

01131

2  
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LA  
ATENUACION DE ONDAS SISMICAS EN  
LA COSTA GRANDE DE GUERRERO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

ADILCE FLORES HERNANDEZ



México, D. F.

1992

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

<b>CONTENIDO</b>	<b>página</b>
<b>RESUMEN</b>	i
<b>INTRODUCCION</b>	ii
<b>I. CARACTERISTICAS SISMOTECTONICAS DEL AREA</b>	
<b>DE ESTUDIO</b>	1
I.1. La brecha de Guerrero	2
I.2. Actividad sísmica y ubicación geográfica de la zona	4
<b>II. CONCEPTO DE ATENUACION Y CODA</b>	8
II.1 Concepto de Atenuación	8
II.2 Concepto de Coda	10
II.2.1. Coda y backscattering	11
II.2.2. Representación matemática de la coda	13
II.2.3. Límites de la coda	15
<b>III. METODOS UTILIZADOS PARA LA OBTENCION DE <math>Q_c</math></b>	16
III.1 Método de Aki-Chouet	16
III.2 Método de Sato	17
III.3 Método de Aki-Phillips	20
<b>IV. SELECCION DE EVENTOS</b>	23
IV.1 Areas de estudio y datos utilizados	23
IV.2 Características de los datos seleccionados	26
<b>V. PROCESAMIENTO DE LOS SISMOS SELECCIONADOS</b>	31
V.1 Criterios de error	33
<b>VI. RESULTADOS E INTERPRETACION</b>	34
<b>VII. CONCLUSIONES</b>	59
<b>APENDICE</b>	61
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	67

## RESUMEN

Este trabajo muestra el análisis del cambio de la atenuación de ondas coda observadas en la Costa Grande de Guerrero, en función de la distancia, la profundidad y el tiempo. Esto con el fin de comparar los valores de  $Q$  coda ( $Q_c$ ) obtenidos para varias estaciones sismológicas, la región de interés se dividió en cuatro zonas. Estas zonas fueron seleccionadas para muestrear varios volúmenes de corteza utilizando los registros de tres estaciones: Tetitlán (que registra las tres componentes), La Florida y Papanoa, éstas dos últimas registran sólo en la componente vertical. Estas estaciones forman parte de la Red Telemétrica de Guerrero del Instituto de Geofísica de la UNAM. Se utilizaron tres métodos basados en el modelo de dispersión simple de Aki (1969), mediante un programa de computadora que permitió escoger la longitud de la coda para cada evento. Los resultados obtenidos muestran una ligera diferencia de  $Q_0$  entre la zona 1 y la zona 3: para la primera se encontraron valores de  $Q_0$  de entre 20 y 40, mientras que para la tercera zona, estos valores fluctuaron entre 30 y 70, lo que posiblemente implique diferencias en la homogeneidad y atenuación del medio entre esas zonas. Dentro de cada una de las regiones, no se observó variación de  $Q_c$  con respecto a la distancia y al tiempo. Los bajos valores de  $Q_0$  encontrados en la primer área son similares aunque ligeramente menores que los reportados por otros autores y cubren la zona sismogénica del contacto de las placas. La alta atenuación de la coda, es debida posiblemente al paso de las ondas por un medio fracturado y heterogéneo que no ha liberado la energía contenida en más de 80 años.

## INTRODUCCION

La atenuación de ondas coda ( $Q_c^{-1}$ ) ha sido utilizada con diversos fines, por ejemplo, conocer la estructura de la tierra (Chouet, 1977), y para analizar la variación en función del tiempo como un posible precursor de un grandes sismos, (Jin y Aki, 1986; Gusev y Lenzikov, 1985; Wilson, et al., 1983, y Sato, 1986)

Existen varios estudios sobre el análisis de atenuación de ondas de coda en temblores de diversas partes del mundo (v.g. Aki, 1984, Del Pezzo, et. al., 1990; Gagnepain-Beyneix, 1986; Pulli, 1984).

En México trabajos como el de Novelo-Casanova (1990), Granados (1991), o Millán (1989), analizaron la atenuación en las costas del Estado de Guerrero, alguno de ellos con el fin de encontrar variaciones previas a un sismo o bien para establecer el estado de esfuerzos en una zona activa sísmicamente. Estos autores reportan diversos valores de  $Q_c$  en zonas muy cercanas a las de este estudio. Los resultados reportados por Novelo-Casanova (1990), muestran valores muy bajos de  $Q_c$  para la región del sismo de Petatlán de 1979, que fluctúan entre 20 y 30. Estos valores contrastan con trabajos realizados en otras partes del mundo, que reportan valores de  $Q_c$  hasta de 1000 a 3500, (v.g. Sato, 1986; Chouet, 1979; Peng, et. al., 1987; Pulli, 1984; Roecker, 1982; y otros). Se pensó que un estudio como este, valdría la pena realizarse con los datos de la Red Temporal Sismológica del Instituto de Geofísica de la UNAM, que son datos digitales y de este modo realizar el trabajo con varios métodos, tomando en cuenta un período más largo de tiempo de 4 años.

En este trabajo se determina la atenuación de coda ( $Q_c^{-1}$ ) a lo largo de toda la costa Grande de Guerrero con el fin de analizar la variación de este valor sobre la zona de subducción con respecto al tiempo y al espacio, mediante la comparación de los valores de atenuación encontrados en cuatro áreas estudiadas. Además se pretende muestrear volúmenes de corteza y comparar los valores de  $Q_c^{-1}$  obtenidos con otros estudios realizados antes y después de eventos importantes de otras partes del mundo. Finalmente, se pretende determinar si han habido cambios en los valores de  $Q_c$  desde 1987, con el fin de usar estas mediciones en un experimento de predicción sísmica.

## I. CARACTERISTICAS SISMOTECTONICAS DEL AREA DE ESTUDIO

La zona de subducción en la Costa de Guerrero la lleva a cabo una placa joven, la placa de Cocos que subduce a la de Norteamérica. Teóricamente, la placa de Cocos es más delgada y no tiene el peso para continuar una trayectoria inclinada de penetración similar a la que se lleva a cabo en otras zonas de subducción (Figura 1).

En este sentido, Burbach, et al., (1984), y Bevis e Isacks, (1984), sugieren que la Placa de Cocos, penetra por debajo de la Placa de Norteamérica con un ángulo de  $35^{\circ}$  debajo de la zona de Oaxaca y Guerrero. Por otra parte, Araujo (1991), sostiene que la Placa de Cocos presenta una subducción "normal" entre la trinchera y los 40 km y que con base en la geometría que presenta muestra una flexión abrupta cambiando su dirección de penetración cerca de la costa para seguir una trayectoria casi horizontal hasta más allá de los 200 km de distancia de la trinchera.

Suárez, et al, (1990), sugiere que la Placa de Cocos subduce a la de Norteamérica con un ángulo progresivo de aproximadamente 12 grados y que la profundidad máxima del contacto sismogénico entre Placas es de 25 km, bajo ésta profundidad la Placa asume una trayectoria horizontal bajo el sur de México, hasta una distancia de 150 km, (Figura 2).

En el interior de la placa de Cocos, se producen esfuerzos tensionales, que originan sismos de magnitudes máximas del orden de 6.5 a 7.0 en profundidades que varían de 40 a 200 km. Suárez (1990). Frecuentemente este tipo de temblores causa graves daños en las

poblaciones del interior de la República. Terremotos de esta naturaleza, ocurren también en la parte norte de los estados de Guerrero y Michoacán (Jiménez y Ponce, 1978; Singh et al., 1985; Suárez et al., 1990).

### 1.1. LA BRECHA DE GUERRERO

Una brecha sísmica ha sido definida como un segmento de falla activa que en un cierto período de tiempo no ha sido objeto de un deslizamiento asociado a un gran sismo ( $M_s > 7.5$ ) (Kelleher et al., 1973).

McNally y Minster, (1981) y Singh et al, (1981), argumentaron que existen dos brechas sísmicas importantes en el sur del país a lo largo de la Trinchera de Acapulco, a las que se les asignó una alta probabilidad de tener un terremoto grande de magnitud comprendida entre 7.9 y 8.9, estas son la Brecha de Guerrero (Figura 3) y la Brecha de Tehuantepec.

La Brecha de Guerrero se localiza entre las coordenadas  $17.0^\circ - 17.1^\circ$  Lat N y  $99.3^\circ - 101.2^\circ$  Lon W (Figura 3). Suárez et al.(1990), mencionan que en la zona que se ubica inmediatamente al sur del área de ruptura del sismo de Petatlán en 1979 entre las latitudes  $99.00^\circ - 101.00^\circ$  N y las longitudes  $16^\circ - 17.1^\circ$  W (figura 2), desde el año de 1908 no ha ocurrido ningún temblor con magnitud  $M_s > 7.5$ . Debido a ello, se espera que la energía sísmica acumulada desde esa fecha sea liberada en un gran temblor. Es claro que en los últimos 75 u 80 años debe haberse acumulado suficiente energía elástica capaz de causar un sismo de consecuencias importantes.



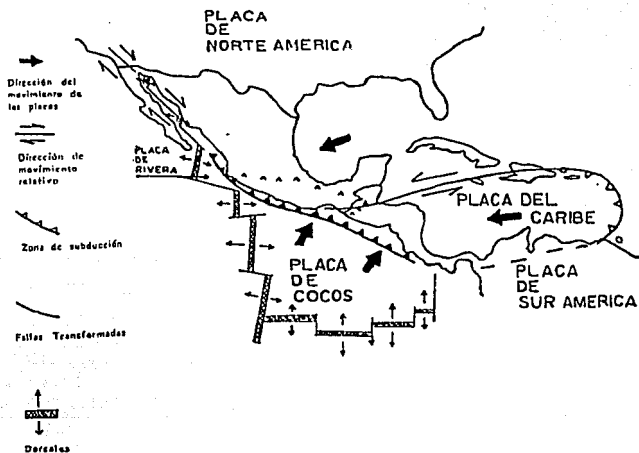


FIGURA 1. RASGOS TECTONICOS GENERALES DE LA REPUBLICA MEXICANA (TOMADA DE SUAREZ, 1991).

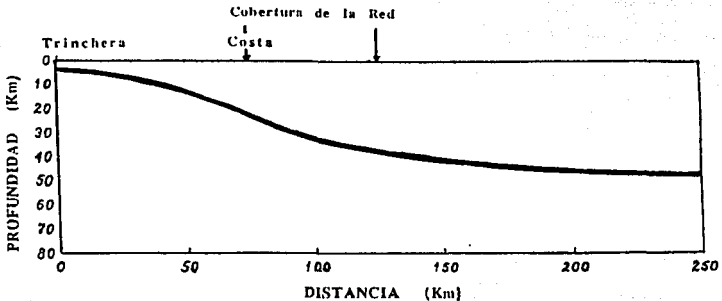


FIGURA 2. GEOMETRÍA DE LA PLACA BAJO EL SUR DE MEXICO.

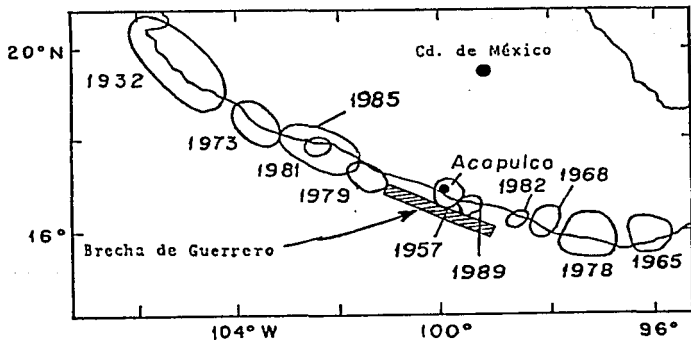


FIGURA 3. ZONAS DE RUPITURA DE LOS SISMOS MAS IMPORTANTES OCURRIDOS EN

LA ZONA DE SUBDUCCION (TOMADA DE SUAREZ, ET AL., 1990)

## 1.2. ACTIVIDAD SISMICA Y UBICACION GEOGRAFICA DEL LUGAR

En la costa de Guerrero han ocurrido una gran cantidad de sismos de magnitud importante ( $M_s > 7$ ); como ejemplo se pueden mencionar los temblores del año de 1907 ( $M = 7.9$ ), 1908 ( $m_s = 7.7$ ), Petatlán 1943 ( $m_s = 7.7$ ), y Petatlán 1979 ( $m_s = 7.6$ ), entre otros (Figura 3).

Araujo, (1991), muestra que la sismicidad de esta zona está distribuida a lo largo de dos bandas de actividad paralelas a la costa, (Figura 4). La primera de ellas coincide con el litoral y tiene aproximadamente 35 km de ancho. Las profundidades observadas son de entre 10 y 25 km.

La segunda banda de actividad sísmica está claramente separada de la actividad de la costa por una franja asísmica de 15 a 20 km. Esta segunda banda está hacia el interior del continente y se estiman profundidades locales de entre 32 y 45 km. La ausencia de actividad entre estas dos bandas es muy evidente, además de que no se observa actividad importante entre la costa y la trinchera (Figura 4).

En vista de lo anterior, se plantea que la zona implica un riesgo ante la posible ocurrencia de un evento que cause graves daños. Nuestra zona de estudio queda comprendida en la brecha de Guerrero entre las latitudes  $16^\circ$  a  $18^\circ$  N y las longitudes  $-99^\circ$  a  $-102^\circ$  W y contiene a los poblados de Petatlán, Acapulco y Chilpancingo, entre otros, (Figura 5). En esta zona el Departamento de Sismología y Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM, instaló una red temporal de nueve estaciones, que funciona desde septiembre de 1987 y cuyos registros fueron utilizados en este trabajo, (Figura 6).

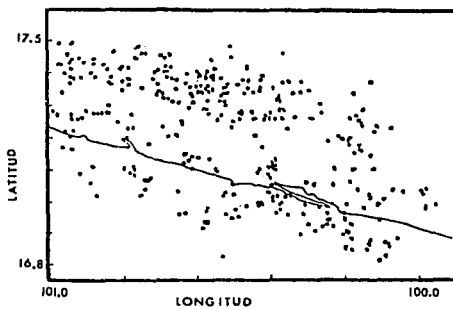


FIGURA 4. 2 BANDAS DE SISMICIDAD EN LA COSTA DE QUERRERO. (TOMADA DE ARAUJO, 1990).

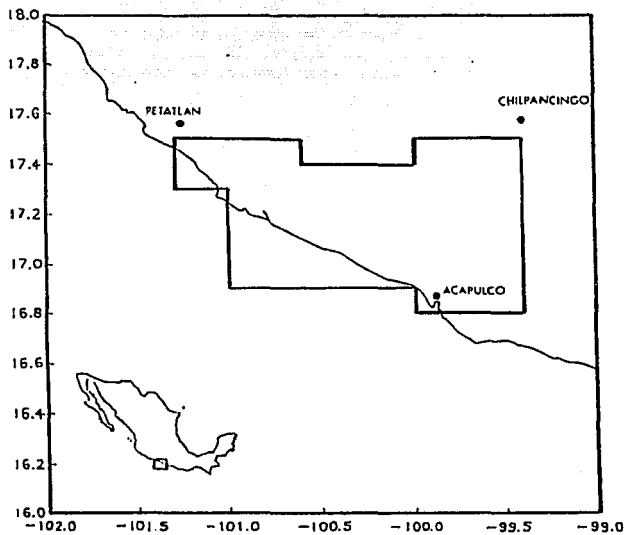


FIGURA 5. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

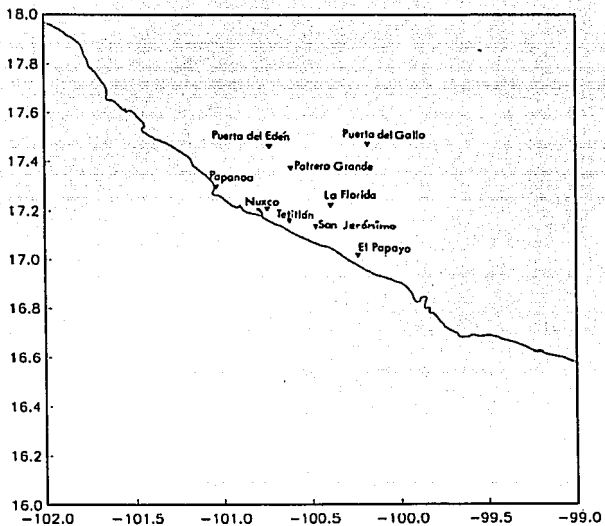


FIGURA 6. RED TELEMETRICA DE GUERRERO.

## II. CONCEPTO DE ATENUACION Y CODA

### II.1. CONCEPTO DE ATENUACION

Según Aki y Richards (1980) y Udfas y Mezcua, (1986), las ondas sísmicas sufren durante su propagación una atenuación de su amplitud que por su origen se denomina anelástica. Este comportamiento no elástico se puede expresar por medio del coeficiente Q de disipación específica, cuyo inverso es la fricción interna, que representa la fracción de energía disipada durante un período en cada onda.

$$Q^{-1} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad \dots(1)$$

donde:

$Q^{-1}$  = Coeficiente de disipación específica o Factor de calidad de la onda.

$\Delta E$  = Pérdida de energía por ciclo.

$E$  = Máxima energía de cada ciclo.

Además, sugieren que en un medio con una relación lineal de esfuerzo-deformación, la amplitud de onda A es proporcional a la energía  $E^{1/2}$ . De la ecuación anterior:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{1}{\pi} \frac{\Delta A}{A} \quad \dots(2)$$

donde A es la amplitud de la onda sísmica.

De este modo, la atenuación de la amplitud (A) de una onda P de frecuencia  $\omega$ , al propagarse una distancia x, puede expresarse en forma exponencial como:

$$A(x) = A_0 e^{-\gamma x} = A_0 e^{-\omega x / 2x Q_c} \quad \dots(3)$$

donde:

- $A_0$  = Amplitud inicial.
- $x$  = Distancia.
- $\gamma$  = Factor de atenuación anelástica.
- $\omega$  = Frecuencia de la onda.
- $Q_c$  = Factor de calidad.

## II.2. CONCEPTO DE CODA

Bath, en 1973 mencionó que la palabra latina "cauda", de la cual se deriva coda, se usó para hacer referencia a la cola de una superficie de ondas después de un desplazamiento muy grande. Esto llegó a hacerse tan usual que a este tipo de ondas se les llamó ondas "c".

Por otro lado, Aki, (1969) y Takano, (1971), proponen la palabra coda para identificar la última parte de los sismogramas de temblores locales (Figura 7). Esta parte corresponde a la energía registrada después del tránsito de las ondas (P y S). Este último significado fue usado en los primeros estudios relacionados a ondas de temblores locales. En este trabajo, el término de "coda" se referirá a la coda de la onda S, (Figura 7).



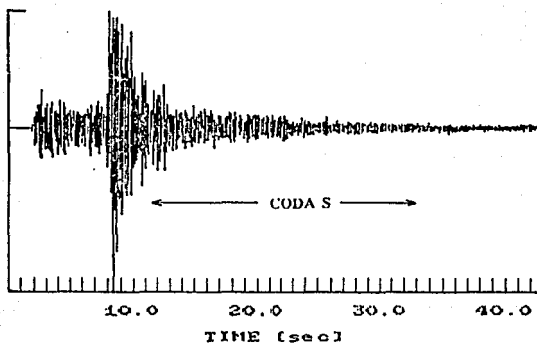


FIGURA 7. CODA DE LA ONDA S.

### 11.2.1. Coda y "backscattering"

Aki (1969), en su modelo de dispersión simple en el cual se fundamentan los métodos de análisis de la atenuación utilizados en este trabajo, menciona que la atenuación es provocada en el caso de la coda por lo menos por dos fenómenos principales: la dispersión (backscattering), debida a heterogeneidades locales que provocan una dispersión de ondas secundarias y la absorción intrínseca del medio de propagación.

Ejemplos de estas heterogeneidades pueden ser: la topografía irregular, geología superficial compleja, propiedades elásticas heterogéneas de rocas y presencia de fracturas o fallas; entre otras. La

Figura 8 es un ejemplo del modelo de "backscattering" que discuten Aki y Chouet (1975).

Esta Figura muestra la energía en la banda de frecuencias 1.0 - 2.0 Hz de una grabación de período corto, en un subarreglo en la región de Washington, U.S.A. para una explosión en una zona de minas a 113 km de distancia al receptor. El máximo de energía en esa banda se debe a la llegada de las ondas S. El espectro de número de onda para esta sección del registro indica que virtualmente toda la energía está llegando en la dirección de la explosión; el espectro del número de onda para la última parte de la coda de la S, indica que la energía está llegando de todas direcciones, Aki y Chouet (1975).

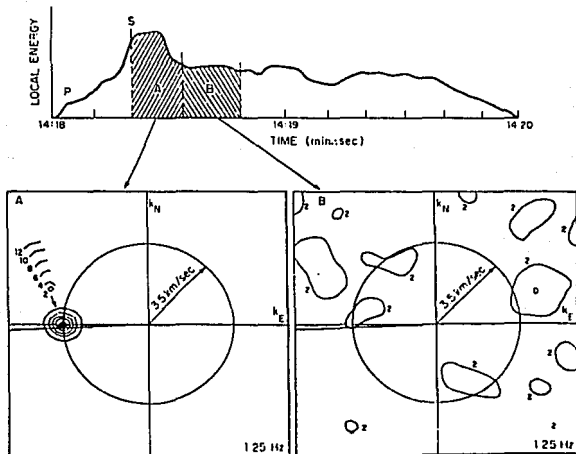


FIGURA 8. CONTRIBUCIONES DE ENERGIA A DISTINTAS PARTES DE LA CODA.

(TOMADA) DE AKI Y CHOUET, 1975).

## 11.2.2. Representación matemática de la coda

Aki (1969) explica algunos de los aspectos generales de los sismogramas de período corto y magnitud baja, y observa que la envolvente de la coda está ligada a la frecuencia  $\omega$  y al tiempo  $t$  medido desde el tiempo origen del temblor por la expresión siguiente:

$$A(\omega, t) = ct^{-a} e^{-\omega/2Qc} \quad \dots(4)$$

donde  $c$  es un parámetro que representa el factor de la fuente de la coda a una frecuencia particular  $\omega$ ,  $a$  es una constante que depende de la dispersión geométrica,  $A$  es la amplitud de la coda en función de la frecuencia ( $\omega$ ) y el tiempo ( $t$ ), y  $Qc$  es el factor de calidad, definido en 1981 por Dainty y Toksoz por medio de las relación:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad \dots(5)$$

Donde  $Q$  es el factor de calidad observado;  $Q_i^{-1}$  considera la atenuación intrínseca del medio, y  $Q_s^{-1}$  representa la atenuación debida a la dispersión "backscattering".

Tomando el logaritmo de ambos lados en la fórmula (4), se obtiene:

$$\text{Log}_{10} A(\omega, t) = C - a \log_{10} t - bt \dots(6)$$

donde  $t$  es el tiempo medido desde el origen del temblor,  $C = \log_{10} c$  que es el factor de la fuente de coda y depende sólo de la frecuencia  $\omega$ , y  $b$  está relacionado al factor de calidad  $Q$  por la relación:

$$b = (\log_{10} e) (\omega/2Qc). \quad \dots(7)$$

Aki y Chouet (1975), sostienen que el espectro de potencia  $P(\omega/t)$  de las ondas coda observadas a un tiempo  $t$  medido desde el tiempo origen del temblor, puede expresarse como:

$$P(\omega/t) = S(\omega) C(\omega/t) \quad \dots(8)$$

donde  $S(\omega)$  expresa el espectro de la fuente sísmica, y  $C(\omega/t)$  representa el efecto de propagación en un cierto volumen.  $C(\omega/t)$  es independiente de la distancia o de la trayectoria de la onda directa desde la fuente hasta la estación. Para una frecuencia  $\omega$  fija,  $C(\omega/t)$  depende solamente del tiempo transcurrido. Si convenimos que  $P_1(\omega/t)$  y  $P_2(\omega/t)$  son los espectros de potencia de las codas de dos sismos diferentes de la misma zona, debido a que  $C(\omega/t)$  es común a ambos y es independiente de las localizaciones de la estación y epicentros, podemos escribir:

$$[P_1(\omega/t) / P_2(\omega/t)] = [S_1(\omega/t) / S_2(\omega/t)] \quad \dots(9)$$

De esta forma el espectro de potencia de la coda nos dará la relación del factor de la fuente,  $S(\omega)$ , para diferentes sismos, sin necesidad de conocer  $C(\omega/t)$ . Estrictamente hablando, la suposición de que  $C(\omega/t)$  es común a todas las fuentes implica que diferentes fuentes sísmicas distribuyen una composición común de tipos de ondas, de forma tal que los mismos efectos de "backscattering" se aplican en todos los casos.

Cabe recalcar que según Herraiz y Espinoza, (1986), la importancia relativa de los factores expresados en la ecuación (5) en un área geográfica dada, determina las características de los sísmogramas de temblores locales. De este modo, un área con una absorción muy alta, disminuye el proceso de "scattering" y acorta la duración de los

registros.

Por facilidad de expresión, en este estudio, a las mediciones de  $Q$  basadas en las ondas coda se les llamará  $Q_c$ .

Con respecto a la dependencia de la frecuencia que presenta el factor de calidad  $Q$  y por tanto la atenuación, Singh y Herrmann, (1984) expresan a  $Q$  en función de la frecuencia mediante la expresión:

$$Q_c = Q_0 f^n \quad \dots(10)$$

donde  $Q_0$  es  $Q_c$  a 1 Hz,  $f$  es la frecuencia lineal y  $n$  indica el grado en que  $Q$  depende de la frecuencia.

Existen varios métodos para calcular  $Q_c$  basados en los principios propuestos por Aki y Chouet (1975). Con base en este trabajo se han propuesto otros métodos que calculan  $Q_c$  con algunas variaciones del primer método (Sato, 1977; Phillips y Aki, 1988; Herrmann, 1986; etc.).

### 11.2.3. Límites de la Coda

Herraiz y Espinoza (1986), sostienen que el comienzo de la coda fué originalmente asignado al punto donde el decaimiento de la amplitud comienza a ser regular (Figura 6). Sin embargo, Sato, (1977) argumenta que el origen de la coda puede ser tomado cierto tiempo antes de este valor. El fin de la coda se toma donde el cociente señal/ruido alcanza un valor de entre 1 y 2. (Aki y Chouet, 1975).

### III. METODOS UTILIZADOS PARA LA OBTENCION DE $Q_c$

En este estudio se utilizaron los primeros tres métodos mencionados arriba a partir del programa llamado CODA (Novelo-Casanova y Monfret, 1991 ). Este programa utiliza estos métodos con el propósito de comparar los resultados de estas diferentes técnicas para la obtención de  $Q_c$  y tener así una mayor confiabilidad.

#### III.1. METODO DE AKI Y CHOUET.

De acuerdo con Aki y Chouet (1975), la envolvente del desplazamiento de las ondas coda está determinada por la expresión (4). Tomando el logaritmo a ambos lados y arreglando términos, tenemos:

$$\log_{10} A(\omega|t) = C - a \log_{10} t - bt \quad \dots(11)$$

donde  $C = \log_{10} c$  y  $b$  está relacionado al factor de calidad  $Q$  por la relación:

$$b = (\log_{10} e) \omega / 2Q(\omega) \quad \dots(12)$$

El factor de fuente de la coda  $C(\omega)$  ha sido reemplazado por la constante  $C$ , ya que sólo depende de la frecuencia;  $Q_c$  se determina de la pendiente  $b$  por una solución de mínimos cuadrados de la ecuación (11),  $A$  es la amplitud de la coda.

Como los datos de un sismograma están en función del tiempo, Novelo-Casanova y Lee (1990) expresan la señal en función del tiempo  $u$  medido desde el tiempo de origen. En este método, la coda, se mide a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda  $S$  ( $t_s$ ), hasta antes del nivel de ruido identificado.

$Q_c(\omega_m)$  se calcula de la ecuación (12), con lo que nos queda:

$$Q_c(\omega_m) = (\log_{10} e) \omega_m / b \quad \dots(13)$$

donde  $b$  es la pendiente de la regresión lineal realizada anteriormente y  $\omega_m$  es la frecuencia angular considerada. La distancia entre la fuente y la estación es despreciable en comparación con la distancia a la que se encuentran las heterogeneidades que originan la coda del sismograma, es decir, los autores consideran a la fuente y a la estación coincidentes, (Aki-Chouet, 1975).

### III.2. METODO DE SATO

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

Bajo estas condiciones, la densidad media de energía de las ondas dispersadas es (Sato, 1977):

$$E_{av}(r,t/\omega) = (W_0(\omega) / 4\pi / r^2) K(vt/r) \quad \dots(14)$$

donde:

$W_0(\omega)$  = densidad de energía total radiada en la frecuencia  $\omega$ .

$r$  = distancia epicentral.

$t$  = tiempo transcurrido a partir del tiempo de origen.

ahora bien, si  $vt/r = \alpha$ , entonces tenemos:

$$K(\alpha) = 1/\alpha \ln(\alpha + 1/\alpha - 1) \quad \dots(15)$$

donde  $K(\alpha)$  representa el efecto de dispersión geométrica.

Cuando las heterogeneidades están distribuidas homogéneamente con una densidad  $\eta$ , entonces  $l = (\eta \sigma)^{-1}$ . El factor  $\eta$  es el coeficiente efectivo de dispersión y  $\sigma$  es la sección transversal de dispersión; la cual depende de la frecuencia de la onda incidente y del tamaño del dispersor (Sato, 1977).

Por otra parte, si las ondas dispersadas son de cizalla, la ecuación (14) puede escribirse:

$$E_{dis}(r,t/\omega) = \eta \sigma W_0(\omega) K t / 4\pi r^2 t_s \quad \dots(16)$$

para toda  $t > t_s$

ya que  $r = vt_s$  y  $t_s$  es el tiempo de recorrido de dichas ondas.

Cuando se incluye el efecto inelástico del medio, la densidad media de energía de ondas S dispersadas se puede expresar como:

$$E_{dis}(r,t/\omega) = \eta \sigma W_0(\omega) K t e^{-\omega Q t} / 4\pi r^2 t_s \quad \dots(17)$$

donde  $Q$  es el factor de calidad que incluye los efectos de "scattering" y absorción intrínseca del medio.

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



distancia  $r$  es:

$$E_s(r/\omega) = W_s(\omega) e^{-\omega r/Q} / 4\pi r^2 \beta u \quad \dots(18)$$

donde  $\beta$  es la velocidad de la onda S.

De acuerdo con lo mencionado por Sato, (1977), la energía sísmica es  $E \approx (A/T)^2$  donde  $A$  es la amplitud y  $T$  es el período de la onda considerada. Si se acepta que el sismógrafo es un filtro pasa-banda con frecuencia central  $\omega$ , el cociente de densidad de la energía  $E_s/E_d$  es aproximadamente igual al cuadrado del cociente de las amplitudes  $(A_s(t)/A_c(t))^2$ . El valor  $A_s$  es la amplitud media de la coda en torno de un tiempo  $t$ .

De las ecuaciones (17) y (18), se obtiene:

$$E_s/E_d \approx (A_s/A_c)^2 \approx K t^{-1} e^{-(t-t_0)/Q} / \eta \sigma \beta u \quad \dots(19)$$

aplicando el logaritmo en ambos miembros de ésta ecuación y arreglando términos:

$$\log((A_s/A_c)^2 K (t/t_0)) = C + b (t-t_0) \quad \dots(20)$$

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

$$b = (\log_{10} e) \omega/Q \quad \dots(21)$$

El lado izquierdo de (20) se obtiene midiendo en el sismograma las amplitudes  $A_s$  y  $A_c$ , calculando  $K(t/t_0)$  para tiempos conocidos  $t$  y  $t_0$ . Además conociendo  $b$  de la relación lineal (20) es posible calcular  $Q$ .

Novelo-Casanova y Lee (1990) expresan a la señal sísmica en función del tiempo  $t_i$  medido a partir del tiempo de origen. La porción perteneciente a la coda puede medirse inmediatamente después del arribo de la onda S, a diferencia del método de Aki-Chouet (1975), donde la coda debe medirse después de 2 veces  $t_0$ . Posteriormente, se mide la máxima amplitud de la onda S directa  $S(A_s)$ , para después calcular las amplitudes del error cuadrático rms ( $A_c$ ) de la coda a la frecuencia  $\omega_m$  por medio de la ecuación (13) para ventanas centradas en

$$T_n = t - t_0$$

La relación  $(A_s/A_c)$  se multiplica por  $K(\alpha)$  calculado de la ecuación (15) para  $t$  y  $t_0$  conocidos. Enseguida, se evalúa la ecuación (20) por medio de una regresión lineal contra  $x = t - t_0$  de la función:

$$y(x) = \log_{10}((A_s/A_c)^2 k(\alpha)) \quad \dots(22)$$

A continuación  $Q(\omega_m)$  se calcula de la ecuación (21) :

$$Q_c(\omega_m) = ((\log_{10} e) \omega_m) / b \quad \dots(23)$$

donde  $b$  es la pendiente de la regresión lineal realizada anteriormente.

Vale la pena resaltar tres aspectos importantes de éste método:

- a) En el modelo desarrollado se supuso que las ondas primarias y secundarias son ondas S, de acuerdo con las observaciones de  $Q_\beta$  realizadas por Aki (1980).
- b) El efecto de la distancia hipocentral se elimina al efectuar el cociente entre la energía de las ondas primarias y secundarias.
- c) La determinación de  $Q$  es independiente del instrumento usado.

### III.3. METODO DE PHILLIPS Y AKI

Este método está basado en las mismas premisas que el de Aki y Chouet (1975), pero se realiza en el dominio de las frecuencias.

Al ser uno de los objetivos de éste método examinar el efecto de sitio de las ondas coda para entender el comportamiento de la dependencia espacial y frecuencial de estas ondas, los autores proponen aplicar a los datos una Transformada de Fourier con ventanas móviles para obtener curvas de decaimiento del espectro de potencias. Después de aplicar la Transformada de Fourier, los resultados son corregidos por respuesta instrumental y promediados sobre un ancho de banda. El espectro de potencias se estima por medio de la siguiente expresión:

$$P(\omega, t_0) = \langle |D(\omega)|^2 \rangle_{w, t_0} / \Delta f \quad \dots(24)$$

$$\text{donde: } D(\omega) = \text{FFT} ((d(t) - d(t_0)) \omega(t-t_0)) \quad \dots(25)$$

En esta expresión,  $D(\omega)$  es la transformada de Fourier del producto de los datos "d" menores, es decir, sobre la ventana centrada en  $t_0$  y la función ventana  $\omega$ ;  $I$  representa la corrección del instrumento y  $\Delta T$  es la longitud de la ventana en segundos. La expresión  $\langle \rangle_{\omega_0}$  representa un promedio aritmético sobre un octavo de ancho de banda centrado en  $\omega_0$  (Phillips y Aki, 1986).

La longitud de la ventana puede ser lo suficientemente grande para permitir un número suficiente de oscilaciones de la frecuencia en cuestión, pero puede ser lo suficientemente corta para que las medidas de la coda puedan ser hechas sin sobreponer muchas veces ventanas consecutivas. El incremento de éstas puede ser lo suficientemente largo para producir residuales no correlacionables con el lapso de tiempo. El incremento de tiempo más corto posible podría depender fuertemente de la longitud de la ventana y la forma.

Mediante el poder espectral de las ondas coda se puede estimar la información influenciada por los efectos de fuente y de sitio. Para separarlos, se utiliza la siguiente expresión:

$$1/2 \ln P_{ij}(\omega_l, t_k) = d_{ijk,l} = r_i(\omega_l) + S_j(\omega_l) + C(\omega_l, t_k) \quad \dots(26)$$

que viene de:

$$P(\omega, t) = |S(\omega)|^2 C(\omega, t) \quad (\text{Aki, 1969}) \quad \dots(27)$$

donde  $r_i$  son los términos correspondientes a cada sitio;  $S_j$  son los términos de la fuente y  $C$  es independiente de la localización del receptor. Los índices  $i, j, k$  y  $l$  representan el sitio, la fuente, el tiempo y el ancho de frecuencias respectivamente. El factor de un medio se introduce para que los últimos resultados puedan ser expresados en términos de amplitudes relativas. Bajo la premisa de que la forma de la

coda  $C(\omega, t)$  es común en todos los registros para un evento dado, como se espera del modelo de "backscattering" de ondas coda, la ecuación (23) puede reescribirse:

$$d_{jk} - \bar{d}^{(jk)} = r_j \cdot \bar{r}^{(jk)} \quad \dots(28)$$

Aquí, el promedio representado por la barra es tomado sobre todos los sitios para los cuales las medidas están hechas mientras se fijan los índices de la fuente contenida y el lapso de tiempo. El índice de la frecuencia se omite debido a que cada banda será analizada separadamente.

Aki y Chouet (1975) sostienen que la serie de datos suavizados se obtiene por la interpolación del mejor ajuste del modelo de decaimiento de dispersión simple de coda:

$$P(\omega, t) \approx t^{-2} \exp(\omega t / Q_c(\omega)) \quad \dots(29)$$

donde el factor de calidad  $Q_c$  se fija para cada banda de frecuencias y permite tener diferentes lapsos de tiempo, largos y cortos. Estos valores se obtienen por un ajuste simultáneo de la ecuación (23) para una gran cantidad de grupos de datos en un lapso de tiempo.

Los tres métodos discutidos anteriormente se aplicaron de manera semejante a todos los eventos, los cuales fueron seleccionados conforme a los criterios que se tratan a continuación.

#### IV. SELECCION DE EVENTOS

##### IV.1. AREAS DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS

De acuerdo a los objetivos del estudio, se definieron cuatro zonas a lo largo de la Costa Grande de Guerrero (Figura 9 y Tabla 1).

Tabla 1. Localización de las áreas de estudio.

<u>ZONA</u>	<u>LATITUDES (N)</u>	<u>LONGITUDES (W)</u>
1	17.3° - 17.5°	101.0° - 101.3°
2	16.9° - 17.4°	100.0° - 100.6°
3	16.8° - 17.5°	99.4° - 100.0°
4	16.9° - 17.5°	100.6° - 101.0°

Las áreas descritas en la Tabla 1, se eligieron con el fin de analizar la atenuación ( $Q_c^{-1}$ ) de las ondas en diferentes volúmenes de corteza. Asimismo, se seleccionaron para poder hacer un análisis con respecto a las diferentes distancias de los epicentros a la estación.

La Red Sismológica del Departamento de Sismología y Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM, en la Costa de Guerrero, consiste de un total de nueve estaciones (Figura 6) instaladas en la Costa de Guerrero. El estudio se realizó utilizando los registros de tres de las estaciones de la red: Tetitlán, La Florida y Papanao, (Figura 6).

Las estaciones de la Red, se localizan entre los poblados de Papanao y Coyuca de Bentez en la Costa Central de Guerrero, y comenzó a funcionar en forma continua en septiembre de 1987. Las estaciones cuentan con un sismómetro de una sola componente MARK L-4C. un

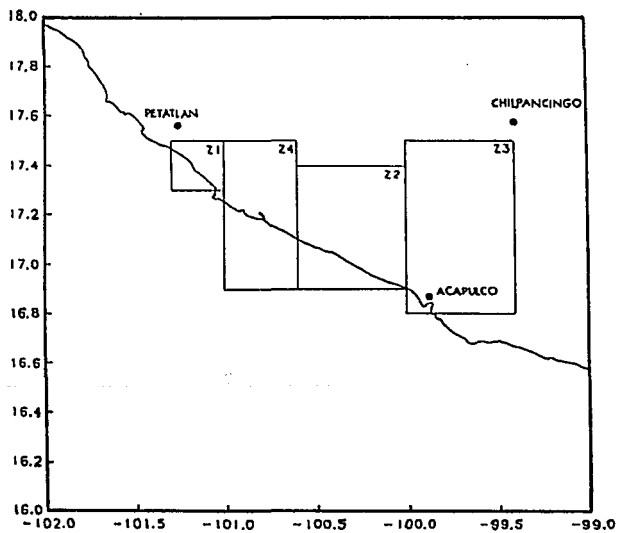


FIGURA 9. ZONAS DE ESTUDIO.

amplificador - modulador con un consumo de 200 mA a 3 Volts, un emisor UHF con una potencia de 200 mW y una ganancia de 10 dB, una antena direccional, un acumulador de 80 A/h y un panel solar.

Las señales generadas por los sismos tienen un ancho de banda de 0.1 a 3 Hz. Para la transmisión de la señal sísmica, ésta se modula por una señal portadora de 0.3 a 20 kHz pudiendo ser así transmitida por cualquier medio electrónico; cada canal cuenta con un portador diferente y éstas son mezcladas y registradas por el mismo equipo. La restitución se realiza por un filtro pasabandas y la demodulación de cada canal. Las señales se decodifican, se digitizan y posteriormente se graban en forma digital.

La localización geográfica de las estaciones de interés para nuestro estudio, se presentan en la Tabla 2:

Tabla 2. Localización de las estaciones donde se grabaron los registros utilizados.

<u>ESTACION</u>	<u>LATITUD (N)</u>	<u>LONGITUD (W)</u>
TETITLAN	17.162°	100.631°
LA FLORIDA	17.225°	100.389°
PAPANOA	17.300°	101.038°

La estación de Tetitlán graba las tres componentes (Z, N-S y E-W), Papanao y La Florida sólo graban la componente Z. En primera instancia, se eligió solamente la estación de Tetitlán por grabar las tres componentes, sin embargo, los datos adquiridos no fueron suficientes, pues quedaron algunos huecos en tiempo y distancia en las zonas 1 y 4. Por este motivo se eligieron las otras dos estaciones, con el fin de muestrear y calcular valores de  $Q_c$  en una mayor gama de distancias epicentrales.

Se consideró además, que sería interesante calcular los valores de  $Q_0$  (ecuación 10) para eventos registrados por las tres estaciones en las zonas 1 y 3 (Figura 9), ya que son las zonas ubicadas en los dos extremos del área de estudio. Por tanto, se enfocó la atención en los resultados que estas zonas arrojaron.

#### IV.2. CARACTERISTICAS DE LOS DATOS SELECCIONADOS

Con el fin de cubrir un intervalo de tiempo que pudiera proporcionar un número representativo de eventos, se escogieron sismos ocurridos desde septiembre de 1987 hasta diciembre de 1990, localizados en cualquiera de las cuatro zonas (Figura 10). Los sismos fueron elegidos con los siguientes criterios. Se procuró escoger eventos de  $m_c > 2.0$ , aunque después tuvieron que tomarse en cuenta también eventos de menor magnitud para complementar la base de datos.



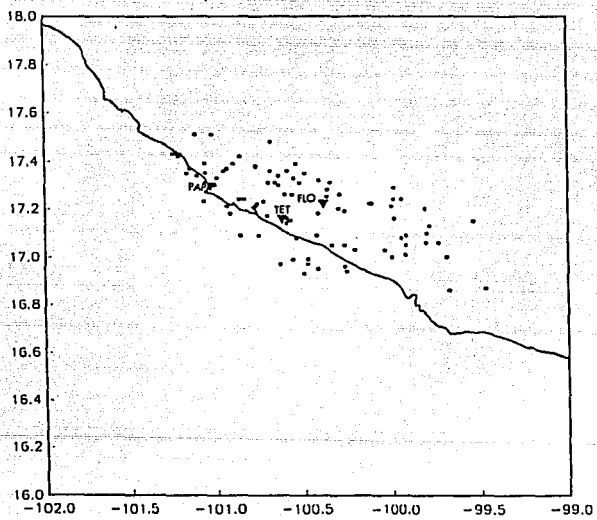


FIGURA 10. DISTRIBUCION DE EPICENTROS Y ESTACIONES.

Otro parámetro importante fué la medición del tiempo de llegada de la onda S (Ts) registrada en la estación Tetitlán, puesto que este dato es importante para el procesamiento de cada señal. Cabe aclarar que muchos sismos, con localización en alguna de las zonas, fueron eliminados al no contar con este dato.

Para los registros de las estaciones Papanoa y La Florida, se procuró escoger las trazas registradas por ambas estaciones para todos los eventos. Sin embargo, esto no se logró en todos los casos, y se decidió elegir también aquellos eventos de buena calidad a pesar de estar registrados en una sola estación.

En total se seleccionaron 85 eventos ocurridos entre septiembre de 1987 hasta diciembre de 1990. El número de eventos por año para cada zona, varía debido a que en algunos meses no se encontraron sismos con las características requeridas, debido a que hubo intervalos de tiempo en que no se tuvieron registros por causas de fallas en el sistema de adquisición.

Como se puede observar en el Apéndice, es notable que la mayoría de sismos se localizan en las zonas 1 y 2. Dado que la estación de Tetitlán registra en tres componentes, se obtuvieron por cada evento tres trazas sísmicas, con lo que se lograron alrededor de 200 sismogramas. Se obtuvieron además 18 trazas de las estaciones Papanoa y La Florida, para hacer un total de casi 220 registros para el análisis, (Apéndice).

Se observó que muchos registros estaban saturados debido a que algunos sismos fueron muy grandes para el rango dinámico de los instrumentos. Por otro lado, como se mencionó arriba, hay reportes de varios sismos en donde no fué posible medir  $T_s$  (tiempo de arribo de la onda S) en la estación de Tetitlán. Sin este dato no es posible estimar  $Q_c$ .

Cabe mencionar que durante el mes de julio de 1990, el sistema de grabación de la red se cambió de un sistema de cinta magnética a un sistema de adquisición directa en computadora. Los datos obtenidos con el nuevo sistema, fueron notablemente de mejor calidad, (Figura 11). También es importante hacer notar que en la zona 3 se encontraron muy pocos eventos registrados por la estación Papanoa (4), de los cuales se desecharon la mitad por ser de muy mala calidad, (Figura 11).

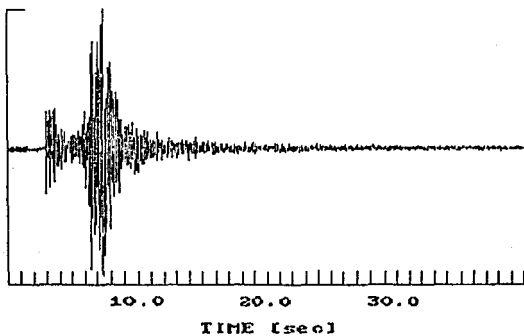
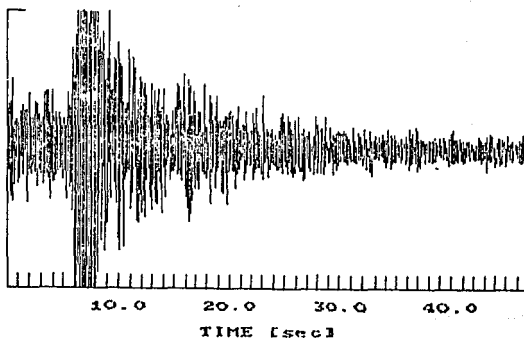


FIGURA II. A) (ARRIBA), EJEMPLO DE TRAZA DE "MALA CALIDAD", SATURADA DEBIDO A QUE LA MAGNITUD DEL SISMO FUE MUY GRANDE PARA EL RANGO DINAMICO DE LOS INSTRUMENTOS. B) (ABAJO), EJEMPLO DE TRAZA DE "BUENA CALIDAD", LIMPIA Y UTILIZABLE PARA LA MEDICION DE CODA

## V. PROCESAMIENTO DE LOS SISMOS SELECCIONADOS

Una vez agrupados los eventos, se volvieron a revisar las trazas de cada uno de ellos para ver si la señal era de buena calidad, es decir, que no tuviera picos (amplitudes de la traza que salen de la escala debido a fallas en la instrumentación), o estuviese saturada, pues esto produciría resultados erróneos durante la medición de la coda. Posteriormente, los eventos se agruparon por zona y éstos a su vez por componente.

El programa de computadora de Novelo-Casanova y Monfret (1991), calcula los valores de  $Q$  en función de la frecuencia para 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz por los tres métodos antes mencionados, Novelo-Casanova y Lee (1991).

Con el fin de obtener un factor de calidad más representativo, la medición de coda se realizó escogiendo directamente en la pantalla la ventana de tiempo seleccionada en la traza, a partir de la cual se hizo el análisis. La duración de las ventanas escogidas para cada zona se muestra en el Apéndice.

En general, el inicio de la coda se eligió algunos segundos después del arribo de la onda S. En pocos casos, esta ventana se escogió justamente a partir de  $T_s$ , dependiendo esto de la regularidad de la atenuación misma. Por esta razón, en algunos eventos los resultados de  $Q_c$  obtenidos mediante los tres métodos resultaron diferentes en un rango del 20 al 50 % dependiendo de la traza, aunque se tomaron las mismas ventanas en cada uno de los tres.

Una vez obtenidos los valores de  $Q_c$  se les realizó un ajuste a la función:  $Y = B f^A$ ; esta ecuación es semejante a la ecuación (10) que expresa a  $Q_c$  en función de la frecuencia, con lo que se obtuvieron así los valores de  $Q_0$  y  $n$  para cada evento (Apéndice).

Para realizar un análisis interpretativo de los valores obtenidos de  $Q_0$  y  $n$ , se graficaron éstos contra el tiempo, distancia epicentral y profundidad con su grado de error.

Con el objeto de representar los volúmenes de corteza que se muestrean en nuestro análisis de atenuación para cada zona, se realizó un programa que calcula la expresión siguiente, (Sato, 1977; Singh y Herrmann, 1983):

$$\frac{x^2}{(vt/2)^2} + \frac{y^2}{(vt/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad \dots(30)$$

Esta define la proyección superficial del elipsoide en el cual se localizan los dispersores ("scatterers"), responsables de la generación de ondas coda para cada evento analizado, donde  $v$  es la velocidad de la onda, el tiempo  $t$  es  $T_s$ , y  $R$  es la distancia epicentral del evento.

## V.1. CRITERIOS DE ERROR

Después de haber realizado el procesamiento correspondiente a todos los datos obtenidos, se procedió a depurarlos con el fin de tener sólo los valores más representativos y confiables de la zona. Esto se realizó siguiendo ciertos criterios de error que toman en cuenta tanto la "calidad" de la traza como la ventana de tiempo escogida, y el ajuste por mínimos cuadrados.

El programa de computadora utilizado, proporciona un valor del error de la medición de  $Q_c$ , para cada método. A partir de los errores de los tres métodos, y de la obtención de los valores de  $Q_c$  para todas las frecuencias, además de la calidad de las regresiones lineales utilizadas en los ajustes de los puntos para la obtención de  $Q_0$  y para cada registro, se realizó un promedio de errores total, que es el mismo que se presenta en el Apéndice.

El criterio adoptado para depurar los valores de  $Q$ , fué que se tomaron en cuenta aquellos que tuvieran un error menor o igual al 15 %. Posteriormente, se procuró que la regresión por mínimos cuadrados para la obtención de  $Q_0$  y  $n$  fuese adecuada, pues se observó en varios casos que el coeficiente de correlación fué alto aún con pocos puntos para realizar la misma. Por esta razón, en muchos casos hubo que reanalizar las trazas y revisar que el error asignado fuera el representativo y en caso de no serlo el evento se descartó.

## VI. RESULTADOS E INTERPRETACION

Del análisis hecho de las datos de Tetitlán con respecto a las tres componentes, se observa que en general, no hay una diferencia sustancial entre los valores obtenidos en cada componente. Se observó sin embargo, una ligera dispersión en los valores de  $Q_0$  para la componente E-W en las zonas 1 y 2, y también en las componentes E-W y N-S de la zona 4. En la zona 3 los valores de  $Q_0$  en las tres componentes se comportaron de manera muy similar. Por esta razón, se eligió darle más peso a la componente Z tal y como se muestra en las Figuras 12 a 28.

Por otra parte, se observó una gran similitud entre los valores de  $Q_0$  graficados contra tiempo en un intervalo de cuatro años de la zona 1 y la zona 4, ya que como se puede observar en la Figura 9, son zonas adyacentes. En esta área, los valores de  $Q_0$  fueron de entre 20 a 40 (Figuras 12 y 15) y los valores de A (n de la ecuación (10)) fueron de entre 0.8 y 1.4, encontrándose mucha dispersión de los valores de A en la zona 4, (Figuras 24 y 27).

En cuanto a la distancia, se observó la misma similitud con respecto a los valores de  $Q_0$ , sólo que para la zona 1, la distancia más lejana fué de casi 105 km, mientras que para la zona 4 el sismo más lejano fué de casi 60 km. (Figuras 16 y 19).

Graficando los datos resultantes en función de la profundidad, se encontró también la semejanza entre los valores de  $Q_0$  de los sismos ubicados en las zonas 1 y 4, con un intervalo de profundidades en la zona 1 de 10 a 25 km aproximadamente, y para la zona 4 de 15 a 35 km (Figuras 20 y 23), que concuerdan con los datos de Araujo (1990).



Por otra parte, los resultados reportaron diferencias de los valores de  $Q_0$  de los sismos de las zonas 2 y 3 con las mencionadas anteriormente con respecto al tiempo. Los sismos de la zona 2 reportaron valores de  $Q_0$  entre un intervalo de 20 a 50, mientras que los sismos de la zona 3 reportaron valores de  $Q_0$  de entre 30 a 70 en el mismo lapso de 4 años (Figuras 13 y 14). En cuanto a sus valores de  $A$ , los sismos de la zona 3 reportaron valores de entre 0.8 a 1.1, mientras que en la zona 2 se encontró gran dispersión en un intervalo de 0.6 a 1.4 (Figuras 25 y 26).

En los datos analizados con respecto a las distancias, de los sismos de las zonas 2 y 3, los valores de  $Q_0$  se comportan de manera semejante que en el tiempo, sólo que en la zona 2 el sismo más lejano está a 60 km y en la zona 3 se observó un intervalo de distancias epicentrales de 40 a 120 km (Figuras 17 y 18).

En cuanto a la profundidad tampoco se observan cambios, en valores de  $Q_0$  por cada zona, encontrándose en la zona 2 sismos con profundidades que van desde 15 hasta 48 km aproximadamente, mientras que para la zona 3 este intervalo es de casi 10 a 38 km, (Figuras 21 y 22) y que concuerda con lo mencionado por Araujo (1990).

Los volúmenes y áreas muestreados por la coda se obtuvieron a partir de un programa de computadora que evalúa la expresión (30) (Singh y Herrmann, 1983), para cada zona, tomando como focos a cada estación y al temblor más lejano a ésta de cada zona, y considerando la profundidad de los temblores escogidos como focos de la elipse. (Figuras 28 a 31). En ellos se pueden apreciar los límites de los volúmenes y áreas en planta investigados a partir del análisis de atenuación realizado.

Es notable observar que de acuerdo a las áreas muestreadas, (Figuras 28 a 31), gran parte del área investigada con los sismos de la zona 4 queda contenida en el área muestreada en la zona 1, lo que coincide con la similitud de los valores de  $Q_0$  en cada zona.

Dadas estas características en el área de estudio, es probable que la muy alta atenuación encontrada en los resultados de los sismos de las zonas 1 y 4, es el resultado del paso de las ondas sísmicas en la región circundante a una gran falla como es la zona de subducción, en el que se han llevado al cabo esfuerzos continuos y donde no se ha relajado toda la energía contenida. Esto contrasta con las zonas 2 y 3, donde se observa una menor atenuación (mayor  $Q_0$ ) y donde se piensa que hay una mayor homogeneidad o menos fracturas en el medio (Figura 32), debido a que el área investigada en esa parte no muestra preferentemente a la zona sismogénica del contacto, que según Suárez et al. (1990), está aproximadamente a los 25 km de profundidad.

De acuerdo al modelo de "backscattering" de Aki mencionado antes, la atenuación de la coda estará en función de las heterogeneidades existentes en el medio que la onda sísmica se encontrará a su paso, es decir, que una atenuación alta, muy probablemente se deba a que el medio contiene un número alto de heterogeneidades o "scatterers" que provoca valores de  $Q_0$  bajos, (Wang, et al., 1989; y Wepfer y Christensen, 1990), sin embargo, no se descarta que también puede deberse a una alta absorción intrínseca del medio.

Al comparar los resultados obtenidos en este estudio con otros anteriores, se encontró que los valores de  $Q_0$  en las zonas 1 y 4 estudiadas son muy similares a los reportados por Novelo-Casanova

(1990) para la misma área. Estos valores son notablemente más bajos que los obtenidos por Chouet (1979) en California Central, Roecker (1982) en Asia Central, Pulli (1984) en New England, U.S.A., Jin y Aki (1986) en Tangshan, China, Sato (1986) en Japón Central, y Peng et al. (1987) en Round Valley, California, entre otros.

De todo lo anterior se puede concluir lo siguiente: En un lapso de cuatro años no ha habido cambios en el valor de  $Q_0$  como se muestra en las Figuras 12 a 15 en cada una de las zonas seleccionadas. Tampoco han habido variaciones con respecto a la distancia y además, los valores de  $Q_0$  encontrados en las zonas 1 y 2 son muy bajos comparados con los obtenidos por Chouet (1979) en California Central, Roecker (1982) en Asia Central, Pulli (1984) en New England, U.S.A., Jin y Aki (1986) en Tangshan, China, Sato (1986) en Japón Central, y Peng et al. (1987) en Round Valley, California, entre otros.

Esto constituye una base de referencia de valores de  $Q_0$  para analizar posibles variaciones en el futuro en la brecha de Guerrero.

Desde el punto de vista de Predicción, Lee et al. (1986) mencionan que en la mayoría de los casos reportados por Wilson, et al. (1983), Gusev y Lemizikov (1985), Jin y Aki (1986) y Sato (1986), la  $Q$  coda fué encontrada anómalamente menor antes de la ocurrencia de un temblor que después de éste. Partiendo de esta aseveración, y dados los valores de  $Q$  coda en el área de los sismos de las zonas 1 y 4 estudiadas, se observó que esta región presenta una atenuación muy alta con respecto a otros lugares estudiados con anterioridad. Esto motiva a analizar la variación de  $Q$  coda posteriormente en el área y utilizar los datos como parte de un ejercicio de predicción sísmica.

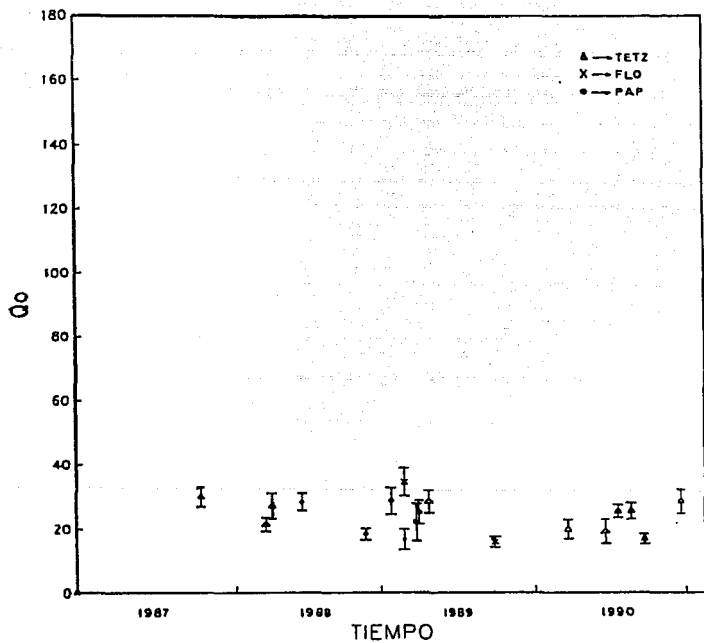


FIG.12 VALORES DE Q<sub>0</sub>-TIEMPO. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 1.



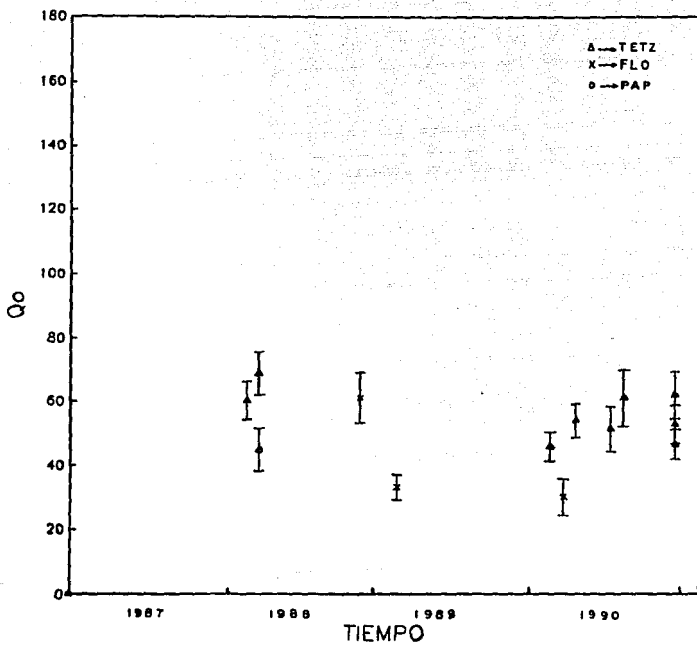


FIG.14. VALORES DE  $Q_o$ -TIEMPO. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 3.

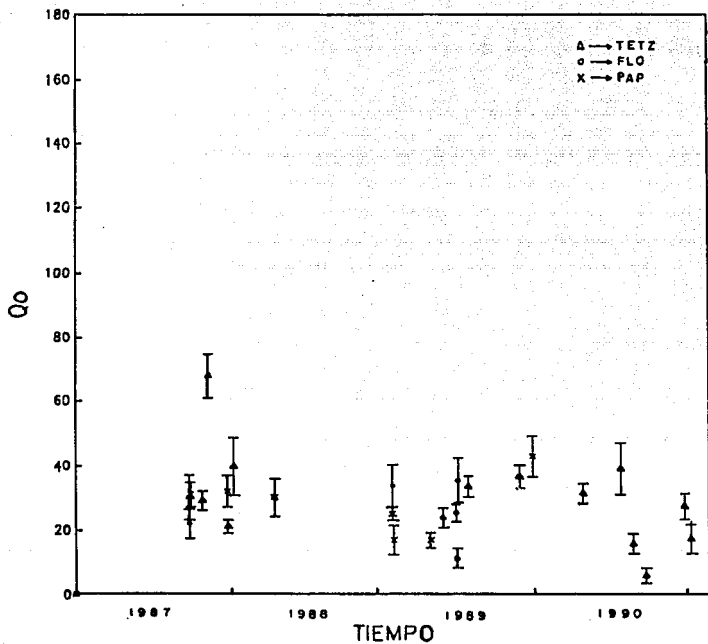


FIG.15. VALORES DE  $Q_0$ -TIEMPO. ESTACION TET. COMPONENTE Z. ZONA 4.

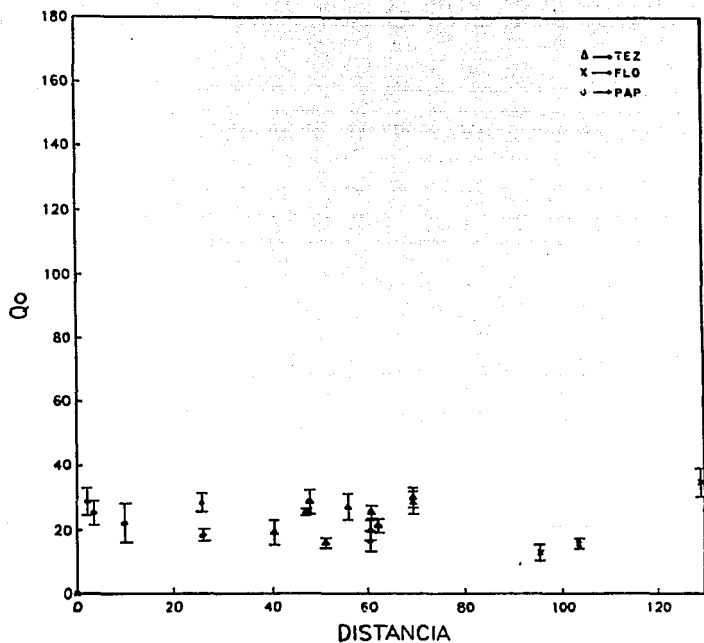


FIG.16. VALORES DE  $Q_0$ -DISTANCIA. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTEZ. ZONA I.



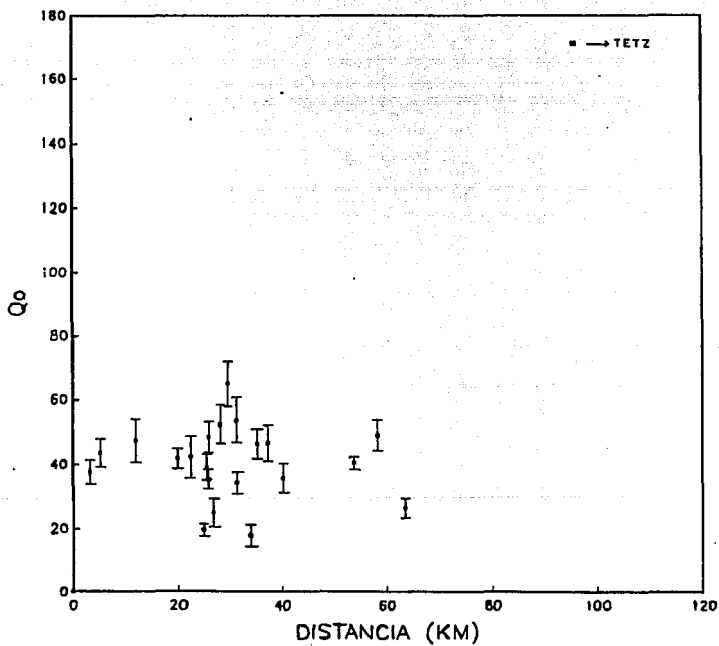
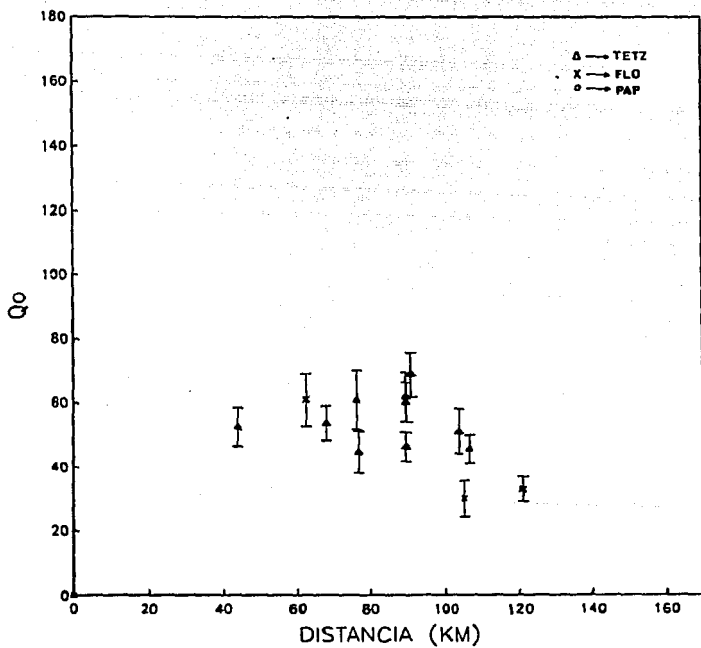


FIG.17. VALORES DE  $Q_0$ -DISTANCIA. ESTACION TET. COMPONENTE Z. ZONA 2.



FIGJ8. VALORES DE  $Q_0$ -DISTANCIA. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 3.

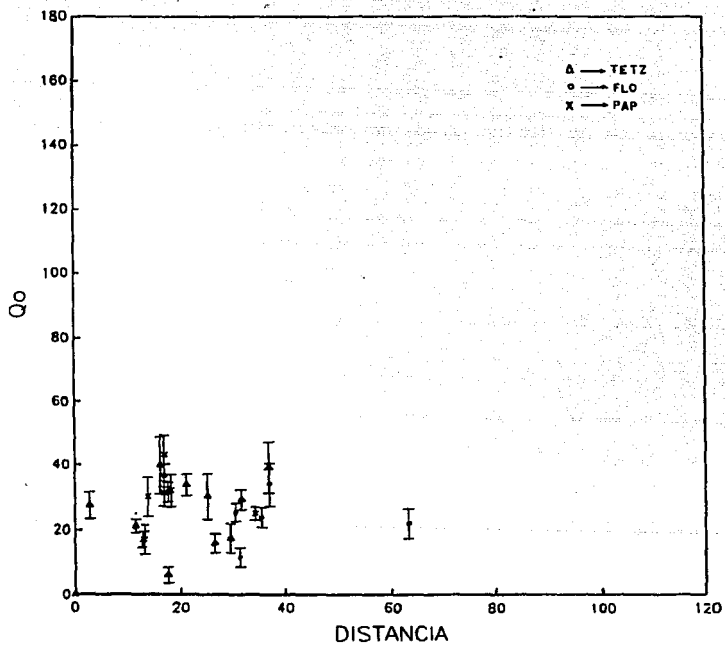


FIG.19. VALORES DE Qo-DISTANCIA. ESTACION TET. COMPONENTEZ. ZONA 4.

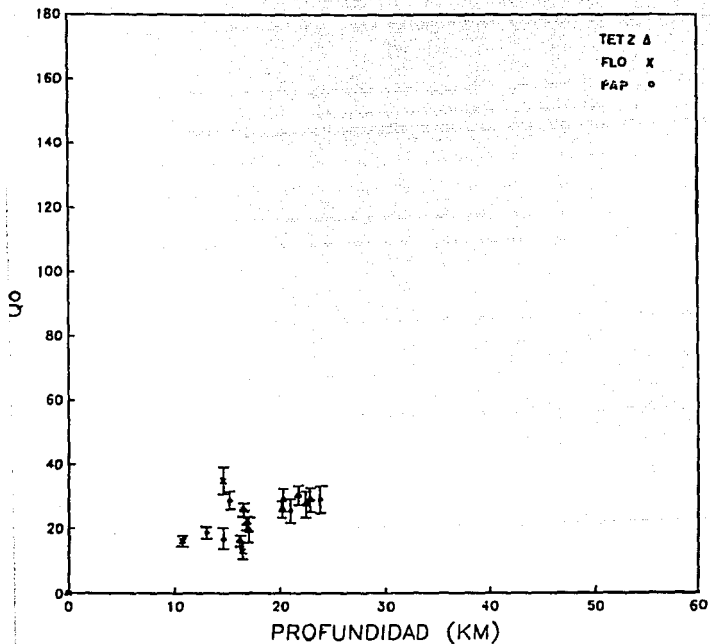


FIG.20. VALORES DE  $Q_0$ -PROFUNDIDAD. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 1.

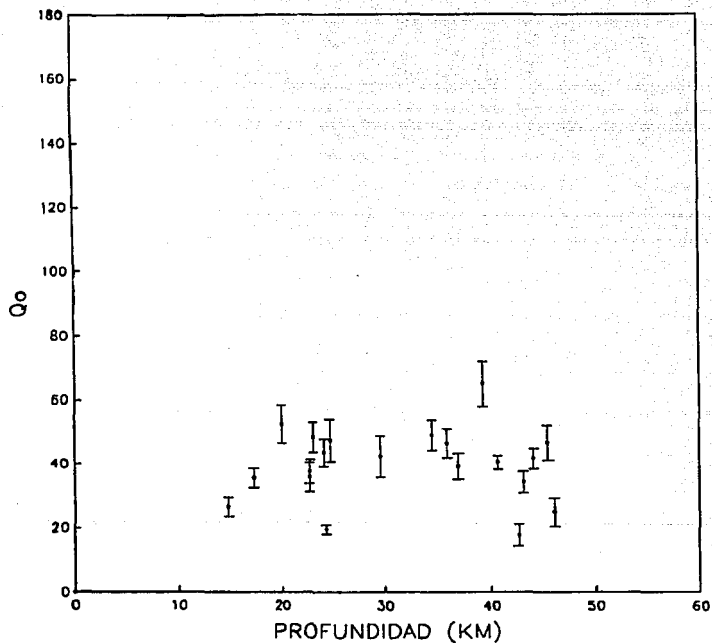


FIG.21 VALORES DE  $Q_0$ -PROFUNDIDAD. ESTACION TET. COMPONENTE Z. ZONA 2.

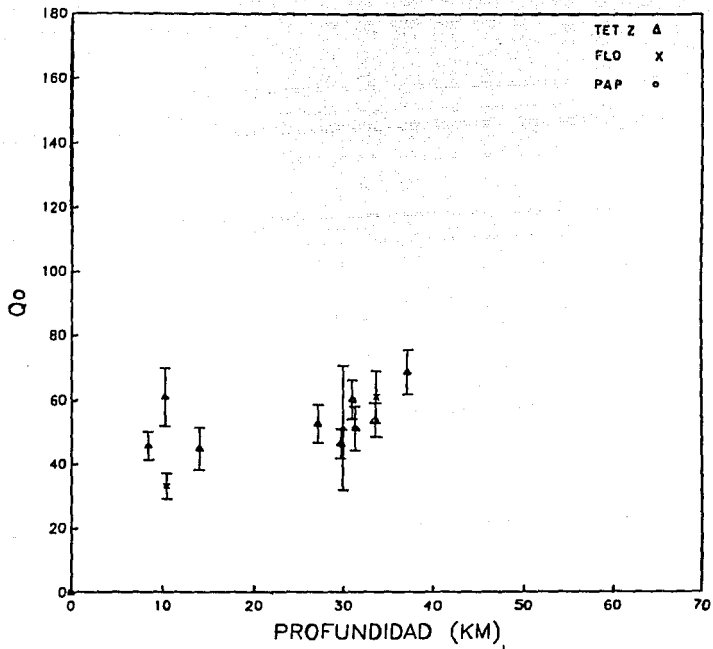


FIG.22. VALORES DE  $Q_0$ -PROFUNDIDAD. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 3.

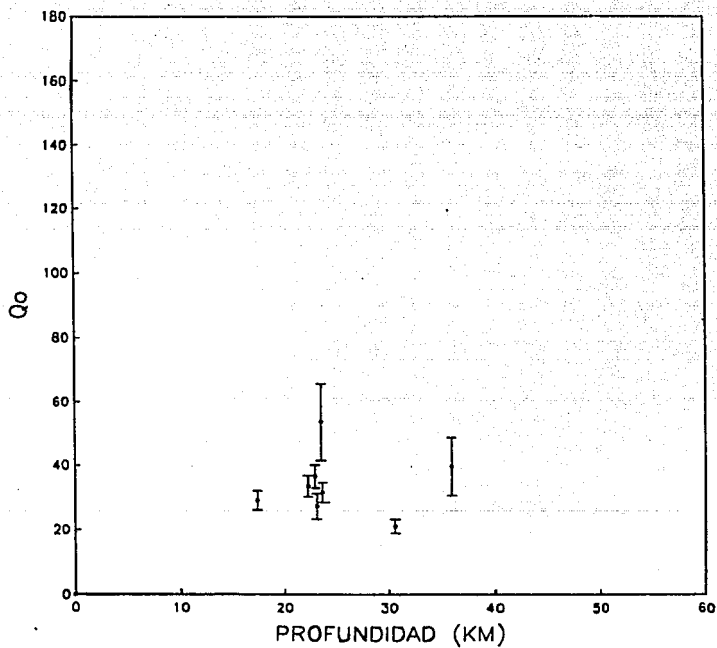


FIG.23.VALORES DE  $Q_0$ -PROFUNDIDAD. ESTACION TET. COMPONENTE Z. ZONA 4.

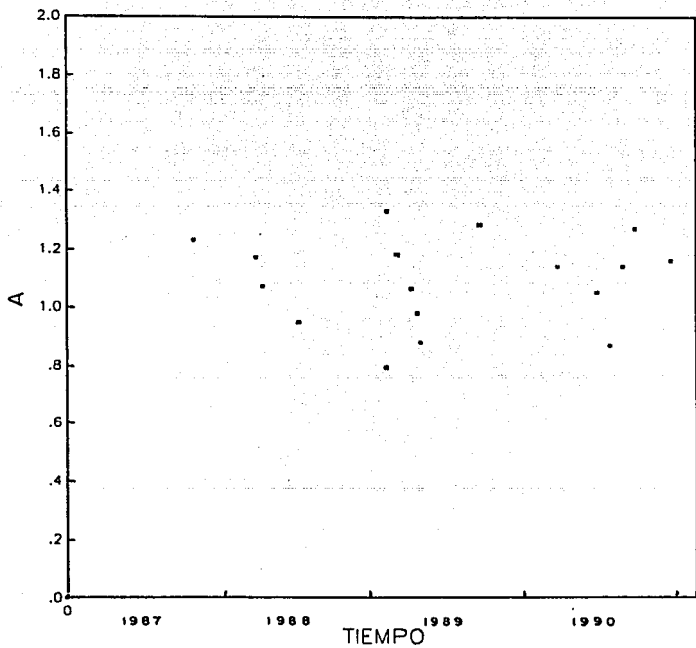


FIG24, VALORES DE A-TIEMPO, ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA I.





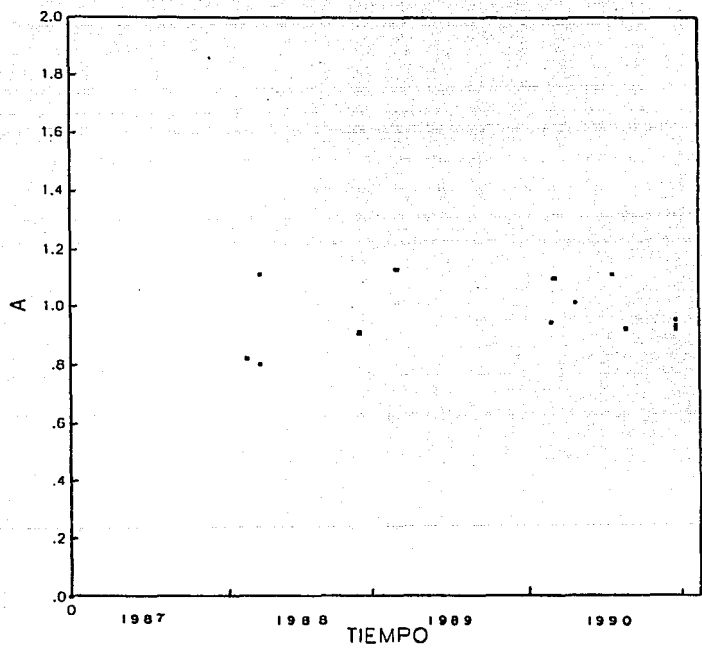


FIG.26.VALORES DE A-TIEMPO. ESTACIONES TET, FLO, PAP, COMPONENTE Z. ZONA 3.

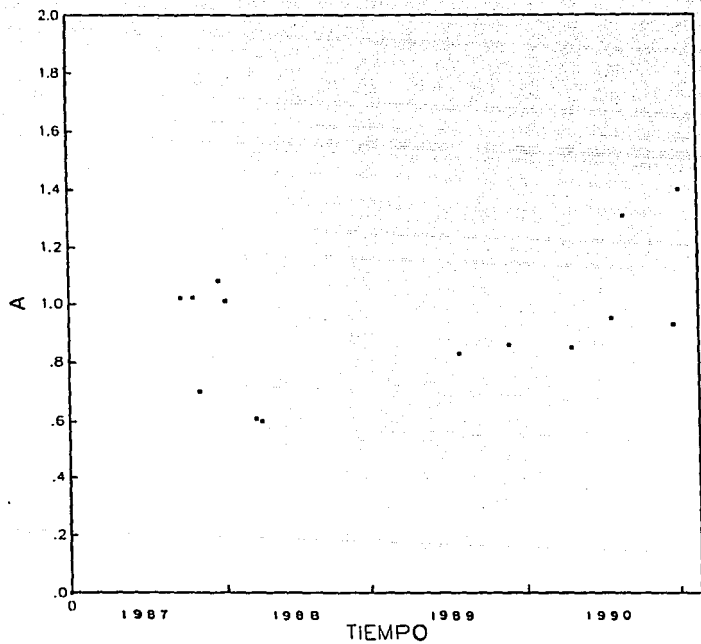


FIG.27. VALORES DE A-TIEMPO. ESTACION TET. COMPONENTE Z. ZONA 4 .

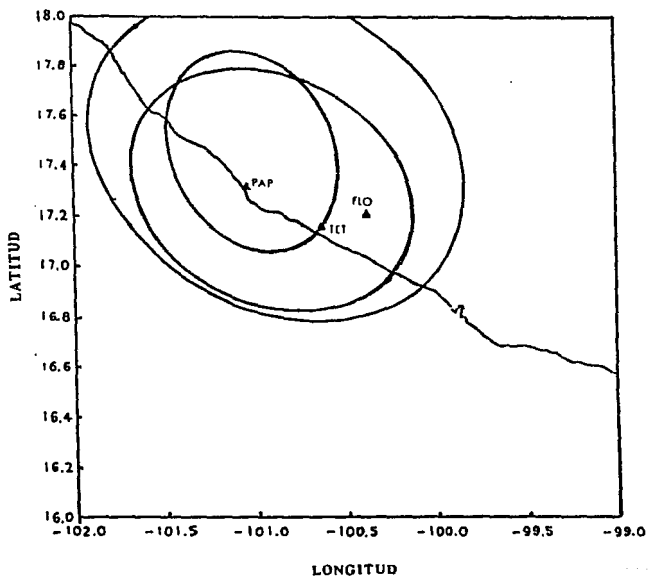


FIG. 26. AREAS MUESTRADAS ZONA I.

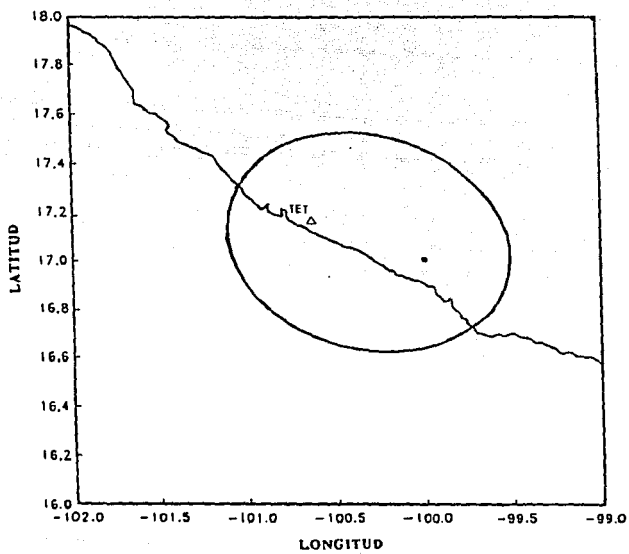


FIG.29 . AREA MUESTREADA ZONA 2.

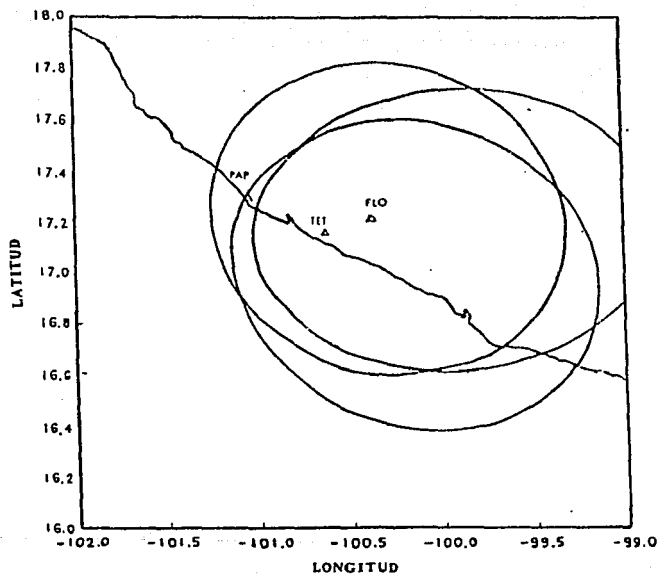


FIG.30. AREAS MUESTREADAS ZONA 3.

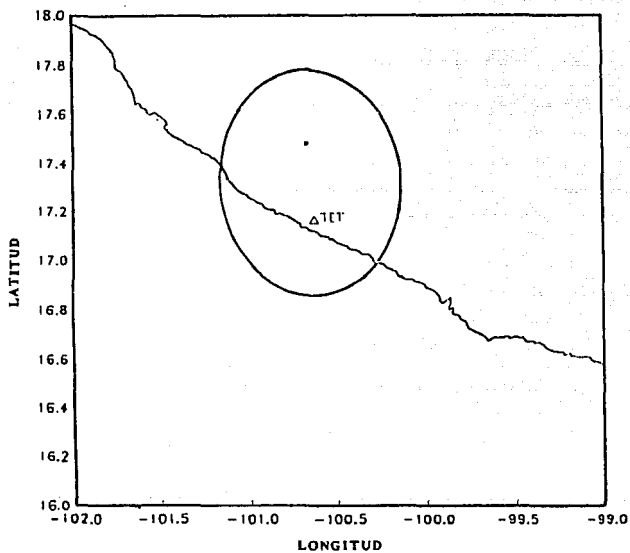


FIG. 31 . AREA MUESTREADA ZONA 4.

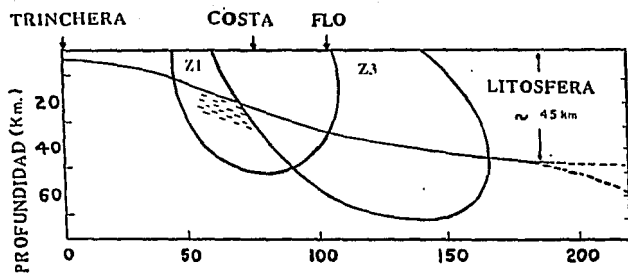


FIGURA 32. CUENTA APROXIMADA DE LOS VOLÚMENES MUESTREADOS PARA LA ZONA 1 (Z1) Y PARA LA ZONA 3 (Z3). LA ZONA HACHURADA MUESTRA LA ZONA DE CONTACTO. LOS VALORES BAJOS DE  $Q_0$  OBSERVADOS EN LA ZONA 1 QUIZAS SE DEBAN A LAS HETEROGENEIDADES DEL MEDIO EN ESTA PARTE DE LA TRINCHERA.



## VII. CONCLUSIONES

-No se encontraron diferencias sustanciales en las mediciones de  $Q_0$  realizadas en las diferentes componentes (Z, N-S y E-W) de la estación Tetitlán para eventos ubicados en cualquiera de las zonas seleccionadas, pero sí se observó más dispersión de los datos en las componentes E-W y N-S.

-Se observó que no hay variación de la atenuación dentro de cada una de las zonas estudiadas con respecto al tiempo, lo que implica que quizás el medio no ha sufrido cambios sustanciales en cuanto a la homogeneidad en ese lapso de tiempo.

-Se observó que no existe ninguna variación de  $Q_c$  con respecto a la distancia dentro de cada zona estudiada, lo mismo que con respecto a la profundidad.

-Los valores de  $Q_0$  en las zonas 1 y 4 estudiadas fueron semejantes, y fluctuaron en un rango de  $Q_0$  de entre 20 y 40. Estos valores son mucho menores que los reportados por Chouet (1979), Pulli (1984), Sato (1986), Jin y Aki (1986) y Peng et al, (1987) en varias partes del mundo, si bien son similares a los encontrados por Novelo-Casanova (1990) en la misma región.

-Los valores de  $Q_0$  de la zona 2 oscilan en un intervalo de entre 20 y 50 y los de la zona 3 variaron en un intervalo de 30 a 70.

-Se encontró que el volúmen muestrado con los sismos de la zona 1 y 4 cubren totalmente la zona sísmogénica del contacto entre las Placas de Cocos y Norteamérica y que estos valores indican una atenuación alta de la coda en ésta área. Esto sugiere que las trayectorias de las ondas en esta parte muestrean muchas heterogeneidades, indicando un medio alrededor de una gran falla en el que se han llevado a cabo esfuerzos continuos y donde no se ha relajado toda la energía contenida.

-Los volúmenes muestreados por el análisis con los sismos de las zonas 2 y 3, reportaron abarcar casi 100 km de la Costa hacia el continente, por lo que no muestrean preferencialmente la litósfera continental y sus valores de  $Q_0$  implican una menor atenuación de la coda en ésta área con respecto a la anterior, debida quizás a un menor contenido de heterogeneidades o "scatterers".

## APENDICE

### EVENTOS ANALIZADOS POR ZONAS Y COMPONENTES.

#### ZONA 1 COMPONENTE E-W (TETITLAN) Tven = 14 seg

Fecha	Hora	LatN	LonW	Prof	Mag	No.ptos	ts(TET)	Qo	A	Distancia	Error
871002	1150	17.42	-101.221	21.77	2.34	2700	21.14	38.258	1.09	69.0	03.8
880320	0257	17.35	-101.177	16.83	2.43	3000	19.25	15.361	1.22	62.0	01.5
890419	1124	17.43	-101.214	20.32	2.62	3100	21.14	21.652	1.07	69.0	04.1
900307	1350	17.51	-101.030	36.27	3.20	3000	18.37	40.222	1.10	60.6	06.2
880328	2340	17.34	-101.118	22.50	2.51	3400	17.70	20.693	1.11	55.9	04.0
900625	1748	17.21	-100.007	16.99	2.26	1500	12.04	19.278	1.05	40.5	03.8
900827	0210	17.27	-101.059	20.18	2.65	10000	14.33	23.738	1.10	47.3	03.4
900909	1713	17.35	-101.070	16.17	2.07	7680	15.92	37.030	1.17	51.2	06.0
900702	0630	17.37	-101.158	16.54	2.38	2000	18.09	18.709	1.07	60.8	01.8
901231	2003	17.23	-101.077	22.89	2.26	7680	15.02	31.453	1.40	48.1	06.2

#### ZONA 1 COMPONENTE N-S (TETITLAN) Tven = 14 seg

Fecha	Hora	LatN	LonW	Prof	Mag	No.ptos	ts(TET)	Qo	A	Distancia	Error
871002	1150	17.42	-101.221	21.77	2.34	2700	21.14	24.134	1.08	69.0	03.5
880320	0257	17.35	-101.177	16.83	2.43	3000	19.25	12.120	1.31	62.0	06.6
890419	1124	17.43	-101.214	20.32	2.62	3100	21.14	24.710	0.96	69.0	02.4
900307	1350	17.51	-101.030	36.27	3.20	3000	18.37	21.114	1.32	60.6	03.1
880328	2340	17.34	-101.118	22.50	2.51	3400	17.70	14.240	1.32	55.9	01.4
900625	1748	17.21	-100.007	16.99	2.26	1500	12.04	12.507	1.18	40.5	02.4
900827	0210	17.27	-101.059	20.18	2.65	10000	14.33	32.958	1.04	47.3	04.8
900909	1713	17.35	-101.070	16.17	2.07	7680	15.92	15.087	1.35	51.2	02.2
900702	0630	17.37	-101.158	16.54	2.38	2000	18.09	22.750	1.01	60.8	02.2
901231	2003	17.23	-101.077	22.89	2.26	7680	15.02	47.930	1.11	48.1	06.7

#### ZONA 1 COMPONENTE Z (TETITLAN) Tven = 14 seg

Fecha	Hora	LatN	LonW	Prof	Mag	No.ptos	ts(TET)	Qo	A	Distancia	Error
871002	1150	17.42	-101.221	21.77	2.34	2700	21.14	30.157	1.23	69.0	03.0
880320	0257	17.35	-101.177	16.83	2.43	3000	19.25	21.511	1.17	62.0	02.1
890419	1124	17.43	-101.214	20.32	2.62	3100	21.14	28.647	0.88	69.0	03.5
900307	1350	17.51	-101.030	36.27	3.20	3000	18.37	20.129	1.14	60.6	03.0
880328	2340	17.34	-101.118	22.50	2.51	3400	17.70	27.263	1.07	55.9	04.0
900625	1748	17.21	-100.007	16.99	2.26	1500	12.04	19.384	1.05	40.5	03.8
900827	0210	17.27	-101.059	20.18	2.65	10000	14.33	25.720	1.14	47.3	02.5
900909	1713	17.35	-101.070	16.17	2.07	7680	15.92	16.196	1.27	51.2	01.6
900702	0630	17.37	-101.158	16.54	2.38	2000	18.09	25.686	0.87	60.8	02.0
901231	2003	17.23	-101.077	22.89	2.26	7680	15.02	28.821	1.16	48.1	03.7

ZONA 1 ESTACION LA FLORIDA COMPONENTE Z. Tven= 14 seg

880626	0313	17.51	-101.128	15.24	2.63	3000	24.20	41.851	1.106	85.0	08.2
881118	0044	17.43	-101.244	12.99	2.11	3000	26.82	47.171	1.010	93.8	07.0
890108	0943	17.30	-101.016	23.86	2.33	3000	20.26	53.126	0.993	67.3	11.0
890216	1244	17.49	-101.570	14.61	2.22	3000	36.90	34.770	1.187	129.1	04.3
890301	1136	17.39	-101.073	26.59	2.48	3000	22.56	39.404	0.973	75.1	11.7
890624	0537	17.42	-101.223	16.41	2.79	3000	27.20	13.139	1.500	95.1	02.6
890905	1928	17.50	-101.319	10.75	2.83	3000	29.27	16.060	1.266	103.5	01.6

ZONA 1 ESTACION PAPANOA COMPONENTE Z. Tven = 14 seg

880626	0313	17.51	-101.128	15.24	2.63	3000	08.90	28.590	0.910	26.0	02.8
881118	0044	17.43	-101.244	12.99	2.11	3000	08.80	18.580	1.050	26.3	01.8
890108	0943	17.30	-101.016	23.86	2.33	3000	06.97	28.060	0.723	02.3	04.2
890125	2113	17.43	-101.253	22.85	2.53	3000	10.40	43.312	1.340	27.1	08.6
890216	1244	17.49	-101.570	14.61	2.22	3000	18.62	16.847	1.186	60.5	03.2
890217	1335	17.90	-101.695	23.07	2.03	3300	27.72	50.000	0.808	96.9	01.3
890218	0615	17.28	-101.347	19.77	2.64	3000	11.28	51.690	0.850	32.9	15.3
890301	1136	17.39	-101.073	26.59	2.48	3000	08.28	22.314	1.022	10.1	06.0
890302	1014	17.31	-101.071	21.03	2.06	3000	06.33	25.335	0.977	03.7	03.7

ZONA 2 COMPONENTE E-W (TETITLAN) Tven = 18 seg

871026	1745	16.96	-100.268	20.35	2.34	3200	14.81	29.105	1.07	44.4	04.8
871209	1634	16.99	-100.480	24.48	2.20	2600	10.16	25.854	1.07	24.8	03.0
880225	1520	17.31	-100.529	44.28	2.45	2500	12.84	37.557	0.89	20.0	07.4
880613	0716	17.03	-100.210	10.07	2.20	2400	14.33	43.037	0.95	47.1	04.3
880328	0318	16.97	-100.481	23.19	1.80	4000	09.65	34.829	0.86	25.9	03.4
890125	2359	16.95	-100.423	08.14	2.40	3000	10.93	49.706	0.71	31.5	04.9
890824	1156	17.22	-100.129	40.74	2.43	3100	17.80	34.911	0.99	53.8	03.4
900303	2144	17.35	-100.498	37.07	2.51	4000	12.07	19.485	1.16	25.5	03.8
900403	0928	17.20	-100.302	36.10	2.59	3000	13.60	35.847	0.99	35.3	03.5
900802	1801	17.05	-100.267	22.82	2.69	10000	13.02	79.747	0.71	40.3	08.0
900815	1609	17.26	-100.570	34.51	1.85	7168	9.90	34.458	9.88	12.9	03.4
900820	0702	17.00	-100.005	14.93	2.57	10000	18.70	36.050	1.04	63.5	03.6
900820	1455	17.08	-100.546	24.89	1.71	7168	7.71	34.918	0.94	12.1	06.8
900914	0635	17.09	-100.428	21.57	2.29	7168	8.53	33.591	1.07	22.7	04.5
901024	1319	17.31	-100.351	42.82	1.70	7168	14.03	30.615	1.11	34.0	04.5
901029	0741	17.36	-100.600	45.86	1.97	7168	13.18	20.406	1.60	23.4	04.0
901201	1559	17.26	-100.295	45.59	2.20	2792	15.16	39.375	1.24	37.3	04.8
901202	0630	16.93	-100.500	20.02	2.12	6656	9.84	76.147	0.66	28.3	15.2
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	108.160	1.50	02.9	21.6
901208	0245	16.94	-100.254	16.82	2.43	6656	14.28	30.128	1.21	46.5	03.0
901210	1223	17.15	-100.582	24.25	1.86	7168	6.81	35.034	1.01	05.3	03.5
901212	1857	17.28	-100.365	43.28	1.96	7168	13.89	44.324	0.83	31.6	04.4
901214	0413	17.19	-100.268	36.06	1.90	7168	14.06	25.914	1.31	38.8	02.5
901215	1753	17.05	-100.341	20.03	2.30	8704	10.88	66.631	1.00	32.8	09.8
901216	1218	17.18	-100.421	29.70	1.73	6656	10.14	69.086	1.20	22.4	10.3
901217	1421	17.39	-100.548	46.17	1.78	6656	13.52	16.952	1.19	26.7	03.2
901223	1233	17.25	-100.369	39.32	1.91	6656	13.45	46.114	0.85	29.8	04.6
901224	0818	17.33	-100.563	41.20	2.70	8192	12.31	76.912	0.71	20.4	15.2
901229	0034	17.14	-100.605	22.84	1.92	7168	6.41	28.827	1.02	03.3	02.9
901230	2017	17.32	-100.417	38.68	2.57	9728	13.40	42.428	1.01	28.8	04.2
900726	0239	17.22	-100.120	34.62	1.23	6656	16.07	15.594	1.46	58.2	01.5
900726	1310	16.99	-100.567	17.40	2.05	8704	8.41	38.149	0.88	25.8	03.8

ZONA 2 COMPONENTE M-5 (TETITLAN) Tven = 18 seg

871026	1745	16.96	-100.268	28.35	2.34	3200	14.81	40.121	0.99	44.4	08.0
871209	1634	16.99	-100.480	24.48	2.20	2600	10.16	28.989	1.05	24.8	02.8
880225	1520	17.31	-100.529	44.28	2.45	2500	12.84	20.648	1.11	20.0	02.0
880613	0716	17.03	-100.210	10.07	2.20	2400	14.33	44.385	0.94	47.1	06.6
880328	0318	16.97	-100.481	23.19	1.80	4000	09.65	25.441	1.07	25.9	02.5
890125	2359	16.95	-100.423	08.14	2.40	3000	10.93	38.712	0.97	31.5	03.0
890824	1156	17.22	-100.129	40.74	2.43	3100	17.80	47.270	0.62	53.8	04.5
900303	2144	17.35	-100.498	37.07	2.51	4000	12.07	77.300	0.71	25.5	07.7
900403	0928	17.20	-100.302	36.10	2.59	3000	13.60	49.481	0.84	35.3	06.9
900802	1801	17.05	-100.267	22.82	2.69	10000	13.02	38.367	1.02	40.3	03.8
900815	1609	17.26	-100.570	34.51	1.85	7168	9.90	37.182	1.03	12.9	03.7
900820	0702	17.00	-100.005	14.93	2.57	10000	18.70	35.185	1.01	63.5	01.5
900820	1455	17.08	-100.546	24.89	1.71	7168	7.71	19.269	1.33	12.1	02.8
900914	0635	17.09	-100.428	21.57	2.29	7168	8.53	67.178	0.80	22.7	12.4
901024	1319	17.31	-100.351	42.82	1.70	7168	14.03	15.781	1.48	34.0	01.5
901029	0741	17.36	-100.600	45.86	1.97	7168	13.18	27.444	1.09	23.4	02.7
901201	1559	17.26	-100.295	45.59	2.20	8192	15.16	25.296	1.19	37.3	02.5
901202	0630	16.93	-100.500	20.02	2.12	6656	9.84	18.019	1.24	28.3	03.6
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	38.113	0.97	02.9	03.7
901208	0245	16.94	-100.254	16.82	2.43	6656	14.28	36.984	0.99	46.5	03.6
901210	1223	17.15	-100.582	24.25	1.86	7168	6.81	27.127	1.13	05.3	02.7
901212	1857	17.28	-100.385	43.28	1.96	7168	13.89	39.839	0.94	31.6	03.9
901214	0413	17.19	-100.268	36.06	1.90	7168	14.06	49.078	1.04	38.8	09.8
901215	1753	17.05	-100.341	20.03	2.30	8704	10.88	41.476	1.28	32.8	06.1
901216	1218	17.18	-100.421	29.70	1.73	6656	10.14	51.276	1.07	22.4	10.2
901217	1421	17.39	-100.548	46.17	1.78	6656	13.52	36.466	1.08	26.7	03.6
901223	1233	17.25	-100.369	39.32	1.91	6656	13.45	54.592	0.86	29.8	05.4
901224	0818	17.33	-100.563	41.20	2.70	8192	12.31	93.741	0.78	20.4	10.0
901229	0031	17.14	-100.605	22.84	1.92	7168	6.41	46.134	0.90	03.3	04.6
901230	2017	17.32	-100.417	38.68	2.57	9728	13.40	34.908	0.99	28.8	03.4
900726	0239	17.22	-100.120	34.62	1.23	6656	16.87	46.274	1.08	58.2	04.6
900726	1310	16.99	-100.567	17.40	2.05	8704	8.41	34.286	0.93	25.8	03.0

ZONA 2 COMPONENTE Z (TETITLAN) Tven = 22 seg

871026	1745	16.96	-100.268	28.35	2.34	3200	14.81	51.007	0.90	44.4	10.2
871209	1634	16.99	-100.480	24.48	2.20	2600	10.16	19.559	1.24	24.8	01.9
880225	1520	17.31	-100.529	44.28	2.45	2500	12.84	41.790	0.85	20.0	03.1
880613	0716	17.03	-100.210	10.07	2.20	2400	14.33	73.554	0.83	47.1	07.6
880328	0318	16.97	-100.481	23.19	1.80	4000	09.65	48.422	0.93	25.9	04.8
890125	2359	16.95	-100.423	08.14	2.40	3000	10.93	53.72	0.59	31.5	05.0
890824	1156	17.22	-100.129	40.74	2.43	3100	17.80	40.38	0.96	53.8	03.9
900303	2144	17.35	-100.498	37.07	2.51	4000	12.07	39.147	1.02	25.5	04.0
900403	0928	17.20	-100.302	36.10	2.59	3000	13.60	46.356	0.87	35.3	04.6
900802	1801	17.05	-100.267	22.82	2.69	10000	13.02	35.800	1.07	40.3	04.5
900815	1609	17.26	-100.570	34.51	1.85	7168	9.90	66.400	0.86	12.9	09.9
900820	0702	17.00	-100.005	14.93	2.57	10000	18.70	26.402	1.25	63.5	01.0
900820	1455	17.08	-100.546	24.89	1.71	7168	7.71	47.267	0.93	12.1	06.7
900914	0635	17.09	-100.428	21.57	2.29	7168	8.53	92.827	0.60	22.7	10.4
901024	1319	17.31	-100.351	42.82	1.70	7168	14.03	17.856	1.38	34.0	03.4
901029	0741	17.36	-100.600	45.86	1.97	7168	13.18	108.770	0.43	23.4	20.0
901201	1559	17.26	-100.295	45.59	2.20	8192	15.16	46.578	1.02	37.3	05.6
901202	0630	16.93	-100.500	20.02	2.12	6656	9.84	52.365	1.02	28.3	06.0
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	143.237	1.15	02.9	28.0
901208	0245	16.94	-100.254	16.82	2.43	6656	14.28	135.521	0.65	46.5	19.0
901210	1223	17.15	-100.582	24.25	1.86	7168	6.81	43.407	0.89	05.3	04.3

901212	1857	17.28	-100.365	43.28	1.96	7168	13.89	34.205	1.11	31.6	03.4
901214	0413	17.19	-100.268	36.06	1.90	7168	14.06	97.836	0.64	38.8	18.0
901215	1753	17.05	-100.341	20.03	2.30	8704	10.88	89.930	0.85	32.8	12.0
901216	1218	17.18	-100.421	29.70	1.73	6656	10.14	42.209	1.36	22.4	06.4
901217	1421	17.39	-100.548	46.17	1.78	6656	13.52	24.947	1.21	26.7	04.4
901223	1233	17.25	-100.369	39.32	1.91	6656	13.45	64.996	0.83	29.8	07.0
901224	0818	17.33	-100.563	41.20	2.72	8192	12.31	44.113	1.06	20.4	04.4
901229	0034	17.14	-100.605	22.84	1.92	7168	6.41	17.486	1.03	03.3	03.7
901230	2017	17.32	-100.417	38.66	2.57	9728	13.40	90.439	0.78	28.8	18.0
900726	0239	17.22	-100.120	34.62	1.23	6656	16.87	48.934	0.87	58.2	04.8
900726	1310	16.99	-100.567	17.40	2.05	8704	8.41	35.462	0.95	25.8	03.0

ZONA 3 COMPONENTE E-W (TETITLAN) Tven = 19 seg

880214	0823	17.06	-99.723	30.90	2.44	3800	25.82	60.894	0.85	89.8	06.0
880331	0009	17.05	-99.916	14.06	2.66	3400	22.21	51.104	1.00	77.0	05.3
880320	1343	17.13	-99.777	37.18	2.60	3600	25.93	44.102	0.98	90.9	06.6
890301	2011	17.24	-99.994	51.24	2.53	3200	22.67	61.105	0.92	73.6	09.1
900204	0333	16.86	-99.667	8.42	3.20	4000	30.53	23.312	1.12	107.8	02.3
900407	0005	17.16	-99.992	33.48	3.20	3000	20.01	40.294	0.96	67.9	04.0
900826	1331	17.09	-99.915	10.21	2.31	8192	22.06	55.021	0.99	76.5	11.0
901207	0308	17.06	-99.794	29.71	3.60	10000	27.74	81.547	0.75	59.6	12.0
901208	0128	17.10	-99.790	17.84	2.95	10000	25.03	38.340	1.10	89.6	03.8
901208	0806	17.33	-101.003	27.23	2.12	7168	14.03	25.444	1.17	44.1	03.0
900727	0215	17.00	-99.681	31.22	2.44	10000	27.98	40.688	1.20	104.0	04.5

ZONA 3 COMPONENTE N-S (TETITLAN) Tven = 25 seg

880214	0823	17.06	-99.723	30.90	2.44	3800	25.82	102.029	0.73	89.8	10.2
880331	0009	17.05	-99.916	14.06	2.66	3400	22.21	57.884	1.02	77.0	07.7
880320	1343	17.13	-99.777	37.18	2.60	3600	25.93	69.080	0.86	90.9	07.0
890301	2011	17.24	-99.994	51.24	2.53	3200	22.67	31.438	1.21	73.6	03.0
900204	0333	16.86	-99.667	8.42	3.20	4000	30.53	43.162	0.97	107.8	03.0
900407	0005	17.16	-99.992	33.48	3.20	3000	20.01	67.604	0.86	67.9	06.7
900826	1331	17.09	-99.915	10.21	2.31	8192	22.06	58.067	1.03	76.5	10.0
901207	0308	17.06	-99.794	29.71	3.60	10000	27.74	42.638	1.02	89.6	04.2
901208	0128	17.10	-99.790	17.84	2.95	10000	25.03	61.816	0.92	89.6	09.2
901208	0806	17.33	-101.003	27.23	2.12	7168	14.03	52.652	0.98	44.1	07.0
900727	0215	17.00	-99.681	31.22	2.44	10000	27.98	40.021	1.18	104.0	04.0

ZONA 3 COMPONENTE Z (TETITLAN) Tven = 22 seg

880214	0823	17.06	-99.723	30.90	2.44	3800	25.82	60.171	0.82	89.8	06.0
880331	0009	17.05	-99.916	14.06	2.66	3400	22.21	44.803	1.11	77.0	06.6
880320	1343	17.13	-99.777	37.18	2.60	3600	25.93	68.775	0.85	90.9	06.9
890301	2011	17.24	-99.994	51.24	2.53	3200	22.67	159.339	0.57	73.6	31.8
900204	0333	16.86	-99.667	8.42	3.20	4000	30.53	45.627	0.94	107.8	04.5
900407	0005	17.16	-99.992	33.48	3.20	3000	20.01	53.839	1.01	67.9	05.3
900826	1331	17.09	-99.915	10.21	2.31	8192	22.06	60.917	0.92	76.5	09.0
901207	0308	17.06	-99.794	29.71	3.60	10000	27.74	46.422	0.93	89.6	04.6
901208	0128	17.10	-99.790	17.84	2.95	10000	25.03	61.816	0.92	89.6	07.5
901208	0806	17.33	-101.003	27.23	2.12	7168	14.03	52.651	0.95	44.1	06.0
900727	0215	17.00	-99.681	31.22	2.44	10000	27.98	51.177	1.11	104.0	07.0

ZONA 3 ESTACION LA FLORIDA COMPONENTE Z. Tven = 22 seg

870924	0711	17.03	-100.049	27.86	2.10	3000	10.40	00.00	0.00	41.9	00.0
871003	1637	17.29	-099.996	44.84	2.31	3000	16.48	84.00	0.73	42.3	18.0
881119	1932	17.20	-099.801	33.58	2.52	3000	18.22	61.00	0.885	42.5	08.0
890215	1934	16.58	-099.470	10.40	3.50	3300	35.26	33.00	1.17	121.0	04.0
890301	2011	17.24	-099.944	51.24	2.53	3000	18.08	91.33	0.746	47.3	15.3
Y60203	1146	17.01	-099.920	24.52	2.61	3000	16.37	138.20	1.05	54.1	51.9
900301	1215	16.87	-099.472	34.31	2.80	3000	48.28	29.85	1.09	105.4	05.7

ZONA 3 ESTACION PAPANOA COMPONENTE Z. Tven = 22 seg

871003	1637	17.29	-099.996	44.84	2.31	3000	31.20	00.00	0.00	110.8	00.0
871118	2343	17.08	-099.943	46.30	2.45	3000	34.50	00.00	0.00	118.8	00.0
880923	1730	17.15	-099.538	29.93	2.82	3360	40.28	51.2	1.247	160.4	19.51
890813	2335	16.39	-099.929	20.26	2.84	3200	41.77	59.0	1.255	155.0	23.29

ZONA 4 COMPONENTE E-W (TETITLAN) Tven = 12 seg

870928	2151	17.24	-100.852	25.33	1.81	3000	10.32	31.416	1.06	25.2	06.2
870929	1134	17.18	-100.928	18.40	2.15	3000	11.04	25.888	1.19	31.8	03.0
871103	2223	17.09	-100.769	16.77	1.70	3000	7.12	41.917	0.84	16.4	04.1
871212	1220	17.26	-100.612	30.58	2.24	3000	9.01	72.165	0.57	11.3	10.2
871223	2124	17.30	-100.653	35.88	2.31	3000	10.97	14.950	1.22	16.3	03.5
880316	0220	17.23	-100.740	20.94	1.69	3000	7.36	18.729	0.84	13.9	03.6
880320	0232	17.24	-100.849	23.43	1.98	3000	10.17	48.143	0.71	25.0	04.8
890726	2000	16.97	-100.642	22.21	2.47	3200	9.07	23.176	1.06	21.1	02.3
891113	0625	17.22	-100.777	22.85	1.90	3000	8.01	24.132	0.92	17.0	02.4
900401	0818	17.21	-100.786	23.55	2.12	3000	8.20	12.766	1.23	17.8	01.2
900715	0136	17.48	-100.699	40.21	2.12	8192	14.24	25.282	0.96	36.8	04.0
900810	1907	17.09	-100.870	19.10	1.75	6656	9.34	06.349	1.57	26.7	02.4
900913	0549	17.31	-100.671	33.43	1.48	6656	10.11	06.370	1.49	17.8	01.8
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	63.542	0.91	02.9	20.0
901209	0530	17.38	-100.785	37.49	1.80	6656	12.50	40.777	0.79	29.7	16.0

ZONA 4 COMPONENTE N-S (TETITLAN) Tven = 12 seg.

870928	2151	17.24	-100.852	25.33	1.81	3000	10.32	45.95	0.77	25.2	09.0
870929	1134	17.18	-100.928	18.40	2.15	3000	11.04	18.84	1.24	31.8	02.7
871103	2223	17.09	-100.769	16.77	1.70	3000	7.12	93.27	0.54	16.4	08.7
871212	1220	17.26	-100.612	30.58	2.24	3000	9.01	67.34	0.84	11.3	09.5
871223	2124	17.30	-100.653	35.88	2.31	3000	10.97	14.95	1.22	16.3	03.5
880316	0220	17.23	-100.740	20.94	1.69	3000	7.36	26.93	1.06	13.9	02.6
880320	0232	17.24	-100.849	23.43	1.98	3000	10.17	19.51	0.97	25.0	04.0
890726	2000	16.97	-100.642	22.21	2.47	3200	9.07	33.73	0.94	21.1	04.0
891113	0625	17.22	-100.777	22.85	1.90	3000	8.01	39.05	0.72	17.0	03.9
900401	0818	17.21	-100.786	23.55	2.12	3000	8.20	20.56	1.02	17.8	03.0
900715	0136	17.48	-100.699	40.21	2.12	8192	14.24	28.23	0.92	36.8	05.6
900810	1907	17.09	-100.870	19.10	1.75	6656	9.34	48.19	0.69	26.7	06.4
900913	0549	17.31	-100.671	33.43	1.48	6656	10.11	40.44	0.74	17.8	06.0
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	20.28	1.83	02.9	03.0
901209	0530	17.38	-100.785	37.49	1.80	6656	12.50	72.44	0.66	29.7	14.4

ZONA 4 COMPONENTE Z (TETITLAN) Tven = 12 seg.

870928	2151	17.24	-100.852	25.33	1.81	3000	10.32	30.117	1.02	25.2	07.0
870929	1134	17.18	-100.928	18.40	2.15	3000	11.04	29.026	1.02	31.8	03.0
871103	2223	17.09	-100.769	16.77	1.70	3000	7.12	67.867	0.70	16.4	07.0
871212	1220	17.26	-100.612	30.58	2.24	3000	9.01	21.090	1.08	11.3	02.1
871223	2124	17.30	-100.653	35.88	2.31	3000	10.97	39.724	1.01	16.3	09.0
880316	0220	17.23	-100.740	20.94	1.69	3000	7.36	68.072	0.61	13.9	08.0
880320	0232	17.24	-100.849	23.43	1.98	3000	10.17	53.677	0.60	25.0	02.0
890726	2000	16.97	-100.642	22.21	2.47	3200	9.07	33.573	0.83	21.1	03.3
891113	0625	17.22	-100.777	22.85	1.90	3000	8.01	36.592	0.86	17.0	03.6
900401	0818	17.21	-100.786	23.55	2.12	3000	8.20	31.532	0.85	17.8	03.1
900715	0136	17.48	-100.699	40.21	2.12	8192	14.24	39.167	0.95	36.8	08.0
900810	1907	17.09	-100.870	19.10	1.75	6656	9.34	15.864	1.31	26.7	03.0
900913	0549	17.31	-100.671	33.43	1.48	6656	10.11	06.068	1.72	17.8	02.4
901203	0720	17.16	-100.603	23.05	1.88	6656	6.54	27.292	0.93	02.9	04.0
901209	0530	17.38	-100.785	37.49	1.80	6656	12.50	17.400	1.40	29.7	04.5

ZONA 4 ESTACION LA FLORIDA COMPONENTE Z. Tven = 14 seg

890626	1402	17.37	-100.945	32.47	1.77	2700	19.41	35.505	0.981	61.41	07.0
890217	1822	17.36	-100.701	35.86	1.78	3000	14.16	33.820	0.987	36.90	06.6
890522	0801	17.17	-100.719	21.19	1.77	3000	12.11	23.793	1.214	35.50	03.0
890620	0831	17.34	-100.651	37.91	1.50	2000	13.23	25.317	1.160	30.70	02.7
890625	0307	17.31	-100.672	33.74	1.90	3000	12.83	11.442	1.318	31.50	03.0
870914	0617	17.36	-100.964	29.47	2.04	3000	19.70	22.000	1.123	63.20	04.5

ZONA 4 ESTACION PAPANOA COMPONENTE Z. Tven = 14seg.

890427	0506	17.42	-100.872	29.63	1.41	3000	10.52	16.975	1.099	12.70	02.4
870929	1134	17.18	-100.928	18.40	2.15	3000	07.18	31.000	0.788	17.00	03.8
871210	0744	17.24	-100.876	19.35	1.89	3000	07.88	32.000	0.860	18.30	05.0
880327	1119	17.21	-100.945	17.07	1.98	3000	06.58	30.000	0.847	13.80	06.0
890108	2233	17.31	-100.714	34.81	2.39	3000	13.59	25.000	1.088	34.40	02.0
890218	1806	17.21	-100.944	19.02	2.34	3000	06.95	17.000	1.200	13.09	04.5
891210	1505	17.39	-100.909	32.56	2.52	3000	09.98	43.000	0.700	17.02	06.3



## BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. (1969). ANALYSIS OF THE SEISMIC CODA OF LOCAL EARTHQUAKES AS SCATTERED WAVES, *J. Geophys. Res.* 74, 615-631.
- Aki, K. (1984). THEORY OF EARTHQUAKE PREDICTION WITH SPECIAL REFERENCE TO MONITORING OF THE QUALITY FACTOR OF LITHOSPHERE BY THE CODE METHOD, *Earthq. Predict. Res.* 3, 219-230.
- Aki, K. (1980). SCATTERING AND ATTENUATION OF SHEAR WAVES IN THE LITHOSPHERE. *Geophys. Res.* 85, B11, 6496-6504.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). ORIGIN OF CODA WAVES: SOURCE, ATTENUATION, AND SCATTERING EFFECTS, *Geophys. Res.* 80, 23,665 - 673.
- Aki, K. and Jin, A. (1986). TEMPORAL CHANGE IN CODA Q BEFORE THE TANGSHAN EARTHQUAKE OF 1976 AND THE HAICHENG EARTHQUAKE OF 1975, *Geophys. Res.* 91, B1, 665-673.
- Aki, K. and Richards, P. (1980). QUANTITATIVE SEISMOLOGY THEORY AND METHODS, Vol 1, W. H. Freeman and Company, New York, Editors, 151 - 177.
- Araujo, C. A. (1991). SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES DE LA BRECHA (GAP) DE GUERRERO: MORFOLOGIA DE UNA PLACA JOVEN. Tesis profesional. UNAM. Instituto de Geofísica.
- Chouet, B. (1979). TEMPORAL VARIATION IN THE ATTENUATION OF EARTHQUAKE CODA NEAR STONE CANYON, CALIFORNIA. *Geophys. Res. Lett.* 6, 3, 143 - 146.

- Del Pezzo, E., Arlotta, R. and Patan, D. DEPENDENCE OF  $Q_c$  CODA (CODA Q) ON CODA DURATION TIME INTERVAL: MODEL OR DEPTH EFFECT?. Bull. Seism. Soc. Am. 80, 4, 1028-1033.
- Gagnepain-Beyneix, J. (1986). EVIDENCE OF SPATIAL VARIATIONS OF ATTENUATION IN THE WESTERN PYRENEAN RANGE, Geophys. J. R. astr. Soc., 89, 681-704.
- Granados, R. L. A. (1990). VARIACION DE LA ATENUACION EN LA BRECHA DE GUERRERO PARA EL PERIODO 1982-1990. SU SIGNIFICADO PARA EL PRONOSTICO DE UN GRAN SISMO. Tesis Profesional, UNAM, Instituto de Geofísica.
- Herrmann, R. B. (1980). Q ESTIMATES USING THE CODA OF LOCAL EARTHQUAKES. Bull. Seism. Soc. of Am., 70, 2, 447-468.
- Herranz, M and Espinoza, A. (1986). SCATTERING AND ATTENUATION OF HIGH FREQUENCY SEISMIC WAVES: DEVELOPMENT OF THE THEORY OF CODA WAVES. OPEN FILE REPORT 86-455. United States Department Of the Interior Geological Survey.
- Millán, S. M. H. (1989). ATENUACION SISMICA EN EL CENTRO Y SUR DE MEXICO. Tesis Profesional, UNAM. Instituto de Geofísica.
- Jin, A y Aki, K. (1989). SPATIAL AND TEMPORAL CORRELATION BETWEEN CODA  $Q^{-1}$  AND SEISMICITY AND ITS PHYSICAL MECHANISM, Geophys. Res., 94, B10, 14041 - 14059.
- Lee, W. H. K. et al. (1986). A PRELIMINARY STUDY OF CODA Q IN CALIFORNIA AND NEVADA, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 4, 1143 - 1150.

- Nishenko, S. P. and Singh, S. K. (1987). CONDITIONAL PROBABILITIES FOR THE RECURRENCE OF LARGE AND GREAT INTERPLATE EARTHQUAKES ALONG THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE. Bull. Seism. Soc. Am., 77, 6, 2095-2114.
- Novelo-Casanova, D., Berg, E. and Healey, CH. E. (1990). S WAVE CODA Q FROM 3 TO 20 Hz AND P WAVE Q FOR FORESHOCKS AND AFTERSHOCKS OF THE PETATLAN EARTHQUAKE. Geophys. Res., 95, B4, 4787-4795.
- Novelo-Casanova, D. and Lee, W. H. (1991) COMPARISON OF TECHNIQUES THAT USE THE SINGLE SCATTERING MODEL TO COMPUTE THE QUALITY FACTOR Q FROM CODA WAVES. PAGEOPH, 135, 1.
- Peng, J. Y. et al. (1987). TEMPORAL CHANGE IN CODA Q ASSOCIATED WITH THE ROUND VALLEY, CALIFORNIA, EARTHQUAKE OF NOVEMBER 23, Geophys. Res., 92, B5, 3507 - 3526.
- Phillips, S and Aki, K. (1980). Q ESTIMATES USING THE CODA OF LOCAL EARTHQUAKES. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 3, 7627-648.
- Pulll, J. (1984). ATTENUATION OF CODA WAVES IN NEW ENGLAND. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 4, 1149-1166.
- Sato, H. (1977). ENERGY PROPAGATION INCLUDING SCATTERING EFFECTS SINGLE ISOTROPOIC SCATTERING APPROXIMATION, J. Phys. Earth, 25, 27-41.
- Sato, H. (1986). TEMPORAL CHANGE IN ATTENUATION INTENSITY BEFORE AND AFTER THE EASTERN YAMANASHI EARTHQUAKE OF 1983 IN CENTRAL JAPAN. Geophys. Res., 91, B2, 2049 - 2061.

- Sato, H. (1988). TEMPORAL CHANGE IN SCATTERING AND ATTENUATION ASSOCIATED WITH THE EARTHQUAKE OCCURRENCE - A REVIEW OF RECENT STUDIES ON CODA WAVES. PAGEOPH, 126, 2 - 4, 465 - 497.
- Singh, S. and Herrmann, R.B. (1983). REGIONALIZATION OF CRUSTAL CODA Q IN THE CONTINENTAL UNITED STATES. Geophys. Res., 88, B1, 527-538.
- Suárez, G. (1990). EL POTENCIAL SISMICO EN LA REPUBLICA MEXICANA. La Ingeniería en México, Vol. LX, 2, 40 - 50.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G. and David, C. (1991). GEOMETRY OF SUBDUCTION AND DEPTH OF THE SEISMOGENIC ZONE IN THE GUERRERO GAP, MEXICO, Nature, 345, 6237, 336-338.
- Udías, A., y Mezcua, J., (1986). FUNDAMENTOS DE GEOFISICA. Madrid, España.
- Wang, J. H., Teng, T. L. and Ma, K. F., (1989). TEMPORAL VARIATION OF CODA Q DURING HUALIEN EARTHQUAKE OF 1985 EN EASTERN TAIWAN. PAGEOPH, 130, 4.
- Wepfer, W. W., and Christesen, N. I., (1990). COMPRESSIONAL WAVE ATTENUATION IN OCEANIC BASALTS. Geophys. Res., 95, B11, 17,431-17,439.