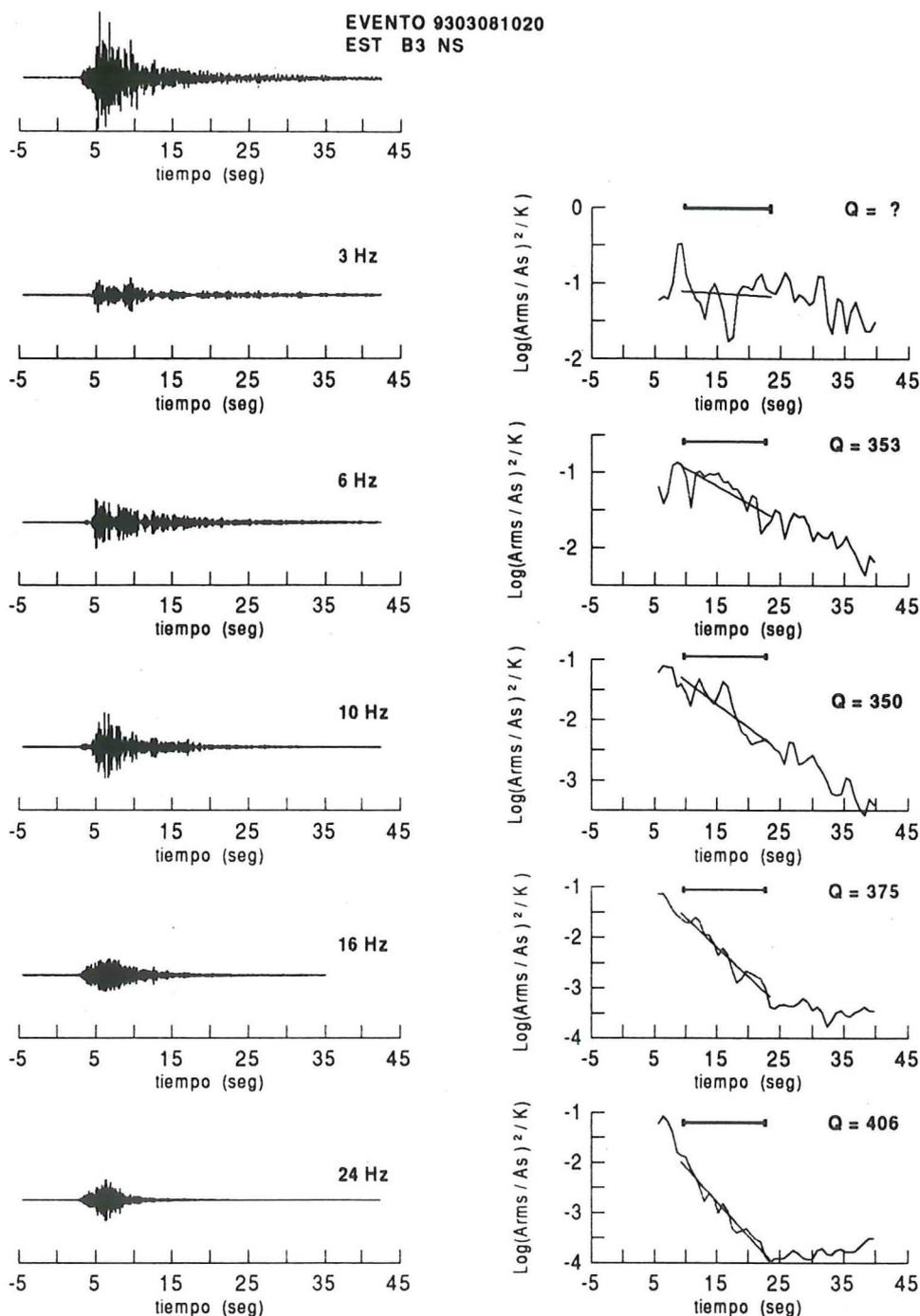


Figura 4. Procedimiento seguido para la determinación de los valores de Q . El sismograma sin filtrar se muestra en la parte superior. La escala de tiempo en todas las graficas es a partir del tiempo de origen del evento. La frecuencia central del filtro usado se muestra junto con cada sismograma filtrado. A la derecha, La función $F = \log_{10} [(A / A_s)^2 / k(a)]$ vs tiempo. El valor de Q_c se calculó de la pendiente de la recta ajustada a los valores de F . El intervalo en el cual se realizó el cálculo se indica con las líneas horizontales (ver texto).

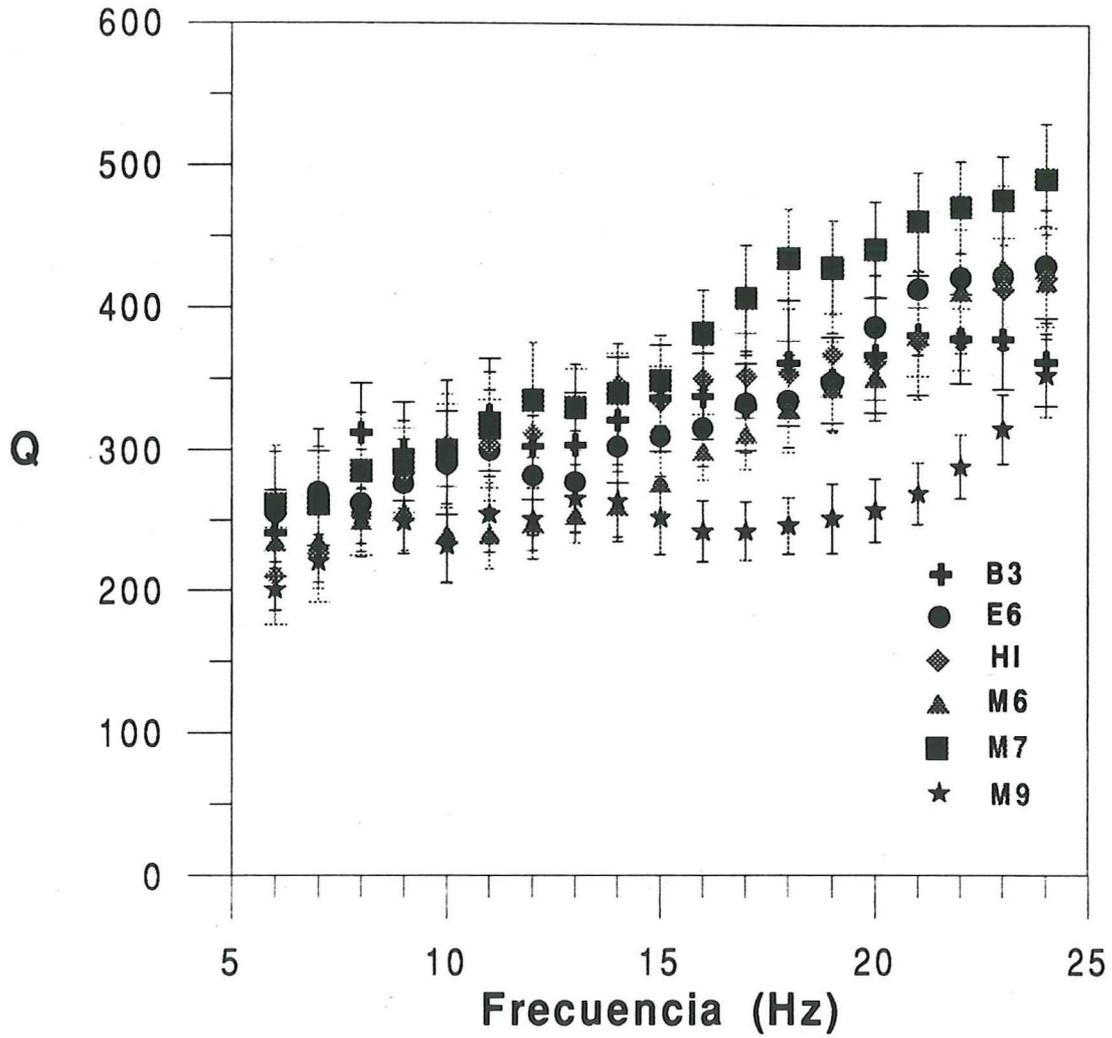


Figura 5. Q_c de coda como función de la frecuencia. Los valores graficados son el promedio de todos los valores obtenidos por estación. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación.

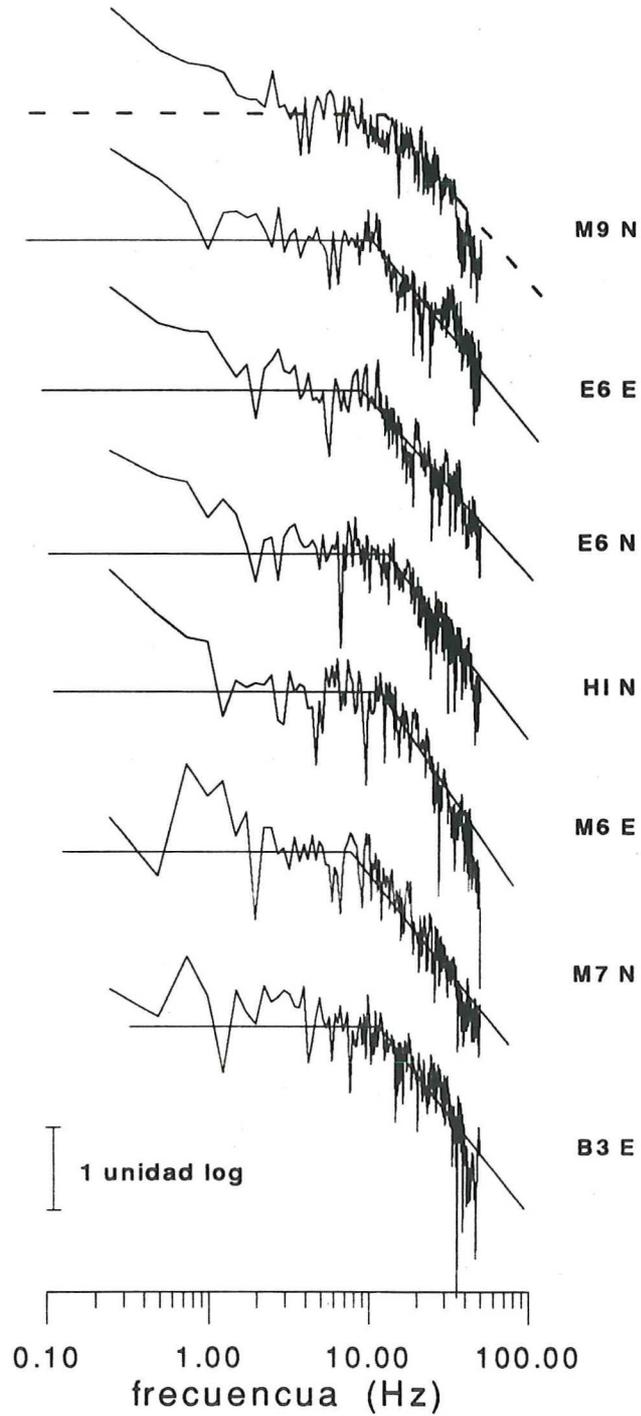


Figura 6. Espectros de desplazamiento del evento 10 de la Tabla II . Los valores de frecuencias de esquina y nivel a bajas frecuencias se dan en la Tabla II.

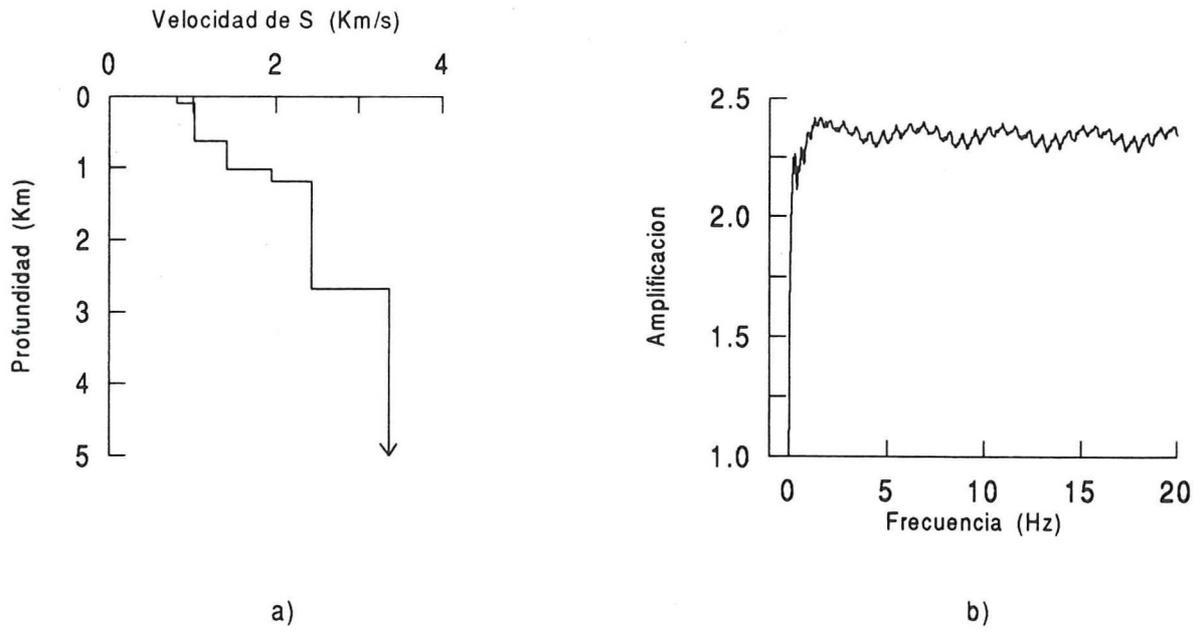


Figura 7. Factor de amplificación como función de la frecuencia (derecha) para el modelo de velocidades usado por Reyes (1979) (izquierda).

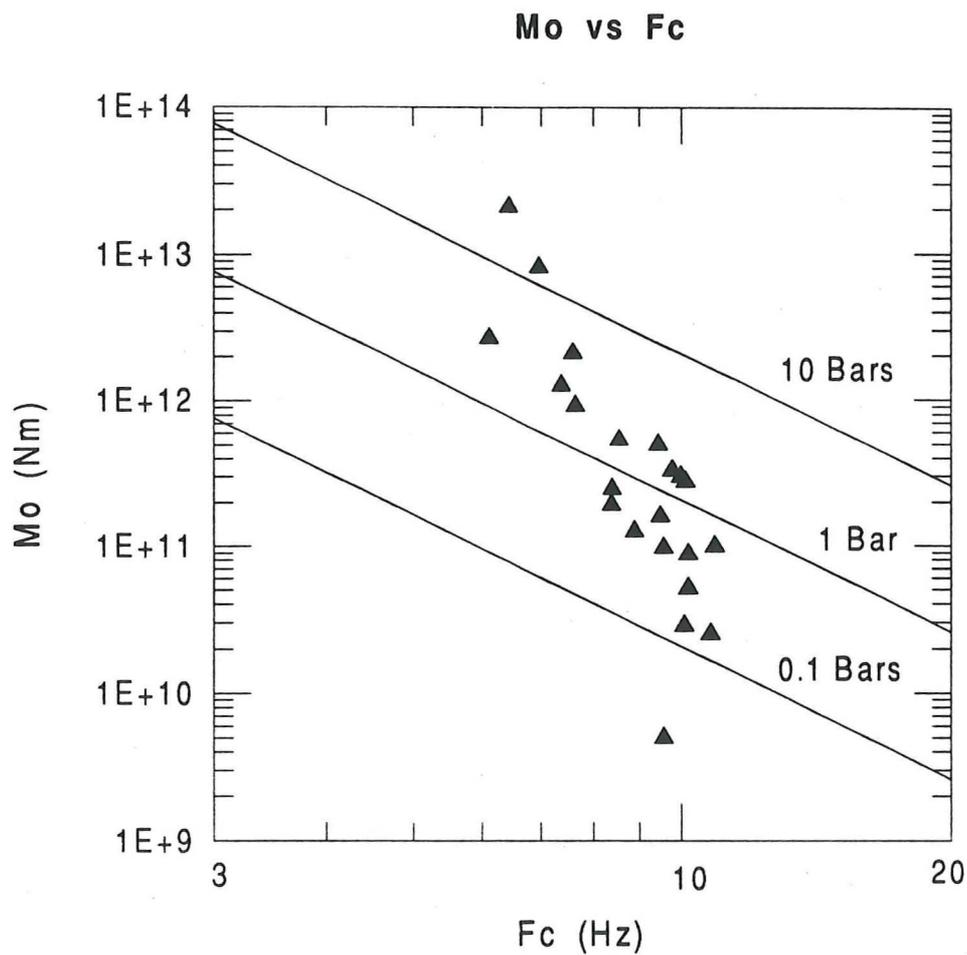


Figura 8. Parámetros de fuente en Cerro Prieto. Las líneas continuas representan líneas de caídas de esfuerzos constantes d 0.1, 1 y 10 bars.

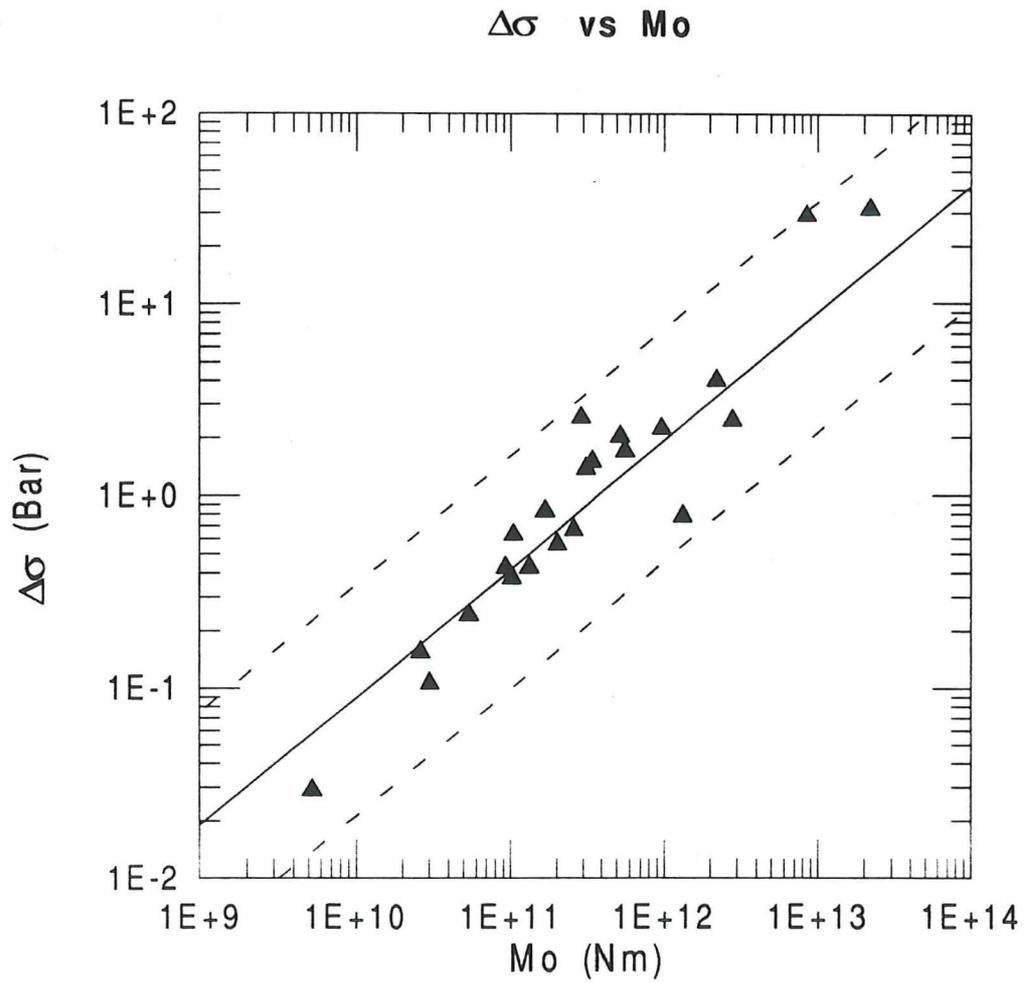


Figura 9. Caída de esfuerzos vs momento sísmico. Las líneas punteadas indican la tendencia del incremento con el momento sísmico. La línea continua es el resultado de un ajuste por mínimos cuadrados a los datos.

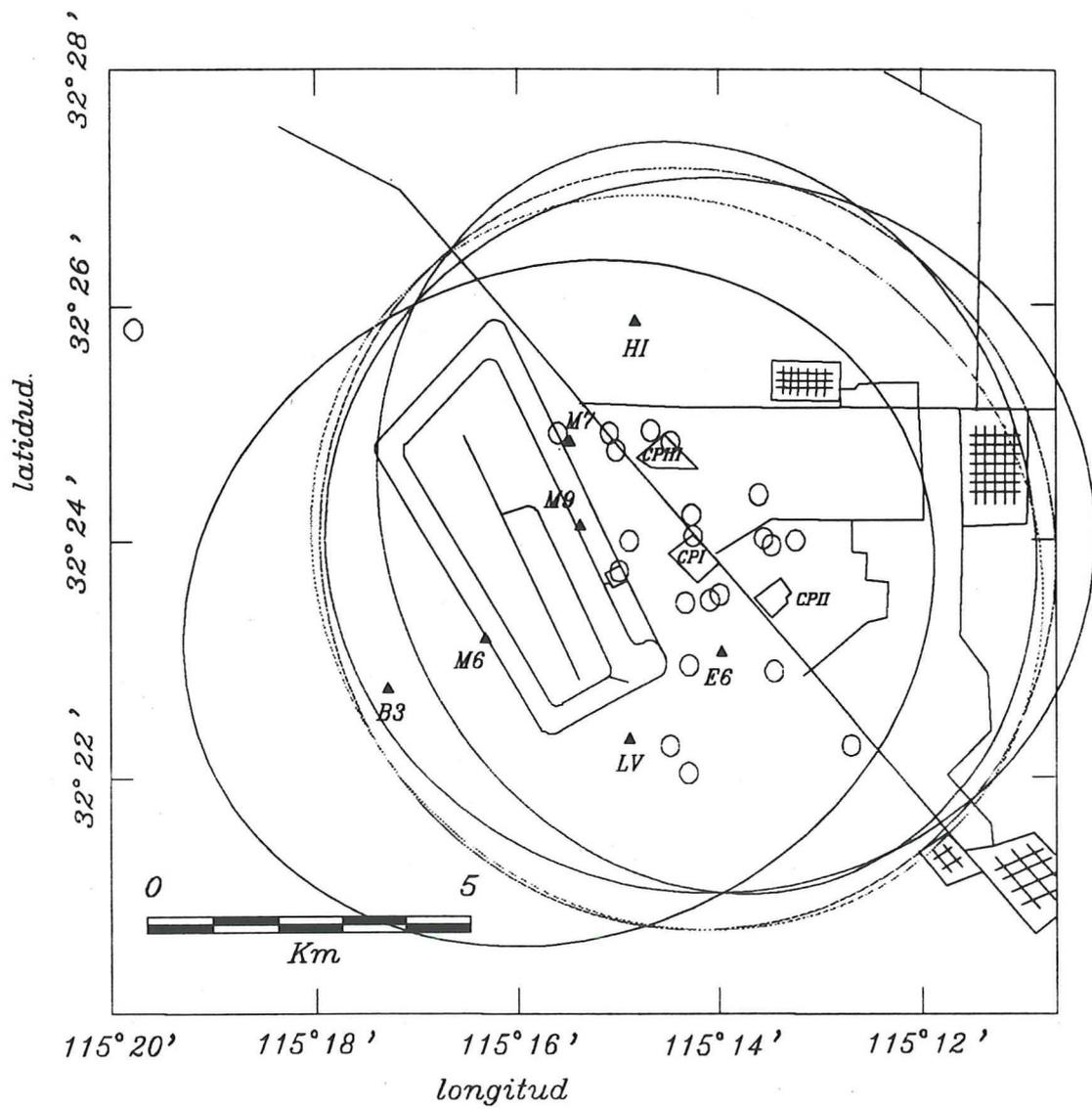


Figura 11. Proyección horizontal de los elipsoides de muestreo para algunas combinaciones estación-epicentro en el área de Cerro Prieto.

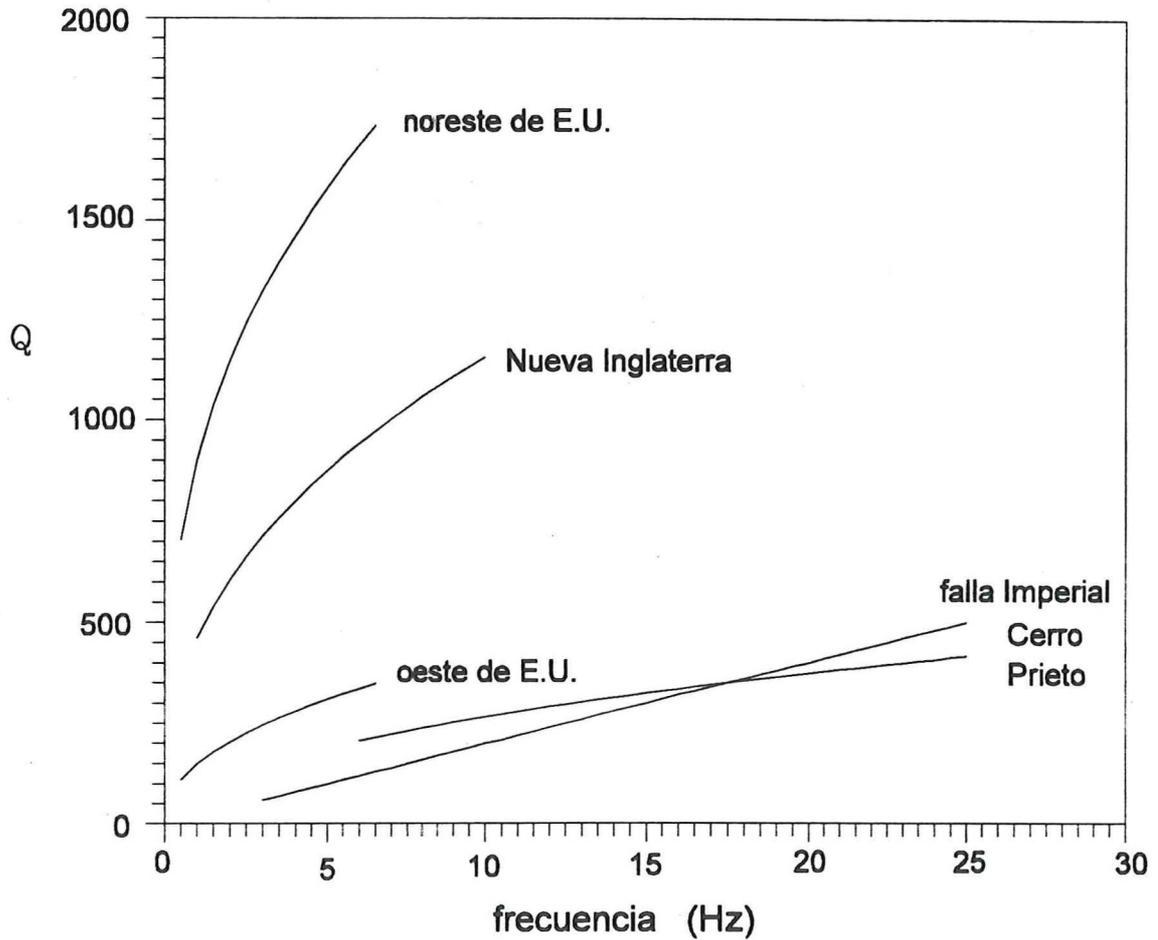


Figura 12. Comparación de la $Q_c(f)$ del presente estudio con otros estudios en la misma región y con la $Q_c(f)$ obtenida para una región tectónicamente estable. El este de E.U. Las curvas están graficadas en el intervalo para el $Q_c(f)$ que fueron definidas.

III ATENUACION SISMICA EN BAJA CALIFORNIA

III.1 *Resumen*

Se estudia la atenuación de ondas de coda y L_g en la banda de frecuencias entre 1 y 12 Hz con el fin de estimar la variación regional de este parámetro en el norte de Baja California. Geológicamente, Baja California está dividido en tres principales regiones. De oeste a este: el borde continental, (BC), las sierras peninsulares (SP) y la depresión del Golfo de California (DGC), la cual forma parte de una provincia llamada de cuencas y cordilleras. Los datos consisten en 210 eventos localizados entre los 21° y los 37° de latitud norte registrados por la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM) manejada por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Las magnitudes de los eventos usados para este estudio se encuentran en el rango entre 1.1 y 6.7, los eventos son someros con profundidades entre 1 y 20 kilómetros. Para la determinación del parámetro de atenuación de las ondas de coda (Q_c), se usó el modelo de dispersión simple de Sato (1977) en el dominio del tiempo. Q_c se calculó usando dos diferentes “ventanas” de la coda. Para eventos cercanos a las estaciones (eventos locales a distancias menores de 30 km) se usaron ventanas para tiempos cortos (menores de 10 segundos), para eventos más lejanos, localizados en los principales lineamientos tectónicos de la región, se usaron ventanas de tiempo de hasta 70 segundos medidos a partir del origen del evento. La atenuación de las ondas L_g se caracterizó a través del coeficiente de atenuación anelástica γ .

En todos los casos analizados se encontró una dependencia de la atenuación con la frecuencia. Para las ondas de coda, esta dependencia se representó mediante una relación de la forma $Q_c(f) = Q_0 f^\alpha$. Los resultados muestran que para tiempos cortos existe una variación espacial de ambos parámetros (Q_0 y α). Se encontraron valores bajos de Q_0 desde alrededor de 53 en la provincia BC hasta 144 en la provincia DGC. Los valores de α están entre 0.70 para los eventos localizados en las provincias BC y SP y 0.44 en la provincia DGC. También se encontró variación espacial en la Q_c calculada para tiempos largos. Los valores extremos de Q_0 fueron: 41 para eventos localizados en la SP y registrados en la provincia BC y 246 para eventos en la SP y registrados en la DGC. Se interpretan estos resultados en función de la geología.

Para el cálculo de la atenuación de ondas Lg partimos de una relación entre el espectro de amplitud de un registro de aceleración y la distancia para encontrar el coeficiente de atenuación γ . Se usaron para ello eventos localizados en el sur de California y registrados en la red RESNOM. Las distancias evento-estación son de hasta 420 km. Se observó un comportamiento diferente de γ para trayectorias que atraviezan por la DGC, ($\gamma = 0.00026 \pm 0.00051 f^{0.83 \pm 0.07}$) con respecto a las que atraviezan la SP ($\gamma = 0.0035 \pm 0.00031 f^{0.57 \pm 0.03}$). Incorporando el total de los datos en la inversión, encontramos una dependencia de γ de la forma $\gamma = 0.0032 \pm 0.00021 f^{0.678 \pm 0.02}$ para toda la región involucrada. Suponiendo una velocidad de grupo (V_{lg}) de 3.4 km/seg se obtiene una relación de Q_{lg} de la forma $Q_{lg}(f) = 288 \pm 20 f^{0.32 \pm 0.02}$. Un resultado similar fué obtenido por Xie y Mitchell (1990) en la provincia de cuencas y cordilleras. Este resultado está también

de acuerdo con otros estudios de atenuación en provincias tectónicas jóvenes (Nuttli, 1980; Roecker y otros, 1982).

III.2 Marco Tectónico

La sismicidad en el norte de Baja California está relacionada con las numerosas fallas asociadas al límite entre las placas del Pacífico y Norteamérica (cuyo movimiento relativo es lateral derecho con una velocidad aproximada de 6 cm/año). La frontera en la zona está representada por las fallas San Andrés y Brawley cerca del mar del Salton, la falla Imperial en la frontera internacional y la falla Cerro Prieto al sur del volcán Cerro Prieto. Los epicentros registrados y localizados por la red RESNOM durante los años 1980-1990 se muestran en la Figura (13). Se pueden observar las acumulaciones de eventos a lo largo de los principales rasgos tectónicos.

Un sistema idealizado de fallas transformadas-centro de dispersión es una representación generalizada que puede describir las características tectónicas de la depresión del Salton y del norte de Baja California. Sin embargo, no explica la actividad sísmica al oeste de la depresión ni tampoco las fallas activas que se continúan hacia el noroeste de las fallas transformadas dentro de la depresión como Agua Blanca, San Miguel, Laguna Salada, Elsinore y San Jacinto.

Todas estas fallas tienen movimiento lateral-derecho y divergen hacia el oeste del eje del golfo de California y de la depresión del Salton. No existe sistema análogo del lado este.

Lomnitz y colaboradores dieron una explicación a este fenómeno: que la actual velocidad de dispersión en segmentos individuales de cordillera, decrece progresivamente hacia el norte. El porqué de este decrecimiento se desconoce pero se ha sugerido que puede ser debido a la interferencia por parte de las cordilleras transversales del sur de California a movimientos de falla inversa.

Los principales lineamientos o fallas activas en el área se muestran en la Figura (14) y se describen a continuación:

La falla Imperial, con rumbo sureste se extiende desde unos 15 km al este de Calexico hasta aproximadamente 30 km al sur de la línea internacional según los desplazamientos observados después del temblor del Valle Imperial de 1940.

La falla Cerro Prieto, de unos 150 km de longitud, se extiende desde el volcán del mismo nombre hasta unos 60 km al noreste de la ciudad de San Felipe. En el presente siglo se han asociado grandes eventos con magnitud mayor que 6.0 a esta falla (1915, 1934, 1963, 1966). El evento de 1934, con magnitud 7.1, fué la causa de un fallamiento en la superficie cerca de la cabecera del golfo, observado en fotografías aéreas (Biehler, et al., 1964).

Al oeste de la falla Cerro Prieto se encuentra la falla Laguna Salada y al este de ella, la falla Sierra Juárez. Entre ambas fallas se han localizado sismos de magnitud moderada como el de 1934 de magnitud 6.5 que se localizó a 10 km al suroeste de la primera. En la traza de la segunda se ha localizado una gran cantidad de eventos de magnitudes menores o iguales a 5. De hecho durante los años 1975-1976 fué la zona mas activa de la región.

La falla San Miguel-Vallecitos se extiende desde el extremo sur de la falla Sierra Juárez hasta cerca de la ciudad de Tijuana (Gastil, et al., 1975). Entre esta falla y la Sierra Juárez, se han registrado gran cantidad de eventos de magnitud moderada (Pino Solo, 1985, 87, 88 y 91). Cerca del poblado Héroes de la independencia, 4 eventos de magnitudes entre 6.1 y 6.8 ocurrieron en 1956. Los desplazamientos observados asociados con esta falla se extendieron por mas de 20 km.

Otras dos fallas importantes, como lineamientos geológicos pero que no han producido eventos de importancia, son las fallas de Agua Blanca y San Pedro Mártir. La primera corre desde el Valle de la Trinidad hacia el oeste-noroeste hasta el Océano Pacífico 15 km al sur de Ensenada. La segunda falla inicia en el escarpe en la cara oeste de la sierra de San Pedro Mártir.

La importancia tectónica de las fallas al oeste de la frontera entre las placas de América y del Pacífico es importante para entender el peligro sísmico por temblores en el norte de Baja California y sur de California.

Se han realizado algunos estudios de atenuación de ondas sísmicas en el área. Trifunac (1976), McGuire (1978) y McGuire y Hanks (1980) hicieron correlaciones entre magnitud espectral y distancia para temblores de California. Trifunac encontró que la atenuación con la distancia era esencialmente independiente de la frecuencia; McGuire encontró una relación de decremento con la frecuencia de la forma R^{-b} , donde R es la distancia hipocentral y b se incrementa con la frecuencia. Singh y otros (1982), usando 6 réplicas del temblor del Valle Imperial de octubre de 1979, hicieron un estudio de atenuación del espectro de amplitud de

III y IV respectivamente (Figura 14). Detalles de la localización, se muestran en la Tabla V. Las magnitudes de los eventos estudiados están en el rango $1.1 \leq M_L \leq 4.1$ (M_L magnitud local estimada por RESNOM en base a la obtención de un sismograma Wood-Anderson equivalente) y profundidades hasta de 16 km. Los eventos pequeños ($M_L \leq 2.0$) sin embargo se registraron solamente en una estación.

Para el cálculo de Q_c , se siguió un procedimiento similar al seguido en el capítulo anterior. Como se mencionó anteriormente, hay muchos casos de registros en los que la señal es de amplitudes comparables al nivel de ruido a tiempos mayores que 3 veces el tiempo de llegada de las ondas S, tal es el caso de algunos registros de RESNOM por lo que se decidió utilizar el modelo de Sato para el análisis de Q_c .

De cada registro se escogieron dos ventanas, una de ruido (en una porción previa a la llegada del primer arribo) y una de la porción de la coda del evento. Todas las series seleccionadas se filtraron alrededor de las frecuencias 1.5, 3.0, 6.0 8.0, 10.0 y 12.0 Hz usando para ello un filtro Butterworth pasabandas de 8 polos (Kanasewich, 1981) con un ancho de la ventana de $\pm 2/3$ la frecuencia central correspondiente. De cada registro filtrado se calcularon a su vez, amplitudes RMS usando ventanas móviles de 2 segundos de duración y 1 segundo de avance entre ventana y ventana. Suponiendo que el ruido no está correlacionado con la señal, cada sismograma puede considerarse como una superposición lineal de la señal y el ruido, de tal forma que se puede obtener una señal "corregida" por ruido (A_c) mediante la ecuación (22)

Una vez corregida la amplitud se calculó la función $F(t) = \log_{10} [(A_c(t) / A_s)^2 K'(a)]$ y se graficó contra el tiempo $(t - t_s)$. La ecuación (20) predice una recta por lo que recurrimos a una regresión lineal para obtener el valor de la pendiente para, a partir de ésta, calcular el valor de Q de la ecuación (21). En la Figura 15 se muestra un ejemplo de este proceso. La parte superior muestra el sismograma sin filtrar, abajo de ésta, los sismogramas filtrados, las frecuencias centrales de cada banda se indican en cada sismograma. A la derecha de cada sismograma filtrado se muestran la función $F(t)$ vs. tiempo $(t - t_s)$ y la recta de mejor ajuste según un criterio de mínimos cuadrados. El intervalo que se utilizó para el ajuste se escogió visualmente fijándolo a la parte de la función $F(t)$ donde el decaimiento era lineal. El valor de Q calculado de esta recta se muestra en cada gráfica.

III.4 Variaciones espaciales de Q_c

Para la caracterización de la atenuación en el norte de Baja California, calculamos Q_c usando dos tipos de eventos: locales a cada estación de la red y regionales. Para los primeros usamos tiempos cortos (el tiempo transcurrido a partir del origen del evento y hasta el final de la ventana seleccionada para el cálculo de la atenuación) y usamos tiempos largos (el límite superior de la ventana de hasta 70 segundos) para los eventos mas lejanos. Una vez estimados los valores de Q_c para cada una de las cinco frecuencias antes mencionadas, se graficaron como función de la frecuencia. Cabe mencionar que una de las estaciones de RESNOM (la estación LMX), localizada en la provincia DGC normalmente tiene registros anómalamente largos. Los valores de Q calculados para esa estación son por

tanto demasiado altos, contrariamente a lo que esperaríamos dada la cuenca sedimentaria en la que se encuentra. Es probable que las ondas que llegan a esa estación sean el resultado de reflexiones en la capa de sedimentos que caracteriza al valle mas que ondas dispersadas y por tanto el modelo de dispersión simple no es aplicable para explicar el decaimiento de la amplitud en los registros de esas estación, es por eso que no se incluye en el análisis de atenuación del presente estudio. La Figura 16 muestra los valores de Q_e calculados para cada una de las estaciones en las cuales se utilizó eventos locales (tiempos cortos). Las barras verticales indican la desviación estandar de las estimaciones de Q_e (1σ). Una primera observación de esta Figura es que en todos los casos a pesar de la dispersión se puede apreciar que existe un incremento en los valores de Q con la frecuencia. Para describir este incremento sometimos estos valores a un proceso de inversión suponiendo que $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ donde Q_0 es el valor de Q_e a 1 Hz y α la dependencia de la frecuencia. Las líneas continuas son el resultado de la regresión. Las relaciones obtenidas también se muestran en cada caso y se describen con más detalle en la Tabla VII. La última columna en la Tabla VI indica el tiempo máximo de la ventana escogida de la coda medida a partir del tiempo de origen. El inicio de la ventana es, como se mencionó anteriormente, el tiempo en que el decaimiento es lineal (Figura 15). La Figura 17 es similar a la 16 salvo que los valores de Q son un promedio de todos los valores de Q obtenidos para una misma provincia. En esta Figura se puede comparar inmediatamente el comportamiento de la atenuación de las ondas en las diferentes provincias, por ejemplo, es evidente que en la provincia DGC la dependencia de la frecuencia es menor que en las otras dos.

El tiempo usado para la estimación de Q_c está relacionado, como se dijo en el capítulo anterior, con el volumen muestreado. Este volumen puede ser representado por un elipsoide cuya proyección en superficie está dada por la ecuación (28). La Figura 18 muestra las proyecciones en superficie de los volúmenes muestreados para tiempos cortos en las estaciones de RESNOM, así como las relaciones como función de la frecuencia de Q_c obtenidas de la regresión. Podemos observar en esta Figura, que la región alrededor de la estación RDX situada en la provincia SP tiene valores de Q de 270 a 3 Hz y de 800 a 12 Hz, mientras que en la región de la estación CPX localizada en la provincia DGC varían de 210 a 3 Hz y de 390 a 12 Hz. La estación ENX por otro lado, muestra la mayor atenuación a 3 Hz pero también la mayor dependencia de la frecuencia con un valor de $\alpha = 0.85 \pm 1$. La atenuación de la coda a tiempos cortos, muestrea básicamente la atenuación de la corteza por lo que, los valores de Q_c obtenidos para estos tiempos están relacionados con la geología de la región. La provincia SP se caracteriza principalmente por tener rocas intrusivas ácidas, mientras que la provincia de cuencas y cordilleras es una zona de ambiente sedimentario. La dependencia de la frecuencia (α) varía entre 0.70 y 0.85 en las regiones de ambiente de rocas cristalinas y entre 0.44 y 0.68 en las de ambiente sedimentario como el valle de Mexicali, donde existe un espesor de sedimentos de alrededor de 5 km.

Se originan en Baja California muchos eventos lo suficientemente grandes como para que se registren en todas las estaciones de la red. En este caso, las ondas atraviesan diferentes provincias y las leyes de atenuación obtenidas para una zona en particular no son aplicables para otra. El siguiente párrafo describe el comportamiento de la atenuación de las

ondas de coda para los diferentes casos que se presentan. Utilizamos los eventos localizados en las cuatro zonas mencionadas anteriormente y señaladas en la Figura 14. En cada estación promediamos todos los valores de Q_c obtenidos de los eventos originados en cada una de las zonas y para todas las frecuencias. Una vez obtenidos los valores de Q_c los graficamos en función de la frecuencia de la misma forma que hicimos con los eventos locales. La Figura 19 muestra dichos valores. En cada cuadro están graficados los valores de Q_c de las 4 zonas, las barras verticales son la desviación estandar (1σ). Para mayor claridad, los valores de Q_c están ligeramente desplazados horizontalmente alrededor de la frecuencia para la cual se calculó (3,6,8,10 y 12 Hz). Se puede observar otra vez, que en todos los casos se presenta un incremento del valor de Q_c con la frecuencia, por lo que se ajustó nuevamente una función de potencia para describir este comportamiento. Los resultados de la regresión se presentan como una línea continua en la figura y su respectiva función para cada zona, junto con el tiempo de muestreo usado, se consignan en la Tabla VII. La Figura 20 muestra un ejemplo de las proyecciones horizontales de los volúmenes muestreados usando eventos de tres de las cuatro zonas y registrados en la estación SPX. Las elipses fueron calculadas para tiempos entre 55 y 70 segundos. La Figura 21 muestra las elipses de eventos localizados en una misma provincia a distancias epicentrales no mayores de 100 km y tiempos entre 40 y 60 segundos. La distribución espacial de las funciones de atenuación para las diferentes provincias es similar a la obtenida para tiempos cortos. Existe mayor dependencia de la frecuencia (valores altos de α) en la provincia BC que en la DGC.

III.5 Ondas Superficiales

La red RESNOM registra también una gran cantidad de eventos provenientes del norte (El sur de California), una zona muy activa sísmicamente. Las ondas predominantes a estas distancias (>100 km) son las ondas superficiales. Para tener un panorama mas completo de la atenuación de ondas sísmicas en el norte de Baja California es necesario incluir este tipo de ondas. En el presente estudio se analiza específicamente un fase, las ondas L_g . Este tipo de ondas se adapta muy bien a nuestro caso pues son de frecuencias altas (~1 segundo) similares a las frecuencias naturales de los instrumentos de RESNOM.

Una forma común de medir la atenuación anelástica de ondas superficiales consiste en estudiar el decaimiento de la energía sísmica con la distancia. Existen numerosos estudios de este tipo que se han llevado a cabo en diferentes ambientes tectónicos como el escudo Canadiense (Hasegawa, 1985), La provincia de cuencas y cordilleras (Xie y Mitchell, 1990), Francia central (Campillo y otros, 1985) entre otros. Para el presente estudio se escogieron alrededor de 60 eventos localizados por el servicio geológico de Estados Unidos (USGS) en el sur de California y registrados por RESNOM. Debido a las limitaciones instrumentales, solamente existen registros de eventos en el norte, hasta los 37° de latitud lo cual nos da una distancia máxima entre evento y estación de alrededor de 420 km. Un mapa de los epicentros analizados así como de la distribución de las estaciones se muestra en la Figura 22. Se tomaron las trayectorias de todas las combinaciones evento-estación. En la figura también se muestran algunas de ellas. Con el fin de encontrar una posible variación para las diferentes trayectorias, éstas se juntaron en dos grupos principales: las que van de los

eventos a las estaciones localizadas al oeste y al este del escarpe de la Sierra Juárez. De esta forma se puede evaluar como se atenúan las señales sísmicas al atravesar las provincias de las sierras peninsulares y la depresión del golfo respectivamente.

III.5.1 Método

Para la estimación del coeficiente de atenuación γ , se utilizó un modelo simple que describe el espectro de Fourier de aceleración observado de la componente vertical como función de la distancia epicentral y magnitud.

Si $A(f,R)$ es el espectro de amplitud de Fourier de la aceleración del terreno producida por un evento a una distancia R de la estación registradora, la atenuación de las ondas L_g se puede representar por medio de

$$A(f, R) = k(f) G(R) e^{-\gamma R} e^{bm}, \quad (29)$$

(Hasegawa, 1985), donde $k(f)$ es el factor que define a la fuente, $G(R)$ el factor de dispersión geométrica, que se supuso de la forma $G(R)=R^{-0.833}$ (Canas, 1986), γ es el coeficiente de atenuación anelástica y el último término representa la dependencia de la magnitud, donde m es la magnitud. Tomando el logaritmo a ambos lados, la ecuación (29) se puede reescribir como

$$\log_{10}[A(f, R)] = \log_{10}[k(f)] + bm \log_{10}(e) - \gamma R \log_{10}(e) - 0.833 \log_{10}(R). \quad (30)$$

Así, para una frecuencia dada, se tiene una relación lineal de la amplitud y los factores $\log_{10}(k)$, b y γ . El proceso de análisis de los datos se puede resumir de la siguiente forma. En cada registro se seleccionó una ventana de tiempo que incluyera el tren de ondas L_g . Para ello, se limitó la ventana entre las velocidades 2.9 y 3.8 km/sec (la velocidad de las ondas L_g es de alrededor de 3.5 km/seg). La ventana fué suavizada en los extremos por una función cosenoidal de 10 por ciento (ver Figura 23-a y b), se calculó la transformada de Fourier y se corrigió por la respuesta del instrumento. El espectro de Fourier se suavizó y de este espectro suavizado, se tomaron amplitudes discretas en las frecuencias 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12 Hz. (asteriscos en la Figura 23-b) para formar la función discreta $A_s(t)$. El mismo proceso se aplicó a una muestra de ruido previa a la llegada de la onda P para obtener la señal discreta $A_N(f)$ como se muestra en la Figura 23-b. Si suponemos nuevamente que el ruido y la señal no están correlacionados se puede quitar el efecto del ruido por medio de (22).

Las amplitudes obtenidas con el proceso anterior se graficaron contra la distancia para todas las estaciones a cada lado del escarpe como se muestra en la Figura 24-a y 24-b para el oeste y este del escarpe respectivamente. Luego se aplicó una regresión lineal según el criterio de mínimos cuadrados a la ecuación (30) para obtener γ , b y k . La dispersión de las amplitudes a la frecuencia 0.5 Hz fué muy grande en ambos casos por lo que se decidió no incluirla en el análisis. Como lo que nos interesa por el momento es la atenuación de las ondas sísmicas, sólo nos enfocamos al parámetro γ resultado de la regresión en cada frecuencia. La Figura 24 muestra el resultado de las regresiones con una línea continua y su

correspondiente valor de γ para las frecuencias antes mencionadas. Cabe hacer notar de esta Figura, que las amplitudes graficadas tienen incluido el factor e^{bm} con b salido de la regresión (observadas* e^{bm}) para compensar el efecto de las diferentes magnitudes de los eventos. Esto es simplemente con el propósitos de enfatizar el carácter lineal de la ecuación (30).

III.6 Resultados

Los valores de γ calculados para las 2 trayectorias se graficaron vs la frecuencia en la Figura 26 (cuadros y círculos para las trayectorias al oeste y este de la sierra Juárez respectivamente). Las barras verticales representan la desviación estandar en la estimación de γ (1σ) para cada frecuencia. Se puede ver, que hasta las frecuencias de 6 Hz existe un incremento del valor de γ con la frecuencia. Sin embargo, a partir de esa frecuencia el comportamiento de γ se invierte. Es probable que este efecto se deba a un incremento con la frecuencia de la contribución relativa de energía de la onda S_n como fué sugerido por Shin y Herrmann (1987) y Woodgold (1990). De cualquier forma, el análisis del comportamiento de γ se limitará al intervalo de frecuencias entre 1 y 6 Hz (cuadros y círculos rellenos en la Figura 26). Para este intervalo, el comportamiento de γ se puede describir con una relación de la forma $\gamma = \gamma_0 f^\eta$, donde γ_0 y η son el coeficiente de atenuación a 1 Hz y la dependencia de la frecuencia respectivamente. Se ajustó una función de esta forma según el criterio de mínimos cuadrados a los valores de γ y se obtuvieron las siguientes relaciones:

$$\gamma(f) = 0.0026 \pm 0.0005 f^{0.83 \pm 0.07}, \quad \text{para las estaciones al oeste de la sierra Juárez}$$

y

$$\gamma(f) = 0.0035 \pm 0.0003 f^{0.58 \pm 0.03}, \quad \text{para las estaciones al este de la sierra Juárez} \quad (31)$$

Estas relaciones se representan en la Figura 25 mediante las líneas continuas. La atenuación, como se puede ver, es mayor para las trayectorias que van del sur de California al valle de Mexicali, que para las trayectorias que van a la provincia de las cordilleras peninsulares.

Con el fin de obtener una relación para toda la región de estudio y comparar con otros estudios, integramos todas las trayectorias en un solo proceso de inversión para obtener nuevos valores de γ y su respectiva dependencia de la frecuencia. Se obtuvo una relación de la forma $\gamma(f) = 0.0032 \pm 0.0002 f^{0.68 \pm 0.02}$ (Figura 25).

El factor de calidad Q_g está relacionado con γ por

$$Q_0 = \frac{\pi}{\gamma_0 U}$$

y

$$Q(f) = Q_0 f^{1-\eta} \quad (32)$$

(Nuttli, 1973), donde U es la velocidad de grupo y f la frecuencia. Si suponemos una velocidad de grupo de 3.4 km/s (Xie y Mitchel (1990) usaron una velocidad promedio de 3.333 km/seg para la provincia de cuencas y cordilleras de la cual la DGC es una parte)

obtendremos una relación de la forma $Q_{LR}(f)=288\pm30f^{0.32\pm0.1}$. Una relación similar ($267\pm56 f^{0.36\pm0.03}$) obtuvieron Xie and Mitchell (1990) para la provincia vecina de cuencas y cordilleras.

III.7 *Discusión y conclusiones*

Se obtuvieron las funciones de atenuación de las ondas de coda para eventos en las diferentes provincias tectónicas del norte de Baja California usando para ello tiempos de muestreo cortos y largos. Los valores de Q_0 obtenidos en el presente estudio son en general bajos, variando desde 72 en la zona del borde continental hasta alrededor de 200 en el valle de Mexicali. Por otro lado, el comportamiento de Q_c con la frecuencia mostró diferencias para las regiones en el lado oeste de Baja California respecto de las regiones en el este. Se obtuvieron valores de Q_c mas altos en las primeras y mas bajos en el Valle de Mexicali.

Por otra parte, se puede establecer una correlación entre los comportamientos de la atenuación y los diferentes ambientes geológicos en el norte de Baja California. Las rocas intrusivas ácidas son predominantes en las sierras peninsulares mientras que predominan las extrusivas básicas y ácidas en el borde continental y son sedimentos los que rellenan la depresión del Golfo de California (Figura 22). Estas diferencias en ambientes geológicos se ven reflejados en los valores de atenuación obtenidos. Usando tiempos cortos, se encontró que las estaciones localizadas en la provincia del Borde Continental tienen valores más bajos de Q_0 y la mayor dependencia de la frecuencia con valores de α de alrededor de 0.85. Esta

situación se invierte en el caso de las estaciones en el Valle de Mexicali: dependencias menores de la frecuencia ($0.44 \leq \alpha \leq 0.68$) y valores un poco mayores de Q_c a bajas frecuencias. En la provincia de las sierras peninsulares se encontraron valores de Q_0 entre 86 y 115 y valores de α entre 0.70 y 0.78. Esto implica un incremento de Q_0 de oeste a este y un decremento en la dependencia de la frecuencia también de oeste a este.

Para eventos localizados en provincias diferentes a la de la estación de registro, los resultados se resumen en la Tabla VII. Se puede observar que los valores de Q_c obtenidos en las estaciones PBX y ENX son muy similares. Este resultado refleja la cercanía entre las dos estaciones pero también refleja que no hay un efecto de sitio significativo debajo de alguna de ellas. ENX está emplazada sobre riolita mientras que PBX lo está sobre roca volcánica. La función de atenuación $Q_c = 190f^{0.47}$ obtenida en la estación CPX para eventos en la zona III (cerca de la estación RDX) es comparable con la función $Q_c = 168f^{0.48}$ obtenida en la estación RDX para eventos ocurridos en la zona I (cerca de la estación CPX). En ambos casos se muestrea aproximadamente el mismo volumen por lo que esperaríamos este resultado, esta observación sin embargo, es la excepción mas que la regla ya que para otros casos en que se muestrea también aproximadamente el mismo volumen se obtiene estimaciones diferentes de Q_c . Es probable que estas diferencias se deban mas bien a efectos de sitio en las diferentes estaciones.

Se extendió el estudio de atenuación de ondas a una mayor área de Baja California pues sólo existen unos pocos estudios locales en algunas zonas relativamente pequeñas. Rebollar y otros (1985), por ejemplo, estudiaron sismos en la falla de San Miguel usando tiempos de

muestreo de 16 segundos y obtuvieron la relación $Q_c(f) = 70f^{0.74}$. Los resultados del presente estudio muestra la relación $Q_c = 115f^{0.78}$ para esa zona. Q_0 es un poco mayor pero la dependencia es prácticamente la misma. En la zona de la falla Imperial (continuación hacia el norte de la falla Cerro Prieto) Singh y otros (1982) obtuvieron una relación de la forma $Q_s = 20f$.

Los resultados de Q_c obtenidos en este trabajo están de acuerdo con los reportados por diversos autores en diferentes regiones tectónicamente activas del mundo. En California por ejemplo, Aki y Chouet (1975) reportaron un valor Q_0 de 80, Singh y Herrmann (1983) encontraron uno de 150 para el oeste de Estados Unidos. En Irán, Nuttli (1980) observó que $Q_0 = 64$. En el borde sureste de la antigua URSS, Nuttli (1981) reportó un $Q_0 = 90$, $Q_0 = 100$ en la región de Garm (Roecker y otros, 1982), $Q_0 = 100$ en Japón (Aki, 1982), etc.

Usando eventos del sur de California también se pudieron observar diferencias en la atenuación de las ondas L_g para trayectorias que atraviezan las provincias DGC respecto de las que atraviezan la provincia de las sierras peninsulares. Se obtuvo, como se suponía, una mayor atenuación sobre las trayectorias que se adentran en el Valle de Mexicali, un ambiente sedimentario. El comportamiento del coeficiente anelástico γ de ondas L_g para toda el área de estudio se puede describir por medio de la función $\gamma(f) = 0.0032 \pm 0.0002 f^{0.68 \pm 0.02}$ de la cual se puede obtener $Q_{lg}(f) = 288 \pm 30 f^{0.32 \pm 0.1}$ suponiendo una velocidad de grupo de 3.4 km/s. Este resultado se puede comparar con los obtenidos por otros estudios para la provincia vecina de cuencas y cordilleras. Por ejemplo, Xie y Mitchel (1990) obtuvieron $Q_{lg}(f) = 267 \pm 56 f^{0.37 \pm 0.06}$ para el rango de frecuencias entre 0.2 y 2.5 Hz. Ellos usaron un método

similar. Existen sin embargo, resultados contrastantes obtenidos por diferentes autores para la misma región. La Figura 27 es una comparación de las diferentes funciones que han sido encontradas para la provincia de cuencas y cordilleras. Se puede apreciar que, aunque todos presentan valores bajos de Q_{Lg} , no hay dos autores que hayan obtenido los mismos resultados. Las diferencias se pueden atribuir a los diferentes métodos de inversión y definiciones usados aunque también es evidencia de nuestra limitación para describir lo que realmente sucede en el interior de la tierra.

Tabla IV . Estaciones de RESNOM

nombre	Código	Latitud	Longitud	Provincia
Cerro Prieto	CPX	32°25.06'N	115°18.24'W	D.G.C.
El Chinero	ECX	31°28.32'N	115°03.07'W	D.G.C.
El Mayor	EMX	31°59.30'N	115°14.54'W	G.C.D.
Ensenada	ENX	31°53.01'N	116°39.76'W	B.C.
Punta Banda	PBX	31°44.52'N	116°43.53'W	B.C.
Cerro Bola	CBX	32°18.82'N	116°39.78'W	S.P.
Rancho Dawling	RDX	31°55.69'N	115°56.53'W	S.P.
San Pedro Mártir	SPX	31°02.70'N	115°27.90'W	S.P.

Tabla V. Localizaciones de los epicentros analizados en Baja California

FECHA	HORA	SEG	LATITUD	LONGITUD	PROF.	RMS	ERH	MD
860531	2222	51.39	32-03.54	115-46.48	08.00	0.80	14.9	
860824	1223	39.22	32-03.13	115-42.82	08.00	0.39	2.4	2.8
870126	1558	36.35	32-03.89	115-25.34	08.00	0.20	1.5	2.8
870208	1021	44.03	32-25.47	115-20.39	00.26	0.47	1.1	2.9
870211	1145	52.55	32-22.77	115-16.97	00.91	0.42	1.1	2.6
870930	0729	33.80	32-03.09	115-44.31	18.00	0.30	1.9	2.8
871202	0255	18.70	32-42.47	116-01.79	17.78	0.06	3.6	2.3
871202	1753	19.48	32-40.81	115-51.39	13.00	0.25	1.7	2.8
871202	0411	02.86	31-51.43	115-49.60	16.00	0.29	0.9	2.4
871202	0436	24.16	31-51.80	115-49.39	17.67	0.18	1.1	
871202	0442	47.80	31-51.68	115-49.43	15.79	0.09	0.5	2.6
871202	0600	29.98	31-50.66	115-49.68	04.99	0.26	1.4	2.2
871203	2314	59.10	31-50.45	115-50.32	04.00	0.27	1.5	2.0
871204	0604	44.34	32-56.80	115-46.34	12.00	0.26	2	2.4
871208	1810	20.30	32-26.55	115-18.72	19.50	0.24	1.4	2.9
871212	0057	49.26	31-50.07	115-50.03	18.50	0.22	2.2	2.5
871212	2023	27.77	31-39.99	115-58.10	14.00	0.28	2	2.3
871213	1502	40.64	32-54.88	115-46.41	09.50	0.14	3.8	3.3
871215	0227	57.62	31-48.10	115-51.06	18.97	0.17	2.2	2.9
871215	2243	55.73	31-28.32	116-39.71	12.15	0.05	3.8	1.8
880125	0214	53.96	31-59.50	116-21.23	18.00	0.04	1.4	1.5
880125	1028	14.47	31-39.98	115-53.25	18.00	0.12	4.5	2.3
880125	1326	06.01	31-49.65	115-49.30	18.00	0.08	0.9	2.5
880125	1344	07.21	31-49.35	115-46.67	18.00	0.19	2.1	2.2
880125	1409	24.65	31-50.52	115-51.00	18.00	0.20	3.2	3.1
880125	1424	01.29	31-50.17	115-49.00	18.00	0.08	1.1	2.2
880125	1500	50.34	31-50.95	115-49.52	18.00	0.08	0.7	2.5
880125	1607	06.23	31-49.93	115-49.06	18.00	0.11	0.9	2.3
880125	1610	21.08	31-50.64	115-50.88	18.00	0.09	3	2.5
880127	1544	33.61	31-51.03	115-49.52	18.00	0.04	1.4	2.3
880309	1901	42.02	31-37.36	115-51.86	04.75	0.28	0.8	2.6
880313	1501	02.25	31-30.09	115-42.56	16.62	0.13	1.3	2.7
880314	2140	25.79	32-18.06	115-36.79	18.00	0.23	3.8	2.7
880320	1445	14.34	32-01.06	115-32.69	15.00	0.38	1.4	2.6
880321	0638	11.06	32-05.15	115-30.91	03.57	0.35	1.2	3.8
880321	1101	17.75	32-05.02	115-30.42	15.00	0.37	1.5	3.4
880329	1600	14.36	32-44.73	116-06.47	15.00	0.34	3.1	2.6
880613	1928	42.85	32-29.12	115-24.49	09.43	0.27	1.7	2.8
880617	2323	35.94	32-29.94	115-25.23	13.49	0.33	3.7	2.4
880702	0302	05.34	31-48.10	116-13.27	15.00	0.19	1.5	2.1
880703	1401	14.67	32-53.61	115-36.11	13.00	0.28	3.5	2.8
880705	0640	07.57	31-49.96	116-10.18	03.33	0.32	1.1	2.2
880712	0137	04.22	32-52.23	116-15.87	16.00	0.09	1.3	2.6
880712	1908	01.92	31-54.91	116-16.37	15.00	0.25	1	3.2
880715	1057	39.51	32-05.20	116-24.07	08.00	0.27	1.1	3.8

Tabla V Cont

FECHA	HORA	SEG	LATITUD	LONGITUD	PROF.	RMS	ERH	MD
880715	1142	10.86	32-05.21	116-23.34	03.00	0.15	0.7	1.7
880715	1652	40.24	32-05.24	116-23.30	12.00	0.23	0.8	2.9
880717	0951	07.87	31-52.96	116-12.90	15.00	0.27	0.8	2.8
880719	0822	39.10	31-55.72	116-21.03	03.00	0.20	1	
880723	1743	49.33	32-00.70	115-39.48	04.88	0.12	0.5	2.2
880801	0721	06.54	31-49.96	116-00.87	11.46	0.22	1	2.0
880803	2157	57.12	32-28.46	115-24.19	11.02	0.25	1.6	2.5
880803	1534	01.25	32-10.44	116-30.87	14.63	0.38	3.2	2.0
880804	1208	31.47	32-04.83	116-23.99	12.00	0.32	1	2.6
880805	0608	11.65	31-48.24	115-50.35	13.99	0.32	1.3	2.6
880808	1910	29.52	32-05.56	116-27.37	15.00	0.13	0.6	2.1
880812	1625	31.24	32-26.35	115-13.83	08.92	0.24	1.2	3.0
880820	0410	54.51	32-39.21	115-58.16	10.00	0.18	1	2.6
880821	1114	37.37	32-19.48	115-07.67	14.86	0.23	1.3	3.4
880822	1453	46.81	31-51.62	116-10.44	12.00	0.33	1.4	1.9
880823	0657	07.03	32-22.24	115-19.13	12.00	0.28	1.7	2.3
880825	1938	54.62	32-29.87	115-25.95	12.00	0.14	1.1	2.2
880825	2000	39.32	32-39.21	115-53.37	12.00	0.28	1.3	3.4
880825	2323	48.18	32-04.78	115-23.99	04.65	0.28	1.4	2.3
880827	1907	34.41	32-01.46	115-40.03	15.00	0.20	0.7	2.4
880829	1713	41.93	31-41.38	115-56.68	12.00	0.31	1.6	2.1
880830	1143	28.17	31-46.32	115-42.85	02.89	0.28	0.8	2.8
880830	1815	58.45	31-59.71	116-15.64	12.00	0.19	0.3	2.1
880831	1700	53.61	31-40.49	115-55.50	18.00	0.29	1.3	2.3
880831	1719	05.34	31-48.66	115-47.41	03.34	0.17	0.6	2.1
880831	2148	24.99	31-47.53	115-47.42	10.78	0.33	1	2.8
890109	0856	05.56	32-02.37	114-52.53	15.00	0.34	2.6	4.1
890220	1933	59.06	32-04.17	114-55.99	12.00	0.18	3.5	3.4
890226	0851	40.28	32-04.28	115-42.45	10.00	0.18	1.1	2.1
890322	0826	26.24	32-03.45	115-45.29	15.00	0.19	1.4	2.1
890430	0252	00.65	32-32.98	115-16.92	09.45	0.22	1.3	2.9
890508	1525	39.70	32-23.15	115-18.54	01.77	0.38	1.2	3.5
890511	1322	21.54	32-46.76	115-24.14	08.60	0.32	1.8	3.2
890530	0330	17.78	32-07.31	115-00.83	04.00	0.37	3.5	2.8
890804	0902	24.06	32-00.93	115-49.59	04.17	0.34	1.7	2.8
890804	2202	01.01	31-38.42	116-42.52	07.76	0.05	2.1	1.9
890805	2144	30.31	32-48.00	115-28.12	10.54	0.37	3	2.6
890806	1525	29.80	31-39.91	116-40.43	04.68	0.19	1.8	2.2
890806	1538	15.01	31-39.53	116-43.11	10.09	0.03	1.7	1.6
890807	0805	21.11	31-38.60	116-41.95	08.33	0.04	1.6	1.8
890816	0735	26.33	31-49.13	116-39.97	06.09	0.19	1	2.7
890816	0838	43.01	31-49.27	116-40.73	07.56	0.15	1	2.3
890816	1721	42.14	31-49.18	116-40.48	08.33	0.21	1.4	2.2
890817	0839	15.69	31-49.96	116-43.21	08.00	0.40	2.8	1.7
890817	0858	44.16	31-48.97	116-39.97	08.90	0.16	2.3	1.6

Tabla V Cont.

FECHA	HORA	SEG	LATITUD	LONGITUD	PROF.	RMS	ERH	MD
890817	0929	35.54	31-48.86	116-40.65	08.00	0.21	1.3	2.4
890817	1014	34.10	31-49.79	116-42.89	08.00	0.25	2.6	2.4
890817	1044	39.74	31-48.57	116-39.97	08.00	0.30	2	2.4
890817	1055	41.35	31-48.58	116-39.97	07.06	0.24	0.9	2.9
890817	1311	40.64	31-49.14	116-40.87	08.00	0.26	1.1	2.7
890817	1321	42.38	31-48.73	116-41.10	09.86	0.22	1.5	2.1
890817	1337	23.30	31-49.21	116-39.97	09.29	0.02	1.8	1.9
890817	2019	25.47	31-49.11	116-41.27	08.57	0.17	1.2	2.0
890817	2027	58.95	31-48.84	116-39.24	09.30	0.09	2.2	2.3
890817	2058	04.46	31-48.39	116-39.97	08.14	0.21	3.1	
890818	1648	04.02	32-53.37	115-39.59	09.96	0.22	1.7	3.2
890818	0938	50.70	31-48.96	116-39.05	08.90	0.11	0.5	1.2
890818	1224	10.07	31-48.66	116-39.41	11.76	0.16	1	1.4
890818	1336	00.91	31-48.26	116-39.97	07.84	0.31	1.2	1.7
890818	1446	06.36	31-48.27	116-39.04	09.12	0.29	1.6	
890819	1231	59.75	31-48.71	116-39.57	09.41	0.20	0.9	1.6
890821	1005	36.30	32-45.38	116-08.23	10.23	0.34	4.2	3.2
890821	1932	50.57	31-37.47	116-53.98	13.17	0.19	2	2.2
890824	1451	04.17	32-43.31	116-05.89	10.48	0.37	2.1	2.3
890829	1000	54.91	32-29.81	115-24.33	10.28	0.42	2.4	2.8
890920	1841	31.14	32-01.30	115-32.72	03.00	0.20	0.9	2.4
891117	1233	09.45	32-02.09	115-32.40	04.14	0.38	3	2.3
900508	0443	06.57	32-02.57	115-00.05	02.17	0.28	1.3	2.4
901020	0741	00.75	32-03.15	114-58.96	01.78	0.18	1.1	2.6
901201	0739	41.13	32-04.79	114-53.65	09.00	0.29	2.1	3.0
901201	0754	47.03	32-01.88	114-54.93	14.48	0.22	2.6	3.2
901201	0846	45.61	32-03.52	114-57.73	08.00	0.29	2.2	3.1
910331	0529	22.76	32-04.74	115-34.02	04.00	0.36	1.5	3.2
910516	1543	31.78	32-02.54	115-20.96	04.01	0.27	0.9	3.1

Tabla VI Valores de Q_c en el Norte de Baja California para eventos cercanos a las estaciones de RESNOM

ESTACION	PROVINCIA	Q_0	D.E. (\pm)	α	D.E. (\pm)	tiempo de muestreo
ENX	I.C.B.	53	18	0.85	0.1	9 seg
PBX	I.C.B.	53	18	0.85	0.1	9 seg
CBX	P.R.	86	20	0.84	0.1	10 seg
RDX	P.R.	115	36	0.78	0.1	10 seg
SPX	P.R.	114	19	0.70	0.1	10 seg
CPX	G.C.D.	130	30	0.44	0.2	9 seg
ECX	G.C.D.	144	45	0.68	0.2	10 seg
EMX	G.C.D.	124	39	0.68	0.2	10 seg

Tabla VII. Atenuación de ondas de coda (Q_c) como función de la frecuencia para las diferentes zonas en el norte de Baja California.

EST	ZONA I	ZONA II	ZONA III	ZONA IV
PBX	$Q(f)=98\pm 40 f^{0.78\pm .2}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=79\pm 41 f^{0.80\pm .2}$ $t_{mues} = 65 \text{ seg}$	$Q(f)=41\pm 20 f^{1.17\pm .2}$ $t_{mues} = 45 \text{ seg}$	$Q(f)=56\pm 24 f^{0.86\pm .2}$ $t_{mues} = 40 \text{ seg}$
ENX	$Q(f)=98\pm 32 f^{0.78\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=78\pm 28 f^{0.81\pm .1}$ $t_{mues} = 55 \text{ seg}$	$Q(f)=51\pm 13 f^{1.05\pm .1}$ $t_{mues} = 45 \text{ seg}$	$Q(f)=49\pm 16 f^{0.92\pm .1}$ $t_{mues} = 40 \text{ seg}$
CBX	$Q(f)=55\pm 20 f^{1.04\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=108\pm 45 f^{0.79\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=74\pm 22 f^{0.95\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=70\pm 19 f^{0.95\pm .1}$ $t_{mues} = 50 \text{ seg}$
RDX	$Q(f)=168\pm 63 f^{0.48\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=139\pm 44 f^{0.65\pm .1}$ $t_{mues} = 40 \text{ seg}$	$Q(f)=115\pm 46 f^{0.78\pm .1}$ $t_{mues} = 45 \text{ seg}$	$Q(f)=62\pm 9 f^{0.92\pm .1}$ $t_{mues} = 50 \text{ seg}$
SPX	$Q(f)=140\pm 24 f^{0.73\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=98\pm 30 f^{0.81\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=90\pm 30 f^{0.95\pm .2}$ $t_{mues} = 55 \text{ seg}$	
EMX	$Q(f)=123\pm 48 f^{0.68\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=148\pm 61 f^{0.70\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=123\pm 48 f^{0.70\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	$Q(f)=101\pm 28 f^{0.60\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$
CPX	$Q(f)=207\pm 47 f^{0.41\pm .2}$ $t_{mues} = 35 \text{ seg}$	$Q(f)=246\pm 60 f^{0.49\pm .1}$ $t_{mues} = 50 \text{ seg}$	$Q(f)=190\pm 41 f^{0.47\pm .1}$ $t_{mues} = 60 \text{ seg}$	
ECX	$Q(f)=104\pm 39 f^{0.71\pm .2}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=201\pm 70 f^{0.59\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	$Q(f)=89\pm 25 f^{0.90\pm .1}$ $t_{mues} = 70 \text{ seg}$	

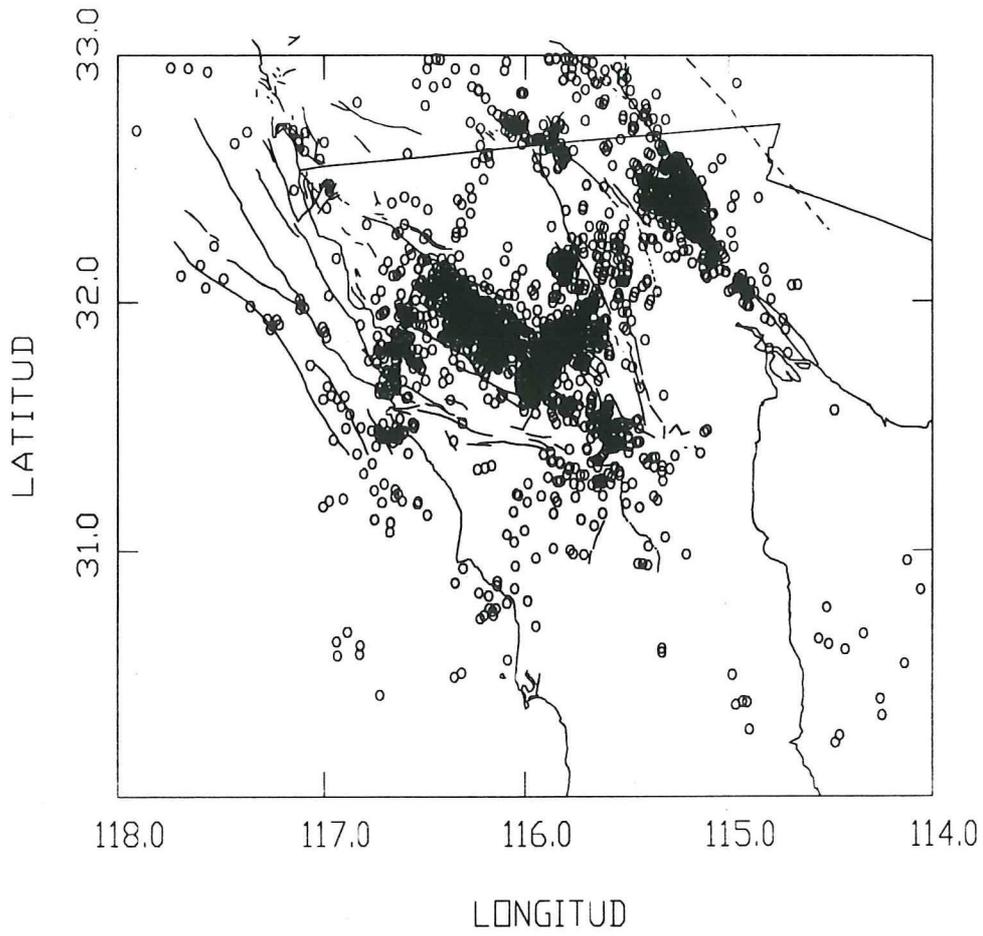


Figura 13. Eventos registrados por la red RESNOM durante los años 1980-1990

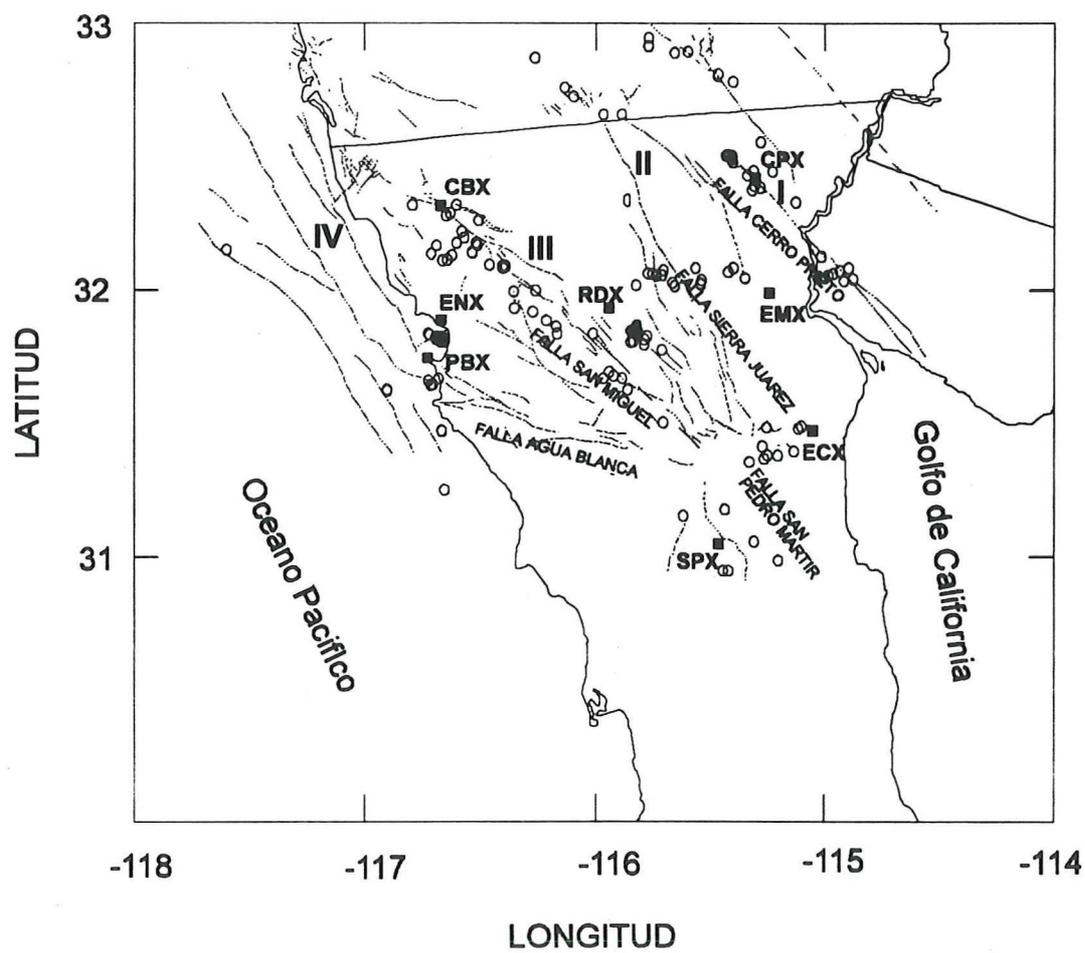


Figure 14. Principales rasgos tectónico en la región del norte de Baja California, distribución de las estaciones de la red RESNOM (cuadrados) y eventos usados (círculos).

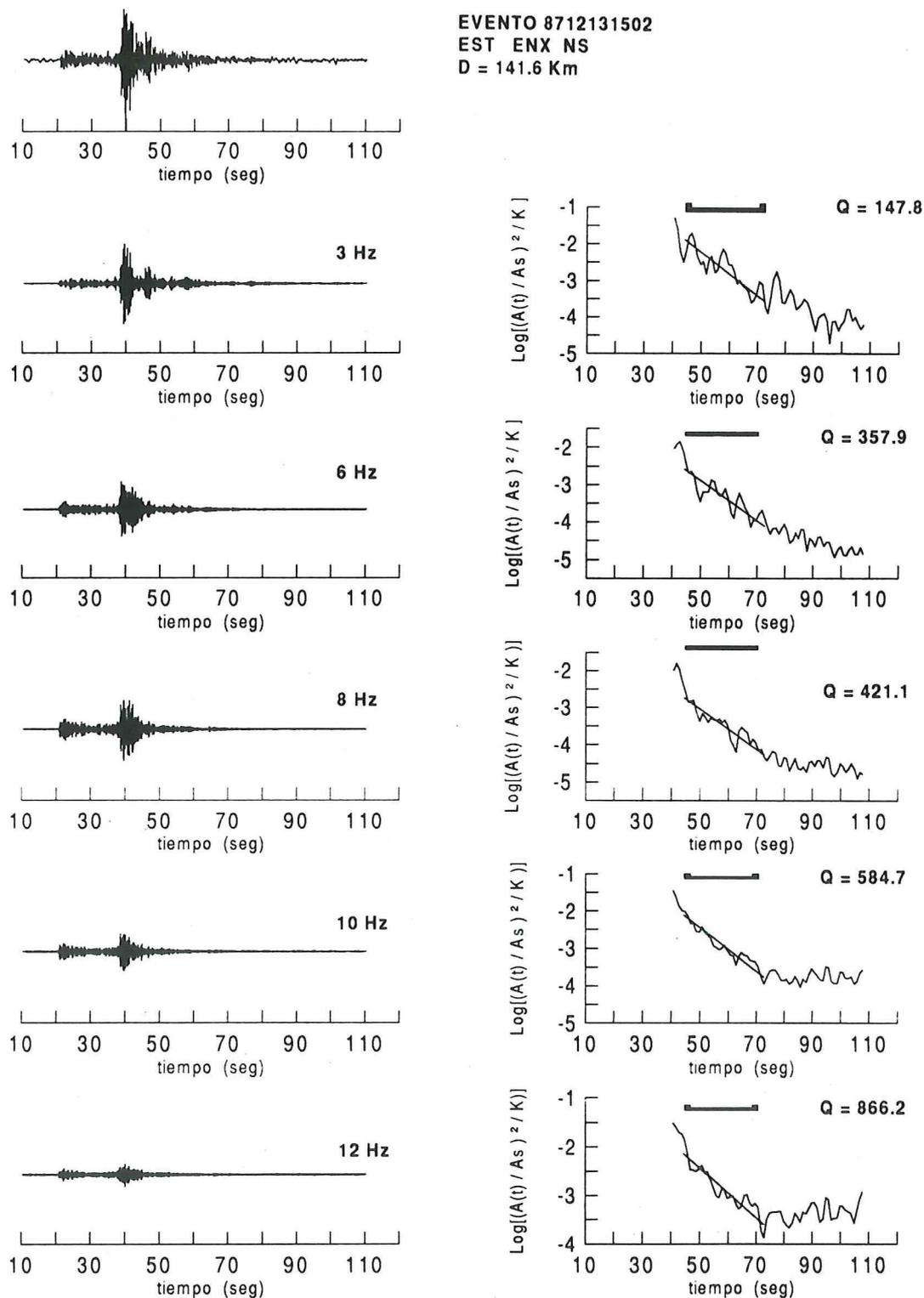


Figura 15. Ejemplo del proceso para obtener Q_c . El registro corresponde a la estación ENX. a la izquierda se muestran las señales filtradas a 3, 6, 8, 10 y 12 Hz, a la derecha se muestra las funciones $\log_{10} [A_c(t)/A_s]^2 / K(\alpha)$ correspondientes.

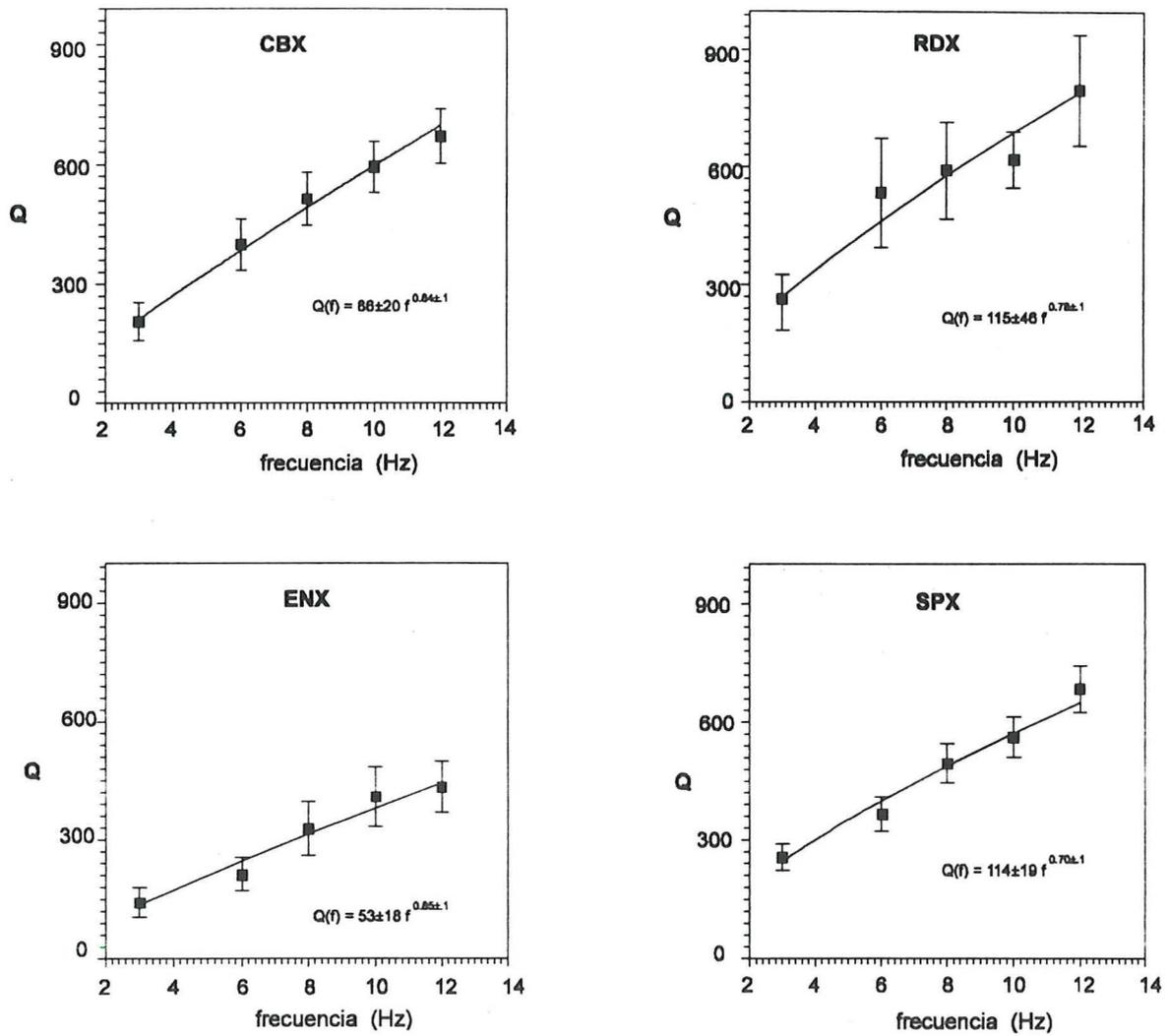


Figura 16. Q_c vs frecuencia para eventos locales a las estaciones de RESNOM. Las barras verticales indican la desviación estándar ($\pm 1\sigma$) de la estimación

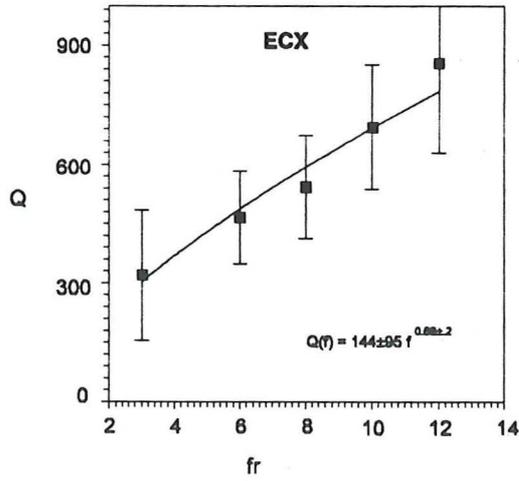
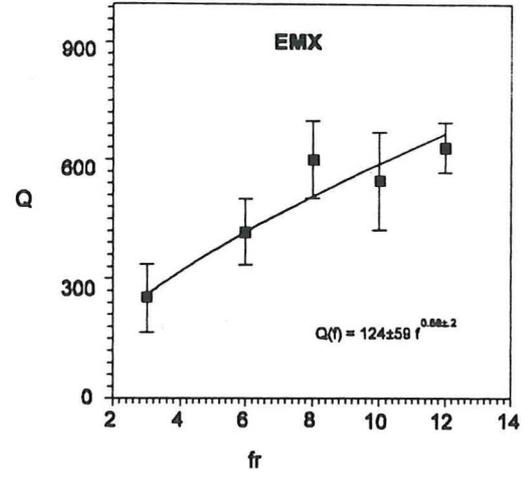
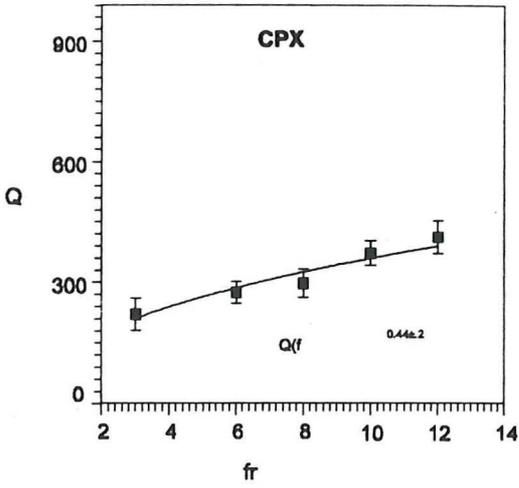


Figura 16 Cont.

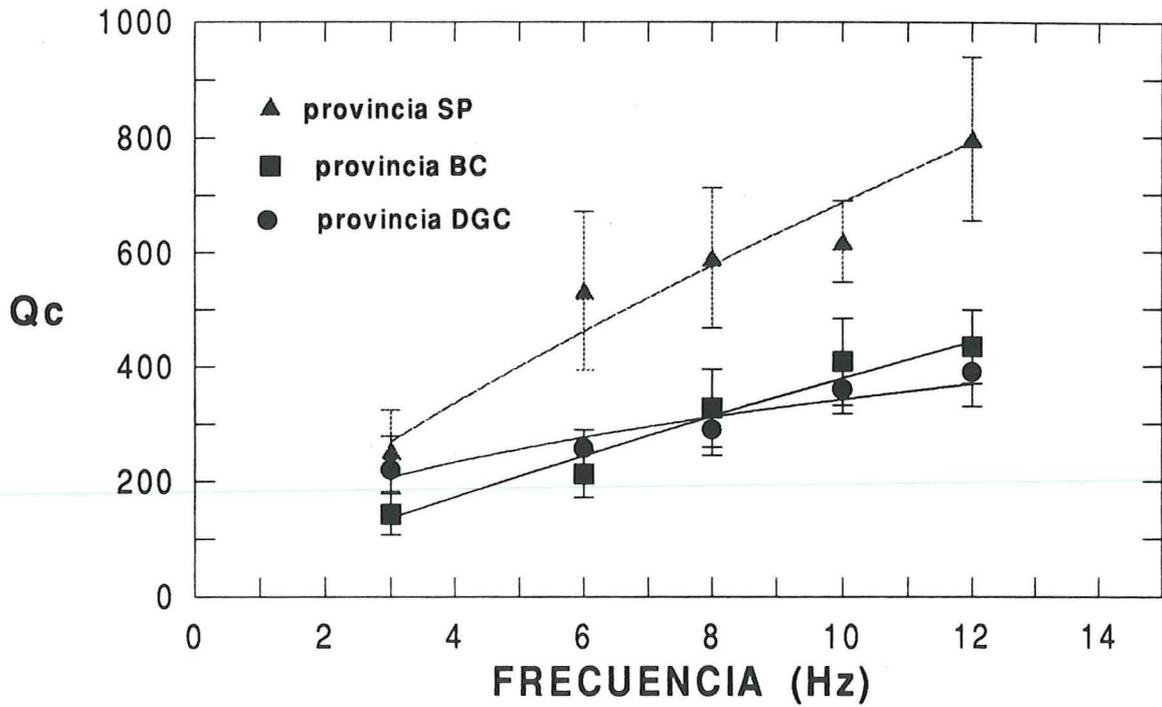


Figura 17. Q_c vs frecuencia para estaciones y eventos en la misma provincias y tiempos de muestreo de alrededor de 20 segundos. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación

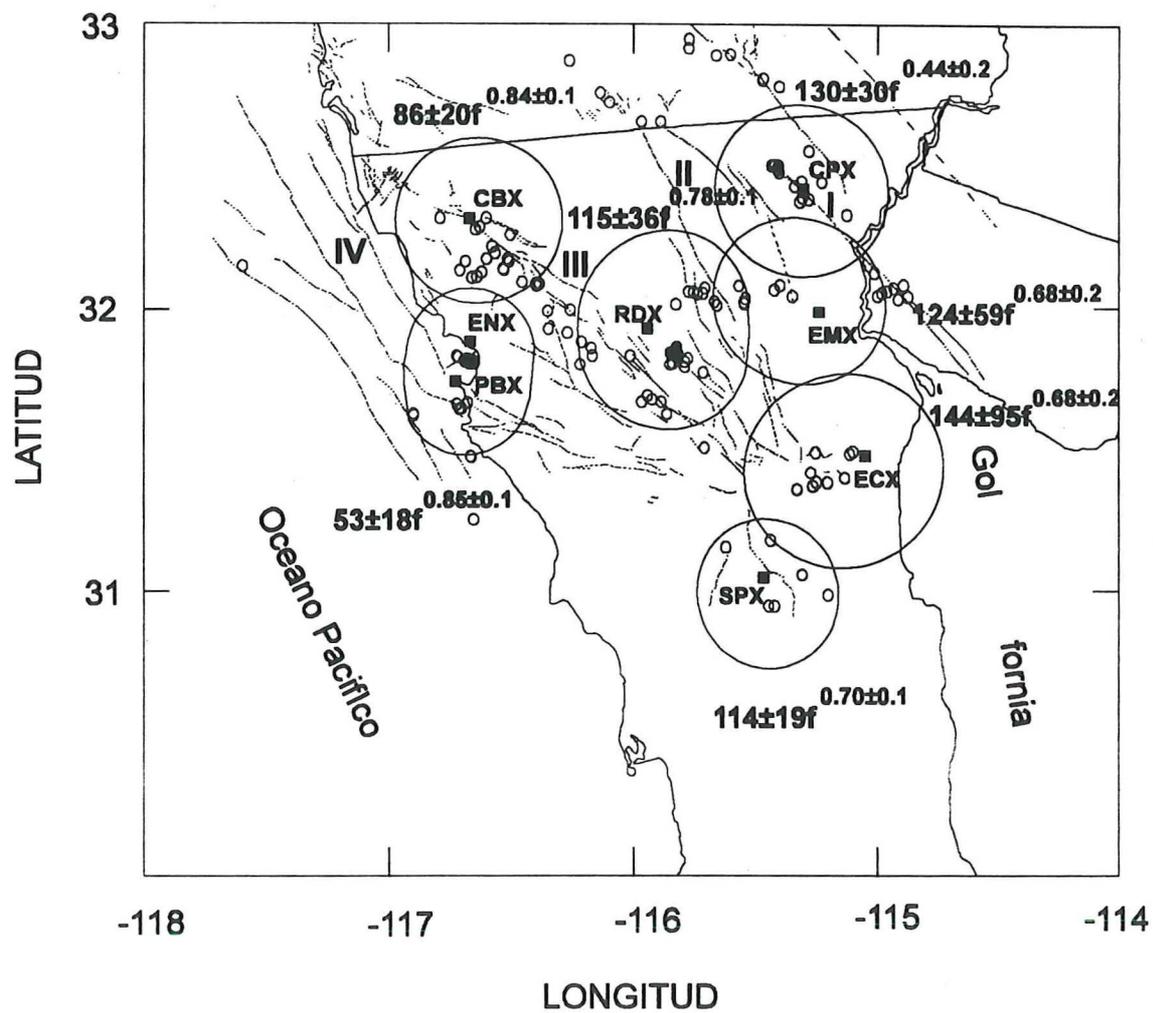


Figura 18. Proyección horizontal de los volúmenes muestreados para eventos locales a las estaciones de RESNOM.

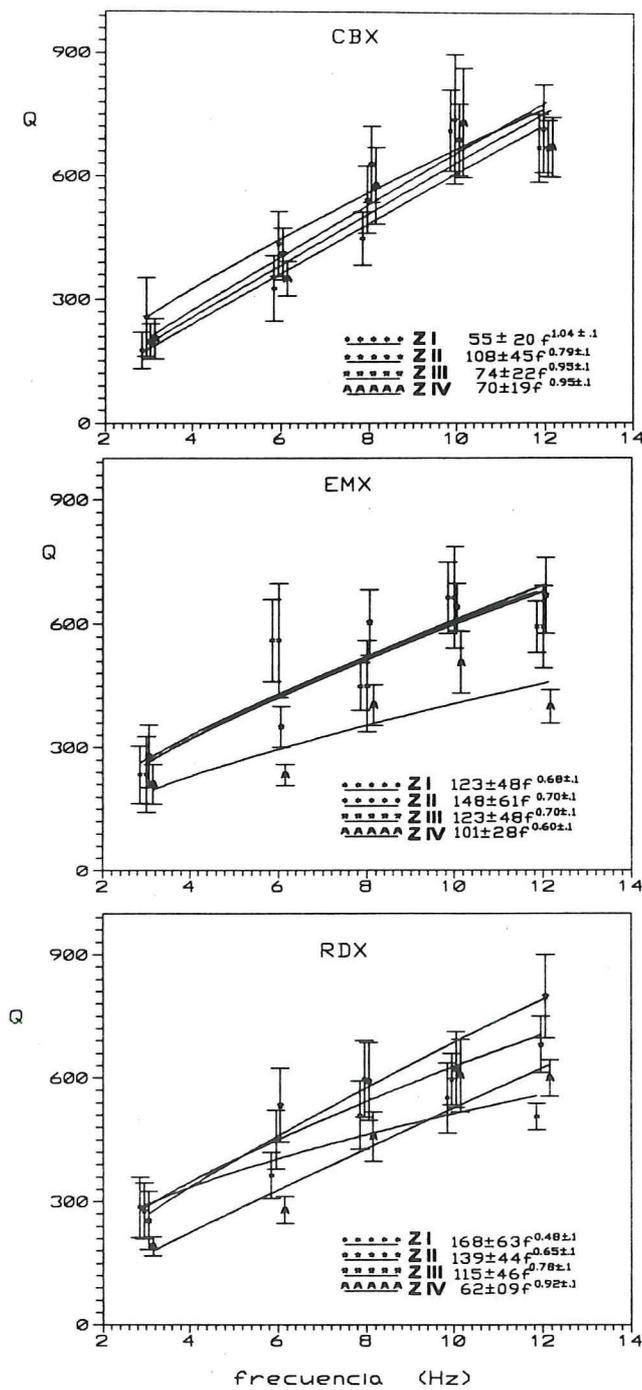


Figura 19. Q_c vs frecuencia para eventos en las diferentes zonas. Cada valor representa el promedio de todos los eventos y estaciones en una misma zona. Las barras verticales indican la desviación estandar ($\pm 1\sigma$) de la estimación

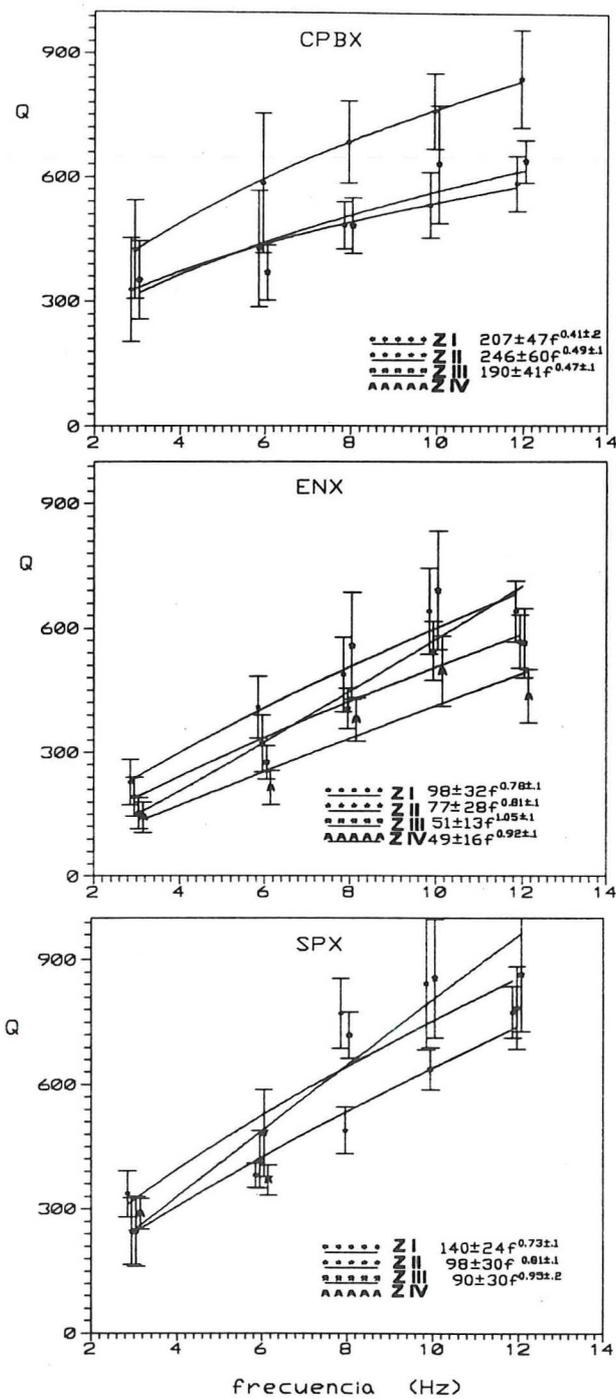


Figura 19 Cont.

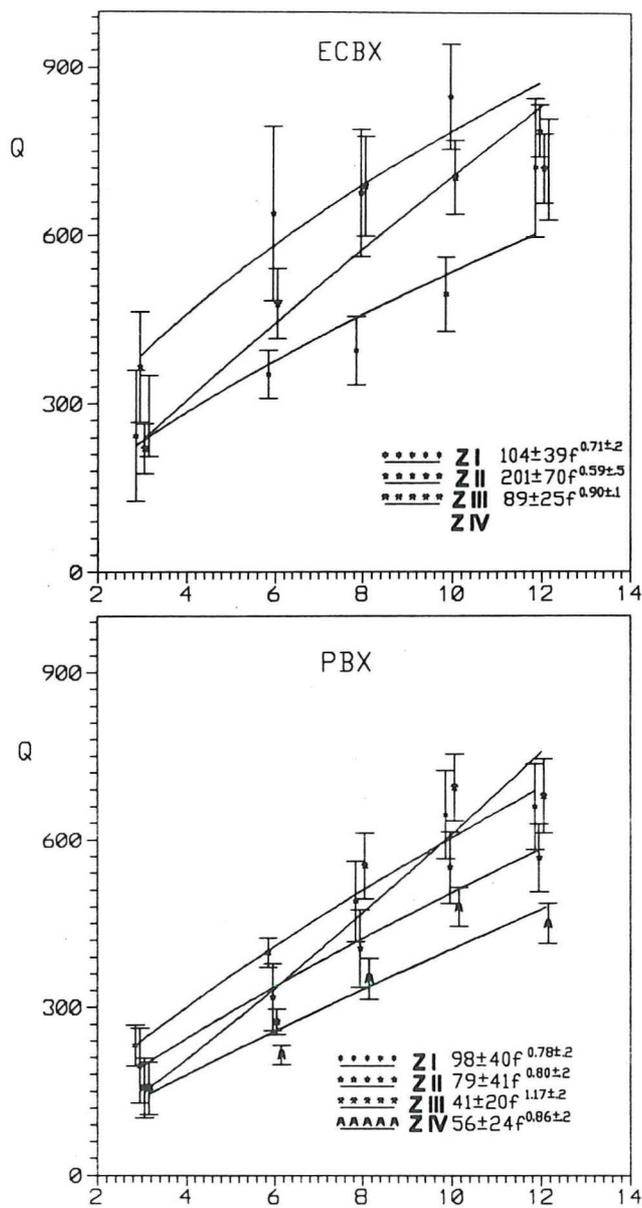


Figura 19 Cont.

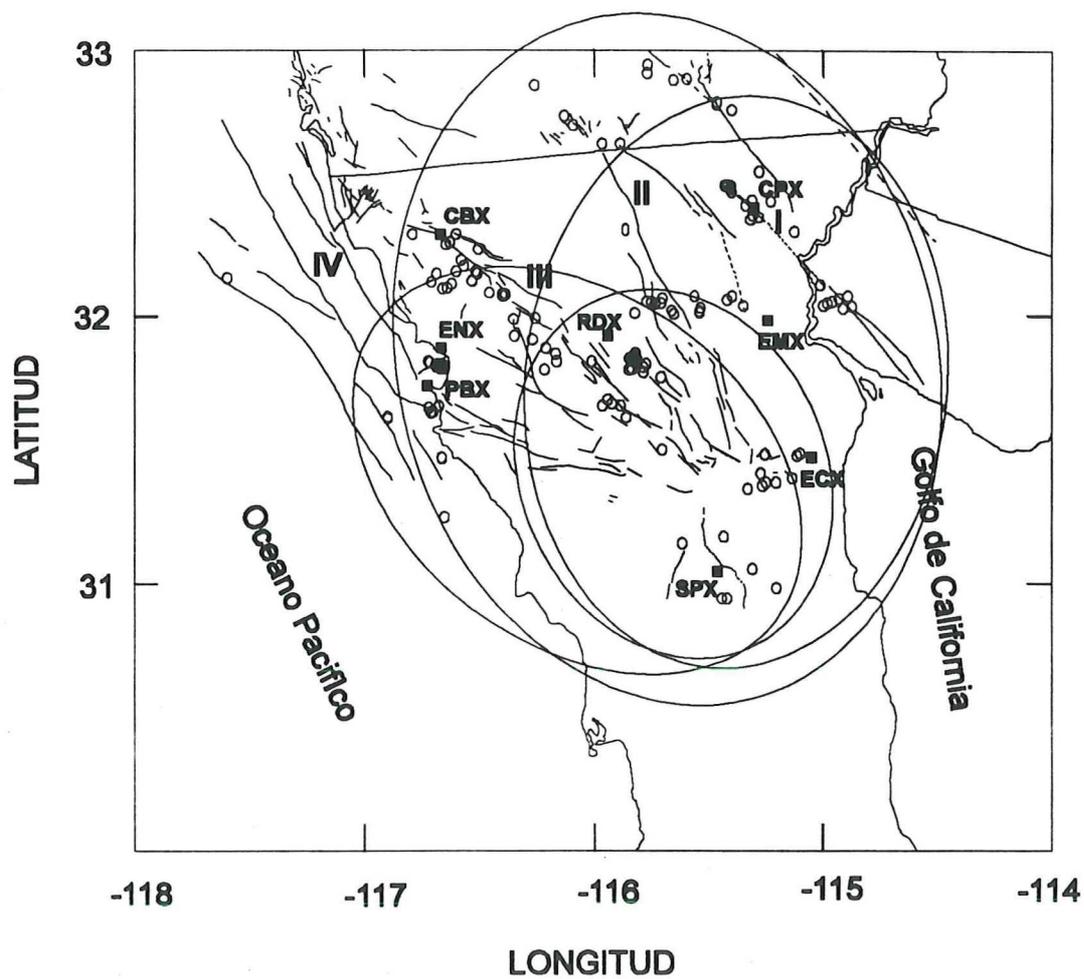


Figura 20. Proyección horizontal de los volúmenes muestreados para eventos de tres diferentes provincias y registrados en la estación SPX usando tiempos de entre 55 y 70 segundos.

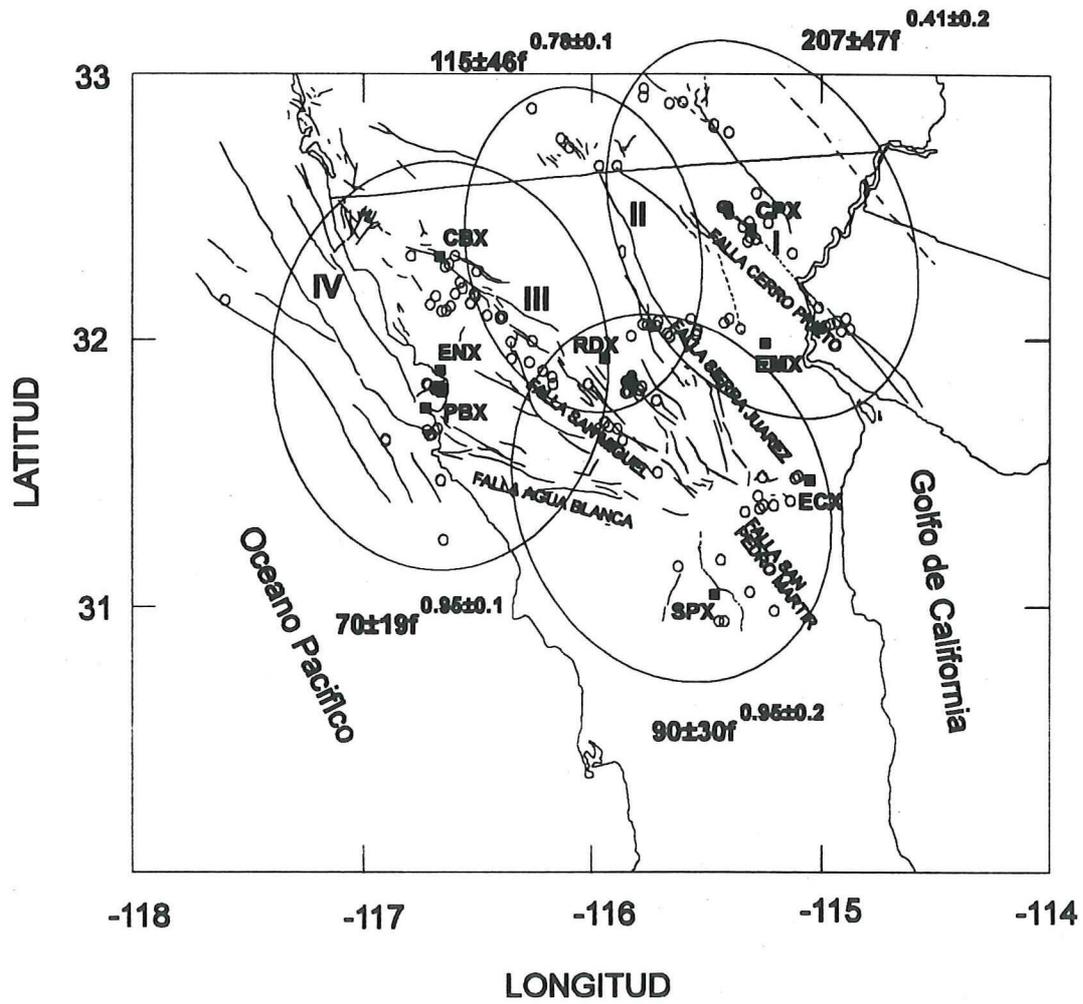


Figura 21. Proyección de algunos volúmenes muestreados para distancias de alrededor de 100 km y tiempos de entre 40 y 60 segundos.

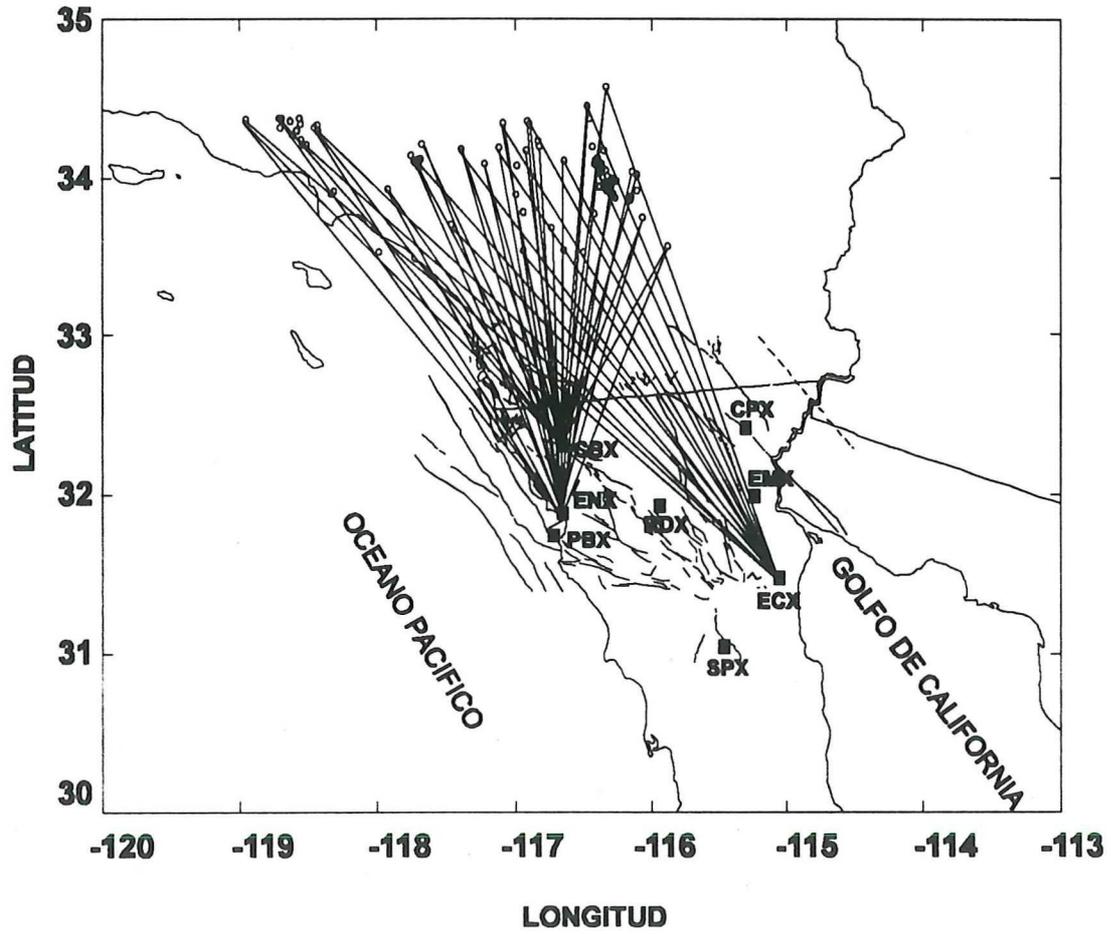


Figura 22. Distribución de eventos del sur de California y registrados por la red RESNOM. Se muestran algunas trayectorias de los epicentros a algunas de las estaciones.

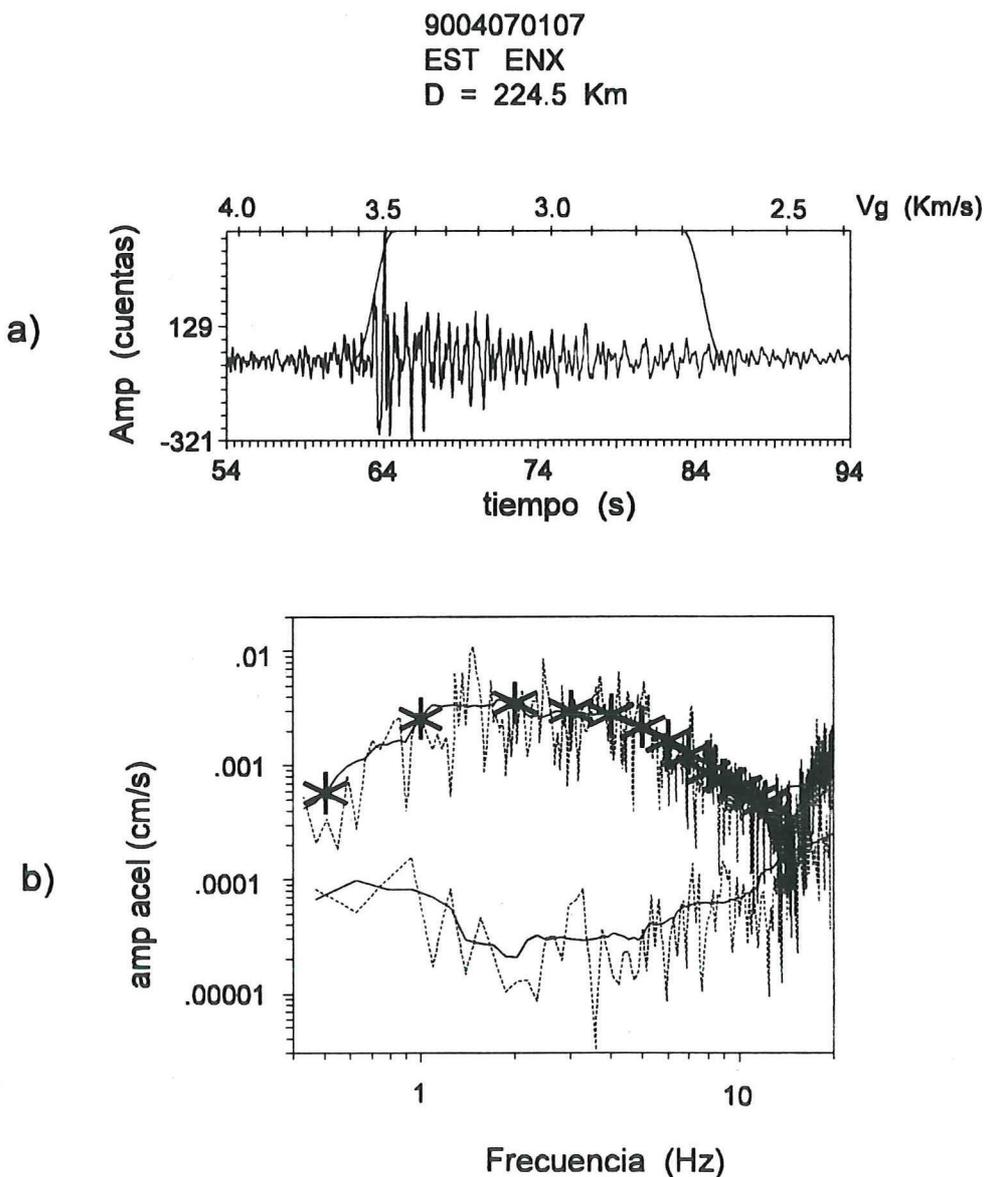


Figura 23. a) Sismograma típico de un evento registrado por la red. Las curvas suaves representan los extremos de una ventana cosenoidal (taper) dentro de la cual está contenida la fase L_g usada para el análisis. Las escalas superior e inferior indican velocidad de grupo y tiempo a partir del origen del evento. b) espectros de aceleración del tren de ondas L_g en (a) y del ruido. Las curvas suaves son los espectros suavizados sobre los cuales se obtuvieron las amplitudes descritas en el texto

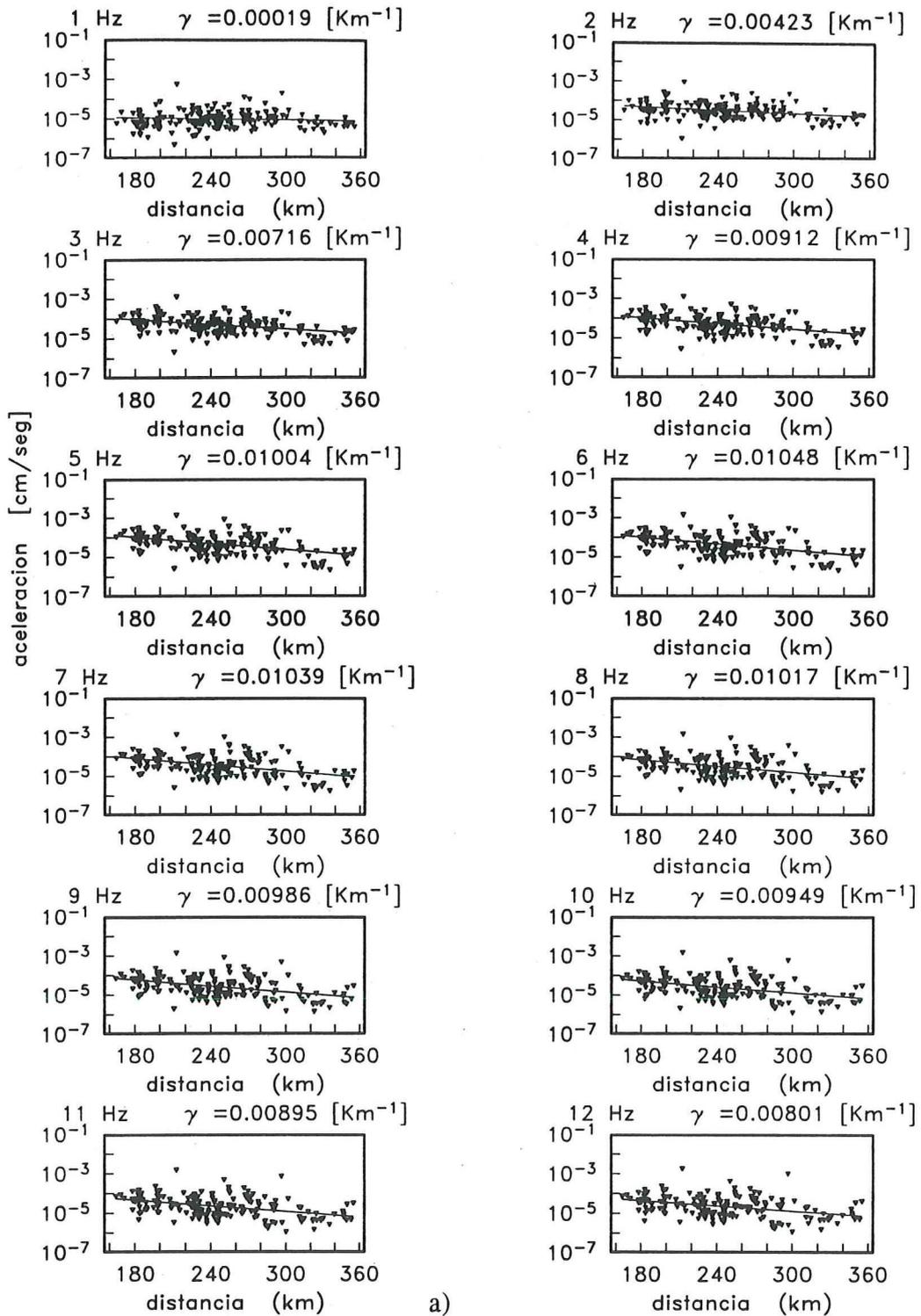
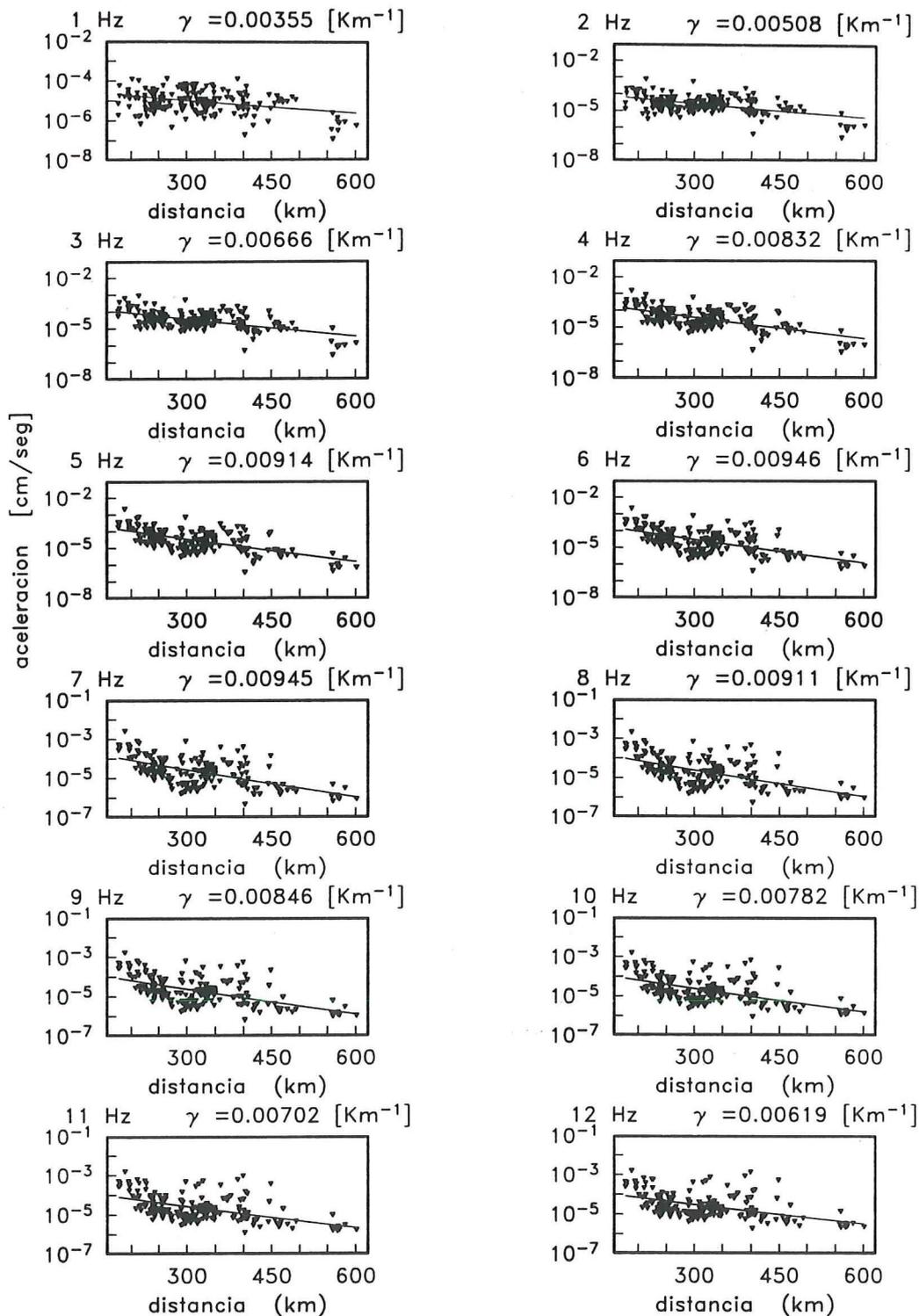


Figura 24. Amplitudes espectrales de aceleración vs distancia. Las líneas rectas son el resultado de la regresión lineal aplicado a la ecuación 30. Los valores de γ y de la frecuencia respectiva aparecen en cada gráfica. (a) amplitudes en estaciones localizadas al oeste del escarpe de Sierra Juárez y (b) amplitudes en estaciones localizadas al este.



b)

Figura 24. Cont.

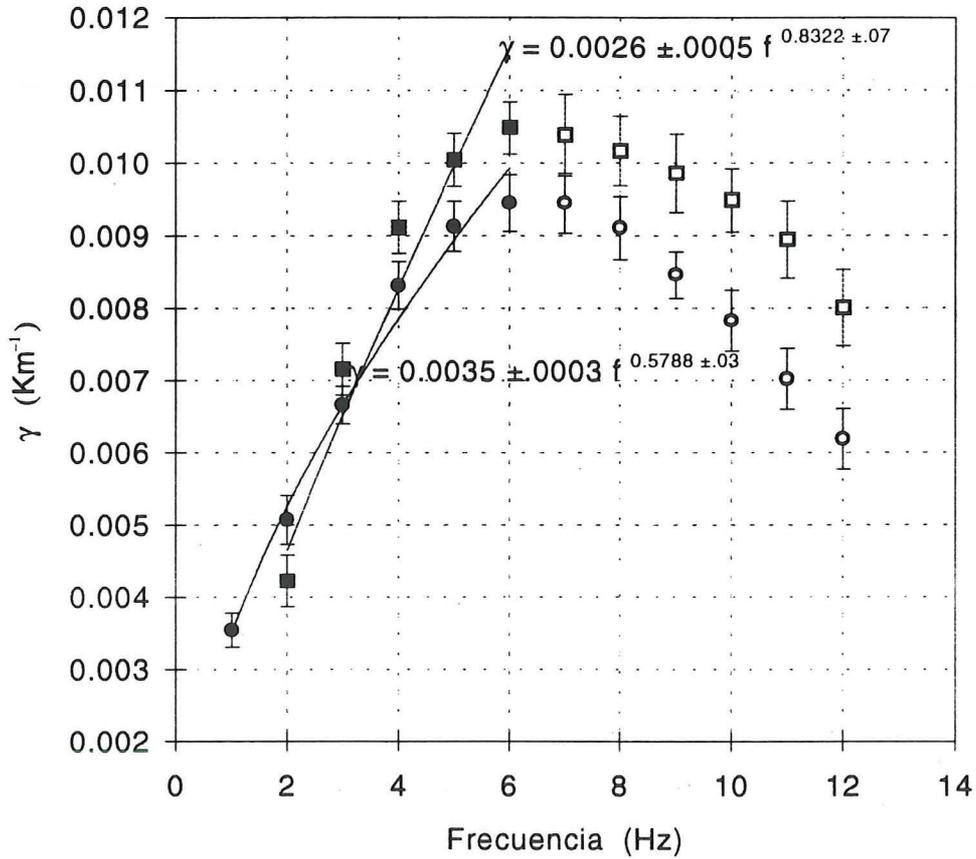


Figura 25. γ vs frecuencia en el norte de Baja California. Con círculos se indican los valores obtenidos con estaciones al este del escarpe. Los cuadrados corresponden a los valores obtenidos con estaciones al oeste. Las barras verticales indican la desviación estándar ($\pm 1\sigma$) de la estimación. Los círculos y cuadros rellenos indican el intervalo utilizado para el ajuste.

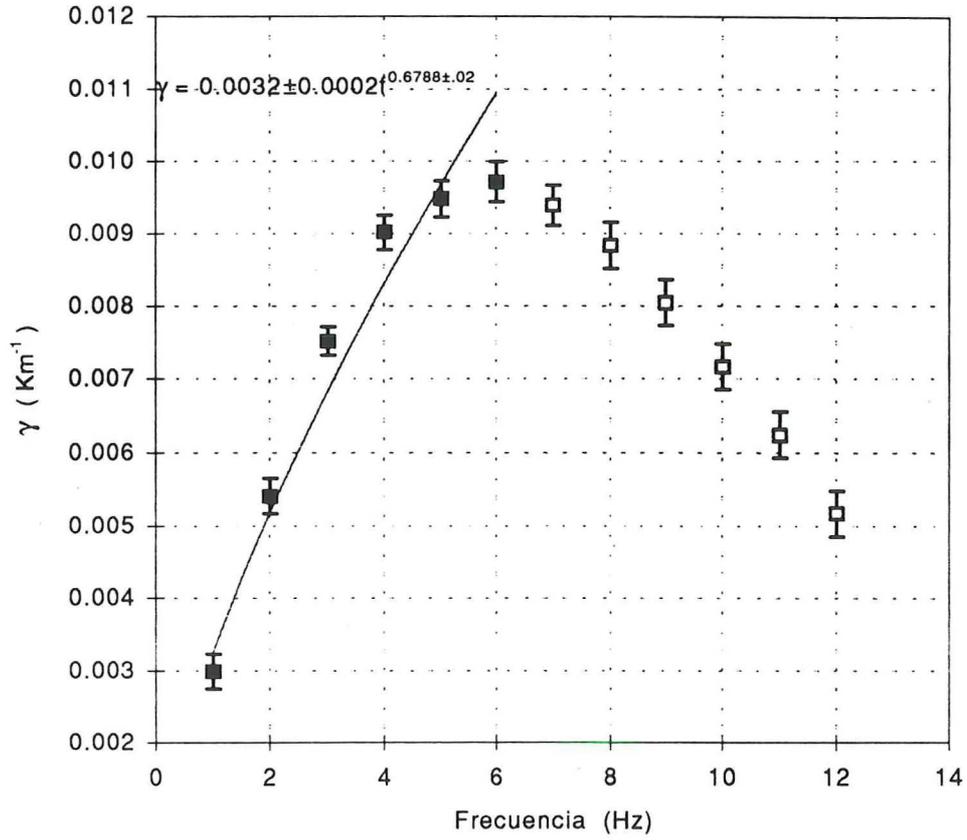


Figura 26. γ vs frecuencia usando todo el conjunto de amplitudes en la inversión

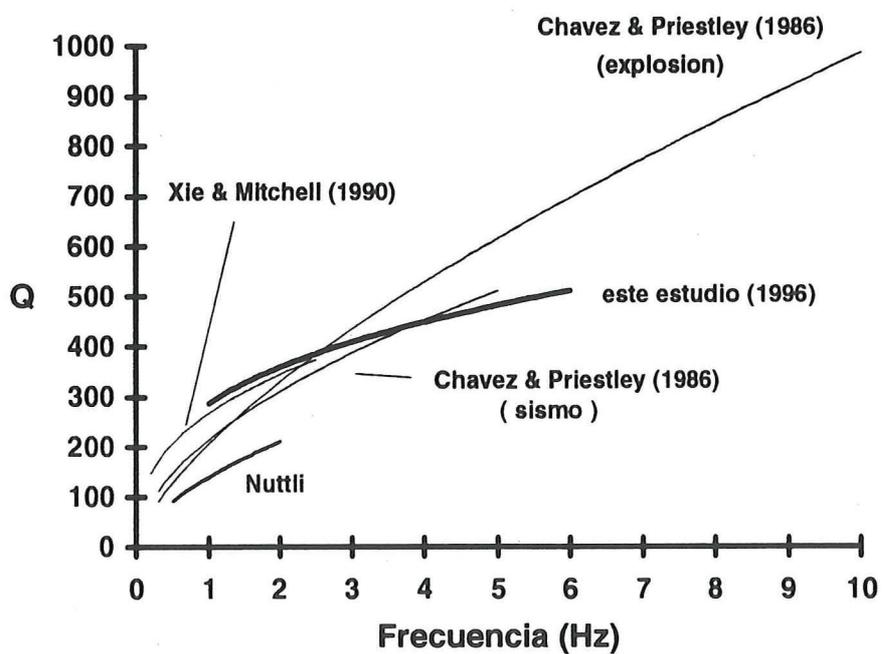


Figura 27. Comparación de $Q_{Lg}(f)$ obtenida en el presente trabajo con otros estudios en la provincia tectónica de Basin and Range.

IV VARIACIONES REGIONALES DE LA ATENUACION DE ONDAS L_g EN EL SUR DE MEXICO

IV.1 *Resumen*

Se calculó la atenuación de ondas L_g de 61 eventos localizados en la zona de subducción de la Trinchera Mesoamericana y registrados en la red sísmica digital de Laguna Verde, Veracruz. El coeficiente de atenuación anelástica γ de las ondas L_g se estimó mediante el decaimiento de las amplitudes espectrales con la distancia. Para esto, se consideraron dos trayectorias de propagación: Guerrero-Veracruz y Oaxaca-Veracruz. Suponiendo una dependencia de la frecuencia de γ de la forma $\gamma(f)=\gamma_0 f^\eta$ se encontró un valor de $\eta=0.175\pm 0.05$ en ambas regiones. Por otro lado, $\gamma_0 (=0.0071\pm 0.002)$ es menor para las trayectorias de Guerrero-Veracruz que para las de Oaxaca-Veracruz ($\gamma_0 =0.0161\pm 0.003$). Una posible explicación de la diferencia en atenuación es el estado de esfuerzos en ambos estados, la geología, la densidad de fracturas y su posible contenido de fluidos.

IV.2 *Introducción*

La zona de subducción Mexicana es una zona de alta sismicidad, capaz de generar grandes temblores como el de 1985 ($M_s=8.1$) y sus ya conocidos efectos en la ciudad de México a una distancia de 350 km del epicentro. Por lo tanto, es posible utilizar los sismos de magnitud moderada originados en la zona de subducción y registrados en la red de Laguna Verde, Veracruz para estudiar la atenuación sísmica de las ondas L_g. La fase L_g se ha asociado con la máxima aceleración del terreno durante la ocurrencia de temblores

fuerzas registradas a distancias de algunos cientos de kilómetros, es por ello que resulta de gran importancia el estudiar las características de transmisión de estas ondas, una de las cuales es la atenuación.

Se han realizado estudios en los que se ha investigado la influencia de las estructuras tectónicas en la atenuación de las ondas sísmicas en la parte central de México. Canas (1986) por ejemplo, estudió la atenuación de ondas de coda en el cinturón volcánico Mexicano (CVM) y encontró valores de Q_0 de 322 y 129 para las regiones central y este respectivamente. Él atribuyó esta diferencia a la gran cantidad de fallas que existen en la región del este. Para las regiones de Oaxaca y Chiapas, Canas y otros (1988) reportaron valores de Q_0 de 207 y 211 respectivamente y un valor de η de 0.4 para ambas regiones en el rango de frecuencias de 0.7 a 1.7 Hz. Ordaz y Singh (1992) encontraron una relación de $Q(f)=273f^{0.66}$ en el rango de frecuencias 0.2 a 10 Hz para la región de Guerrero. Castro y otros (1994) realizaron un estudio comparativo de datos publicados de Q en las zonas de Guerrero y Oaxaca y encontraron que la atenuación de las ondas sísmicas es menor en la región de Guerrero que en la de Oaxaca por un factor que puede llegar a ser hasta de 5.

En el presente estudio se analiza el decaimiento de la amplitud del tren de ondas L_g para eventos localizados principalmente a lo largo de la zona de subducción en las regiones correspondientes a los estados de Guerrero y Oaxaca registrados en la red sísmica digital de Laguna Verde, Veracruz. Se interpretan los resultados en términos de las diferentes provincias geotectónicas que atraviesan para cada una de las trayectorias.

Las principales estructuras geotectónicas en el sur de México son las terrazas cristalinas mapeadas por Ortega (1981) (Figura 28). El complejo Xolapa que cubre la mayor parte de Guerrero y parte de Oaxaca consiste de rocas cristalinas típicas de margen continental. Ortega (1981) estimó que este complejo tiene como mínimo 10 km de espesor y ha sido fechado como Paleozoico-Mesozoico (66-570 millones de años). En Oaxaca por otra parte, existen rocas ígneas y metamórficas con al menos 17 km de espesor conformando el complejo Oaxaqueño con una antigüedad de hasta 1500 millones de años (Proterozoico).

IV.3 Datos

Para el estudio de atenuación de ondas Lg se escogieron 46 eventos con magnitudes m_b entre 4.1 y 6.5 localizados en las regiones de Guerrero y Oaxaca y registrados por la red de sismógrafos instalados alrededor de la planta nucleoelectrica de Laguna Verde, Veracruz entre enero de 1992 y agosto de 1994. La red consiste de 10 estaciones digitales de las operando con sismómetros Mark L-4C con período natural de 1 segundo. Durante este periodo de tiempo el CICESE instaló un sensor de banda ancha en la zona habitacional del personal de la CFE como a 2 km al sur de de la planta, el cual consiste de un sensor Guralp con respuesta plana entre 0.33 y 50 Hz y un acelerómetro Kinematics WR1 con período natural de 20 Hz y sensibilidad de 10 [cm/s^2], conectados a una grabadora Kinematics SSR-1 (estación LV en la Figura 28). Las distancias fuente-estación están entre 285 y 640 km. Las localizaciones epicentrales fueron tomadas del boletín del Servicio Sismológico Nacional (SSN). En la Figura 28 se muestran tanto las localizaciones de los eventos

estudiados (círculos vacíos) como la distribución de las estaciones (cuadros llenos). La Tabla VIII contiene información más detallada de los eventos usados. A pesar de que se tienen registros de la red desde 1991, el sismómetro Guralp empezó a registrar hasta febrero de 1992. El banco de datos consiste en alrededor de 100 sismogramas de componente vertical de todas las estaciones.

IV.4 Método

El modelo de interpretación usado para estimar la atenuación de las ondas L_g en el sur de México se describe con detalle en el capítulo anterior. Se aplica una regresión al modelo simple representado por la ecuación (29) que representa la densidad espectral de la aceleración del terreno como función de la distancia y la magnitud. El factor de dispersión geométrica $G(R)$ escogido en este caso es el mismo que el usado por Canas (1986) y es de la forma $G(R)=R^{-0.833}$. El procesado de la información también es similar. Se escogió una ventana de tiempo tal que incluyera al tren de ondas L_g , para lo cual se limitó entre las velocidades de grupo de 2.9 a 3.8 km/s. Se suavizaron los extremos con una función cosenoidal y se calculó el espectro de Fourier suavizado corregido por el efecto del instrumento. El ruido fué removido suponiendo una ley aditiva. Un ejemplo de este proceso es el que aparece en la Figura 29, donde se grafican los registros de los 2 tipos de sensores usados. El primero (a) corresponde a un sensor de 1 segundo de periodo y el otro, corresponde al del sensor Guralp (b). Se puede apreciar en el registro del sensor con periodo de 1 segundo (a) el carácter dispersivo de las ondas. Los espectros de ambos registros se

muestran en la parte inferior ((c) y (d) respectivamente). Las amplitudes tomadas del espectro suavizado también aparecen en la Figura indicadas por las estrellas. En este caso se tomaron para el análisis, las amplitudes a la frecuencia 0.5 Hz y a las frecuencias enteras entre 1 y 10 Hz.

IV.5 Resultados

Las Amplitudes a las diferentes frecuencias mencionadas en la sección anterior para las 2 trayectorias, así como la recta obtenida del ajuste de la regresión, se muestran en la Figura 30 (trayectorias Guerrero-Veracruz (a) y Oaxaca-Veracruz (b)). La Tabla IX muestra los resultados de la regresión para las 2 zonas. A la derecha de cada valor de γ , $\log(k)$ y b se muestra su desviación estandar (1σ). Con el fin de evaluar la calidad del ajuste, se calcularon las amplitudes teóricas con la ecuación (29) en las frecuencias ya mencionadas para algunos eventos escogidos al azar y las comparamos con los espectros observados. En la Figura 31 se muestra esta comparación para 4 eventos, dos de la región de Guerrero (a y b) y dos de la región de Oaxaca (c y d) registrados por diferentes estaciones. Las estaciones LVG y LVW corresponden a la misma estación pero con diferentes sensores, Guralp y WR1 respectivamente, las otras dos son con sensores de 1 segundo. Las amplitudes teóricas son los cuadros vacíos. El ajuste no es exacto debido a que los valores teóricos representan la media para todos los eventos de cada región sin embargo, se puede ver que el decaimiento con la frecuencia se define bastante bien en todos los casos. Una vez obtenidos los valores de γ para cada región, se graficaron como función de la frecuencia en la Figura 32. Los

triángulos representan los valores de γ para las trayectorias de los eventos en la región de Oaxaca y los cuadros para los de Guerrero. Las barras verticales indican la desviación estandar de las estimaciones (1σ). Se puede ver en ambos casos un incremento claro de los valores de γ con la frecuencia de 2 hasta 7 Hz. Los valores de γ para las frecuencias altas no siguen esta tendencia, probablemente debido a que para estas frecuencias, las amplitudes del registro estén contaminadas por la contribución de las ondas S_n como lo sugieren Shin and Herrmann (1987) o Woodgold (1990). Los errores en la estimación de γ a bajas frecuencias son muy grandes, además el comportamiento es errático, por lo que no se consideraron estos valores de γ . Dentro de este intervalo se ajustó una función de la forma $\gamma(f)=\gamma_0 f^n$. Aplicando el criterio de mínimos cuadrados para describir el comportamiento de γ con la frecuencia se obtuvieron las siguientes relaciones

$$\gamma(f)=0.0071\pm 0.0002f^{0.165\pm 0.047}, \text{ para la región de Guerrero} \quad (33)$$

y

$$\gamma(f)=0.0161\pm 0.003f^{0.185\pm 0.045}, \text{ para la región de Oaxaca.} \quad (34)$$

Usando las relaciones (32) y suponiendo una velocidad de grupo de 3.4 km/s, se obtuvo un factor de calidad $Q_{Lg}(f)=134\pm 30f^{0.83\pm 0.2}$ para las trayectorias a partir de eventos de la región de Guerrero y $Q_{Lg}(f)=59\pm 10f^{0.81\pm 0.2}$ para las de Oaxaca.

En la Figura 33 se muestran los valores del coeficiente dependiente de la magnitud b en la ecuación (29), obtenidos de la regresión, graficados como función de la frecuencia. Se puede ver en ambos casos un decremento monótonico con la frecuencia para el intervalo de frecuencias usado en el análisis de γ .

IV.6 Discusión y conclusiones

Se obtuvieron relaciones del coeficiente de atenuación γ de las ondas L_g como función de la frecuencia para las trayectorias que van desde la zona de subducción hasta el estado de Veracruz. Suponiendo una velocidad de 3.4 km/s se estimó el factor de calidad $Q_{lg}(f)$ para dos trayectorias: Guerrero-Veracruz y Oaxaca-Veracruz. Las funciones obtenidas fueron: $Q_{lg}(f) = 134 \pm 30 f^{0.83 \pm 0.2}$ para las trayectorias Guerrero-Veracruz y $Q_{lg}(f) = 59 \pm 10 f^{0.81 \pm 0.2}$ para las trayectorias Oaxaca-Veracruz. Esta última relación es similar a la obtenida por Castro y Munguía (1993) para ondas S (ellos obtuvieron $Q_s = 56f$). El decremento con la frecuencia del coeficiente de magnitud b para el rango de magnitudes involucradas en el presente estudio de 4.1 a 6.1 está de acuerdo con la observación de que los eventos de mayor magnitud son más ricos en energía de bajas frecuencias (McGuire, 1978). Los valores de γ obtenidos muestran que el centro y sur de México está caracterizado por valores bajos de Q del mismo orden que los observados en diversas regiones tectónicamente activas (Xie y Mitchel, 1990; Chávez y Priestley, 1986; Domínguez y Rebollar, 1997, entre otros).

Suponiendo una relación funcional de Q_{lg} de la forma $Q(f) = Q_0 f^\eta$, se observó que η es básicamente la misma para las 2 trayectorias ($\eta \approx 0.17$). Por otro lado, Q_0 para la trayectoria Guerrero-Veracruz es mayor por un factor de 2 respecto de la trayectoria Oaxaca-Veracruz. Este resultado se puede interpretar en función de las características físicas de ambas trayectorias. La energía sísmica de la primera trayectoria, atraviesa por los complejos Xolapa, Acatlán y Tierra Caliente, mientras que la segunda atraviesa los complejos Xolapa,

Oaxaqueño y los epimetamórficos (Figura 28). Una primera diferencia evidente en la figura son las edades de los diferentes complejos. Por el lado de Guerrero, el complejo Acatlán está fechado como Cámbrico (~570 m.a.) y el de Tierra caliente es más joven aún (66-245 m.a.). En el lado de Oaxaca en cambio el complejo Oaxaqueño es 3 veces más viejo que el de Acatlán, está fechado como Proterozoico con rocas de alrededor de 1500 millones de años (Ortega, 1981). Se han hecho correlaciones entre la edad de la corteza y la atenuación de las ondas sísmicas, las cortezas más jóvenes tienden a mostrar valores más bajos de Q respecto a las más antiguas (Sipkin and Jordan, 1980; Jin et al., 1985). Los resultados de este estudio, sin embargo, no están de acuerdo con esta última aseveración. La atenuación de ondas sísmicas en nuestro caso, es mayor para las trayectorias que atraviezan los complejos mas viejos (Oaxaca). Castro y otros (1994) encontraron también, de un análisis comparativo de valores publicados de Q de ondas de coda y de S que la atenuación de ondas es menor en Guerrero que en Oaxaca por un factor que puede llegar a ser de hasta 5. Ellos sugirieron que esto podría deberse al estado de esfuerzos prevalente en la época que se hicieron las mediciones o a que la corteza más vieja pudiera estar mas fracturada y probablemente con un mayor contenido de fluídos. Una segunda diferencia entre ambas regiones es la geología. Oaxaca está caracterizado por tener una estructura compleja además de mostrar una mayor deformación que la zona vecina de Guerrero (Delgado y Carballido, 1990). Los procesos de metamorfismo que dieron lugar a las rocas observadas en ambas zonas son también diferentes. Por un lado, en Guerrero predominan evidencias de un metamorfismo de contacto, los mármoles y esquistos son comunes Por el otro, el metamorfismo regional es el que predomina en Oaxaca, los esquistos y gneises abundan por todo el estado. El estado de

esfuerzos en la corteza cerca de la zona de subducción y más adentro en el continente, puede depender entre otros factores, de la velocidad de subducción, del acoplamiento entre las placas o de la inclinación de la placa en subducción. En el caso de la placa de Cocos, existe un cambio de inclinación de la placa debajo de Oaxaca respecto a Guerrero. En la Figura 35 se muestran unos contornos de isoprofundidad de la zona de Wadati-Benioff tomados de Singh y Mortera (1991) y Pardo y Suárez (1995). Singh y Mortera (1991) sugieren que la abundancia relativa de eventos intermedios en Oaxaca y su relativa ausencia en Guerrero, indican una diferencia en el carácter mecánico de la placa en subducción cerca de los 99° W, esto es, en el límite entre las regiones de Guerrero y Oaxaca. No se pueden hacer correlaciones con flujo de calor pues no existen, hasta donde se sabe, mediciones en Oaxaca y sólo existen unas cuantas en Guerrero. En conclusión, se encontró que la atenuación de las ondas L_g es mayor a lo largo de las trayectorias Oaxaca-Veracruz respecto de las trayectorias Guerrero-Veracruz. Esta diferencia se puede atribuir a la geología, al estado de esfuerzos producto del acoplamiento entre las placas Cocos y Norteamericana debajo de Guerrero y Oaxaca, o al mayor fracturamiento de la corteza en la zona de Oaxaca producto de la deformación y un probable incremento del contenido de fluidos debido a éste fracturamiento.

Tabla VIII Eventos usados para el análisis de atenuación de ondas L_g

NE	FECHA	LATITUD	LONGITUD	PROF.	MAG
1	910528 0056	38.3	16 52.2	99 48.6	22 4.8
2	910902 1357	8.8	15 49.8	97 06.6	20 4.4
3	911004 2013	51.6	16 02.4	97 57.0	04 4.1
4	911012 1859	21.8	15 24.0	98 27.0	05 4.4
5	911026 1527	58.3	15 37.2	96 13.8	03 4.4
6	911107 1746	24.0	15 45.0	98 24.0	11 4.7
7	911209 1405	54.9	16 35.4	98 47.4	22 4.3
8	920108 1804	42.2	15 14.4	95 24.6	12 4.9
9	920127 1658	32.6	15 53.4	97 02.4	10 4.4
10	920209 0400	20.1	16 00.0	96 15.0	20 4.8
11	920212 1156	56.3	17 49.0	101 36.0	78 5.0
12	920302 2140	31.3	16 06.0	96 52.2	41 4.1
13	920310 0614	37.5	16 03.6	98 18.6	05 4.5
14	920310 1145	57.7	15 49.8	98 15.0	15 4.5
15	920331 2056	36.4	17 13.8	101 18.0	20 5.2
16	920331 2125	0.9	17 21.6	101 18.0	17 4.9
17	920401 0031	51.2	17 15.6	101 14.4	44 4.9
18	920426 2053	37.0	16 42.6	100 13.2	05 4.8
19	920802 1254	43.8	17 06.6	100 18.6	38 4.8
20	921016 1728	18.0	16 24.6	99 15.0	24 4.9
21	921103 1706	1.9	16 55.8	98 33.0	28 4.6
22	921108 1645	50.8	16 06.0	98 04.2	30 4.4
23	921224 1850	48.1	16 31.2	99 23.4	40 4.9
24	921224 1901	21.0	16 26.4	99 26.4	34 4.7
25	930204 1955	28.5	16 09.0	99 30.0	14 4.3
26	930223 1348	6.7	15 59.7	96 51.0	15 4.4
27	930311 2043	59.4	18 18.6	101 43.8	12 5.1
28	930318 1851	8.0	17 21.6	101 26.4	34 4.7
29	930331 1018	15.5	17 10.8	101 01.2	08 5.3
30	930402 0622	24.4	16 01.2	96 43.2	35 4.6
31	930515 0310	40.1	16 25.8	98 44.4	33 5.8
32	930910 1051	43.6	16 34.2	98 56.4	20 4.8
33	931024 0753	18.6	16 32.4	98 58.8	19 6.5
34	931106 0747	30.3	16 24.0	98 55.8	05 4.9
35	931219 1857	37.6	16 58.2	97 27.0	55 4.7
36	940209 0003	36.0	16 26.4	96 00.6	59 4.9
37	940514 0654	54.1	16 15.0	99 10.2	17 4.8
38	940517 0716	9.1	16 03.0	96 27.0	16 4.5
39	940523 0142	54.1	17 58.2	100 40.2	20 5.6
40	940604 0840	14.7	16 07.8	99 17.4	22 4.8
41	940704 2138	2.7	14 49.8	97 18.6	19 6.1
42	940709 0220	19.7	15 54.6	97 33.6	21 4.5
43	940712 0549	19.7	18 07.2	100 30.0	62 4.5

Tabla IX Resultados de la inversión de la ecuación (30) para los eventos de la zona de subducción en las regiones de Guerrero y Oaxaca registrados en la red de Laguna Verde Veracruz

Guerrero

Frecuencia (Hz)	γ (km^{-1})	σ	$\log_{10}(k)$	σ	b	σ
2	0.0079	0.0005	-5.596	0.359	3.145	0.202
3	0.0084	0.0005	-4.921	0.282	2.884	0.165
4	0.0090	0.0005	-4.714	0.251	2.773	0.148
5	0.0094	0.0005	-4.623	0.244	2.679	0.141
6	0.0096	0.0005	-4.655	0.257	2.617	0.144
7	0.0098	0.0005	-4.757	0.264	2.621	0.145

Oaxaca

Frecuencia (Hz)	γ (km^{-1})	σ	$\log_{10}(k)$	σ	b	σ
2	0.0189	0.0012	-5.959	0.383	4.324	0.278
3	0.0190	0.0010	-5.097	0.276	3.925	0.212
4	0.0207	0.0008	-4.605	0.170	3.777	0.139
5	0.0219	0.0006	-4.305	0.126	3.671	0.107
6	0.0227	0.0008	-3.927	0.131	3.480	0.116
7	0.0228	0.0008	-3.756	0.130	3.332	0.115

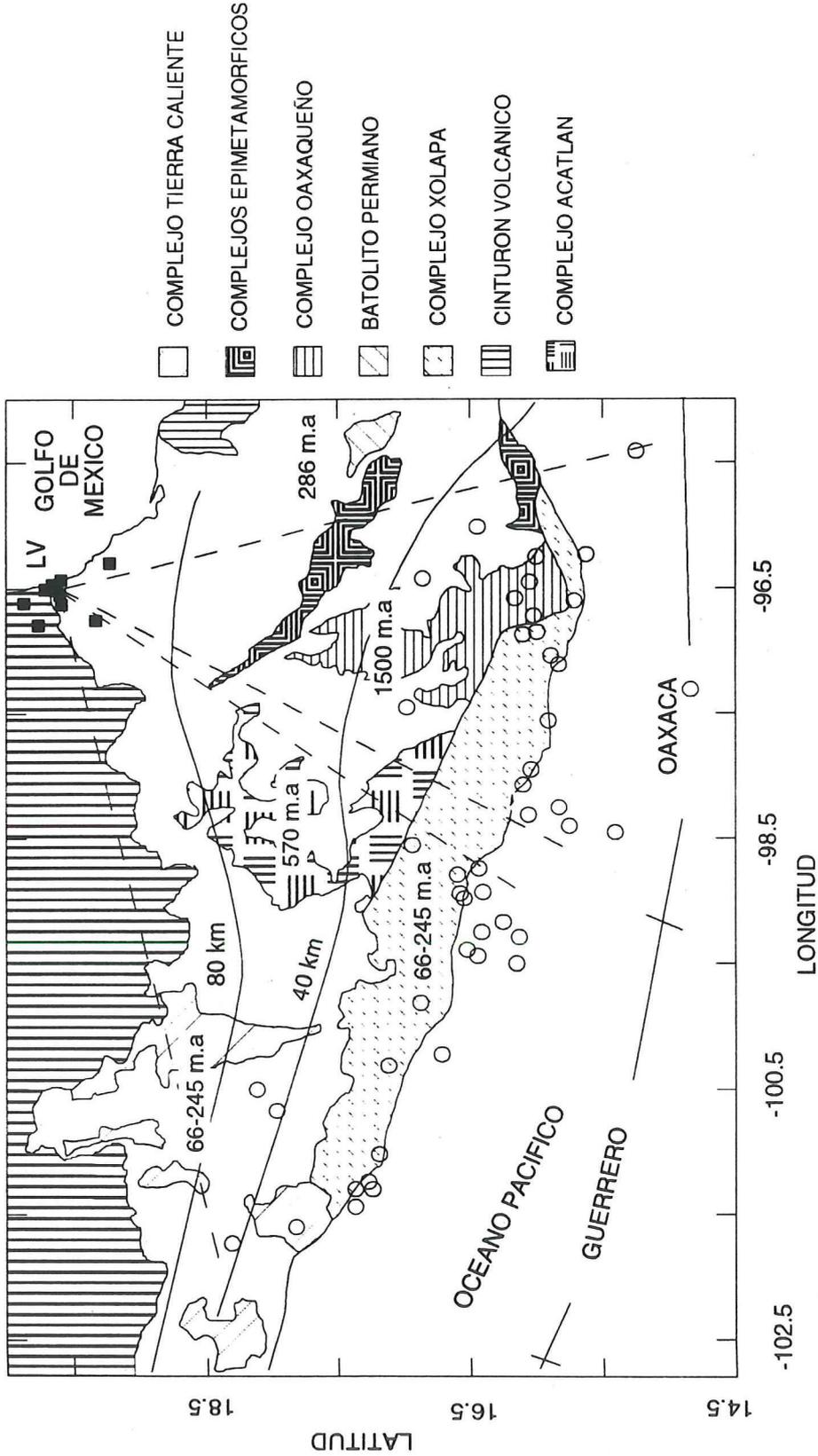


Figura 28. Mapa geológico modificado de Ortega (1981). Los círculos son los epicentros. Las líneas discontinuas indican la zona cubierta por las diferentes trayectorias para cada área. Las líneas continuas son contornos de iso-profundidad de la parte superior de la placa de Cocos de acuerdo con Singh y Mortera (1991) y Pardo y Suárez (1995). Los cuadros rellenos representan las estaciones de la red sísmológica de Laguna Verde Veracruz.

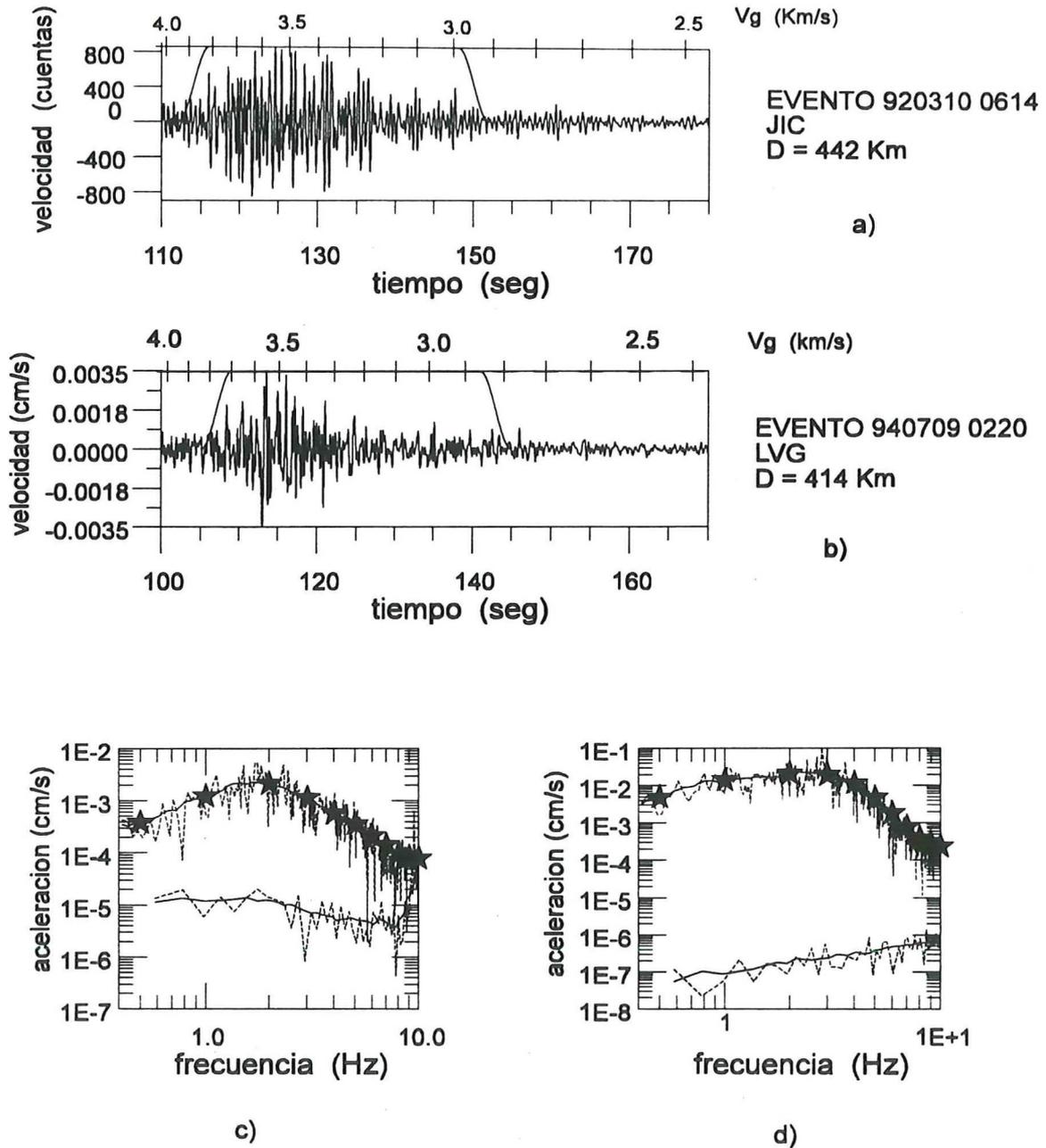


Figura 29. Ejemplo de sismogramas mostrando la fase L_g usada para el análisis. (a) para un evento de Oaxaca registrado en la estación JIC y (b) para un evento de Guerrero registrado en la estación LVG. Las escalas superior e inferior son velocidad de grupo y tiempo a partir del origen del evento respectivamente. Las curvas suaves representan los extremos de una ventana cosenoidal (taper) usada para suavizar los extremos. (c) y (d) son los espectros de aceleración del tren de ondas L_g en (a) y (b) respectivamente y los espectros del ruido. Las curvas suaves son los espectros suavizados sobre los cuales se obtuvieron las amplitudes descritas en el texto.

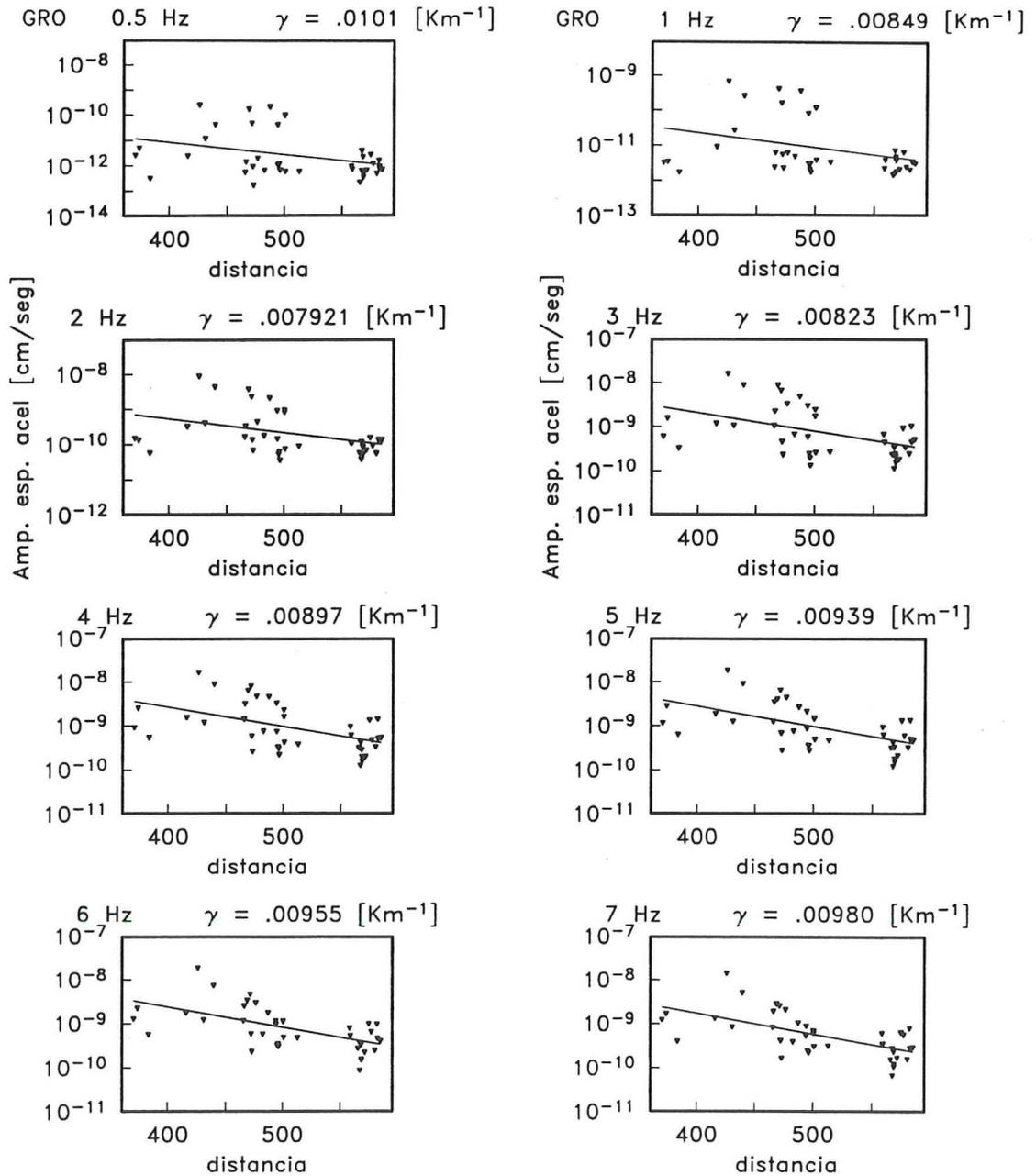


Figura 30. Amplitudes espectrales de aceleración vs distancia. Las líneas rectas son el resultado de la regresión lineal aplicada a la ecuación 30. Los valores de γ y de la frecuencia respectiva aparecen en cada gráfica. (a) amplitudes de eventos localizados en la región de Guerrero y (b) amplitudes de eventos localizados en Oaxaca.

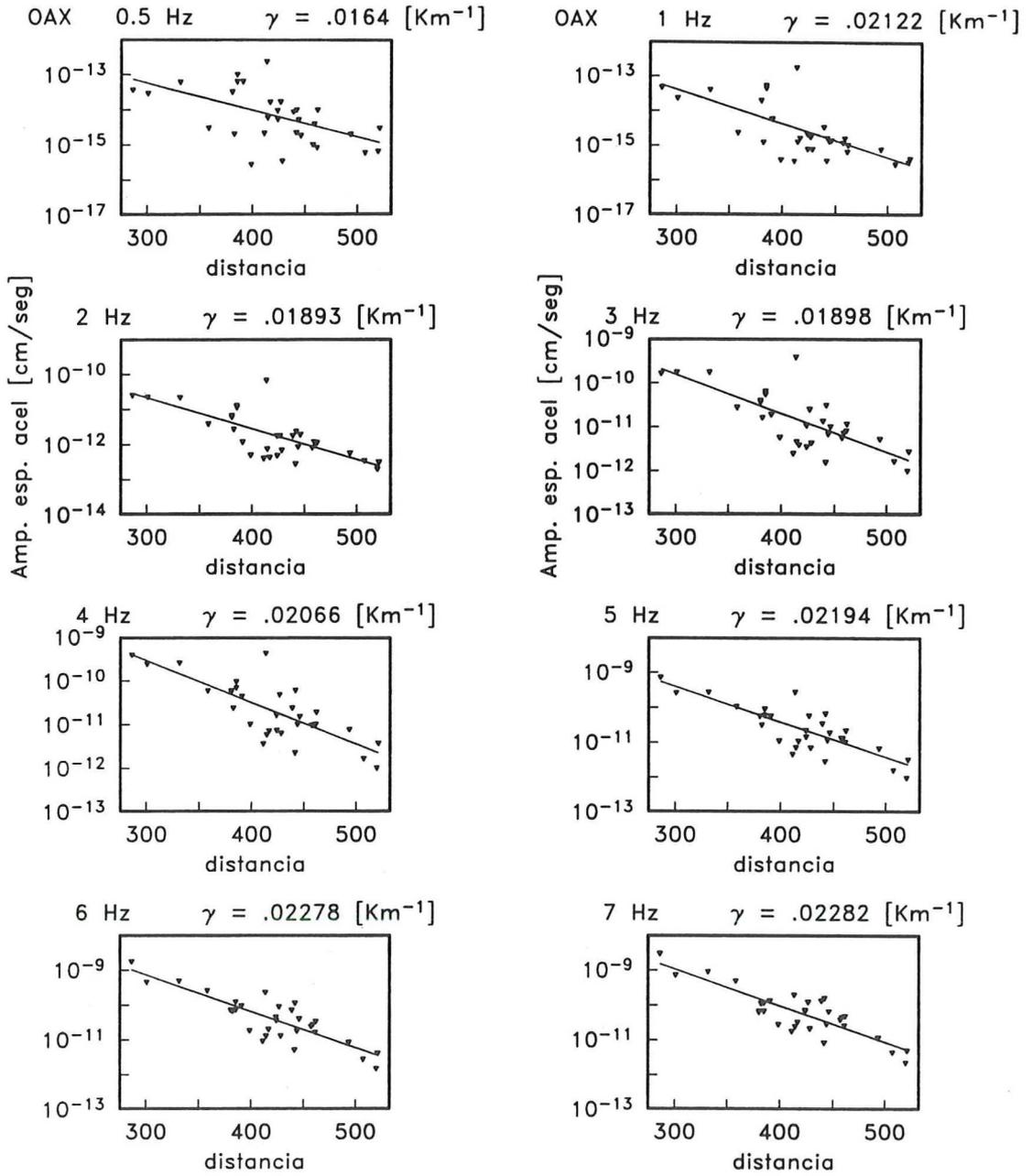


Figura 30. Cont.

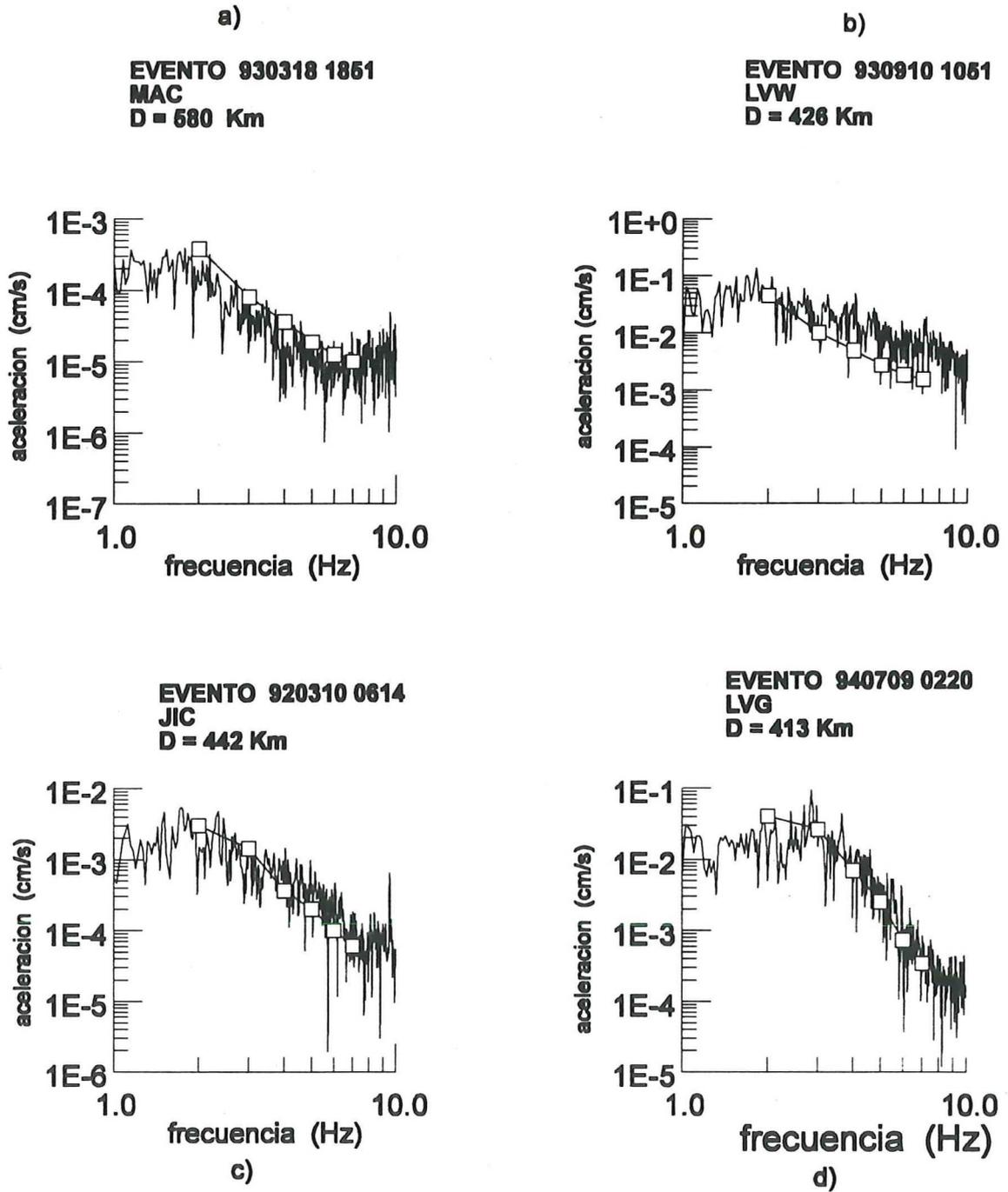


Figura 31. Valores teóricos de aceleración usando los valores de γ , s y b resultado de la regresión aplicados a la ecuación 30 (cuadrados) comparados con los espectros observados para eventos (a y b) en Guerrero y (c y d) en Oaxaca.

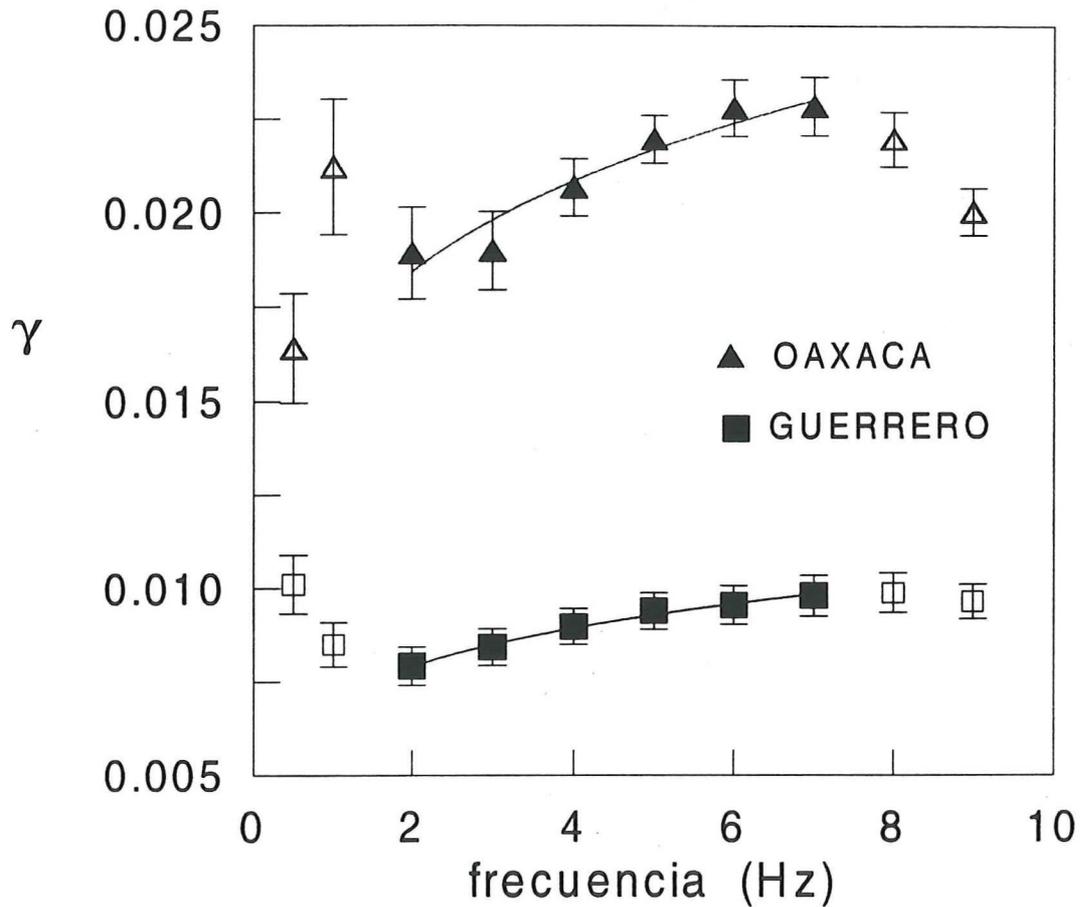


Figure 32. Coeficiente de atenuación anelástica γ para diferentes frecuencias. Los cuadrados corresponden a los valores de γ para las trayectorias Guerrero-Veracruz, los triángulos a las trayectorias Oaxaca-Veracruz. Las barras verticales indican la desviación estándar ($\pm 1\sigma$) en la estimación de γ . Los cuadros y triángulos rellenos indican el intervalo para el cual fué calculado el ajuste suponiendo una relación de dependencia de la forma $\gamma(f) = \gamma_0 f^n$.

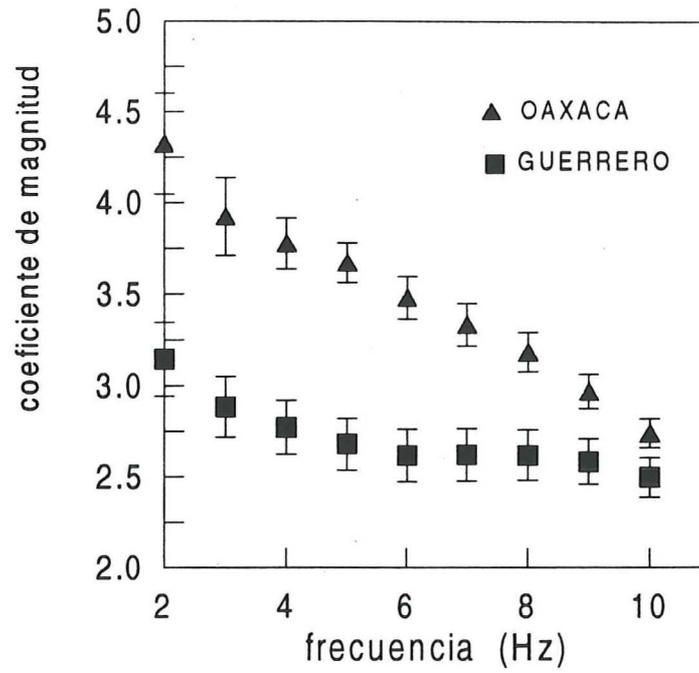


Figura 33. Coeficiente de magnitud b obtenido de la regresión usando la ecuación 30 vs. frecuencia para ambas regiones. Las barras verticales indican la desviación estandar de la estimación ($\pm 1\sigma$).

V CONCLUSIONES GENERALES

El norte de Baja California y Sur de California es una región tectónicamente activa con fallas asociadas al límite entre las placas Pacífico y Norteamérica, las cuales son capaces de generar eventos de magnitud intermedia que pueden, en un momento dado, afectar a las ciudades de Mexicali, Tijuana y Ensenada. Cualquier evaluación de riesgo sísmico debe tener en cuenta, entre otros factores, un estudio de propagación de las ondas sísmicas por toda la región. Este trabajo cumple con ese objetivo. Uno de los resultados de esta tesis es la caracterización de la atenuación de ondas tanto internas (de coda) como superficiales (L_g) para toda la región norte del estado.

Se obtuvieron también valores de Q_c para la zona del campo geotérmico de Cerro Prieto promediando los valores obtenidos en las diferentes estaciones. Como complemento, se calcularon los parámetros de fuente aplicando como corrección las funciones de atenuación encontrada para esa zona. De esta forma se calcularon las caídas de esfuerzos de los microsismos localizados en el campo geotérmico. Desgraciadamente no existen estudios de este tipo en las etapas iniciales del campo de manera que no hay forma de comparar entre las ocurridas antes y después de 15 años de producción.

Por otro lado, se calculó la atenuación de las ondas superficiales L_g para la región central del país. Se obtuvieron relaciones del coeficiente de atenuación γ como función de la frecuencia para las trayectorias que van desde la zona de subducción en las regiones de Guerrero y Oaxaca hasta Veracruz. Suponiendo una velocidad de 3.4 km/s se estimó el factor de calidad $Q_g(f)$ para 2 trayectorias: Guerrero-Veracruz y Oaxaca-Veracruz. Los valores de γ obtenidos de este estudio muestran que el centro y sur de México están caracterizados por valores bajos de Q .

Suponiendo una relación funcional de Q_{lg} de la forma $Q(f) = Q_0 f^\eta$, se observó que η es básicamente la misma para las 2 trayectorias ($\eta \approx 0.17$). Por otro lado, Q_0 para la trayectoria Guerrero-Veracruz es mayor por un factor de 2 respecto de la trayectoria Oaxaca-Veracruz. Este resultado se puede interpretar en función de las características físicas de ambas trayectorias. Se encontró que la atenuación de las ondas L_g es mayor a lo largo de las trayectorias Oaxaca-Veracruz respecto de las trayectorias Guerrero-Veracruz. Esta diferencia se puede atribuir a la geología, al estado de esfuerzos producto del acoplamiento entre las placas Cocos y Norteamericana debajo de Guerrero y Oaxaca, o al mayor fracturamiento de la corteza en la zona de Oaxaca producto de la deformación y un probable incremento del contenido de fluidos debido a ese fracturamiento.

LITERATURA CITADA

Abercrombie R. and P. Leary. 1993, Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass, Southern California: implications for earthquake scaling, *Geophys. Res. Lett.*

Aki, K. 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scatter waves, *Journal of Geophys. Res.*, **74**, 615-631.

Aki K. 1973. Scattering of P waves under the Montana LASA. *Journal of Geophys. Res.*, **78**, 1334-1346.

Aki K. 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.5 to 25 Hz., *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 50-60.

Aki K. 1991. Summary of discussion on coda waves at the Istanbul, IASPEI meeting, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 1-3.

Aki K. 1992. Scattering conversions P to S versus S to P. *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 1969-1972.

Aki, K. and P. Richards. 1980. Quantitative Seismology. Theory and methods, *W.H. Freeman*, San Francisco.

Aki K. and B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* **80**, 3322-3342.

Anderson J., S.K. Singh, J. Espindola, and J. Yamamoto. 1989. Seismic strain release in the Mexican subduction thrust, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **58**, 307-322.

Archambeau C., E. Flinn, and D. Lambert. 1979. Fine structure of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5825-5865.

Archuleta R., E. Cranswick, C. Muller, and P. Spudich. 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth lakes, California, earthquake sequence, *Journal of Geophys. Res.* **87**, 4595-4607.

Barrientos S. 1980. Regionalización sísmica de Chile. Tesis de maestría. Facultad de ciencias físicas. Universidad de Chile.

Boatwright J. 1978. Detailed analysis of two small New York State earthquake sequences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1-27.

Bollinger G.A. 1979. Attenuation of the L_g phase and the determination of the *m_b* phase in the Southeastern United States. *Bull. Seism. Soc.* **69**, 45-53.

Bouchon M. 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances, *J. Geophys. Res.*, **87**, 1735-1741.

Brune J. N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.

Campillo M., J. Plantet, and M. Bouchon. 1985. Frequency dependent attenuation in the crust beneath central France from L_g Waves: data analysis and numerical modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1395-1411.

Canas J.A. 1986. Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del eje volcánico de México. *Geofis. Int.*, **25**, 503-520.

Canas J. A., L. Pujades and J. Egozcue. 1988. Anelastic attenuation Q and attenuation of L_g waves in the region Oaxaca-Chiapas of southern México, *Rev. de Geofísica*, **44**, 129-134.

Castro R., J. Anderson, S.K. Singh. 1990. Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, Subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1481-1503.

Castro R., L. Munguía, C. Rebollar, and J. Acosta. 1994. A comparative analysis of the Quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, México, *Geofísica Internacional*, **35**, 373-383.

Castro R. and L. Munguía. 1993. Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, México subduction zone. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **76**, 179-187.

Chavez D., and K. Priestley. 1986. Measurement of frequency dependent L_g attenuation in the Great Basin, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 551-554.

Chernov L. 1960. Wave propagation in random medium. *McGraw-Hill*, New York.

Cleary J., R. Haddon. 1972. Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: A new interpretation of precursors to PKIKP. *Nature*, **240**, 549-550.

Dainty A., M. Toksoz, K. Anderson, P. Pines, Y. Nakamura, G. Latham. 1974. Seismic scattering and shallow structure of the moon in oceanus procellarum. *Moon*, **9**, 11-29.

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

Dainty A., M. Toksoz. 1981. Seismic codas on the earth and the moon: a comparison. *Phys. Earth Planet. Int.* **26**, 256-266.

Delgado L. and E. Carballido. 1990. Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre macuspana, Tabasco y Puerto Angel, Oaxaca, *Rev. Inst. Geol. UNAM*, **9**, 21-32.

Del Pezo E., A. Zollo. 1984. Attenuation of coda waves and turbidity coefficient in central Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 2655-2659.

Domínguez, T. and Rebollar C. J. 1997. Regional variations of seismic attenuation from coda and Lg waves in Northern Baja California. Accepted for publication in the *Journal of Geophysical Research*.

Domínguez T., C. Rebollar, and H. Fabriol. 1996. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. Accepted for publication in *Bull. Seism. Soc. Am.*

Einspruch N., E. Witterholt, R. Trull. 1960. Scattering of a plane transverse wave by a spherical obstacle in an elastic medium. *J. Appl. Phys.*, **31**, 5, 806-818.

Elders W., R.W., Rex T. Robinson and S. Biehler. 1972. Crustal spreading in Southern California. *Science*, 178.

Elders W., D. Bird, A Williams and P. Schiffman. 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system. *Geothermics*, **13** 27-47.

Fletcher, J., L. Haar, T. Hanks, L. Baker, F. Vernon, J. Berger and J. Brune. 1987. The digital array at Anza, California: processing and initial interpretation of source parameters *J. Geophys. Res.*, **92** , 369-382.

Frankel A., R. Clayton. 1986. Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *J. Geophys. Res.* **91**, 6465-6489.

Gao L. 1984. Coda waves analysis for distinguishing attenuation due to isotropic scattering from attenuation due to absorption. *Pure Appl. Geophys.* **122**, 1-9.

Gao L., L. Lee, N. Bisawas, K. Aki. 1983. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 377-389.

Gao L. y K. Aki. 1995. Effect of finite thickness of scattering layer on coda of local earthquakes. *Geodynamics*.

Goldstein N.E., M.J. Wilt and D.J. Corrigan. 1984. Analysis of the Nuevo León magnetic anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics* **13**, 3-11.

González G. J. 1986. Sismotectónica del valle de Mexicali, 1977-1980. *Master thesis*, CICESE.

Haddon R.A. 1972. Corrugation on the mantle-core boundary or transitions layers between inner and outer cores? abs. *EOS Transactions AGU*. **53**, 600.

Halfman S.E., M.J. Lippmann, R.Zelwer and J.H.Howard. 1984. Geologic interpretation of geothermal fluid movement in Cerro Prieto field, Baja California, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **68**, 18-30.

Hartzell S. and J. Brune. 1977. Source parameters for the January 1975 Brawley-Imperial Valley earthquake swarm, *Pageoph*, **115**, 333-355.

Hasegawa H. 1985. Attenuation of L_g waves in the Canadian shield, *Bull. sesim. Soc. Am.*, **75**, 1569-1582.

Hellweg M., P. Spudich, J. Fletcher, and L. Baker. 1995. Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: View from the U.S. Geological survey Parkfield dense seismograph array, *J. Geophys. Res.*, **100**, 2089-2102.

Herrmann R. 1980. Q estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. sesim. Soc. Am.* **70**, 447-468.

Herrmann R., A. Kijko. 1983. Modeling some empirical vertical component L_g relations. *Bull. sesim. Soc. Am.* **73**, 157-171.

Herraiz M., Espinoza A. 1987. Coda waves: a review. *Pure and Appl. Geophys.* **125**, 499-577.

Hoshiaba M. 1993. Separation of scattering sttenuation and intrinsic absortion in Japan with the multiple lapse time window analysis from full seismogram envelope. *J. Geophys. Res.* **98**, 15809-15824.

Hoshiaba M., H. Sato, M. Fehler. 1991. Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absortion from full seismograpm envelope: A Monte Carlo simulation of multiple isotropic scattering. *Pap. Meteorol. Geophys.* **42**, 65-91.

Hudson J.A. 1982. Use of stochastic models in seismology. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **69**, 649-657.

Hudson J. J. Heritage. 1981. The use of the Born approximation in seismic scattering problems. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **66**, 221-240.

Ingle J.C. 1982. Microfaunal evidence of age and depositional environments of the Cerro Prieto section (Plio-Pleistocene), Baja California México. Lawrence Berkley Laboratory report. LBL-13897 . 27p.

Ishimaru A. 1978. Wave propagation and scattering in random media, *Academic Press, New York*.

Jin A., T. Cao, and K. Aki. 1985. Regional change of coda Q in the oceanic lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **90**, 8651-8659.

Jin A. and K. Aki. 1986. Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975, *Journal of Geophys. Res.*, **91**, 665-673.

Jin A., K. Aki. 1988. Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 741-769.

Jin A., K. Aki. 1993. Temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity- Evidence for a structural unit in the brittle-dictile transition zone. *J. Geodyn.* **17**, 95-120.

Jin A., K. Mayeda, D. Adams, K. Aki. 1994. Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAscope data. , *J. Geophys. Res.*, **99**, 17835-17848.

Karal F. J.B. Keller. 1964. Elastic, electromagnetic and other waves in a random medium. *J. Math. Phys.* **5**, 537-547.

Kennet B. 1972. Seismic waves in laterally inhomogeneous media. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **27**, 301-336.

Kikuchi M. 1981. Dispersion and attenuation of elastic waves due to multiple scattering from cracks. *Phys. Earth Interiors*, **27**, 100-105.

King D., R. Haddon, J. Cleary. 1974. Array analysis of precursors to PKIKP in distance range 128° to 142° . *Geophys. J.* **37**, 157-173.

Knopoff L. 1959a. Scattering of compressional waves by spherical obstacles. *Geophysics*, **24**, 30-39.

- Knopoff L. 1959b. Scattering of shear waves by spherical obstacles. *Geophysics*, **24**, 209-219.
- Knopoff L., J. A. Hudson. 1964. Scattering of elastic waves by small inhomogeneities. *J. Acoust. Soc. Am.*, **36**, 338-343.
- Knopoff L., J. A. Hudson. 1967. Frequency dependence of amplitude of scattered elastic waves. *J. Acoust. Soc. Am.*, **42**, 18-20.
- Knopoff L., F. Schwab, E. Kausel. 1973. Interpretation of L_g , *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **33**, 389-404.
- Kovach R. 1978. Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 1-13.
- Lees J., Lindley G. 1994. Three dimensional attenuation tomography at Loma Prieta: inversion of t^* for Q . *J. Geophys. Res.*, **99**, 6843-6863.
- Levin F., D. Robinson. 1969. Scattering by a random field of surface scatterers. *Geophysics*, **34**, 170-179.
- Lee W.H. and J.C.Lahr. 1975. Hypo71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. *U.S. Geological Survey open-file report*, 75-3N, 113p.
- Lockner D., J. Walsh, J. Byerlee. 1977. Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5374-5378.
- Lomnitz C. F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune and W. Thatcher 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico-preliminary results. *Geofísica Internacional*, **10**, 37-48.
- Lyons D.J. and P.C. Van de Kamp. 1980. Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. Lawrence Berkley Laboratory report. LBL-10540 . 95p.
- Mayeda K., S. Koyangi, M. Hoshihara, K. Aki, Y. Zeng. 1992. A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley and Central California between 1.5 and 15 Hz. *J. Geophys. Res.* **97**, 6643-6659.
- McGuire R. K. 1978. A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration, *Bull. seism. Soc. Am.*, **68**, 803-822.

- Majer E. and T. Mcevilley. 1979. Seismological investigations at the Geysers geothermal field *Geophysics*, **44**, 246-269.
- Matsunami K. 1991. Laboratory tests of excitation and attenuation of coda waves using 2-D models of scattering media. *Phys. Earth. planet. Int.* **67**, 104-114.
- McMechan G. and W. Mooney. 1980. Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: Theory and application for the Imperial Valley, California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **70**, 2021-2035.
- Mikami N. and K. Hirahara. 1981. Global distribution of long-period P-wave attenuation and its tectonic implications, *J. Phys. earth*, **29**, 97-117.
- Mitchell J.B. 1995. Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation, *Reviews of geophysics*, **33**, 441-462.
- Morse P., H. Feshbach, 1953. *Methods of theoretical physics*. McGraw-hill, New York.
- Morse P. M. 1968. *Theoretical Acoustics*. McGraw-hill, New York.
- Munguía L. and J. Brune. 1984, High stress drop event in the Victoria, Baja California earthquake swarm of 1978 March. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76** 725-752.
- Nakamura Y., G. Latham, M. Ewing, J. Dorman. 1970. Lunar seismic energy transmissions. *Abs. EOS Transactions AGU*. **51**, 776.
- Nikolayev A.V. 1968. Seismic properties of weakly heterogeneous media (English trans.) *Izv. Akad. Nauk SSSR, fiz. Zemli*, **2**, 83-87.
- Novelo D., E. Berg, V. Hsu, C. Helsley. 1985. Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation (Q_c) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlán earthquake. *Geophys. Res. Lett.* **12**, 789-792.
- Novelo D., E. Berg, C. Helsley. 1990. S wave coda Q from 3 to 20 Hz and P wave Q for foreshocks and aftershocks of the Petatlan earthquake, *J. Geophys. Res.*, **95**, 4787-4795.
- Nuttli O. W. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, *J. Geophys. Res.*, **78**, 876-885.
- Nuttli O. W. 1981. On the attenuation of L_g waves in Western and Central Asia and their use as a discriminant between earthquakes and explosions, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **71**, 249-261.

- Nuttli O. W. 1986. Yield estimates of Nevada test site explosions obtained from seismic Lg waves, *J. Geophys. Res.*, **78**, 876-885.
- Nuttli O. 1980. The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 469-485.
- O'Connell R., B. Budiansky. 1977. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.* **82**, 5719-5735.
- Oliver J., M. Ewing. 1957. Higher modes of continental Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **47**, 187-204.
- Oliver J., M. Ewing. 1958. Normal modes of continental surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **48**, 339-354.
- Ordaz M. and S.K. Singh. 1992. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of México city, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43.
- Ortega G.F. 1981. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance, *Geof. Int.*, **20**, 177-202.
- Payero de J. S. 1995. Estudio del factor de calidad Q_c en el istmo de Tehuantepec, México. M.S. thesis. Instituto de Geofísica. UNAM.
- Pardo, M and Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12357-12373.
- Pulli J.J. 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **74**, 1149-1166.
- Press F., M. Ewing. 1952. Two slow surface waves across North America. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **42**, 219-228.
- Rautian, T. y V.I. Khalturin. 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.
- Rebollar C. J. C. Traslosheros y R. Alvarez. 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **75**, 1371-1382.
- Reyes A. 1980. Reporte preliminar del sismo Victoria, Baja California Norte del 8 de junio de 1980 ($M_L = 6.7$), Informe técnico CICESE GEO80-02.

Reyes A., A. Chang, A. Albores. 1982. Atenuación y origen de las ondas de coda en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto. Proceedings Cuarto simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California México. **1**. 77-105.

Rodríguez M., J. Havskov y S.K. Singh. 1983. Q from coda waves near Petatlán, Guerrero, México, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **73**, 321-326.

Roecker S. , B. Tucker, J. King and D. Hatzfeld. 1982. Estimate of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 129-149.

Sabine W.C. 1922. Collected papers on Acoustics. Harvard University Press, Cambridge, Mass.

Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering. *Journal of Phys. Earth*, **25**, 27-41.

Sato H. 1984. Attenuation and envelope formation of three component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere. *J. Geophys. Res.* **89**, 1221-1241.

Shang T., L. Gao. 1988. Transportation theory of multiple scattering and its application to seismic coda waves of impulse source. *Sci. Sinica. Series B* **31**, 1503-1514.

Scherbaum F. 1990. Combined inversion for three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra. *J. Geophys. Res.* **95**, 12423-124438.

Scherbaum F. M. Wyss. 1990. Distribution of attenuation in the Koaiki, Hawaii, source volume estimated by inversion of P wave spectra, *J. of Geophys. Res.* **95**, 12439-12448.

Shin T. and R. Herrmann. 1987. L_g attenuation and source studies using 1982 Miramichi data, *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **77**, 384-397.

Singh S., and F. Mortera. 1991. Source time function of large mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate and their tectonic implications, *Journal of Geophys. Res.*, **96**, 487-502.

Singh S. K., R.J. Aspel, J. Fried y J. N. Brune. 1982. Spectral attenuation of SH waves along the imperial fault. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **72**, 2003-2016.

- Singh S. and R.B.Herrmann. 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophys. Res.* **88**, 527-538.
- Sipkin S., T. Jordan. 1980. Regional variation of Q_{scs} , *Bulletin of Seism. Soc. Am.*, **70**, 1071-1102.
- Sobczyk K. 1985. Stochastic wave propagation. *Elsevier*, Amsterdam.
- Steck K., W. Prothero, and J. Scheimer. 1989. Site-dependent coda Q at the mono craters, California. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **79**, 1559-1574.
- Street R. L. 1976. Scaling northeastern United States/ Southeastern Canadian earthquakes by their Lg waves. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **66**, 1525-1537.
- Su F., K. Aki, N. Bisawas. 1991. Discriminating quarry blasts from earthquakes using coda waves. *Bull. of Seism.Soc. Am.* **81**, 162-178.
- Su F., K. Aki, T. Teng, Y. Zeng, S. Koyangi, K. Mayeda. 1992. The relation between site amplification factor and surficial geolgy in Central California. *Bull. of Seism.Soc. Am.* **82**, 580-602.
- Suteau A., J. Whitcomb. 1979. A local earthquake magnitude and its relation to duration, moment M_0 and local magnitude M_L . *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 353-368.
- Taylor S., M. Toksoz.. 1982. Measurement of interstation phase and group velocity and Q using Weiner filtering. *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 73-92.
- Tittman B., L. Ahlberg, J. Curnow. 1976. *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th.* 3123-3132.
- Toksoz M., D. Johnston, A. Timur. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory masurements, *Geophysics*, **44**, 681-690.
- Tsujiura M. 1978. Spectral analysis of coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokio Univ.* **53**, 1-48.
- Turcotte, D., and G. Schubert. 1982. Geodynamics. Applications of continental physics to geological problems, John Wiley & sons, 450 p.
- Uscinski B.1977. The elements of Wave propagation in random media. McGraw-Hill, New York.

Wesley M. P. 1965. Diffusion of seismic energy in the near range. *J. Geophys. Res.* **70**, 5099-5106.

Winkler K., A. Nur. 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys. Res. Lett.* **6**, 1-4.

Woodgold C. 1990. Estimation of Q in Eastern Canada using coda waves, *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **80**, 411-429.

Wu R. S. 1985. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves-separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I. Theoretical modeling. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **82**, 57-80.

Wu R. K. Aki. 1985a. Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity. *Geophysics.* **50**, 582-595.

Wu R. K. Aki. 1985b. Scattering of elastic waves by a random medium and the small scale inhomogeneities in the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **90**, 10261-10276.

Wu R., K. Aki. 1988. Multiple Scattering and energy transfer of seismic waves: separation of scattering effect from intrinsic attenuation.II. Application and theory to Hindu Kush region. *Pure Appl. Geophys.* **128**, 49-80.

Ying C., R. Truell. 1956. Scattering of a plane longitudinal wave by a spherical obstacle in an isotropically elastic solid. *J. Appl. Phys.*, **27**, 1087-1097.

Xie and Mitchel. 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range province, part I: L_g and L_g coda, *Geophys. J. Int.*, **102**, 121-137.

Yamakawa N. 1962. Scattering and attenuation of elastic waves. *Geophys. Mag.* **31**, 63-103.

Yamamoto J., L. Quintanar, R. Herrmann. 1996. Lateral variations of L_g coda Q in southern Mexico. enviado a *Bull. sesim. Soc. Am.*

Zeng Y. 1993. Theory of scattered P and S waves energy in a random isotropic scattering medium. *Bulletin of Seism. Soc. Am.* **83**, 1264-1277.

Zeng Y., F. Su, K.Aki. 1991. Scattering wave energy propagation in a medium with randomly distributed isotropic scatterers. 1: Theory. *J. Geophys. Res.* **96**, 607-619.

Ziagos J., D. Blackwell, and F. Mooser. 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction, *Journal of Geophys. Res.*, **90**, 5410-542.