



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**ATENUACIÓN SÍSMICA EN EL BLOQUE DE  
JALISCO**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**FÍSICO**

**P R E S E N T A:**

**JORGE DANIEL CASTRO MORALES**



**DIRECTOR DE TESIS:  
DR. JAIME YAMAMOTO VICTORIO  
2017**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

# Agradecimientos

Agradezco a todas aquellas personas que me han apoyado en el momento preciso.

# Índice General

Resumen.....	4
Introducción.....	6
1. Conceptos generales de Atenuación Sísmica.....	8
2. Importancia de los estudios de la Atenuación Sísmica.....	13
3. Métodos para el análisis de Atenuación Sísmica.....	15
4. Descripción del método utilizado. Parámetros $Q_0$ y $\eta$ .....	17
5. Aplicación del método a una región particular: El Bloque de Jalisco.....	23
5.1. Localización y características geotectónicas.....	24
6. Recolección de la información requerida.....	27
7. Estimación de los parámetros $Q_0$ y $\eta$ para la región en estudio.....	29
8. Presentación gráfica de resultados.....	36
9. Análisis de los resultados.....	40
10. Interpretación de las estimaciones de $Q_0$ y $\eta$ en términos geotectónicos..	42
Conclusiones.....	44
Apéndices	
A. Imágenes complementarias al estudio de atenuación sísmica en el Bloque de Jalisco.....	47

# Resumen

La atenuación de la amplitud con respecto a la distancia que sufren las ondas sísmicas al propagarse en el interior de la Tierra, suele ser muy compleja. La atenuación en Sismología puede expresarse mediante el coeficiente  $Q(f)$ , denominado “Factor de Calidad”, dependiente de la frecuencia, que representa la fracción de energía disipada en un periodo ( $\Delta E$ ), dividida por el valor medio de la energía ( $E$ ) en una onda armónica, es decir:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E}$$

En la presente tesis, se utiliza el algoritmo espectral propuesto por Xie y Nuttli (1988) basado en un método de proporción espectral acumulada, para obtener las estimaciones de la atenuación utilizando el decaimiento de la onda Lg, esto es, Coda  $Q(f)$ . Para lo cual se empleará el programa formulado por Xie y Herrmann (1993), asumiendo que  $Q(f) = Q_0 f^\eta$  con  $Q_0 = Q$  a 1 Hz y utilizando una regresión lineal para estimar  $Q_0$  y  $\eta$ , parámetros adimensionales.

Exclusivamente se trabaja con sismos ocurridos en Jalisco, para estimar las propiedades de atenuación de las ondas sísmicas en el Bloque de Jalisco, el Graben de Colima y la parte occidental del Cinturón Neovolcánico Transversal, zonas de gran importancia económica.

Se utilizan tanto estaciones de periodo corto, como de banda ancha, para visualizar de mejor manera el fenómeno de la atenuación en la región ya antes mencionada. Finalmente se obtiene un conjunto de valores de  $Q_0$  y  $\eta$  para cada par epicentro-estación.

Posteriormente se analizan los resultados obtenidos y se grafican en un mapa los valores de  $Q_0$  y  $\eta$  observando las diferencias entre las estaciones de periodo corto y de banda ancha. Se calculan los valores promedio de estos coeficientes y se asignan a cada zona del Bloque de Jalisco.

En virtud de que los valores de  $Q_0$  obtenidos de esta manera son representativos de una zona de forma elíptica cuyos focos son el epicentro y la estación registradora (Sato, 1977), el paso siguiente es obtener la representación gráfica en un mapa de estas elipses.

Finalmente se llega a un mapa de contorno donde se muestran con diferentes colores los valores de la atenuación de las ondas Lg en el Bloque de Jalisco y zonas aledañas.



# Introducción

A lo largo de la historia, se ha observado que los daños producidos por temblores en la Ciudad de México, son debido a sismos que ocurren en la costa del Pacífico, aproximadamente a unos 350 kilómetros de distancia, un aspecto que no sucede en otras partes del mundo, donde por lo general, este tipo de daños se circunscribe a un radio de aproximadamente 100 km del epicentro.

Esta situación fue claramente observada en el daño producido por el sismo ocurrido en Michoacán, el 19 de Septiembre de 1985 ( $M_s = 8.1$ ) donde se observó una gran duración del movimiento del terreno en la Ciudad de México, peculiaridad que acentuó la cantidad de daños observados. Muchos argumentos han sido propuestos para explicar esta situación, probablemente el más aceptado estaría relacionado a un efecto de "Túnel de onda", en la cual se encuentra la Ciudad de México

El análisis de los datos registrados de este movimiento en la Ciudad de México revela la presencia de señales prominentes de baja frecuencia, especialmente la onda Lg.

La fase Lg es la fase dominante en todos los sismogramas regionales. Se produce por la reflexión supercrítica de las ondas S, que se ven atrapadas en la corteza. Las múltiples reflexiones interactúan entre sí para producir interferencia constructiva. Las ondas Lg se propagan a velocidades de alrededor de 3.5 km/segundo y dominan en los períodos entre 3 y 10 segundos. Se propagan con mucha eficiencia en continentes, no así en el océano, principalmente los escudos. Debido a la estabilidad de la amplitud de las ondas Lg con la distancia, son utilizadas para determinar la magnitud de los sismos regionales y para caracterizar la atenuación en diversas regiones de la Tierra.

Así, algunos autores han propuesto la existencia de estructuras geológicas que permiten una eficiente transmisión de la energía sísmica entre la zona de subducción del Pacífico y el Valle de México.

El origen de la palabra coda, se remonta a una variante de la palabra cauda, que fue tomada del latín para nombrar a la cola de las ondas superficiales siguiendo el máximo desplazamiento.

Se ha encontrado que la  $Q$  derivada del tren de ondas Lg o su coda es representativa de la  $Q$  promedio en el continente en ausencia de rupturas de gran escala de la estructura continental. En general, obtener valores confiables de Lg Coda  $Q$  es realmente complicado debido a que se requieren registros de dos estaciones localizadas en el mismo trayecto epicentro-estación o el análisis de registros de numerosos eventos simultáneamente en una misma regresión general de la fuente, origen y efectos de distancia. Sin embargo, es difícil asegurar un grupo homogéneo de datos para hacer estudios de la variación lateral de  $Q$ . El cómputo de Lg Coda  $Q$  es considerablemente más

sencillo ya que sólo se necesita una estación. Por lo que usualmente se ha utilizado este método para estudiar las variaciones laterales de Lg Coda  $Q$  a una escala continental.

Su interpretación, sin embargo, es considerablemente más complicada ya que los valores estimados de  $Q$  basados en el decaimiento de la amplitud de las ondas incluyen no sólo atenuación intrínseca, sino también atenuación por scattering y efectos locales.

Se han hecho muchos intentos por separar estas contribuciones, pero los resultados indican que la proporción de cada contribución es diferente para cada región. Aún con estas dificultades, los resultados basados en la estimación de la Coda  $Q$  generalmente muestran una buena correlación entre las variaciones laterales de  $Q$  y las características tectónicas del continente estudiado.

Algunos autores han investigado la influencia de las estructuras tectónicas en los valores de  $Q_0$  ( $Q$  a 1 Hz) en México. Canas (1986) usó la Coda Lg de varios eventos ubicados en las regiones Central y Este del Cinturón Neovolcánico Transversal para obtener un valor de 322 para la región Central y 129 para la región Este. Él sugirió que la diferencia puede ser debido a un orden mayor de fallas en la región Este, que en la región Central, también estudió la variación de Lg Coda  $Q$  en un rango de frecuencia de 0.7 a 1.7 Hz para las regiones de Oaxaca y Chiapas, para lo cual reportó valores de  $Q_0$  de 207 y 211 respectivamente y de  $\eta$  igual a 0.4 en ambos casos, siendo  $Q_0$  y  $\eta$  parámetros adimensionales.



# 1. Conceptos generales de Atenuación Sísmica.

Después del arribo de las ondas P y S, la amplitud de la señal decae poco a poco, debido a que la energía se atenúa en función de la distancia recorrida por las ondas. Parte de la “cola” de la señal, llamada *coda* en sismología, su amplitud y tipo de trazo característico se deben a la atenuación inelástica y a la dispersión de la energía sísmica que llega hasta la estación después de haber sido dispersada por las heterogeneidades propias del terreno. La forma como decae la señal se puede utilizar para estimar la atenuación o influencia del medio sobre la señal.

El comienzo de la coda fue originalmente asignado al punto donde la amplitud comienza a decaer. Después se propuso el comienzo de la coda donde el tiempo medido del origen del sismo, es dos veces el tiempo de recorrido de la onda S (Rautian y Khalturin, 1978). Si esta regla se torna muy exigente, el comienzo de la coda puede ser colocado cercano al tiempo de llegada de la onda S. en cualquier caso, es necesario evitar la contaminación por la contribución hecha por las fases directas S.

El término de la coda es usualmente colocado donde la *razón* de la amplitud de la señal es aproximadamente es 1 ó 2 la amplitud del ruido de fondo. Se debe observar el procedimiento antes mencionado, ya que tiende a minimizar el efecto de amplificación del sitio en los eventos registrados. La duración de la coda puede ser afectada por el ruido de la estación utilizada.

Intuitivamente se puede pensar que el movimiento sísmico decrece conforme nos alejamos del epicentro y esto es comprobable experimentalmente en cada sismo.

Conocer como disminuye la intensidad de las ondas sísmicas con la distancia respecto a la distancia de la fuente, así como para qué frecuencias es menor esta atenuación y su relación con respecto a la estructura del medio en el que se propagan dichas ondas, es fundamental para cualquier estudio de riesgo sísmico.

La amplitud de las ondas sísmicas decrece con la distancia al foco sísmico debido a tres factores:(García, 2001)

- Absorción anelástica
- Expansión geométrica del frente de ondas
- Dispersión debida a obstáculos (scattering)

Como la Tierra no es un medio elástico perfecto, la amplitud de las ondas decae con la distancia del foco al punto de observación. La ley que describe este decaimiento es función de las propiedades del medio. En la práctica la absorción anelástica es la responsable en buena medida de que las ondas sísmicas presenten una amplitud menor que la que predice la Teoría de la Elasticidad, que únicamente considera los efectos de la expansión geométrica y los fenómenos de frontera (reflexión, refracción, interferencia de

ondas, etc.), concordando de mejor forma con la Teoría Viscoelástica, en la cual se describe el comportamiento anelástico de los materiales.

Para incluir el efecto de la anelasticidad terrestre en el tratamiento teórico se cuenta con dos posibilidades:

- 1) Modificar las ecuaciones básicas de la elastodinámica para considerar el carácter no elástico de la Tierra.
- 2) Introducir un término empírico.

La primera solución, pese a ser la más rigurosa físicamente (Aki y Richards, 1980), implica dificultades para su desarrollo teórico, por eso se ha optado por la segunda opción. De este modo se considera la velocidad de propagación de la onda,  $v$ , o el número de onda  $k$ , como un número complejo en la ecuación, lo que da lugar a la aparición de un término exponencial con la distancia hipocentral ( $e^{-\gamma R}$ ), denominado término de atenuación y que representa la atenuación anelástica. El hecho de que este término decaiga de forma exponencial es consecuencia de la rápida disipación de energía que se produce por la fricción interna.

Para caracterizar matemáticamente el término de atenuación se suelen emplear indistintamente tres parámetros, todos ellos dependientes de la frecuencia.

- El coeficiente de atenuación anelástica  $\gamma$ .
- El decremento logarítmico  $\delta$ .
- El factor de calidad específico o factor de atenuación (factor de calidad,  $Q$ ).

El coeficiente de atenuación ( $\gamma$ ) se define como el decremento logarítmico de la amplitud de una onda armónica plana que viaja a lo largo de un medio homogéneo en función del espacio (Johnson y Toksöz, 1981):

$$\gamma = \frac{1}{R_1 - R_2} \ln \frac{A(R_1)}{A(R_2)}$$

Donde  $R_1$  y  $R_2$  son las distancias epicentrales de dos puntos cualesquiera en el recorrido de las ondas que se propagan desde la fuente, y  $A(R_1)$  y  $A(R_2)$  la amplitud de la onda a la distancia  $R_1$  y  $R_2$  respectivamente.

$\gamma$  dimensionalmente tiene unidades del inverso de la longitud ( $L^{-1}$ ). De este modo la dependencia de la amplitud de la onda con la distancia puede expresarse como:

$$A = A_0 e^{-\gamma R} \cos(\omega t + \phi)$$

Donde  $\cos(\omega t + \phi)$  representa el carácter armónico de la onda, con su amplitud máxima  $A_0$ , frecuencia  $\omega$  y fase  $\phi$  características y  $e^{-\gamma R}$  la disminución con la distancia por efecto de los procesos anelásticos.

El decremento logarítmico  $\delta$  se define como: (Johnson y Toksöz, 1981):

$$\delta = \ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right)$$

Donde  $A_1$  es la amplitud de una onda para un determinado tiempo  $t$  y  $A_2$  la amplitud para un ciclo armónico después de  $A_1(t+T)$ . Su significado es equivalente al del coeficiente de atenuación  $\gamma$ , pero se trata de un parámetro adimensional.

El parámetro clásico utilizado para evaluar la atenuación sísmica es el factor de calidad  $Q$ , usado comúnmente en teoría de circuitos eléctricos (Knopoff, 1964). Éste representa, para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, la relación entre la energía elástica total almacenada ( $E$ ) y la energía disipada por fenómenos de absorción anelástica ( $\Delta E$ ) en un ciclo de excitación armónica:

$$\frac{1}{Q(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}$$

$Q$  es un parámetro adimensional, positivo que depende de la frecuencia ( $f$ ), ( $\Delta E$ , por representar una pérdida de energía, es negativo) y se trata de un factor dependiente de la frecuencia, si bien de los tres parámetros mencionados es el que presenta una menor dependencia de ella. En tercer lugar nótese que, dada la definición, para el cálculo de  $Q$  podría considerarse tanto el periodo espacial de la onda, dado por la longitud de onda  $\lambda$ , como el temporal dado por  $T$ . Esta aparente indeterminación en la definición queda anulada por el hecho de que los factores calculados a partir de  $\lambda$  y  $T$  (factores de calidad espacial y temporal respectivamente) son iguales para ondas de cuerpo (Udías, 1999). Es decir, para ondas no dispersivas la atenuación anelástica espacial y temporal es igual. Por último, hay que señalar que, en ocasiones, se emplea en lugar del factor de calidad  $Q$  su inverso,  $Q^{-1}$ , denominado coeficiente o función de disipación de energía, que constituye una medida del comportamiento anelástico del medio.

### Expansión geométrica del frente de ondas

En virtud de este principio, consecuencia directa del principio de conservación de la energía, la energía radiada en forma de ondas sísmicas en el foco sísmico en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isótropo, debe conservarse. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente, disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio. Así el resultado neto es una variación de la densidad y distribución espacial de la energía elástica en el medio. Si denominamos  $R$  a la distancia hipocentral, puede demostrarse (Aki y Richards, 1980) que la dependencia de la amplitud de la onda con este parámetro es proporcional a  $1/R$  para un frente de ondas esférico o plano (ondas internas o de cuerpo, o distancias al foco suficientemente grandes en comparación con el tamaño de la fuente), mientras que para un frente de ondas cilíndrico (ondas superficiales o distancias al foco pequeñas) la dependencia es directamente proporcional.

Estos casos constituyen los límites físicos entre los que se mueve este factor y la distinción entre ambos depende en cada caso de la profundidad del foco, la estructura cortical considerada y otras variables y suele estimarse en torno a los 100 km. (Dahle et al., 1990). Para medios no homogéneos la deducción se complica (Aki y Richards, op.cit.), si bien la idea fundamental sigue siendo la misma.

#### Dispersión debida a obstáculos (scattering)

La presencia de heterogeneidades a todos los niveles de la Tierra, especialmente a escalas locales y regionales, tiene un efecto importante en la propagación de ondas elásticas (principio de Huygens). La interacción de una onda con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí. Este fenómeno recibe el nombre de dispersión o esparcimiento (scattering). Así, la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el espacio y en el tiempo (cambios en la dirección de propagación de las ondas y cambios de fase), por lo tanto, la dispersión de un medio informa sobre la mayor o menor heterogeneidad del mismo.

Como consecuencia de este fenómeno, el patrón de radiación de un terremoto puede quedar notablemente alterado, pudiendo generarse tanto amplitudes menores como mayores a las que se esperarían sin dicho mecanismo, este fenómeno no es un mecanismo de disipación de la energía, como la absorción anelástica, sino de redistribución de la misma, al igual que la expansión geométrica. El reflejo de este fenómeno en un sismograma lo constituye el alargamiento de la señal, con una coda tanto más importante en amplitud y duración cuanto mayor sea el esparcimiento provocado por el medio.

Como en todos los fenómenos de difracción e interferencia de ondas, la relación entre la dimensión característica de las heterogeneidades del medio ( $\alpha$ ) y la longitud de la onda incidente  $\lambda$ , es un factor clave a la hora de determinar la importancia del esparcimiento en cada caso. De este modo el esparcimiento es máximo y puede afectar significativamente al patrón de radiación, cuando  $\alpha$  y  $\lambda$  son similares. Este fenómeno se da especialmente entre las frecuencias de 0.1 y 20 Hz, que precisamente corresponden a longitudes de onda de dimensiones similares a las de las heterogeneidades litosféricas de pequeña y mediana escala.

Finalmente, en relación con la absorción anelástica y la dispersión, es necesario mencionar un aspecto acerca del factor de calidad. Tal y como se definió  $Q$ , resulta evidente que en dicho parámetro, a partir de la definición dada, se incluyen tanto los efectos de la absorción anelástica, como los de la dispersión, por cuanto éste también contribuye a la pérdida de energía (realmente redistribución para el caso del scattering) considerada en el factor de calidad. Así pues, aunque se definió  $Q$  como un parámetro para la medida de la absorción anelástica, realmente el factor de calidad considera globalmente la atenuación anelástica, (suma de las contribuciones de la absorción

anelástica, también llamada atenuación intrínseca y el esparcimiento o atenuación extrínseca).

Se puede decir que, si el scattering no existe o es despreciable (medio homogéneo),  $Q$  se debe únicamente a la anelasticidad del medio (atenuación intrínseca) y el factor de calidad se suele denotar como  $Q_i$ , que aquí coincide precisamente con  $Q$ . Sin embargo, para el caso general y más habitual existen contribuciones a la atenuación tanto por parte de la absorción anelástica como del esparcimiento, de modo que  $Q$  da información simultánea y conjuntamente de los dos fenómenos. Si se supone que la atenuación intrínseca viene caracterizada por el mencionado factor de calidad  $Q_s$  (scattering) (Dainty y Toksöz, 1981), ambos parámetros se relacionan con el factor de calidad aparente  $Q$ , que engloba ambos mecanismos y que es el que puede determinarse experimentalmente, según la relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)}$$

Esta descomposición resulta muy útil, ya que permite ajustar el factor de calidad obtenido empíricamente con el obtenido por propagación de ondas sísmicas de forma teórica (Aki y Richards). Tal aspecto es fundamental, pues  $Q_i$  puede diferir bajo determinadas condiciones de la  $Q$  derivada de procesos como la propagación de ondas, si bien estos métodos siguen siendo de gran utilidad para medir la respuesta anelástica del medio.

Sin embargo, pese a su relevancia, la descomposición del factor de calidad aparente obtenido empíricamente en las contribuciones intrínseca ( $Q_i$ ) y extrínseca ( $Q_s$ ) no resulta sencilla y a menudo no puede llevarse a cabo, por lo que es habitual presentar únicamente el valor de  $Q$  aparente, en el que se engloban simultáneamente absorción anelástica y scattering.

## 2. Importancia de los estudios de la Atenuación Sísmica

El factor de calidad  $Q$ , o más concretamente su inverso,  $Q^{-1}$ , representa el alejamiento del medio en estudio de la elasticidad perfecta (comportamiento que vendría representado por un valor infinito de  $Q$  –ausencia de pérdidas energéticas por disipación-). Así pues, en una primera aproximación,  $Q$  nos permite estimar en promedio las características anelásticas del medio. Dicha estimación es un promedio, ya que no debe olvidarse que el valor de  $Q$  representa el comportamiento inferido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, que por lo tanto el valor obtenido es una medida de la anelasticidad del medio comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas, relacionada a su vez con la máxima distancia hipocentral analizada.

Sea cual sea el análisis que se lleve a cabo en la determinación del factor de calidad, deben considerarse varios aspectos cruciales para su comprensión:

El factor de calidad calculado empíricamente depende no sólo del método empleado, sino de la onda considerada. Es decir, cada modo de propagación de ondas es atenuado por el medio de una forma distinta, de manera que por ejemplo, los valores obtenidos para  $Q$  mediante el análisis de ondas P ( $Q_\alpha$ ), ondas S ( $Q_\beta$ ), ondas Lg ( $Q_{Lg}$ ) u ondas de coda ( $Q_c$ ) no son, en principio y en general, equivalentes, por lo que deberá tenerse en cuenta este hecho a la hora de relacionarlos con otros estudios.

La dependencia de  $Q$  con la frecuencia es un rasgo clave de cualquier estudio de atenuación. Este hecho surgió empíricamente a partir de diversos estudios del factor de calidad de las ondas de coda  $Q_c$  (Aki y Chouet, 1975, Rautian y Khalturnin, 1978). En dichos estudios se observó que  $Q_c$  aumentaba con la frecuencia (menor atenuación para los grandes periodos) y que para un rango de frecuencias entre 1 y 10 Hz., dicho aumento podía expresarse mediante una ley de la forma: (Herrmann, 1980); (Aki, 1982)

$$Q_c = Q_0 f^\eta$$

Mediante el cálculo de este coeficiente, se puede obtener la atenuación a lo largo de la trayectoria, del epicentro a las diferentes estaciones sísmicas que registran los sismos ocurridos dentro de la zona de interés. Pudiendo de esta manera identificar regiones en términos del valor de su atenuación sísmica y de esta manera inferir algunas características geológicas asociadas a las diferentes regiones del territorio mexicano.

La naturaleza del movimiento del suelo durante los sismos se ve afectada por muchos factores, algunos son efectos de la fuente, de la transmisión y características de la estructura local de la estación donde son registrados. La variación de los coeficientes de la atenuación anelástica del medio y la profundidad focal producen la alteración más

importante en las señales sísmicas en el rango de distancias de 50 a 500 km y en la banda de 0.01 a 0.05 Hz. La fase Lg es importante en este contexto ya que este tren de ondas está asociado con la aceleración máxima del suelo durante los temblores. Las variaciones en la atenuación anelástica del medio pueden ser la razón para que se observen diferentes afectaciones en diversas regiones del mundo para temblores de la misma magnitud. Así, es de gran importancia práctica estudiar las características de transmisión de la región y especialmente sus leyes de atenuación locales.

### 3. Métodos para el análisis de Atenuación Sísmica

En la atenuación de las ondas elásticas contribuyen dos factores, la absorción intrínseca, causada por la pérdida de energía en forma de calor debida a la anelasticidad de los materiales del medio de propagación, y la dispersión, que se produce como consecuencia de la redistribución de energía originada en la interacción de las ondas con las heterogeneidades que encuentran en la trayectoria recorrida durante su propagación. El conocimiento de la contribución relativa de cada uno de estos factores a la atenuación, constituye un importante tema de trabajo en la sismología actual.

Existen diferentes modelos para calcular la atenuación de las ondas elásticas, como el modelo de retro dispersión sencilla, (SBS), de Aki y Chouet (1975) o el modelo de dispersión isotrópica sencilla, (SIS), de Sato (1977) que permite que el (SBS) pueda ser aplicado al caso en que no coincidan el foco y el receptor, los cuales encuentran grandes dificultades cuando tratan de diferenciar estas contribuciones. Aki (1980) apoyándose en el modelo de (SBS), argumenta que la dispersión debe ser el mecanismo responsable de la mayor parte de la atenuación observada en la coda. Dainty (1981), basándose también en el (SBS), ha tratado de separar ambas contribuciones a la atenuación, asumiendo que la absorción intrínseca es independiente de la frecuencia, hipótesis para la que no existen razones físicas suficientes. En estos modelos se asume la existencia de dispersión débil y, por tanto, que el camino libre medio es mucho mayor que la distancia fuente - receptor, lo que les permite considerar la aproximación de Born. Esta aproximación implica violar el principio de conservación de la energía total durante la dispersión. En ellos, tanto la atenuación debida a la absorción, como la debida a la dispersión, son funciones exponenciales decrecientes con la distancia, lo que dificulta enormemente la posibilidad de que ambos efectos puedan ser separados.

Las limitaciones que presenta el modelo de dispersión sencilla (SBS) para explicar los fenómenos observados en la propagación de ondas sísmicas, han hecho que actualmente se busquen modelos más realistas, que den cuenta de aquellos fenómenos que se sitúan entre la dispersión débil, explicados por el (SIS), y los de dispersión muy fuerte, cuya fenomenología puede ser explicada por los modelos de difusión (Wesley, 1965; Aki y Chouet, 1975; Dainty, 1981), no válidos para el estudio de la dispersión en la litosfera terrestre (Dainty y Toksöz, 1981). Estos modelos, que llamaremos de Dispersión Múltiple se han desarrollado siguiendo aproximaciones independientes. Los que se apoyan en la teoría analítica parten de las ecuaciones diferenciales o integrales básicas e introducen las características de absorción y dispersión, con lo que obtienen ecuaciones diferenciales o integrales que permiten evaluar los parámetros de interés. De este modo, Kopnichev (1977) estudia hasta el tercer orden de dispersión y Gao et al. (1983) menciona que son difíciles de aplicar a datos reales debido a la necesidad de coincidencia espacial entre fuente y receptor.



Otro modelo es el Modelo de Flujo de Energía (Frankel y Wennerberg, 1987; Langston, 1989; Korn, 1990), basado en la conservación de la energía elástica durante el proceso de dispersión, da cuenta de la velocidad de decaimiento de la coda con el tiempo. Parte de la hipótesis de la distribución uniforme de la energía dispersa y predice que el valor de  $Q_c$  encontrado en el modelo de dispersión sencilla debe coincidir aproximadamente con el valor de la atenuación intrínseca. Este resultado entra en frontal colisión con el hallado por Aki (1980).

El modelo de Wu basado en la Teoría de la Transferencia Radiativa (Ishimaru, 1978) impone la ley de conservación de energía al balance entre las ondas primarias y dispersas y predice la forma teórica de distribución de la densidad de energía en un medio elástico con heterogeneidades distribuidas de forma estadísticamente uniforme. Este método se aplica a un modelo en el que se admite que la dispersión es isotrópica, teniendo en cuenta todos los órdenes de dispersión, y permite separar las contribuciones de la atenuación por dispersión y de la atenuación intrínseca a la atenuación total. Mientras se carezca de un modelo capaz de explicar de manera más detallada los procesos de atenuación, éste resulta ser un interesante método para discernir sobre las contribuciones por dispersión e intrínseca, lo que permitirá un mejor entendimiento de los procesos de propagación de ondas en la litosfera.

Wu y Aki (1988), aplicando este método a la región Hindu-Kush, encontraron que el mecanismo dominante en el fenómeno de atenuación es la absorción. Sin embargo, Toksöz et al. (1988), empleando un método similar al de Wu y Aki (1988) para datos del este de América del Norte, Mayeda et al. (1991) estudiando al sur de California y McSweeney et al (1991) Alaska, han encontrado que en tales regiones, la dispersión es el mecanismo dominante.

Shang y Gao (1988), basándose en la teoría de la transferencia radiativa, corrigen y completan el modelo de Gao et al. (1983), y encuentran una solución analítica que incluye hasta el décimo orden de dispersión múltiple para un espacio bidimensional. Han demostrado que el decaimiento de la coda, que se manifiesta tras tiempos mayores que el tiempo medio, corresponde sólo a la atenuación intrínseca y no debe exhibir efectos de dispersión. Zeng et al. (1991), extiende la teoría de transferencia radiativa al caso de dependencia temporal y obtienen la ecuación de la energía de las ondas dispersas aplicable a un medio dispersor isotrópico y prometen una solución numérica a la solución analítica encontrada por ellos mediante el empleo de las técnicas de la Transformada de Fourier.

Hoshiba (1991) ha utilizado el método de Monte Carlo para estudiar el problema de dispersión isotrópica simulando la envolvente de la coda de sismogramas regionales. También Fehler et al. (1992), ha aplicado la técnica de Wu (1985), con un nuevo método para calcular la energía que tiene en cuenta las observaciones realizadas por Hoshiba (1991), a los datos registrados por la red sísmica de Kanto-Tokai y han encontrado que la atenuación debida a la dispersión es menor que la debida a la absorción intrínseca.

## 4. Descripción del método utilizado. Parámetros $Q_0$ y $\eta$ .

Las ondas Lg observadas sobre trayectoria continental están comúnmente acompañadas por largas duraciones de coda. Desde el trabajo pionero de Aki (1969) de modelado de coda sísmica como ondas de dispersión, Lg coda ha sido utilizado para estudiar la atenuación de las ondas sísmicas en la corteza continental por muchos autores (Herrmann 1980; Kopnichev 1980; Singh y Herrmann 1983; Raof y Nuttli 1985; Shin 1985). Estos resultados sugieren que un análisis simple de Lg coda provee términos prometedores para estimar la  $Q$  de la corteza.

Se define Lg Coda como la coda asociada con las ondas Lg que han sido propagadas a distancias de 200 km o más y se define como coda local a la coda asociada con ondas de corte que han viajado a distancias menores de 200 km. Algunas diferencias se observan entre estos dos tipos de coda. Incluyendo las siguientes:

- 1) En Lg Coda, las ondas superficiales dispersadas parecen ser dominantes, mientras las ondas de cuerpo dispersadas raramente aparecen ligadas a su dispersión geométrica y a las velocidades de propagación.
- 2) Lg Coda es escasa en el contenido de alta frecuencia, comparado con la coda, local debido al efecto de lento tránsito de la atenuación anelástica en grandes distancias.
- 3) La posibilidad de observar dispersión múltiple en Lg Coda debe ser proporcional a la distancia epicentral. Por otro lado, las ondas de superficie de valores grandes que comprenden la fase Lg penetran más profundo (Kennett 1984; Der et al. 1984) y son afectadas en menor forma por la dispersión causada por las heterogeneidades de la superficie cercana. Además la Lg coda tiene mayor longitud de onda debido a su contenido de baja frecuencia y es afectada por lo mismo por dispersores más grandes. Los últimos factores disminuyen la cantidad de dispersión. La cantidad dominante de dispersión debe ser una relación entre el efecto de distancia que incrementa la cantidad de dispersión y estos últimos efectos que la disminuyen.
- 4) El efecto acumulativo de las heterogeneidades en la corteza encontrado por Lg Coda puede causar conversiones significantes de modo. Además, el modo fundamental debe ser excitado en profundidades más grandes y llegar al mismo tiempo que una porción de Lg Coda (Nuttli 1986). Este modo parece ser sensitivo a la geología local. En resumen, las características 1) y 2) hacen más fácil el estudio de Lg Coda que el de coda local, pero 3) y 4) lo hacen más difícil.

A pesar de estas complejidades, se han hecho esfuerzos para modelar Lg Coda con aproximaciones estocásticas. Kopnichev (1980) propuso un modelo simple para la interpretación conjunta de Lg Coda. Der et al. (1984), extendiendo el modelo de dispersión isotrópica de Sato denotado por (SIS) a 2D, calcularon  $Q$  de la última parte de la Lg Coda registrada por las estaciones en Norteamérica. Se encontró consistencia entre

los valores de  $Q$  obtenidos y aquellos que se derivan de las mediciones dependientes del tiempo de Lg. También se encontró que el nivel de amplitud relativa observada de la coda, comparada con la de Lg, era muy alta como para ser explicada por el modelo de (SIS). Los factores 3) y 4) presentados anteriormente, fueron sugeridos para ser responsables de esta discrepancia.

Así Xie y Nuttli (1988) propusieron un modelo de circunvolución para Lg Coda. Este modelo permite una inclusión de los efectos debido a varios procesos físicos involucrados en la generación de la coda y su propagación. La aleatoriedad de las señales de Lg Coda se modela por una sencilla serie de tiempo estocástica que ofrece una herramienta poderosa para analizar métodos de inversión.

En el método que se usa en este trabajo, se asume que la onda Lg es una superposición de ondas superficiales grandes con dispersión pequeña y que Lg Coda es causada por el scattering y las conversiones de modo de las ondas Lg. Se define la distancia de viaje de coda  $r$ , como la distancia total que viajan las ondas dispersadas de coda. Denotando el tiempo de cualquier parte de Lg Coda por  $\tau$  y el promedio de la velocidad de grupo de las codas Lg por  $V_{Lg}$ , por lo que se tiene:

$$r = V_{Lg} \tau$$

Para scattering sencillo,  $r$  es la suma de las distancias entre la fuente sísmica y el dispersor y entre el dispersor y el receptor. Tomando la ventana de tiempo  $m$ -ésima centrada en el tiempo  $\tau_m$ , con longitud  $T$ , se asume que la onda de coda dentro de esta ventana puede ser aproximada por las ondas Lg dispersas con una distancia de viaje de coda  $r_m$  dado por:

$$r_m \approx V_{Lg} \tau_m,$$

Lo que nos dice que la longitud de la ventana  $T$  es pequeña comparada con  $\tau_m$ , es decir:

$$T \ll \tau_m$$

En modelos estocásticos anteriores, el término estadístico del espectro de coda ha sido expresado como el producto de los términos que describen la fuente sísmica, atenuación y scattering. El último incluye un término de dispersión geométrica que es dependiente del tiempo y un término medio como la turbiedad, que describe el grado de scattering del medio (Aki y Chouet 1975; Sato 1976).

Ahora se extiende esta relación para el término de coda al espectro de fase de la Lg coda dispersiva estocástica. Lo que es equivalente a asumir una relación convolucional en las series de tiempo. Se asume que el proceso físico que genera la coda dispersada sobre una distancia de viaje de coda  $r_m$ , puede ser descrito por una convolución dependiente del tiempo, en la cual la señal generada por la fuente sísmica pasa a través de los sistemas describiendo la dispersión de velocidad, la dispersión geométrica, la atenuación anelástica, el instrumento y la heterogeneidad del medio de la Tierra. Esto incluye 1) scattering debido a aquellos dispersores con una distancia de viaje de coda constante  $r_m$

y 2) los efectos de heterogeneidad en la superposición modal Lg y las conversiones de modo (Kennett 1984).

Dentro de este estudio se toman en cuenta factores importantes a la hora de la obtención de los resultados, como es el caso de la dispersión geométrica  $G_m$  que es quizá no sólo el más importante, sino el factor más controversial para la inversión de  $Q$ . Para coda local que es rica en contenido de alta frecuencia, la validez del modelo SIS ha sido cuestionado y varios modelos alternativos han sido propuestos (Gao et al. 1983; Wu 1984; Frandel y Wennerberg 1987). Desafortunadamente, sólo el modelo (SIS) se puede resolver en inversiones de  $Q$  de una estación individual. Otros modelos introducen parámetros adicionales, como la turbiedad o el scattering  $Q$ , que no están bien definidos incluso cuando más estaciones son usadas en la inversión.

Como se mencionó antes, el rol del scattering múltiple en formar coda en grandes distancias epicentrales es probablemente una relación de muchos factores que son muy complicados desde el punto de vista teórico. Por otro lado, las observaciones previas han indicado que en grandes áreas continentales, el modelo (SIS) es consistente con coda regional y tele sísmicamente registrada. Kopnichev (1977) reportó buenas concordancias entre el modelo SIS y la envoltura de coda de onda de Rayleigh registrada dentro de grandes áreas incluyendo Asia central, China, India y Afganistán, a distancias epicentrales mayores a 1800 km. Mitchell, Xie y Nuttli (1987) registraron buenas concordancias entre la  $Q$  resultante de aplicar el modelo (SIS) al componente vertical de Lg Coda y la  $Q$  derivada de las mediciones dependientes del tiempo de ondas Lg en África del Sur.

Der et al. (1984), usando las últimas partes de la Lg Coda que fue registrada por estaciones sísmicas o en arreglos localizados en cinco diferentes provincias fisiográficas en Norteamérica, se obtuvo el mismo tipo de consistencia. Sin embargo, también se reportaron discrepancias entre el modelo (SIS) y la proporción observada de la amplitud de Lg con aquella de la parte primera de la coda. En la opinión de Xie y Nuttli (1988), no debe ser scattering múltiple, lo que cause esta discrepancia, debido a la última parte de la coda, más bien es la primera parte, la que tiende a estar más expuesta a scattering múltiple, también el efecto del scattering múltiple es demasiado débil como para ser usado para explicar la discrepancia drástica en la proporción de la amplitud, cuyo factor es del orden de la raíz cuadrada del scattering  $Q$ . Se piensa que las conversiones de modo dichas por Der et al. (1984) son más probables de ser las responsables de dicha discrepancia.

Por estas razones es razonable asumir que el modelo (SIS) puede ser usado para interpretar la coda registrada a grandes distancias epicentrales, especialmente en áreas de placas continentales.

La aleatoriedad de coda observada puede ser debida a muchas cosas, como los efectos aleatorios de scattering, la conversión de modo, la velocidad de dispersión, los cambios laterales de  $Q$  y la irregularidad de las fuentes sísmicas.

### Método de inversión

El método más comúnmente usado en la inversión de coda  $Q$  es aquél relacionado a Aki y Chouet (1975). En este método, las  $Q$ 's en diferentes frecuencias son calculadas desde el decaimiento de la amplitud de los registros filtrados de coda. Estos valores son comparados para estimar la dependencia de la frecuencia de  $Q$ . Los anchos de los filtros usados en el estudio de Aki y Chouet (1975) varían entre los 1 Hz y los 16 Hz, la resolución de la frecuencia está limitada a 1 Hz. Esta resolución de la frecuencia limitada es aceptable para datos de coda de banda ancha local.

En Lg Coda, la banda de paso total efectiva es típicamente estrecha de 0.5 a 2.5 Hz, esto lo hace difícil de fijar una anchura para el filtro de banda de paso que dará un aceptable intercambio entre la resolución de la frecuencia y las variaciones de  $Q$  en cada banda de frecuencia. Se quiere hacer permanecer las resoluciones de frecuencia tan grandes como sea posible. Es mejor no separar el espectro de amplitud de la coda en diferentes frecuencias. Simultáneamente se fijan  $Q_0$  y  $\eta$  sobre la banda de paso total efectiva. De esta manera, sólo dos grados de libertad son permitidos para el modelo de  $Q$ , mientras que el número de estimados de amplitud discreta espectral de coda se mantienen al máximo, la variación de esta inversión es mucho más fácil de controlar.

Herrmann (1980) propuso un análisis de la frecuencia predominante en el que  $Q_0$  y  $\eta$  son simultáneamente ajustados. En la experiencia de Xie y Nuttli (1988), este método provee una buena estimación de  $Q$  cuando los registros de coda con tiempos muy largos están disponibles, o cuando la  $Q$  es baja. En otras condiciones, la  $Q$  estimada es sujeta a una ambigüedad, en parte porque las amplitudes registradas no son usadas. Por lo que proponen un nuevo método de proporción espectral, el cual es utilizado dentro de este trabajo.

### Método de estimación de Coda $Q$

Los datos estimados de Coda  $Q$  fueron obtenidos utilizando el programa de cómputo LGCODA escrito por Xie et al. (1993). Este programa está basado en un método de proporción espectral acumulada (SSR) desarrollado por Xie y Nuttli (1988) para obtener los estimados de  $Q(f)$  dependientes de la frecuencia de Lg Coda. Se ha mostrado (Xie y Mitchell, 1990) que el uso del procedimiento de acumulación mejora notablemente la estabilidad de los estimados de  $Q(f)$ . La teoría detrás de este método ha sido discutida en Xie y Nuttli (1988). Un breve resumen es presentado aquí.

Se define el espectro de Lg coda en una ventana de amplitud fija centrada en un tiempo  $t_i$  después del tiempo origen como

$$S(f, t_i) = A_0(f)G(r, t_i)e^{-\pi f t_i / Q(f)}$$

Donde  $S(f, t_i)$  es el espectro de la ventana,  $f$  es la frecuencia,  $r$  es la distancia epicentral,  $G(r, t_i)$  es la función de dispersión geométrica y  $A_0(f)$  representa los errores asociados a la naturaleza de los instrumentos utilizados, de la fuente y del lugar.

Si los datos están disponibles en dos ventanas, centradas en tiempos  $t_1$  y  $t_2$ , entonces se puede mostrar que

$$RATIO_{1,2} = \frac{S(f, t_2)/G(r, t_2)}{(S(f, t_1)/G(r, t_1))} = e^{-\frac{\pi f(t_2-t_1)}{Q(f)}}$$

Esta proporción puede ser o no estable debido a la variabilidad del espectro. Se ha mostrado (Xie y Nuttli, 1988) que el estimado  $Q(f)$  puede ser mejorado:

- i) Aplicando una función de ventana ajustable a las series de tiempo anteriores a la transformada de Fourier que suaviza el espectro.
- ii) Asegurándose que la diferencia de los tiempos  $t_2 - t_1$  sea lo más larga posible.
- iii) Tomando un promedio de muchas razones.

Es importante notar que si la coda es estacionaria en el tiempo, los efectos comunes de sitio son eliminados así como la respuesta desconocida del instrumento. La  $Q(f)$  obtenida es una medida no contaminada de la propagación de la onda en la corteza y el manto superior.

Las razones espectrales individuales se combinan para estimar  $fQ^{-1}(f)$  promediando la cantidad

$$fQ^{-1}(f) = LNRATIO = \frac{\ln(RATIO_{i,j})}{-\pi(t_j - t_i)}$$

Al utilizar un promedio de  $Q^{-1}(f)$ , el error estimado puede ser directamente obtenido. Además, si se asume que  $Q(f) = Q_0 f^\eta$ , entonces mediante una regresión lineal del logaritmo de este término, puede ser usado para estimar  $Q_0$  y  $\eta$ .

Como se establece en el método (SSR), cada tiempo de coda se divide en varios segmentos de ventanas, en este caso de 25.6 segundos de duración, empezando en el punto en el cual las amplitudes máximas comienzan a decaer exponencialmente, lo que en general corresponde al arribo de las señales con una velocidad de grupo de 3.15 km/s y continúan hasta que la proporción de señal a ruido es igual a uno o dos.

El programa sin embargo, tiene opciones para escoger manualmente el comienzo y el fin de la coda. El propósito de estas opciones es el ser capaz de excluir datos incorrectos, debido a los cortes de algunos grupos de datos o a la contaminación por ondas de superficie para eventos superficiales. En este caso, el comienzo de la coda fue fijado manualmente así como el término de todos los casos. Este punto es particularmente importante ya que los estimados de Coda  $Q$  son sensibles a la diferencia de tiempo  $t_j - t_i$ . En general las estimaciones de Coda  $Q$  incrementan cuando el tiempo incrementa. El

espectro de cada registro fue corregido por el espectro de ruido, tomado de la primera muestra del comienzo de la llegada de la onda P.

Si se asume que  $Q(f) = Q_0 f^\eta$ , donde  $Q_0$  y  $\eta$  son  $Q$  a 1 Hz y su dependencia con la ley de potencia de la frecuencia, respectivamente.  $Q_0$  y  $\eta$  son obtenidos de la regresión lineal de logaritmos (Xie y Nuttli, 1988):

$$\log_{10} F_k = (1 - \eta) \log_{10} f_k - \log_{10} Q_0 + \epsilon$$

Donde  $F_k$ ,  $f_k$  y  $\epsilon$  son los términos de proporción espectral de la amplitud logarítmica, LNRATIO en la  $k$ -ésima frecuencia discreta y un error relativo, respectivamente. Como se mencionó por Xie y Mitchell (1990), el factor más controversial en el cómputo es el término de dispersión geométrica  $G(r, t)$ , debido a la dificultad para calcularlo, sin embargo en cómputos anteriores en Asia central, Norteamérica y el sur de África, parece que  $G(r, t)$  calculada usando el modelo (SIS) (Sato, 1977) es adecuada. En este procesamiento, si  $G(r, t)$  no es correcto, este será mapeado en una gran variabilidad en el valor de LNRATIO y por lo tanto en  $Q^{-1}$ .

Este método de proporción espectral acumulada hecho por Xie y Nuttli (1988) se usa para estimar la Lg Coda  $Q$  ya que provee estimaciones estables de este parámetro en distancias regionales (Xie y Mitchell, 1990; Xie y Nuttli, 1988). Además este método tiene la ventaja de reducir considerablemente el enfoque/desenfoque y los efectos del lugar de la estación que se pueden presentar, ya que se ha visto que estos efectos son estacionarios en el tiempo.

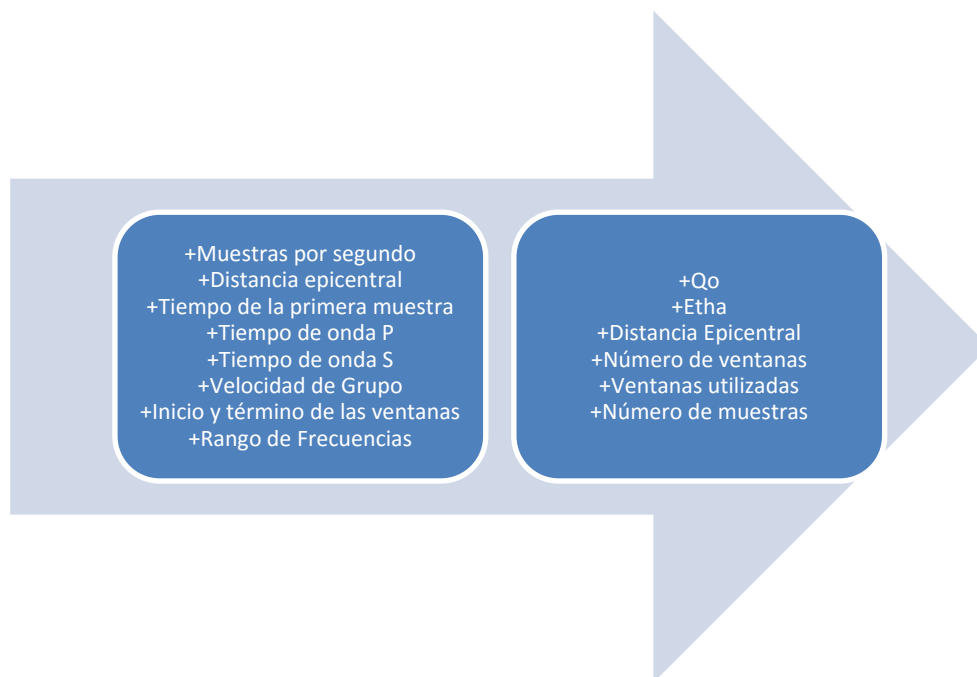
## 5. Aplicación del método a una región particular: El Bloque de Jalisco

Para el cálculo de los parámetros  $Q_0$  y  $\eta$  se utiliza el programa antes mencionado, introduciendo los siguientes datos: El número de muestras por segundo para cada señal sísmica, la distancia epicentral (km), el tiempo de la primera muestra (segundos) después del tiempo origen, el tiempo de llegada de la onda P y el tiempo de llegada de la onda S.

Así mismo se necesitan introducir los valores de la velocidad de grupo (3.5 km/s) de la onda Lg, la cual es usada en la determinación del espacimamiento geométrico y es muy importante cuando la ventana de la coda es muy cercana a la llegada de la onda Lg, el inicio y término de las ventanas que se ocupan y el rango de frecuencias escogido.

En este caso se utilizan tanto estaciones de periodo corto, como de banda ancha, para mostrar de mejor manera el fenómeno de la atenuación en la región ya antes mencionada.

Exclusivamente se trabaja con sismos ocurridos en Jalisco, para poder visualizar las características de atenuación de las ondas sísmicas en el Bloque de Jalisco, el Graben de Colima y parte del Cinturón Neovolcánico Transversal, así se eligieron 6 sismos ocurridos en dicha región el 18/05/12 a las 3:07, el 17/12/15 a las 7:59, el 15/12/15 a las 17:49, el 15/12/15 a las 16:32, el 15/12/15 a las 16:09 y el 11/05/16 a las 22:35, respectivamente.





## 5.1 Localización y características geotectónicas

La región centro-oeste es una de las regiones geotectónicas más complejas de México. Aquí convergen varias unidades geológicas cuya interacción compone un patrón sísmico muy complejo. Esta región ha sido el sitio de numerosos temblores grandes, incluyendo el temblor con mayor magnitud registrado en México ( $M=8.2$ ).

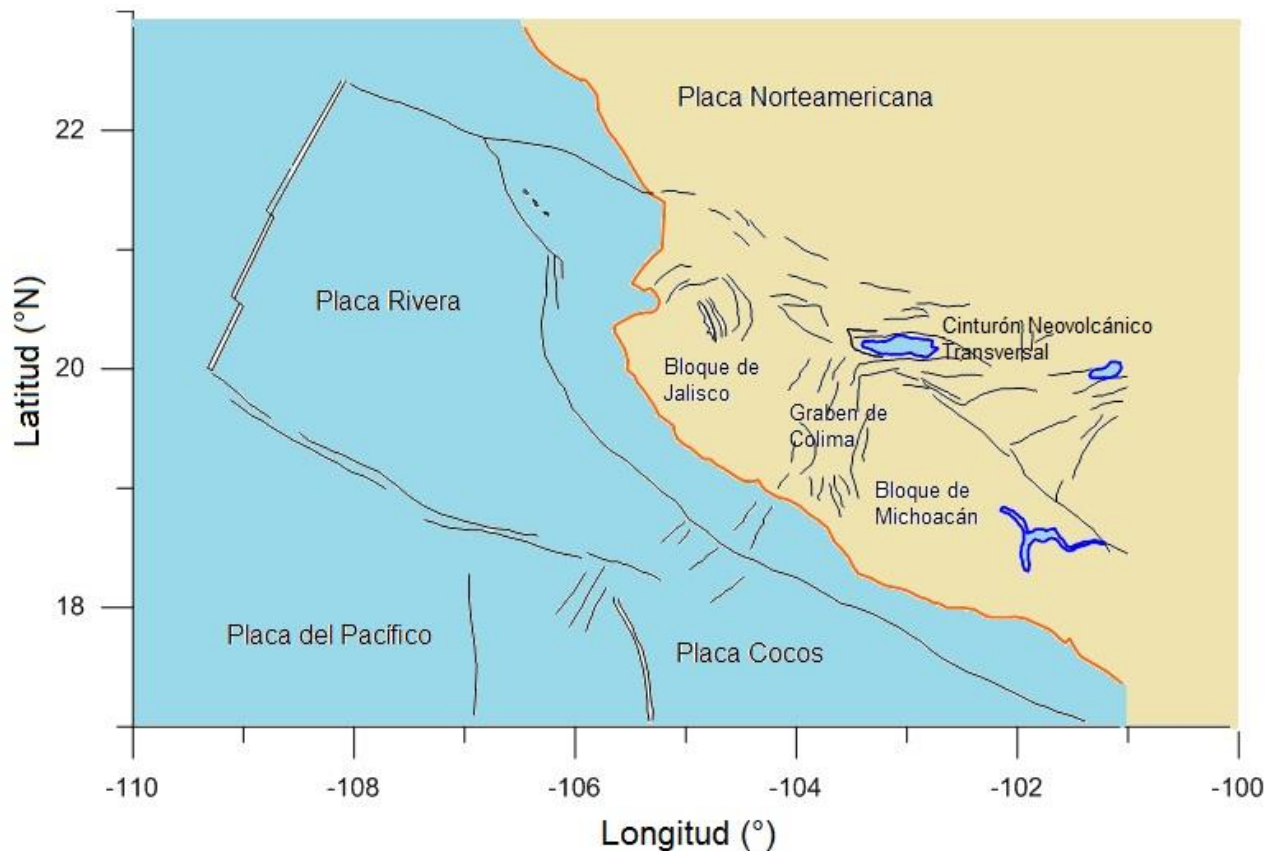


Figura 1. Localización del Bloque de Jalisco, Graben de Colima y Cinturón Neovolcánico Transversal.

La interacción entre dos placas, Rivera y Cocos, que actúa en la región antes mencionada es en gran medida la responsable de la complejidad de la actividad sísmica registrada. La localización precisa del límite entre las placas de Rivera y Cocos es aún un tema de debate debido a la falta de alguna característica batimétrica clara asociada a ello (Pardo y Suárez, 1995). Bandy (1992) ha sugerido que el graben de El Gordo localizado en la costa de Colima puede ser parte del límite de las placas. Adicionalmente, Suarez et al. (1999) han propuesto, basados en el análisis del temblor del 11 de Diciembre de 1995, que la porción marítima del límite Rivera-Cocos es una zona orientada de este a oeste de fallas laterales. La solución al plano de fallas de los sismos de 2006 y la distribución de los

epicentros muestran claramente dos tendencias de actividad, una a lo largo de la falla que sugiere que su origen esté relacionado al límite entre Rivera-Cocos. Así, su estudio provee la oportunidad de entender el límite de las placas, su estructura y el comportamiento dinámico que presenta.

La placa de Rivera subduce bajo la placa de Norteamérica en el sur del Golfo de California y separado por la zona de fractura de Tamayo, a lo largo de la porción norte de la Trinchera de Centroamérica en una tasa de convergencia de aproximadamente 2.5 cm al año (DeMets et al., 1994). La zona de fractura de Rivera por el otro lado, es considerada como la porción marítima de contacto entre la frontera sur de la placa de Rivera y la placa de Cocos, que subduce oblicuamente bajo la placa de Norteamérica en una tasa de convergencia mayor de 5.2 cm al año (DeMets et al., 1997).

Los límites y características del movimiento de interacción entre ambas placas no son bien conocidos ni establecidos. Ligado a estas diferencias en la subducción de las placas Rivera y Cocos, un patrón sísmico complejo surge. En esta región ambas placas subducen bajo la placa de Norteamérica en una forma no tan clara, pero los datos indican un ángulo inicial de subducción menor a los 10° y gradualmente creciendo a un ángulo de subducción cercano a los 50° (Pardo y Suarez, 1993, Yang et al., 2009).

La estructura geológica regional de la porción continental es también muy complicada pero parece formada por tres bloques corticales, Jalisco, Michoacán y Guerrero, separados por estructuras de graben y zonas de fallas. La presencia de la porción oeste del Cinturón Neovolcánico Transversal introduce una complejidad estructural adicional en esta región. La actividad volcánica continua vista en el Volcán de Colima, es el mejor ejemplo de esta actividad geotectónica de la región.

El Cinturón Neovolcánico Transversal es la provincia fisiográfica dominante en la región y se extiende desde el Golfo de California en el oeste hasta el Golfo de México en el este. El Cinturón Neovolcánico Transversal está compuesto por elementos alcalinos volcánicos del Mioceno tardío y del Cuaternario, que han sido generados por la subducción activa de la placa de Cocos debajo de México a lo largo de la Trinchera de Centroamérica.

El Cinturón Neovolcánico Transversal es particularmente interesante debido a que no es paralelo a su trinchera. Este hecho ha estimulado a la especulación del origen del Cinturón Neovolcánico Transversal y su relación con la tectónica regional y local. Algunos consideran que la orientación oblicua del Cinturón Neovolcánico Transversal es resultado de la variación en la geometría de subducción a lo largo de la trinchera (Suarez y Singh, 1986), mientras que otros sugieren que las zonas de deformación y debilidad en la placa predominante son responsables (Cebull y Shubert, 1987).

En cuanto a los bloques corticales Michoacán, Guerrero y en especial Jalisco, todos estos contienen elementos de terrenos más viejos que fueron acomodados en el sur de México durante varios eventos tectónicos anteriores (Campa y Coney, 1983) principalmente en el Plioceno-Cuaternario. Los bloques siguen moviéndose independientemente cada uno de ellos sin influencia de la placa de Norteamérica y este movimiento relativo es responsable

de la deformación neotectónica dentro y al sur del Cinturón Neovolcánico Transversal. Se asume que el movimiento relativo entre los bloques de Jalisco y Michoacán tiene una dirección que es perpendicular a la del Graben de Colima con acimut de N100°E y una velocidad de 8 mm al año (Johnson y Harrison, 1990).

El Bloque Jalisco representa lo que se reconoce como un bloque tectónico, o microplaca. Se sabe que se mueve de manera independiente con respecto a las placas circundantes (Rivera y Norte América) a través de dos zonas de deformación continental (el graben de Tepic-Zacoalco y el graben de Colima) y a lo largo de una zona de subducción en su límite costero con la placa oceánica de Rivera. Los grabenes de Tepic-Zacoalco y de Colima se unen con el graben de Chapala, en el límite Noreste del bloque Jalisco, dando lugar a lo que es esencialmente un punto triple continental, es decir donde se unen estas tres porciones, cerca de Guadalajara, formado por la unión del bloque de Jalisco, el bloque de Michoacán y la placa de Norte América. El desarrollo del bloque Jalisco, como bloque independiente, parece estar relacionado geoméricamente con la forma y dinámica de la placa de Rivera, así como también con la evolución del punto triple continental cerca de Guadalajara antes mencionado.

El graben de Colima consiste en dos distintas provincias estructurales separadas por la zona de falla La Cumbre. Los resultados de su estudio gravimétrico en las áreas de costa y en el océano de la provincia del sur sugiere que la porción sur del graben de Colima tiene unos 100 km de ancho y está formado por dos grabenes mayores con orientaciones NE-SW, estos grabenes están separados por un terreno angosto con también orientación NE-SW y constituido por magma inyectado a lo largo de una zona de fractura pre-existente. El graben del noroeste tiene unos 35 km de ancho y 8 km de espesor de sedimentos y presenta los valores máximos de adelgazamiento cortical. El graben al sureste tiene unos 60 km de ancho y 6 km de sedimentos.

En el área del graben de Colima, el espesor de la corteza continental es de entre 30 y 46 km, esto no es necesariamente tan delgada como en las regiones adyacentes (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992). En el área del bloque Jalisco, la tectónica extensional se encuentra sobreimpuesta a la tectónica compresional causada por la subducción de la Placa Rivera bajo la Placa Norteamericana.

Conos de escoria y lava alcalina de edad Pleistoceno Tardío son muy comunes en el fondo del graben de Colima. Ellos son vinculados a una tectónica más extensional (Luhr y Carmichael, 1981). Un modelado geomorfológico de degradación de conos cineríticos en el área de Colima por Hooper (1995) sugiere una edad de 0.250 m.a. para el más antiguo cono cinerítico en el área.

Los conos de escoria del graben de Colima son basaltos alcalinos de la familia de las basanitas y minettes (Luhr y Carmichael, 1981). Estos dos tipos de vulcanismo, alcalino y calco-alcalino han ocurrido coetáneamente en la región del graben de Colima por al menos 4.6 m.a. Los primeros productos calcoalcalinos en el graben de Colima fueron eruputados hace 10 m.a. (Allan y Carmichael, 1984).

## 6. Recolección de la información requerida

Los 6 eventos que se analizan en este trabajo, todos ellos ocurridos en Jalisco, con fecha del 18/05/12 a las 3:07, el 17/12/15 a las 7:59, el 15/12/15 a las 17:49, el 15/12/15 a las 16:32, el 15/12/15 a las 16:09 y el 11/05/16 a las 22:35 es necesaria la recolección de cierta información.

A continuación, se enlistan las estaciones que registraron los eventos antes mencionados.

Estación	Eventos					
	18/05/2012 03:07	15/12/2015 16:09	15/12/2015 16:32	15/12/2015 17:49	17/12/2015 07:59	11/05/2016 10:35:16 p.m.
CIHU	X					X
ESTA	X					X
GDLP						X
MMIG	X	X				X
TEPI						X
YELA	X					X
AAIG		X	X		X	X
ANIG						X
COLI		X				X
ESLC						X
IGIG	X	X			X	X
INCA						X
JUBA		X	X	X		X
MAIG						X
MNGR		X		X		X
MOIG	X	X				X
SOMA						X
ZAIG	X	X		X	X	X
CJIG	X	X				
RPIG		X			X	
ARIG	X	X				
ESSF	X					
ESSJ	X					
TOMA	X					
ZIIG	X					
ESRC	X					
SFJV	X					

Tabla 1. Relación de estaciones sismológicas

Donde se muestra para cada evento las estaciones sismológicas que fueron utilizadas en los cálculos marcadas con una (X), a su vez, las estaciones utilizadas, se dividen en estaciones de periodo corto y estaciones de banda ancha, las estaciones de periodo corto, se utilizan para registrar sismos locales, mientras que las estaciones de banda ancha, nos permiten registrar sismos en un amplio rango de frecuencias, lo cual les permite detectar ondas sísmicas producidas tanto por sismos de muy alta frecuencia (70 Hz), hasta periodos del orden de cientos de segundos.

Las estaciones de Banda Ancha que se pueden observar en la tabla anterior con terminación IG, están configuradas para monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana. Las estaciones se localizan, en su mayoría, a lo largo de las costas del Océano Pacífico y de Veracruz, así como en el eje

neovolcánico. La red sismológica del Servicio Sismológico Nacional, consiste actualmente de 61 estaciones en operación de este tipo.

Mientras que las estaciones de Periodo Corto, a diferencia de las estaciones de Banda Ancha fueron instaladas más recientemente, rodeando las zonas de mayor sismicidad, es por eso que se utilizan para detectar sismos locales logrando una mayor precisión en los datos registrados.

## 7. Estimación de los parámetros $Q_0$ y $\eta$ para la región en estudio

Mediante el programa empleado (Xie, et al., 1993), se despliega un resumen de resultados obtenidos para cada estación y para cada evento analizado, donde se muestra  $Q_0$ ,  $\eta$ , el número total de ventanas y las ventanas utilizadas y la distancia epicentral, las cuales se muestran a continuación.

Para cada sismo se obtienen gráficas de este tipo, donde se pueden observar los datos y resultados del ajuste necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

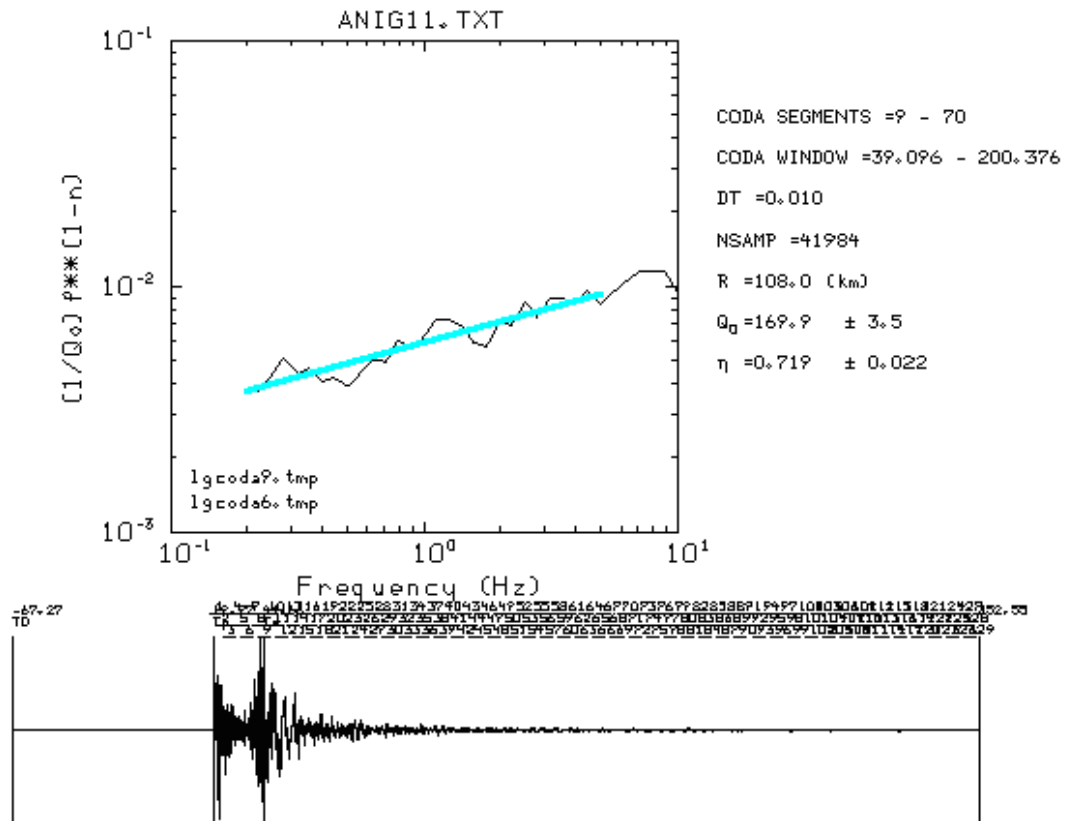


Figura 2. Ejemplo de ajuste para cálculo de  $Q_0$  y  $\eta$ .

Para algunos eventos, fue necesario ajustar el inicio y término de las ventanas utilizadas, para obtener datos más precisos, y así poder hacer una comparación más exacta entre los datos obtenidos mediante las estaciones utilizadas.

Mediante las figuras similares a la anterior para cada estación y todos los eventos estudiados que se presentan en el Apéndice A de este trabajo, se pueden obtener  $Q_0$  y  $\eta$  con sus respectivas desviaciones estándar, simplificados en las siguientes tablas.

Sismo del 11/05/16, 22:35:

Sismo 11/05/16				
Estación	Q0	desv.	Etha	desv
CIHU	185.4	15.2	0.778	0.065
ESTA	151.5	6.6	0.71	0.047
GDLP	150.8	20.7	0.145	0.149
MMIG	198.7	10.4	0.88	0.063
TEPI	141.	13.7	0.1	0.208
YELA	136.2	6.4	0.629	0.05
AAIG	163.3	5.5	0.599	0.036
ANIG	169.9	3.5	0.719	0.022
COLI	172.	17.7	0.78	0.073
ESLC	204.2	22.5	0.746	0.069
IGIG	176.	20.5	0.302	0.125
INCA	216.2	20.3	0.663	0.069
JUBA	173.2	13.3	0.826	0.051
MAIG	232.	7.3	0.696	0.034
MNGR	187.8	14.1	0.785	0.05
MOIG	247.7	7.1	0.573	0.029
SOMA	216.9	39.2	0.849	0.125
ZAIG	171.4	7.1	0.683	0.045

Tabla 2. 11/05/16.

Sismo del 15/12/15, 16:09:

Sismo 15/12/15 16:09				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
CJIG	306.9	23.9	0.087	0.089
COLI	190.7	15.2	0.648	0.087
JUBA	190.8	16.4	0.388	0.094
MMIG	428.1	61.1	0.146	0.153
MNGR	263.5	47.3	0.067	0.202
MOIG	382.9	46.7	0.95	0.131
ZAIG	224.1	11.3	0.529	0.054
RPIG	267.1	28.2	0.733	0.116
AAIG	195.5	16.1	0.523	0.089
ARIG	338.5	20.9	0.187	0.066
IGIG	248.	14.	0.555	0.071

Tabla 3. 15/12/15, 16:09.

Sismo del 15/12/15, 16:32:

Sismo 15/12/15 16:32				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
AAIG	886.1	519.9	0.332	0.453
JUBA	325.7	83.	0.455	0.261

Tabla 4. 15/12/15, 15:32.

Sismo del 15/12/15, 17:49:

Sismo 15/12/15 17:49				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
JUBA	261.3	39.	0.045	0.208
MNGR	161.1	11.4	0.734	0.098
ZAIG	397.2	572.	0.2	0.169

Tabla 5. 15/12/15, 17:49.

Sismo del 17/12/15, 7:59:

Sismo 17/12/15 7:59				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
AAIG	168.	5.1	0.594	0.032
IGIG	285.1	37.4	-0.163	0.327
RPIG	198.5	25.1	1.061	0.145
ZAIG	394.6	53.9	0.105	0.14

Tabla 6. 17/12/15.

Sismo del 18/05/12, 3:07:

Sismo 18/05/12 3:07				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
ARIG	241.	17.6	0.419	0.78
CIHU	134.	6.8	0.407	0.059
ESSF	171.5	14.5	0.25	0.096
ESSJ	171.6	10.3	0.567	0.064
IGIG	300.9	39.5	0.973	0.169
MMIG	353.	40.3	0.238	0.126
MOIG	548.2	124.7	0.189	0.279
TOMA	155.	16.5	0.358	0.128
YELA	167.4	19.7	0.318	0.141
ZAIG	152.9	8.8	0.666	0.062
ZIIG	332.	32.	0.491	0.12
CJIG	134.6	9.8	0.507	0.078
ESRC	133.9	8.2	0.819	0.068
ESTA	153.4	9.1	0.49	0.066
SFJV	208.7	9.9	0.933	0.041

Tabla 7. 18/05/12.



A continuación se presentan los resultados, dividiéndolos entre estaciones de periodo corto y banda ancha, para poder analizar la información de mejor forma y ver si hay alguna diferencia entre los resultados obtenidos con las estaciones de un tipo o de otro.

Primero se presentan las estaciones de Periodo Corto. Para el sismo ocurrido el 11/05/16 a las 22:35, se tiene:

Sismo 11/05/16				
Periodo Corto	Q0	Desv	etha	Desv
CIHU	185.4	15.2	0.778	0.065
ESTA	151.5	6.6	0.71	0.047
GDLP	150.8	20.7	0.145	0.149
TEPI	141.	13.7	0.1	0.208
YELA	136.2	6.4	0.629	0.05
COLI	172.	17.7	0.78	0.073
ESLC	204.2	22.5	0.746	0.069
INCA	216.2	20.3	0.663	0.069
JUBA	173.2	13.3	0.826	0.051
MNGR	187.8	14.1	0.785	0.05
SOMA	216.9	39.2	0.849	0.125

Tabla 8. 11/05/16, Periodo Corto.

Sismo del 15/12/15, 16:09:

Sismo 15/12/15 16:09				
Periodo Corto	Q0	Desv	etha	Desv
COLI	190.7	15.2	0.648	0.087
JUBA	190.8	16.4	0.388	0.094
MNGR	263.5	47.3	0.067	0.202

Tabla 9. 15/12/15, 16:09, Periodo corto.

Sismo del 15/12/15, 16:32:

Sismo 15/12/15 16:32				
Periodo Corto	Q0	Desv	etha	Desv
JUBA	325.7	83.	0.455	0.261

Tabla 10. 15/12/15, 16:32, Periodo corto.

Sismo del 15/12/15, 17:49:

Sismo 15/12/15 17:49				
Periodo Corto	Q0	Desv	etha	Desv
JUBA	261.3	39.	0.045	0.208
MNGR	161.1	11.4	0.734	0.098

Tabla 11. 15/12/15, 17:49, Periodo corto.

Sismo del 18/05/12, 3:07:

Sismo 18/05/12 3:07				
Periodo Corto	Q0	Desv	etha	Desv
CIHU	134.	6.8	0.407	0.059
ESSF	171.5	14.5	0.25	0.096
ESSJ	171.6	10.3	0.567	0.064
TOMA	155.	16.5	0.358	0.128
YELA	167.4	19.7	0.318	0.141
ESRC	133.9	8.2	0.819	0.068
ESTA	153.4	9.1	0.49	0.066
SFJV	208.7	9.9	0.933	0.041

Tabla 12. 18/05/12, Periodo Corto.

Resultados obtenidos con datos de las estaciones de Banda Ancha.

Sismo del 11/05/16, 22:35:

Sismo 11/05/16 22:35				
Estación	Q0	desv.	Etha	desv
Banda Ancha				
MMIG	198.7	10.4	0.88	0.063
AAIG	163.3	5.5	0.599	0.036
ANIG	169.9	3.5	0.719	0.022
IGIG	176.	20.5	0.302	0.125
MAIG	232.	7.3	0.696	0.034
MOIG	247.7	7.1	0.573	0.029
ZAIG	171.4	7.1	0.683	0.045

Tabla 13. 11/05/16, Banda Ancha.

Sismo del 15/12/15, 16:09:

Sismo 15/12/15 16:09				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
Banda Ancha				
CJIG	306.9	23.9	0.087	0.089
MOIG	382.9	46.7	0.95	0.131
ZAIG	224.1	11.3	0.529	0.054
RPIG	267.1	28.2	0.733	0.116
AAIG	195.5	16.1	0.523	0.089
ARIG	338.5	20.9	0.187	0.066
IGIG	248.	14.	0.555	0.071

Tabla 14. 15/12/15, 16:09, Banda Ancha.

Sismo del 15/12/15, 16:32:

Sismo 15/12/15 16:32				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
Banda Ancha				
AAIG	886.1	519.9	0.332	0.453

Tabla 15. 15/12/15, 16:32, Banda Ancha.

Sismo del 15/12/15, 17:49:

Sismo 15/12/15 17:49				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
Banda Ancha				
ZAIG	397.2	572	0.2	0.169

Tabla 16. 15/12/15, 17:49, Banda Ancha.

Sismo del 17/12/15, 7:59:

Sismo 17/12/15 7:59				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
Banda Ancha				
AAIG	168.	5.1	0.594	0.032
IGIG	285.1	37.4	-0.163	0.327
RPIG	198.5	25.1	1.061	0.145
ZAIG	394.6	53.9	0.105	0.14

Tabla 17. 17/12/15, Banda Ancha.

Sismo del 18/05/12, 3:07:

Sismo 18/05/12 3:07				
Estación	Q0	DESV.	ETHA	DESV.
Banda Ancha				
ARIG	241.	17.6	0.419	0.78
IGIG	300.9	39.5	0.973	0.169
MMIG	353.	40.3	0.238	0.126
MOIG	548.2	124.7	0.189	0.279
ZAIG	152.9	8.8	0.666	0.062
ZIIG	332.	32.	0.491	0.12
CJIG	134.6	9.8	0.507	0.078

Tabla 18. 18/05/12, Banda Ancha.

Otro análisis importante es la comparación entre el valor del acimut de las estaciones y su valor de  $Q_0$ , ya que así nos podemos dar una idea de cómo varía el valor de este parámetro con respecto al acimut para su posterior asociación con las diferentes estructuras geológicas de la región.

Q0	acimut	Q0	acimut
185.4	210.	224.1	27.6
151.5	240.	195.5	47.1
150.8	180.	248.	93.3
198.7	174.2	161.1	179.8
141.	285.	168.	47.1
136.2	255.	198.5	73.1
163.3	47.1	241.	123.4
169.9	280.	134.	230.2
172.	182.1	171.5	243.7
204.2	179.1	171.6	52.3
176.	93.3	155.	259.6
173.2	177.9	167.4	276.5
232.	311.8	152.9	18.5
187.8	179.8	134.6	242.9
247.7	117.5	133.9	17.2
171.4	27.6	153.4	275.6
190.7	182.1	208.7	61.8
190.8	177.9		

Tabla 19. Valores de  $Q_0$  respecto al Acimut.

## 8. Presentación gráfica de los resultados

Para facilitar el manejo y significado de los resultados obtenidos, se realizó un mapa donde se observa la disposición de las estaciones utilizadas a lo largo de la República Mexicana, en este mapa se presentan todas las estaciones utilizadas, cada una de ellas unida a su epicentro, mediante una línea recta, como se muestra a continuación.

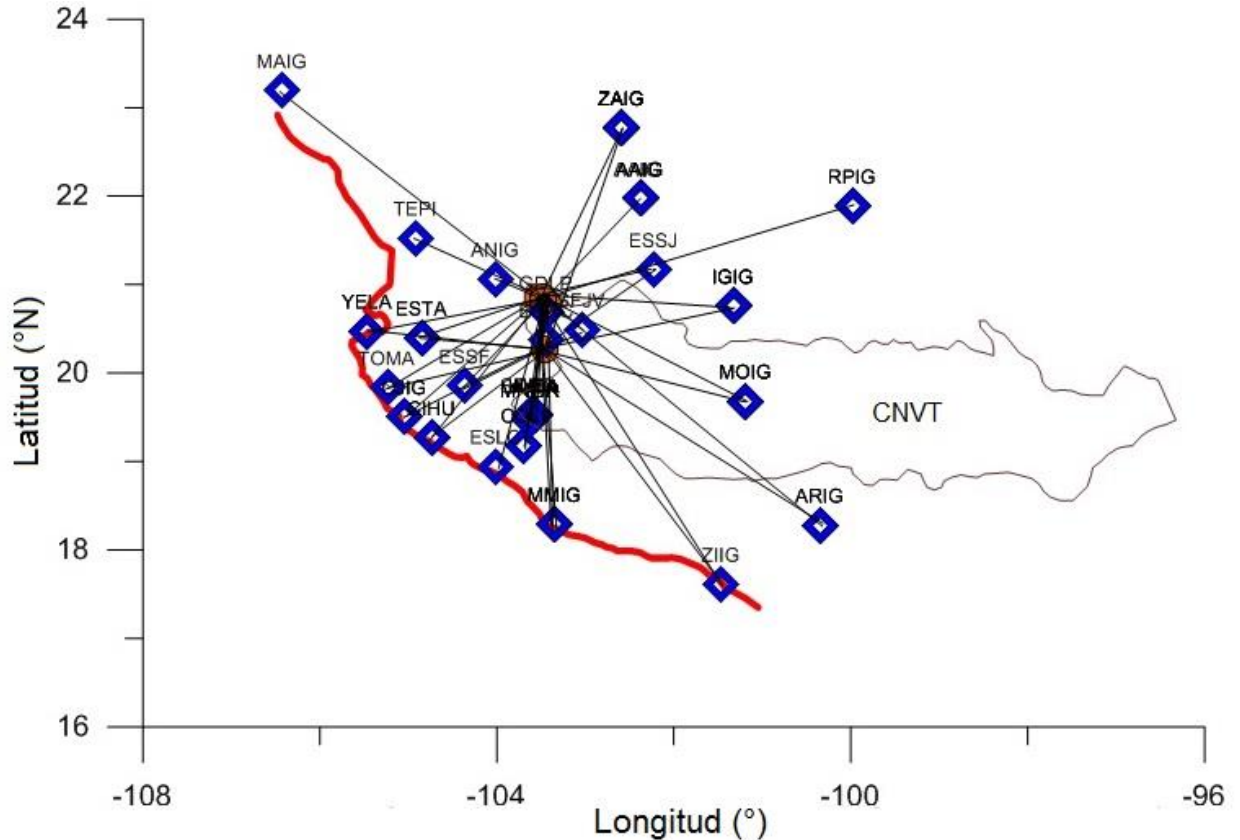


Figura 3. Disposición de estaciones.

La figura 3 muestra que la distribución de las trayectorias Epicentro-Estación es bastante homogénea y cubre bastante bien el Bloque de Jalisco y el borde oeste del Eje Neovolcánico. Los sismos utilizados corresponden a una serie de eventos ocurridos en el área de Guadalajara.

En la figura 4, al graficar los datos presentados anteriormente se encontró una relación respecto a la posición de cada estación sobre la zona de interés y su valor de  $Q_0$ . En el centro de la circunferencia se encuentran los epicentros y cada círculo pequeño azul representa al valor de  $Q_0$  respecto al acimut de las estaciones utilizadas.

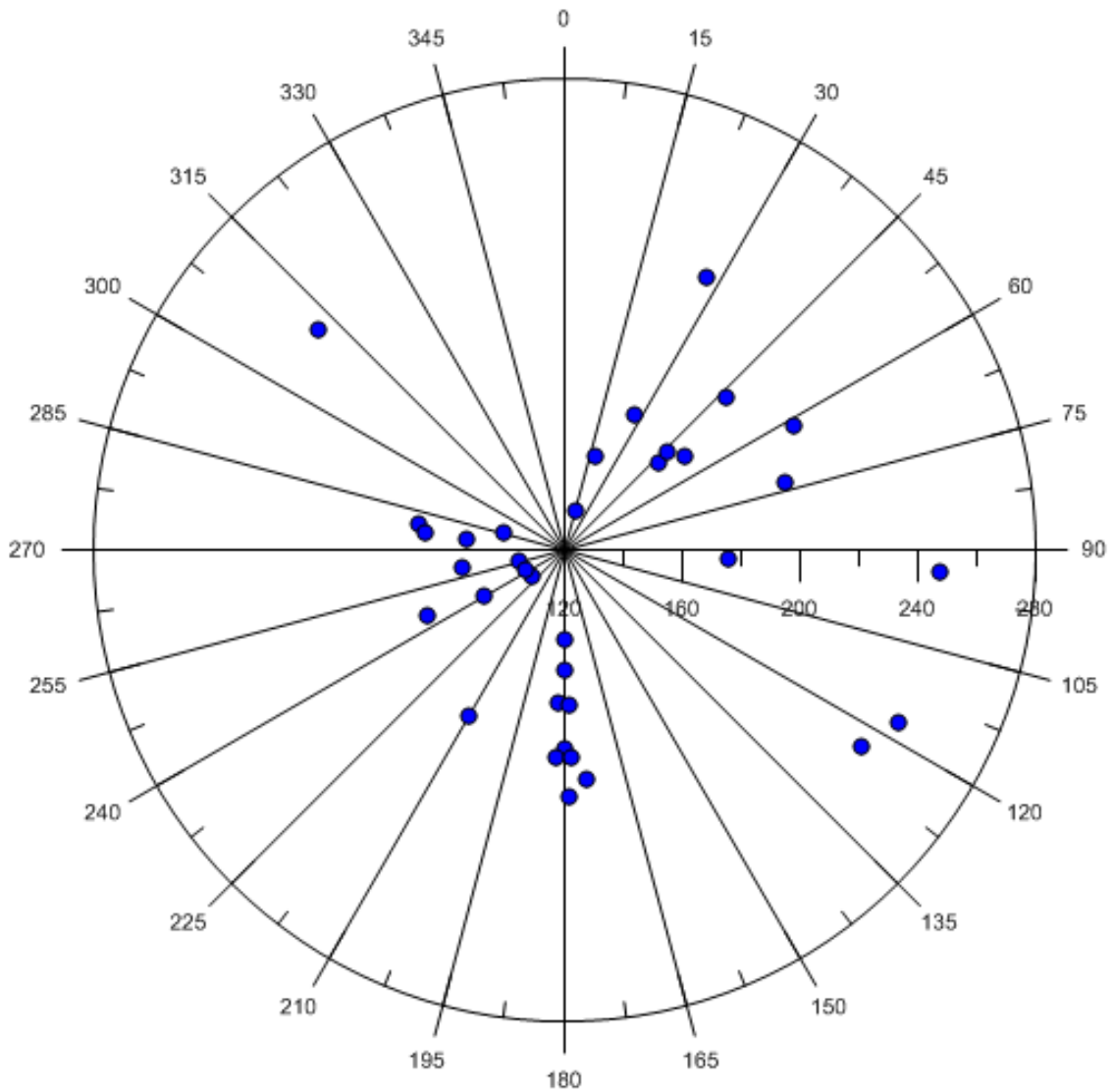


Figura 4. Distribución acimutal de los valores de  $Q_0$ .

Al observar la imagen 4, que corresponde a los datos obtenidos de la Tabla 19, se puede obtener una idea de las zonas donde  $Q_0$  es mayor o menor respecto a la localización de los epicentros, pudiendo observar que los mayores valores de  $Q_0$  se presentan al Este de los epicentros, valores un poco más bajos hacia el sur y los valores más pequeños de  $Q_0$  se presentan al Oeste de los epicentros.

Siguiendo con el análisis de los resultados obtenidos, en virtud de que los valores de  $Q_0$  obtenidos de esta manera son representativos de una zona de forma elíptica cuyos focos son el epicentro y la estación registradora, de acuerdo a la siguiente fórmula (Sato, 1977):

$$\frac{x^2}{(ct/2)^2} + \frac{y^2}{v^2t^2 - R^2} = 1$$

Dónde  $R$  es la distancia epicentral,  $c$  es la velocidad de grupo,  $v$  es la velocidad promedio y  $t$  es el tiempo transcurrido entre la primer y última ventana, se dibujó un mapa con el área que representa cada proceso delimitada por elipses, como se muestra en la Figura 5.

Debido al comportamiento de las ondas y su propagación en el medio que de forma natural se puede describir como un elipsoide debido a la penetración de las ondas en la corteza y manto superior, si se pasa a dos dimensiones, serán las elipses ya mencionadas. Este mapa se presenta a continuación.

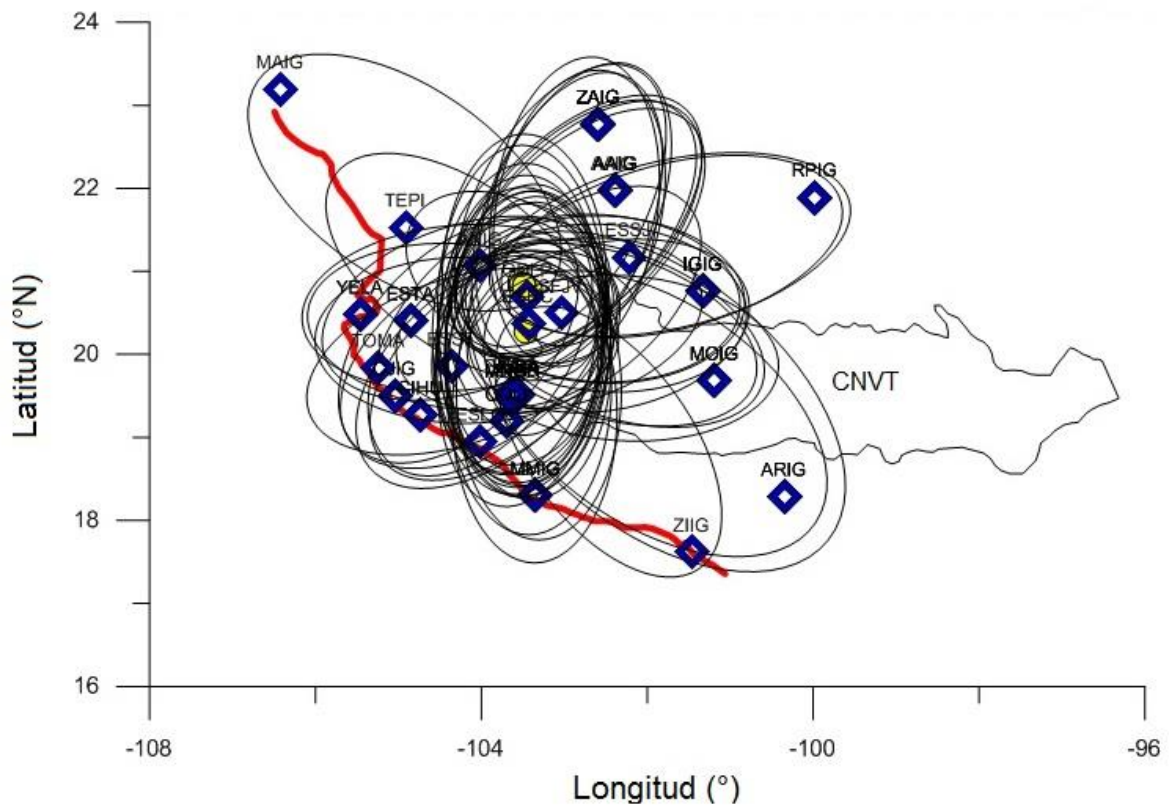


Figura 5. Aproximación por Elipses.

Aquí se puede ver que mediante el área de las elipses, que describen los procesos delimitados por las mismas, se puede tener una buena interpretación de los datos, ya que prácticamente toda la zona que rodea a los epicentros está cubierta por dichas elipses y por lo tanto se pueden obtener valores de  $Q_0$  promedio para cada región de interés.

Finalmente se desarrolló un mapa de contorno en la Figura 6, donde se muestra parte del territorio mexicano, donde están dispuestas las estaciones utilizadas, respecto a su valor en  $Q_0$ , para poder mapear el área cubierta de acuerdo a la atenuación que se genera en las diferentes regiones encontradas.

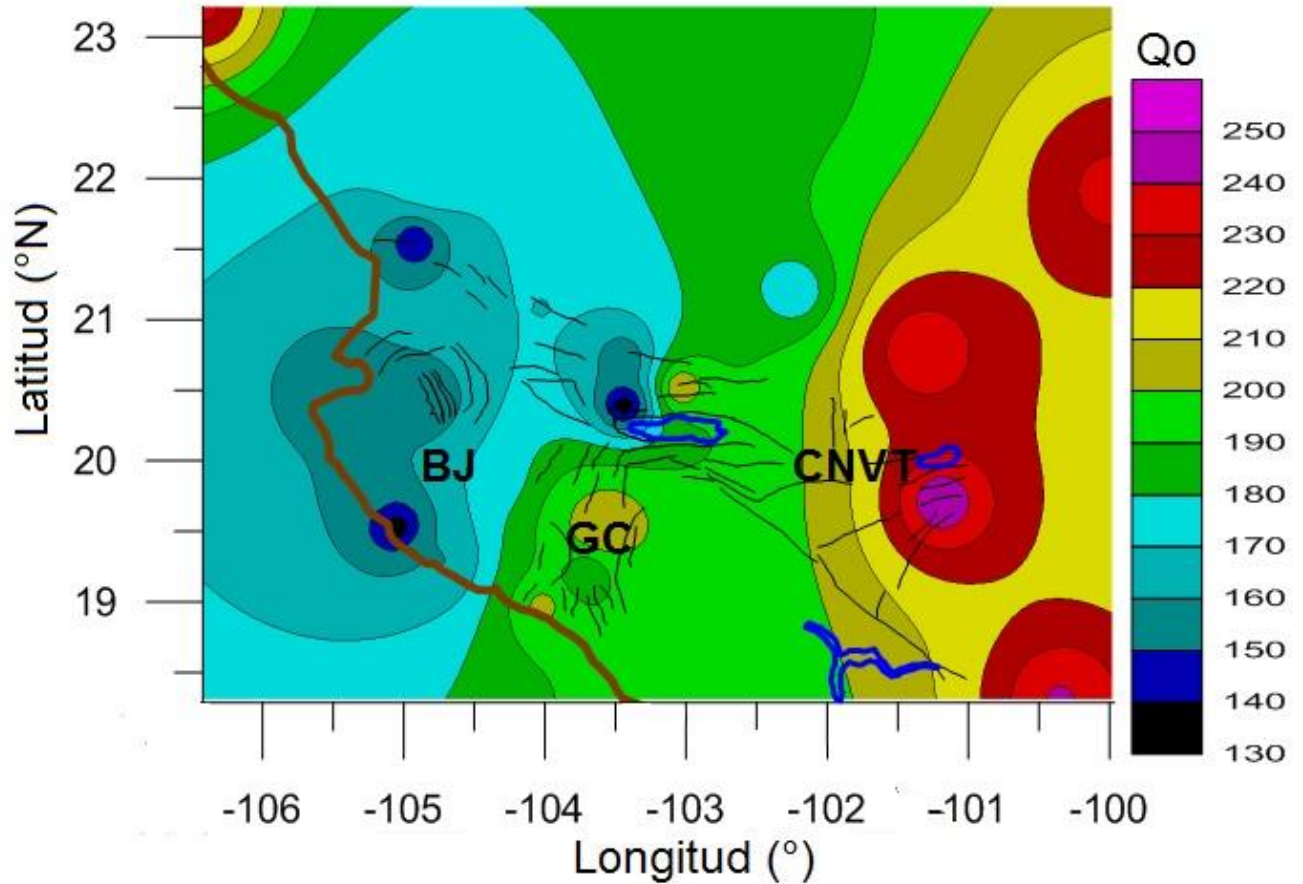


Figura 6. Mapa de contorno.

Donde se pueden observar claramente tres regiones de acuerdo a su valor en  $Q_0$  y por ende respecto a su atenuación, representadas por los colores que se muestran en la barra de colores con su respectivo valor de  $Q_0$ , las cuales serían el Bloque de Jalisco, el Graben de Colima y la parte Occidental del Cinturón Neovolcánico Transversal, cada uno con cierto valor de  $Q_0$  característico.



## 9. Análisis de los resultados

Tomando en cuenta los resultados obtenidos anteriormente de los 6 sismos analizados, lo primero que salta a la vista es que para una misma estación hay información de diferentes eventos, lo cual se puede constatar en las Tablas 2 a 7 y que beneficia al análisis, ya que se puede hacer una comparación más directa entre los resultados obtenidos de cada evento con la certeza de que la estación funciona para cada evento analizado.

La siguiente observación que puede hacerse, de acuerdo a las Tablas 8 a 18, es la diferencia que existe entre los registros obtenidos por las estaciones de Banda Ancha y las de Periodo Corto, que como ya sabemos el primer tipo, se utiliza para monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana, en un amplio rango de frecuencias, mientras que las del segundo tipo se usan para detectar sismos locales, por lo cual su disposición cambia a lo largo del territorio.

En las tablas anteriores, se puede ver que para algunos eventos, existen muchas estaciones que fueron utilizadas en este trabajo, mientras que para otros se cuenta con muy pocas, esto es debido a la magnitud del sismo, así como la distancia epicentro-estación, lo cual afecta para tener señales muy débiles o alteradas por diversos factores.

Se tiene que las estaciones de Periodo Corto nos arrojan datos con una  $Q_0$  ligeramente menor comparada con las estaciones de Banda Ancha utilizadas. Además respecto a  $\eta$ , se tienen datos más uniformes en las estaciones de Periodo Corto que en aquéllas de Banda Ancha, esta diferencia, al no ser una diferencia abismal entre los valores obtenidos, nos permite trabajar de manera correcta con ambos tipos de estaciones para la obtención de resultados confiables y precisos.

Posteriormente, al observar la disposición de las estaciones utilizadas, dentro del territorio mexicano en la Figura 3, se puede observar que la mayoría de las estaciones, están a una distancia aceptable para arrojar datos correctos para el estudio, por lo que habrá que tomar precaución con aquellas estaciones que estén a mayor distancia de los epicentros, como es el caso de las estaciones MAIG, RPIG, ARIG y ZIIG, también se puede observar que las estaciones rodean por completo a los epicentros, generando una correcta distribución de las mismas sobre las zonas de interés en este trabajo, para la obtención de buenos datos.

Para corroborar el hecho de que la disposición de las estaciones utilizadas sobre el territorio mexicano abarca totalmente las zonas deseadas dentro de la región, se puede observar el mapa de las elipses, presentado en la Figura 5, que como ya se mencionó antes los valores de  $Q_0$  obtenidos mediante el cálculo planteado (Sato, 1977), son representativos de una zona de forma elíptica cuyos focos son el epicentro y la estación

registradora. Las elipses, se encuentran en las zonas de interés de este trabajo, es decir, el Bloque de Jalisco, el Graben de Colima y parte del Cinturón Neovolcánico Transversal.

Tomando en cuenta, que ciertos datos obtenidos están muy lejanos a aquellos que nos arrojan las demás estaciones, estos datos muy puntuales son eliminados para continuar con el análisis y así proseguir con los valores obtenidos de  $Q_0$  respecto al azimut, lo cual se plantea en la Figura 4, donde se observa que los valores de  $Q_0$  se pueden agrupar en tres secciones, los valores que están entre 100 y 160, los que van de 160 a 220 y los que están entre 220 y 280, que se encuentran en diferentes regiones respecto al centro, es decir de los epicentros: Los valores entre 100 y 160 están del lado Oeste de los epicentros, los que están entre 220 y 280 se encuentran al Sur de los epicentros y finalmente los valores que oscilan entre 200 y 280 están del lado Este de los epicentros.

Utilizando el planteamiento de que los valores de  $Q_0$  son representativos de una zona de forma elíptica cuyos focos son el epicentro y la estación registradora, se desarrolló un mapa de contornos, respecto a los valores de  $Q_0$  y su posición sobre el territorio que se puede observar en la Figura 6, de donde como ya se dijo, se pueden observar claramente tres zonas, que corresponden aproximadamente al Bloque de Jalisco, el Graben de Colima y la parte Occidental del Cinturón Neovolcánico Transversal, cada uno con una  $Q_0$  promedio particular.

Primero se puede identificar el Bloque de Jalisco, donde se puede ver que sobre la Costa se encuentran los valores más bajos de  $Q_0$  entre 130 y 150, así avanzando sobre el territorio del Bloque de Jalisco, se puede ver que los valores de  $Q_0$  van aumentando hasta 180, siendo de forma gradual este aumento, constante y específico de la región.

Se observa el Graben de Colima, donde  $Q_0$  tiene valores entre 180 y 200, pero en esta zona sucede algo peculiar, justo en la intersección entre el Graben de Colima, el Bloque de Jalisco y el Cinturón Neovolcánico Transversal (punto triple), hay una sección muy pequeña, donde se reportan valores de  $Q_0$  muy bajos, alrededor de 140, este hecho pudiera ser por la presencia de agua en el área, ya que justo en dicha sección está el lago de Chapala y además están muy cerca los epicentros, siguiendo hacia el Norte, los valores de  $Q_0$  regresan a su valor entre 180 y 200.

En la misma figura hacia el centro de la República Mexicana, se encuentra el Cinturón Neovolcánico Transversal y sobre de este, valores de  $Q_0$  muy variables, conforme se va acercando el Cinturón hacia el centro del país se van registrando valores de  $Q_0$  entre 200 y 250, siendo de forma gradual este incremento de valores, con lo cual se puede expresar el complejo comportamiento del Cinturón Neovolcánico Transversal respecto a su atenuación.

## 10. Interpretación de las estimaciones de $Q_0$ y $\eta$ en términos geotectónicos.

De acuerdo a la descripción que se hace del Bloque de Jalisco en la sección 5.1, es por esto la presencia de los valores relativamente bajos de  $Q_0$  reportados para esta zona que van entre los 130 y 150 son característicos de la región, así como su  $\eta$  relativamente baja que va entre 0.3 y 0.4, debido a su movimiento y a su alta sismicidad, además de ser una zona estable, donde no se presenta una gran variación topográfica del terreno, lo que puede traducirse en una atenuación de la señal sísmica alta, comparada con las otras zonas estudiadas, hecho que concuerda con la historia y los pocos daños producidos dentro del Bloque de Jalisco por los sismos ocurridos en la región.

Siguiendo con el análisis de las condiciones geológicas y topográficas del Graben de Colima, es una cuestión interesante que los valores de  $Q_0$  reportados para esta región sean mayores que aquellos reportados para el Bloque de Jalisco. En esta zona existe una mayor sismicidad que en el Bloque y además se encuentra el Volcán de Colima. Una atenuación mayor sería de esperarse debido a la base de sedimentos dentro del Graben de Colima. Los valores de  $Q_0$  obtenidos van de los 180 a los 200 y con una  $\eta$  aproximadamente de 0.6 y 0.7, con lo que vemos que tanto  $Q_0$  y  $\eta$  son mayores que aquellos sobre el Bloque de Jalisco, lo cual nos indica que la atenuación de la señal sísmica en esta zona es menor que en el Bloque.

Una explicación a este hecho, pudiera ser la presencia de mayor número de fallas en la región lo cual hace que el Graben de Colima se convierta en una zona muy angosta delimitada por dichas fallas donde pareciera que la señal va rebotando en las paredes de las fallas sin liberarse por completo la energía, una especie de canal, donde las ondas van rebotando, sin liberación de la energía y en contacto con la onda guía, además de la presencia de scattering, lo cual nos hace que la señal no se atenúe de manera uniforme.

Esta atenuación menor dentro de la zona pudiera ser la explicación a los daños que se sufren en la región cuando se origina un sismo, debido a que los mayores daños de los sismos con epicentro en Guadalajara ocurren a lo largo del Graben de Colima.

De acuerdo a las características presentadas anteriormente sobre el Cinturón Neovolcánico Transversal, está bien documentado que la observación de  $Q$ 's bajas, altos valores de  $\eta$  y altos flujos de calor son típicos de regiones tectónicamente activas.

Así el valor relativamente alto de  $Q_0$  obtenido para el Cinturón Neovolcánico Transversal es una observación muy intrigante. A pesar de las observaciones limitadas, se pueden alcanzar algunas conclusiones de la naturaleza de la atenuación sísmica a lo largo del Cinturón Neovolcánico Transversal.

La atenuación estimada del decaimiento de la coda es una combinación de atenuación intrínseca y por scattering. Si uno se basa en las características geofísicas antes mencionadas del Cinturón Neovolcánico Transversal, se pueden esperar una muy baja  $Q$  intrínseca, ya que a lo largo de este cinturón, se sitúan los volcanes más activos de México.

Además, su baja sismicidad y gran flujo de calor indican que la corteza inferior y el manto superior en esta región probablemente estén alcanzando un estado de fusión. El incremento de  $Q$  bajo un cierto nivel de profundidad y la ausencia de frecuencias altas en los sismogramas mencionados en las secciones anteriores es probablemente un resultado de su  $Q$  intrínseca.

Por otro lado, la abrupta topografía y la corteza altamente fracturada sugieren que una atenuación por scattering elevada debe estar también presente. Estos dos argumentos, sin embargo son las posibilidades con el estimado de una alta  $Q$  en el Cinturón Neovolcánico Transversal.

Existen muchas formas de explicar esta aparente discrepancia entre las características geofísicas del Cinturón Neovolcánico Transversal y el alto  $Q$  medido. Se cree que el alto  $Q$  hallado no refleja enteramente las características de atenuación del Cinturón Neovolcánico Transversal ya que probablemente esté contaminado por algún tipo de efecto de ondas guía.

Así el Cinturón Neovolcánico Transversal debe actuar como un canal que mantiene las señales sísmicas por grandes distancias con una pérdida muy baja de energía de tal manera que es capaz de compensar el decaimiento de la señal producido por el efecto combinado de atenuación intrínseca y por scattering.

El análisis de los sismogramas utilizados en este trabajo parece corroborar las observaciones antes señaladas. Los sismogramas de los sismos con trayectorias a lo largo del Cinturón Neovolcánico Transversal muestran un decaimiento menor de las ondas Lg y consecuentemente una duración de la coda más grande que en cualquier otro sismo de magnitud similar en el sur de México.

Un incremento del tiempo de duración de la Coda Lg también ha sido observado en los basamentos y sierras en el oeste de Estados Unidos (Xie y Mitchell, 1990). Esta observación es importante para entender el origen del movimiento inusualmente largo del suelo observado en la Ciudad de México durante el gran sismo de Michoacán el 19 de Septiembre de 1985 (Anderson et al., 1986; Campillo et al., 1988). Debido a que una parte sustancial de la trayectoria de las ondas para este sismo recayó a lo largo del Cinturón Neovolcánico Transversal, esta estructura geológica podría transmitir la energía sísmica eficientemente de la costa del Pacífico al Valle de México con los resultados bien conocidos.

## Conclusiones

Los resultados anteriores indican que en general, el Bloque de Jalisco, está caracterizado por valores de Coda  $Q$  bajos similares a aquellos observados en otras regiones tectónicamente activas del mundo. Dentro de este contexto, sin embargo, variaciones regionales de  $Q_0$  y  $\eta$  son observadas.

La característica más sorprendente es que los valores de coda  $Q$  y el comportamiento general de la función  $Q^{-1}(f)$  para eventos localizados en la porción oeste del Cinturón Neovolcánico Transversal son considerablemente mayores que la  $Q_0$  promedio de las otras regiones de México (Canas, 1986). Además  $\eta$  tiene un valor más alto que en cualquier otra región de México e indica una fuerte dependencia de la frecuencia en  $Q$  a lo largo del Cinturón Neovolcánico Transversal.

Así mismo los valores de  $Q_0$  sobre el Graben de Colima nos indican una condición similar a la expuesta en el Cinturón Neovolcánico Transversal en menor medida. Pareciera ser que estas zonas tienen una menor atenuación debido a sus condiciones topográficas y el efecto de onda guía en el medio delimitado por fallas e irregularidades topográficas. Esto nos refleja la  $Q_0$  característica de cada zona estudiada, donde se tiene que el Bloque de Jalisco, presenta una mayor atenuación de la señal sísmica, el Graben de Colima, una atenuación menor que la del Bloque y el Cinturón Neovolcánico Transversal presenta la menor atenuación entre estas 3 regiones estudiadas.

Estos resultados, no parecen ser una consecuencia de errores de cálculos, ya que se ha tomado un cuidado especial en los cálculos hechos. Este resultado es ciertamente sorprendente debido a que si se toma el comportamiento de la actividad tectónica del Cinturón Neovolcánico Transversal y del Graben de Colima, así como su complejidad topográfica, uno esperaría una baja  $Q$  o al menos comparable con la  $Q$  de otras regiones de México.

Finalmente, este intrigante resultado obtenido de que la aparente atenuación en el Cinturón Neovolcánico Transversal es considerablemente menor que en cualquier otra región de México y a su vez la atenuación baja en el Graben de Colima, respecto a la atenuación presentada en el Bloque de Jalisco, podría tener importantes consecuencias para la estimación del riesgo sísmico en la región y por lo tanto, estudios adicionales son recomendables.

## Referencias

- (1982). *Scattering and attenuation*. Bull. Seism. Soc. Am. 72, S319-S330.
- Aki, K. (1980). *Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz*. Phys. Earth Planet. Int. 21. 50-60.
- Aki, K. and B. Chouet (1975). "Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects". J. Geophys. Res. 80, no. 23, 3322-3342.
- W. L. Brandy, C. A. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fucugauchi. (1993) *Gravity field of the southern Colima graben, Mexico*. Geofísica internacional. Vol 32, No 4.
- Dainty, A. M. 1981. *A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz*. Geophys. Res. Lett. 8: 1126-1128 p.
- A. Fernandez y M. Herráiz. (1992). *Separación de la Atenuación Intrínseca y de la Atenuación por Dispersión en el sureste de la Península Ibérica, mediante el método de Transferencia Radiativa*. Rev. de Geofísica. 48, 199-210.
- M. Herraiz and A. F. Espinosa. (1987). *Coda Waves: A Review*. Pageoph. 125, 499-577.
- Herrmann, R. B. (1980). "Q estimates using the coda of local earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am. 70, 447-468.
- C. A. Johnson and C. G. Harrison. (1989). *Tectonics and Volcanism in Central Mexico: A Landsat Thematic Mapper Perspective*. Remote Sense Environ. 28: 273-286.
- Johnston, D.H. and M. N. Toksöz (1981). *Seismic wave attenuation*. Society of Exploration Geophysics. Geophysics Research Series. Edited by M. N. Toksöz and D. H. Johnston.
- M. Pardo and G. Suarez. (1993) *Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath Jalisco Block in western Mexico*.
- Saadia Baqer and B. J. Mitchell. (1998). *Regional Variations of Lg Coda Q in the Continental United States and its Relation to Crustal Structure and Evolution*. Pure appl. Geophys. 153; 613-638.
- N. Shapiro, et al. (1996). *Regional seismic phases across the Ligurian Sea: Lg blockage and oceanic propagation*. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 93, 257-268.
- Singh, S. K. and R. B. Herrmann (1983). *Regionalization of crustal coda Q in the continental United States*, J. Geophys. Res. 88. 527-538.
- Stock, Joann M. (1993) *Tectónica de placas y la Evolución del Bloque Jalisco, México*. GEOS, 13 (3). pp. 3-9. I.
- A. Udías y J. Mézcua. (1986). *Fundamentos de Geofísica*. Alhambra Universidad.

Xie, J. and B. J. Mitchell (1990a). *A Back-projection Method for Imaging Large-scale Lateral Variations of Lg Coda Q with Application to Continental Africa*, Geophys. J. Int. 100, 161-181.

Xie, J. and B. J. Mitchell (1990b). *Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range Province, part I: Lg and Lg coda*, Geophys. J. Int. 102, 121-137.

Xie, J. and O. Nuttli (1988). *Interpretation of high frequency coda at large distance: Stochastic modeling and method of inversion*, Geophys. J. 95; 579-595.

Xie, J. K. Pan, Y. Mitchell, B. J. and Ni, J. 1993, *Abstract, Lg Q, Lg coda Q, and yield estimation in Eurasia, 15<sup>th</sup> Annual Research Symposium*, Phillips Laboratory, Vail, CO, September 8-10.

Yamamoto, J., Quintanar, L., Herrmann, R. B., y Fuentes, C. (1997), *Lateral Variations of Lg Coda Q in Southern Mexico*, *Pure Appl. Geophys.*

Jaime Yamamoto, Zenón Jiménez. (2015) *A 2006 Colima rift earthquakes series and its relationship to the Rivera-Cocos plate boundary*. Earth Sciences 2015; 4(1): 21-30

<http://portal.ucol.mx/cueiv/Volcan-colima.htm>

# Apéndice A. Imágenes complementarias al estudio de atenuación sísmica en el Bloque de Jalisco

A continuación se presentan todas las gráficas correspondientes a los resultados obtenidos para  $Q_0$  y  $\eta$ .

Para el sismo ocurrido el 18/05/12 a las 3:07 se obtuvieron los siguientes resultados, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

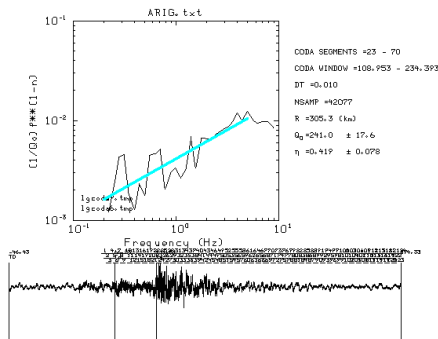


Figura 2. ARIG 18/05/12, 3:07.

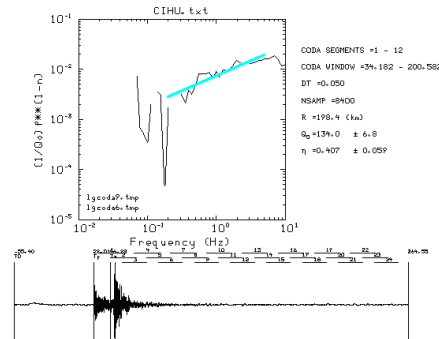


Figura 3. CIHU 18/05/12, 3:07.

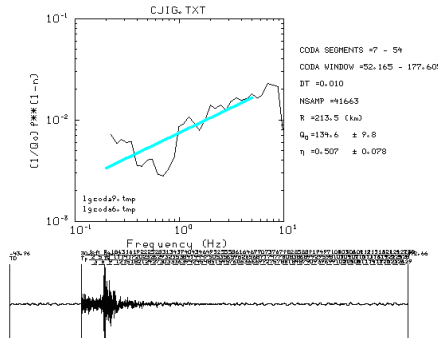


Figura 4. CJIG 18/05/12, 3:07.

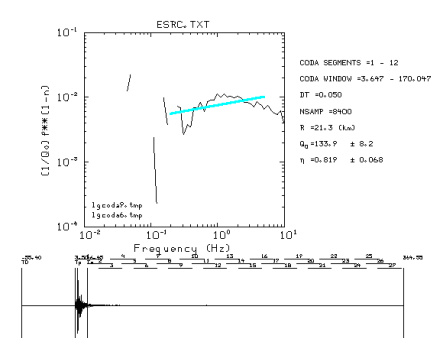


Figura 5. ESRC 18/05/12, 3:07.



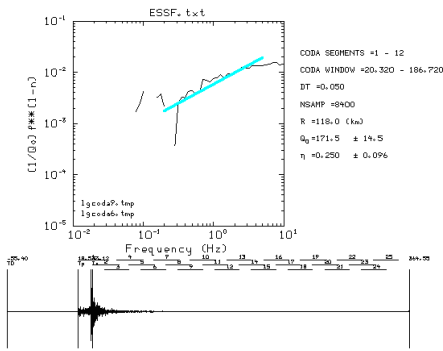


Figura 6. ESSF 18/05/12, 3:07.

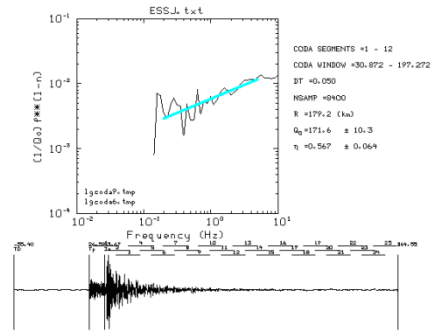


Figura 7. ESSJ 18/05/12, 3:07.

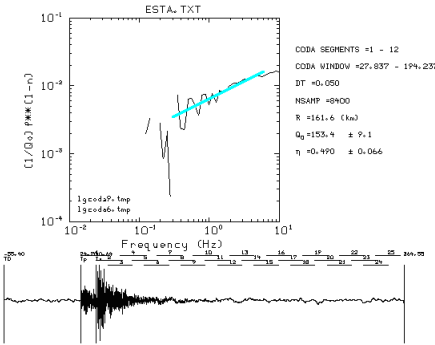


Figura 8. ESTA 18/05/12, 3:07.

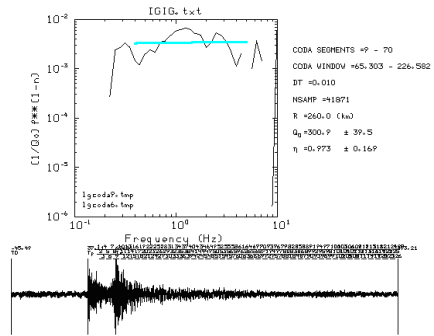


Figura 9. IGIG 18/05/12, 3:07.

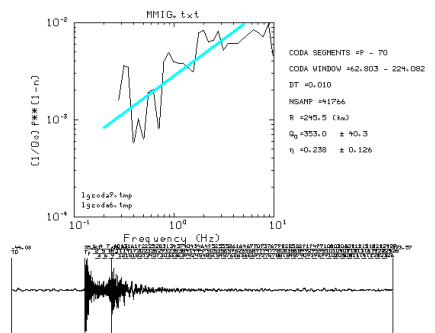


Figura 10. MMIG 18/05/12, 3:07.

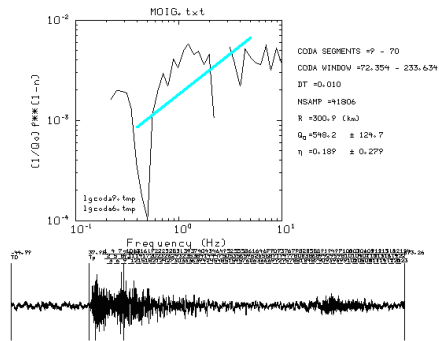


Figura 11. MOIG 18/05/12, 3:07.

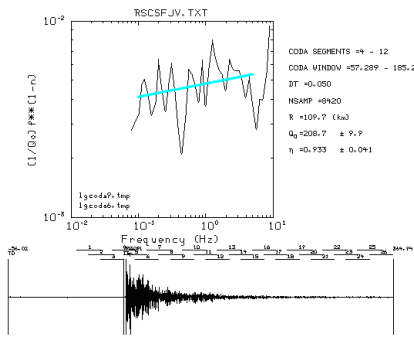


Figure 12. RSCSFJV 18/05/12, 3:07.

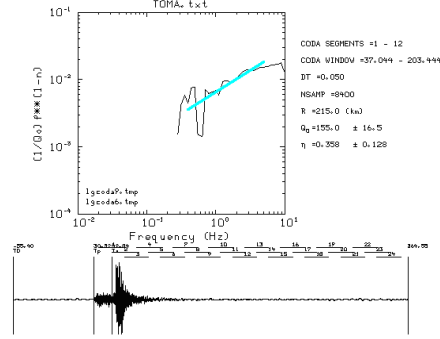


Figure 13. TOMA 18/05/12, 3:07.

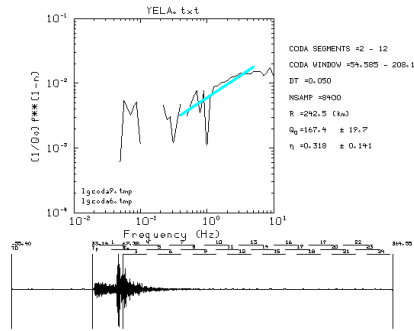


Figure 14. YELA 18/05/12, 3:07.

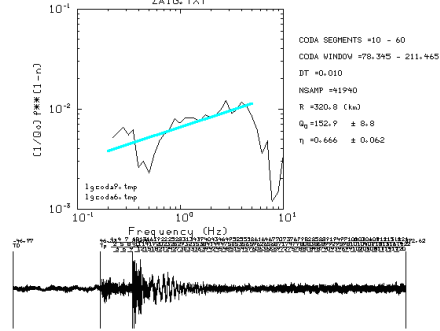


Figure 15. ZAIG 18/05/12, 3:07.

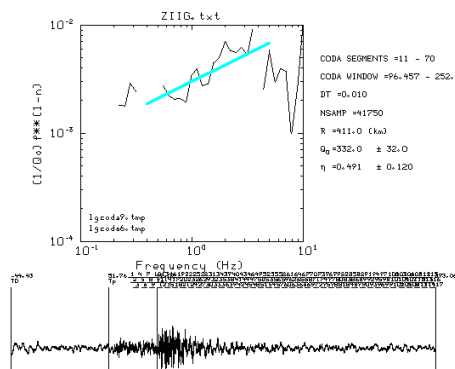


Figure 16. ZIIG 18/05/12, 3:07.

Para el sismo ocurrido el 11/05/16 a las 22:35 se obtuvieron los siguientes resultados, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

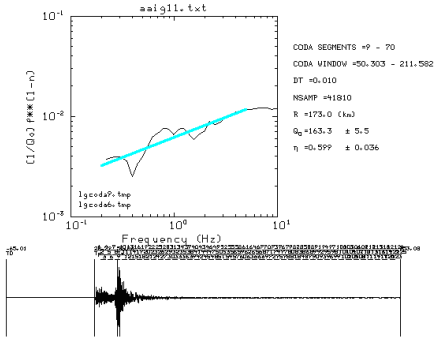


Figura 17. AAIG 11/05/16, 22:35.

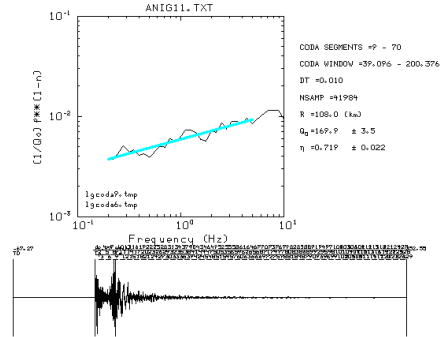


Figura 18. ANIG 11/05/16, 22:35.

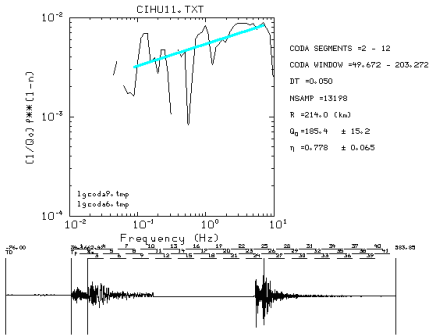


Figura 19. CIHU 11/05/16, 22:35.

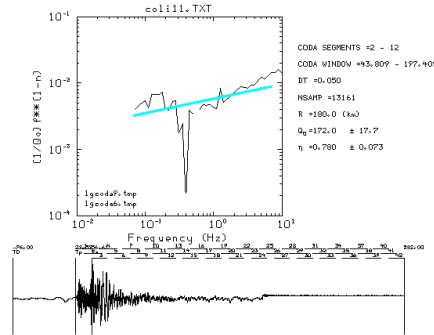


Figura 20. COLI 11/05/16, 22:35.

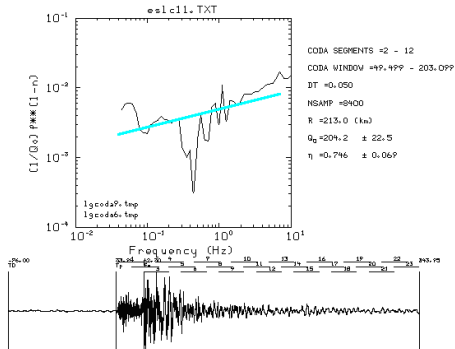


Figura 21. ESLC 11/05/16, 22:35.

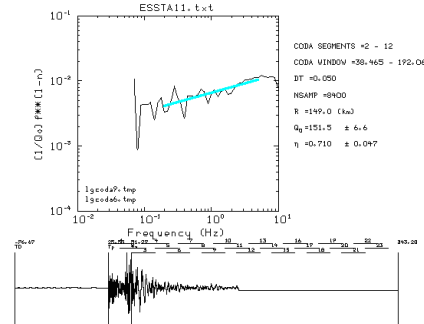


Figura 22. ESTA 11/05/16, 22:35.

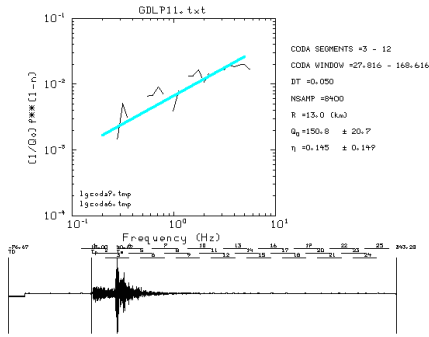


Figura 23. GDL P11 11/05/16, 22:35.

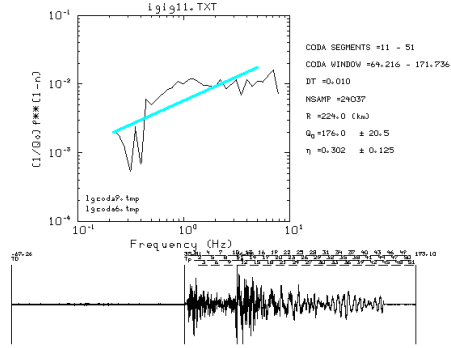


Figura 24. IGIG 11/05/16, 22:35.

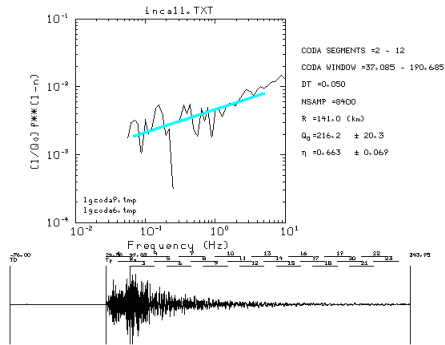


Figura 25. INCA 11/05/16, 22:35.

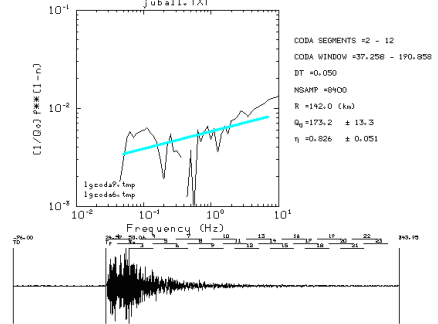


Figura 26. JUBA 11/05/16, 22:35.

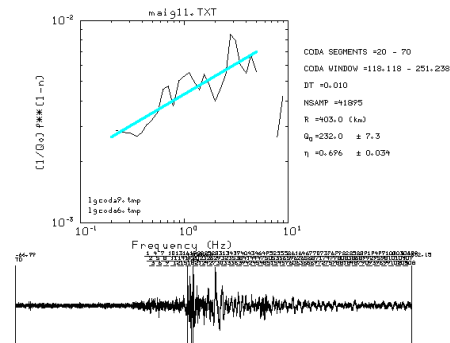


Figura 27. MAIG 11/05/16, 22:35.

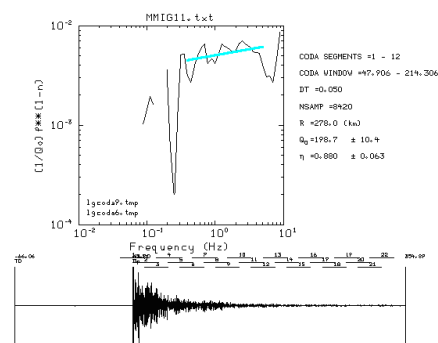


Figura 28. MMIG 11/05/16, 22:35.

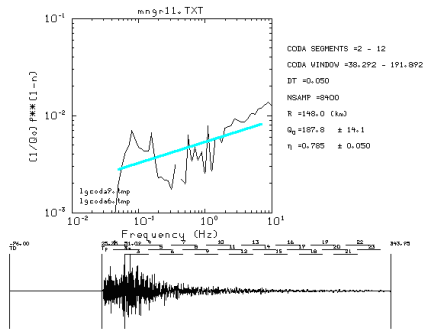


Figura 29. MNGR 11/05/16, 22:35.

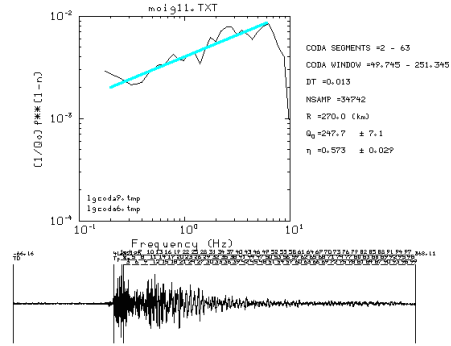


Figura 30. MOIG 11/05/16, 22:35.

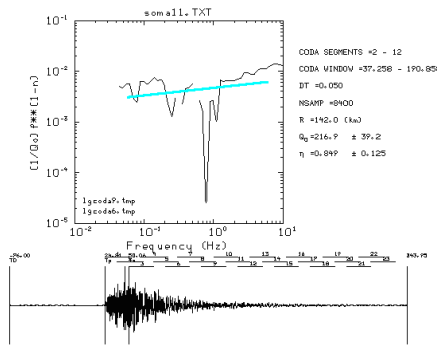


Figura 31. SOMA 11/05/16, 22:35.

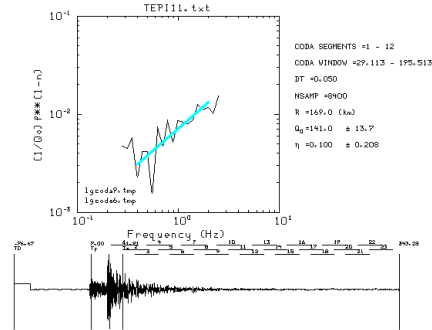


Figura 32. TEPI 11/05/16, 22:35.

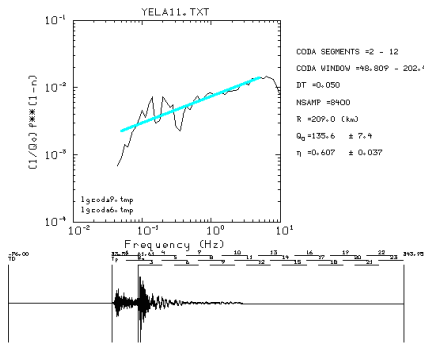


Figura 33. YELA 11/05/16, 22:35.

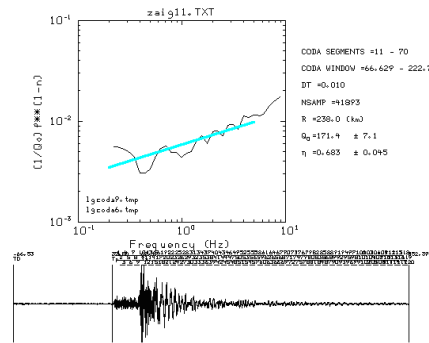


Figura 34. ZAIG 11/05/16, 22:35.

Para el sismo ocurrido el 15/12/15 a las 16:09 se obtuvieron los siguientes figuras, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

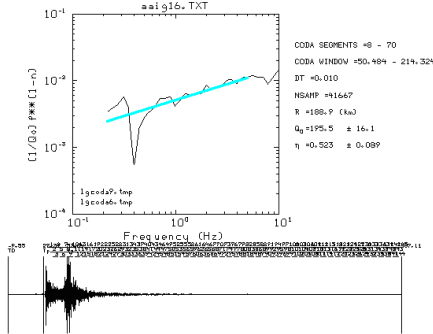


Figura 35. AAIG 15/12/15, 16:09.

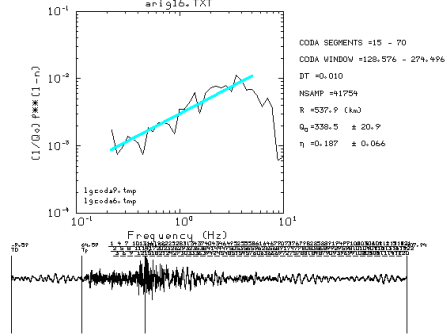


Figura 36. ARIG 15/12/15, 16:09.

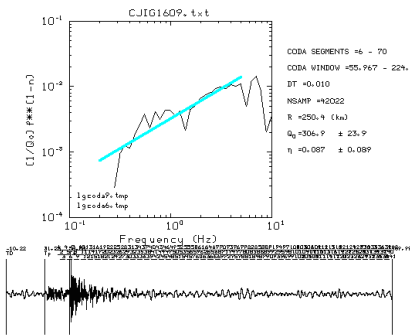


Figura 37. CJIG 15/12/15, 16:09.

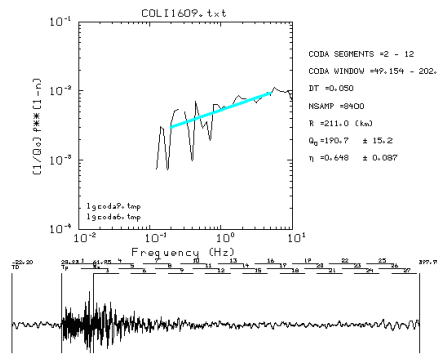


Figura 38. COLI 15/12/15, 16:09.

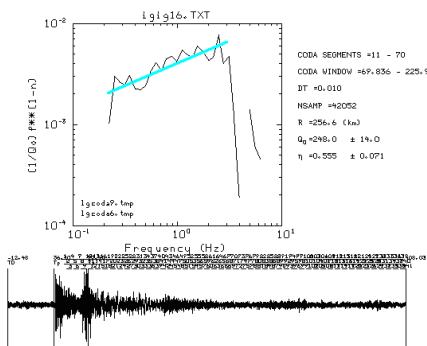


Figura 39. IGIG 15/12/15, 16:09.

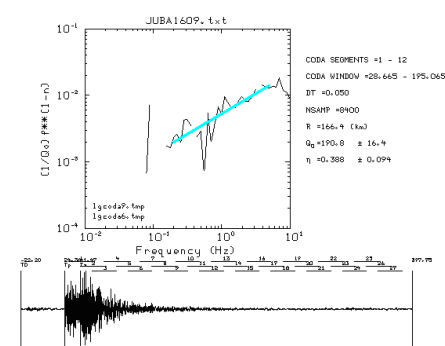


Figura 40. JUBA 15/12/15, 16:09.

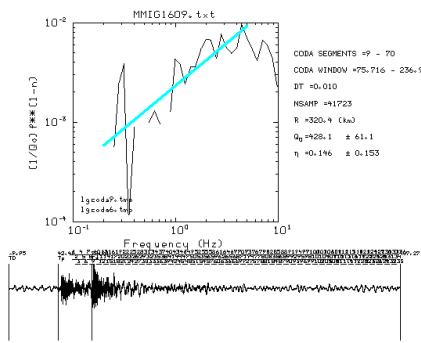


Figura 41. MMIG 15/12/15, 16:09.

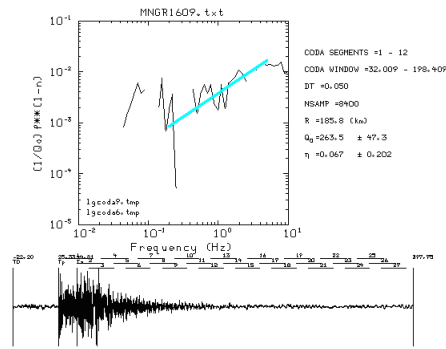


Figura 42. MNGR 15/12/15, 16:09.

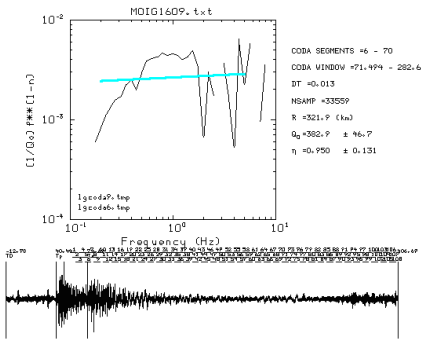


Figura 43. MOIG 15/12/15, 16:09.

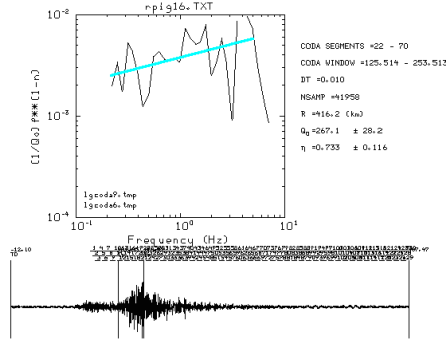


Figura 44. RPIG 15/12/15, 16:09.

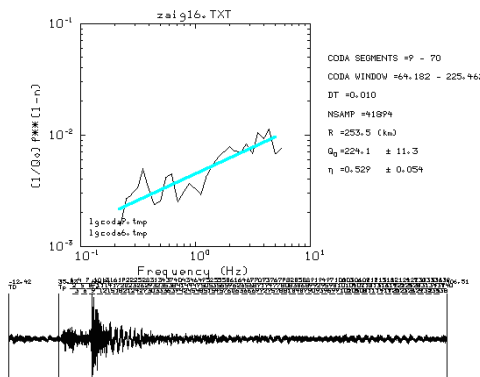


Figura 45. ZAIG 15/12/15, 16:09.

Para el sismo ocurrido el 15/12/15 a las 16:32 se obtuvieron los siguientes resultados, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

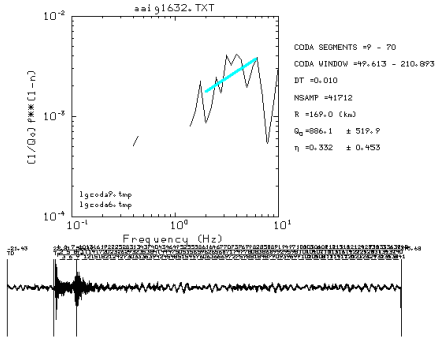


Figura 46. AIG1632.TXT 15/12/15, 16:32.

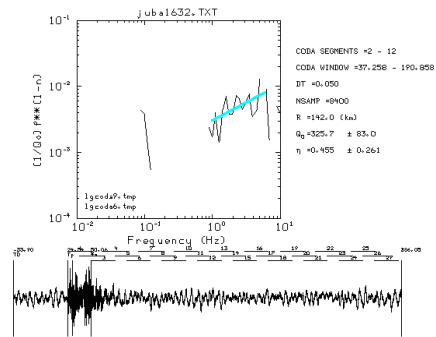


Figura 47. JUBA1632.TXT 15/12/15, 16:32.

Para el sismo ocurrido el 15/12/15 a las 17:49 se obtuvieron los siguientes resultados, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

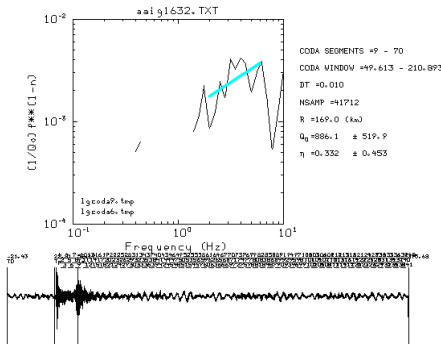


Figura 48. AIG1632.TXT 15/12/15, 17:49.

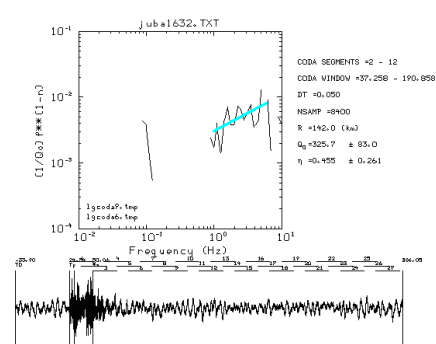


Figura 49. JUBA1632.TXT 15/12/15, 17:49.



Y finalmente para el sismo ocurrido el 17/12/15 a las 07:59 se obtuvieron los siguientes resultados, donde se pueden observar los datos necesarios para el análisis posterior del evento para cada estación sismológica que lo ha registrado.

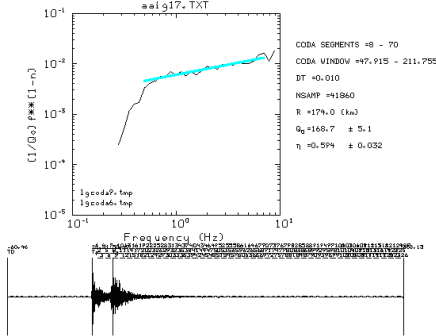


Figura 50. AAIG 17/12/15, 07:59.

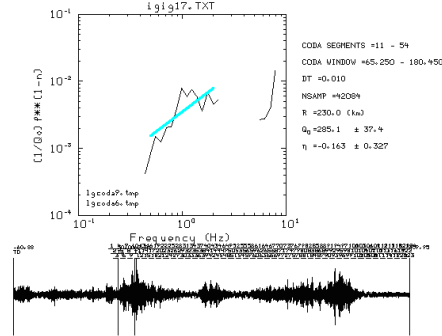


Figura 51. IIGI 17/12/15, 07:59.

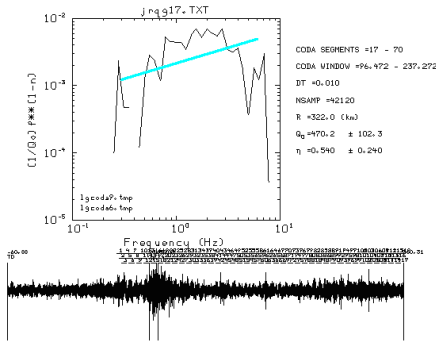


Figura 52. JRQG 17/12/15, 07:59.

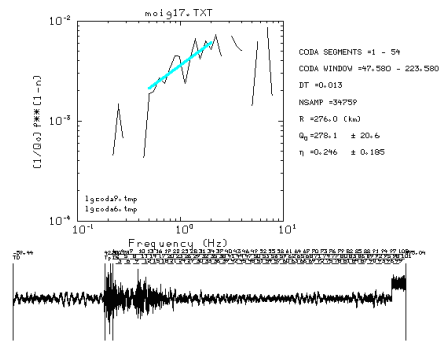


Figura 53. MOIG 17/12/15, 07:59.

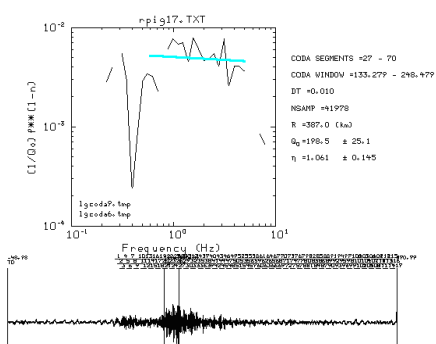


Figura 54. RPIG 17/12/15, 07:59.

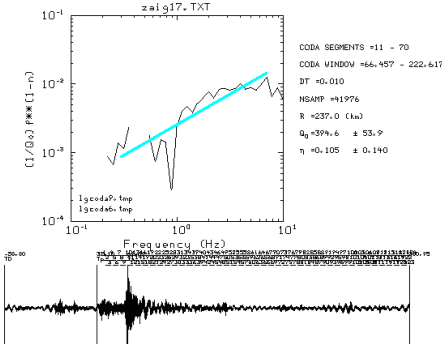


Figura 55. ZAIG 17/12/15, 07:59.