

Tesis defendida por  
Claudia Andrea Vidales Basurto  
y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla  
Director del Comité

---

Dr. Víctor Manuel Wong Ortega  
Miembro del Comité

---

Dr. Carlos Isidro Huerta López  
Miembro del Comité

---

Dr. Oscar Sosa Nishizaki  
Miembro del Comité

---

Dr. Antonio González Fernández  
  
Coordinador  
Programa de Posgrado en Ciencias de la  
Tierra

---

Dr. Jesús Favela Vara  
  
Encargado del Despacho de la  
Dirección de Estudios de Posgrado

*Agosto, 2013*

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

Programa de Posgrado en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra

---

Estudio de atenuación sísmica en la región centro-sur del Golfo de California

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

Claudia Andrea Vidales Basurto

Ensenada, Baja California, México  
2013

Resumen de la tesis de Claudia Andrea Vidales Basurto, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

## Estudio de atenuación sísmica en la región centro-sur del Golfo de California

Resumen aprobado por:

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Resumen

En el presente trabajo de Tesis utilizamos registros de la red NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs of Baja California), de la Red Sismológica de Banda Ancha del CICESE (RESBAN) y de los sismógrafos de fondo oceánico (OBS) pertenecientes a la red del fondo oceánico del Mar de Cortez (Sea of Cortez Ocean Bottom Array experiment (SCOOBA)) para caracterizar la atenuación de las fases sísmicas  $P$ ,  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  en la región centro-sur del Golfo de California mediante el cálculo de funciones empíricas de decaimiento y estimaciones del factor de calidad  $Q$ . Calculamos distancias epicentrales y azimuths de regreso para 27 eventos bien localizados por Sumy (2013) ocurridos durante octubre del 2005 y octubre del 2006 con magnitudes de momento sísmico ( $M_w$ ) que van de 3.5 hasta 4.8 y profundidades focales entre 2 y 10 km. Posteriormente, se calcularon los espectros de aceleración de Fourier de 857 registros con los cuales se construyó una base de datos que incluye 21 frecuencias para las estaciones OBS y 19 frecuencias para las estaciones NARS-Baja y RESBAN. Los espectros de aceleración de las ondas  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  fueron corregidos por efecto de sitio, utilizando el método de los cocientes espectrales entre las componentes horizontal y vertical. Finalmente, para encontrar las funciones de atenuación se usó un modelo no-paramétrico e invertimos las amplitudes espectrales observadas para las frecuencias individuales pre-seleccionadas entre 0.13-12.59Hz para los OBS y entre 0.16-7.94Hz para NARS-Baja y RESBAN.

Las funciones empíricas de atenuación resultantes indican que conforme aumenta la frecuencia y nos acercamos al límite entre las placas de Norteamérica y del Pacífico, las amplitudes espectrales decaen más rápido, como resultado de que existe una mayor actividad sísmica, menor espesor de la corteza y creación de nuevo piso oceánico cerca de éste límite de placas. El cociente del factor de calidad de las ondas de cuerpo obtenido,  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.3$ , para distancias epicentrales de 10 a 120 km, usando registros de OBS, se correlaciona con ambientes tectónicos donde también existe un adelgazamiento de la corteza terrestre, tales como el campo geotérmico de Cerro Prieto. Para estimar  $Q$  con las ondas que viajan en el manto superior, usamos datos de las 3 redes sísmicas y obtuvimos un cociente  $\frac{Q_P}{Q_S}$  similar al valor teórico esperado para el manto,  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.4$  (Stacey, 1977). El factor de dispersión geométrica y el de atenuación ( $\frac{1}{Q}$ ) fueron calculados haciendo uso de las funciones de atenuación obtenidas para un total de 12 configuraciones de datos en 3 rangos de distancias: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km. Encontramos que la dispersión geométrica también varía con la frecuencia.

Palabras clave: **Atenuación, ondas P y S, Golfo de California.**

Abstract of the thesis presented by Claudia Andrea Vidales Basurto as a partial requirement to obtain the Master in Science Degree in Earth Sciences with orientation in Seismology.

## Study of seismic attenuation in the central-south region of the Gulf of California

Abstract approved by:

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Abstract

We used in this thesis records from the Network of Autonomously Recording Seismographs of Baja California (NARS-Baja), from the CICESE's broadband seismological network of the Gulf of California (Red Sismológica de Banda Ancha, RESBAN) and from ocean bottom seismographs (OBS) deployed as part of the Sea of Cortez Ocean Bottom Array (SCOOBA) experiment, to characterize the seismic attenuation of  $P$ ,  $S$ ,  $SH$  and  $SV$  waves in the south-central region of the Gulf of California (GoC) by computing the quality factor  $Q$ . We first calculated epicentral distances and back-azimuths of 27 well located earthquakes by Sumy (2013) that occurred from October 2005 to October 2006 with magnitudes ( $M_w$ ) between 3.5 and 4.8 and focal depths between 2 and 10 km. We calculated the Fourier acceleration spectra of 857 signals, forming a data base that includes 21 frequencies for the OBS stations and 19 frequencies for NARS-Baja and RESBAN stations. The acceleration spectrum of  $S$ ,  $SH$  and  $SV$  waves were corrected for site effects, which were estimated using the method of spectral ratios between the horizontal and vertical components. Finally, to find the attenuation functions we used a non-parametric model and we inverted the spectral amplitudes for individual frequencies between 0.13-12.59 Hz for OBS and between 0.16-7.94 Hz for NARS-Baja and RESBAN.

The resulting empirical attenuation functions decay faster with increasing frequency, particularly for paths that approach to the boundary between the North American and the Pacific plates, where there is more seismic activity, the thickness of the crust is thinner and new ocean floor is being created. The ratio of the quality factor of body-waves obtained for epicentral distances between 10 and 120km  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.3$ , using OBS records, correlates with tectonic environments where the crust gets thin like in the Cerro Prieto geothermal field. The resulting  $Q$  factor for  $P$  and  $S$  waves traveling in the upper mantle, obtained using data from three seismic networks, approaches to the theoretical value expected for the mantle,  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.4$  (Stacey, 1977). We calculated the geometrical spreading and the attenuation ( $\frac{1}{Q}$ ) factors using the attenuation functions obtained for a total of 12 combinations of data and three intervals of distances: 10-120 km, 120-220 km and 220-310 km. We find that the geometrical spreading depends on distance and frequency.

**Keywords: Attenuation, P and S waves, Gulf of California.**

## **DEDICATORIA**

A la memoria de mi hermanito Pedro Vidales Basurto

Febrero 1989 – Junio 2013

Gracias por tu amor, apoyo y gran hermandad que en vida me proporcionaste. Hasta luego, porque algún día volveremos a encontrarnos. Te amo.

## AGRADECIMIENTOS

A mi director de Tesis, el Dr. Raúl Castro Escamilla por su gran dedicación y apoyo que ha demostrado en la realización de éste trabajo de Tesis. Así mismo, agradezco mucho a los demás miembros del comité: Dr. Carlos Isidro Huerta López, Dr. Víctor Manuel Wong Ortega y el Dr. Oscar Sosa Nishizaki por sus sugerencias, comentarios y observaciones a lo largo de todo éste trabajo de Tesis.

A mis padres: Dr. Adolfo Vidales Roque y M.C. Ma. Guadalupe Basurto Frausto, quienes desde mi infancia me inculcaron el amor a las ciencias exactas y biológicas. Por su apoyo moral y económico a lo largo de toda mi carrera profesional, así como el gran ejemplo laboral y personal que han aportado hacia mi persona a lo largo de toda mi vida, su gran ética y profesionalismo han sido el pilar fundamental de mi vida como estudiante, su amor y protección el pilar de mi vida personal.

A mi hija Diana Laura Vidales Basurto quien me ha proporcionado madurez y determinación para hacerle frente a la vida.

A mis otros dos bebés: Joshua y Christopher.

A mis hermanos Adolfo y Pedro. Eternamente seremos los tres mosqueteros.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico a lo largo de éstos casi dos años.

A todos mis familiares.

A mis amigos, compañeros, estudiantes y personal del CICESE.

## CONTENIDO

	Página
Resumen español.....	ii
Resumen inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tablas.....	x
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	6
1.2 Marco tectónico de la región.....	9
1.3 Objetivos y metas.....	11
Capítulo 2. Datos.....	12
2.1 Distribución de estaciones.....	14
2.2 Localización de epicentros.....	18
2.3 Distribución de los datos.....	21
Capítulo 3. Metodología.....	26
3.1 Cálculo de distancias.....	26
3.2 Rotación.....	28
3.3 Transformada de Fourier.....	30
3.4 Efecto de sitio.....	33
3.5 Funciones empíricas de atenuación.....	36
3.6 Factor de calidad $Q$ .....	42
Capítulo 4. Resultados.....	46
4.1 Cálculo de distancias epicentrales y azimuths de los registros.....	46
4.2 Transformada de Fourier y efecto de sitio.....	49
4.3 Funciones empíricas de atenuación.....	53
4.4 Factor de calidad $Q$ .....	64
Discusión.....	86
Conclusiones.....	91
Referencias bibliográficas.....	92
Anexo I. Matriz de rotación.....	97
Anexo II. Factor de calidad $Q$ y dispersión geométrica.....	102

## Lista de figuras

Figura		Página
1	Configuración microscópica para una sección de una roca.....	3
2	Sección de una roca formada por minerales.....	4
3	Ondas P.....	5
4	Ondas S.....	5
5	Mapa tectónico del Golfo de California.....	10
6	Sismógrafos horizontales y verticales.....	14
7	Mapa que muestra la distribución de las estaciones utilizadas....	15
8	Gráfica de la función de transferencia para un sismómetro de banda ancha.....	17
9	Modelo de velocidad 1D para la onda <i>P</i> en la región del Golfo de California.....	18
10	Mapa que muestra los epicentros localizados con HYPOINVERSE/VELEST.....	19
11	Distribución de los datos con la magnitud de momento sísmico.....	21
12	Mapa de la distribución de las estaciones y las trayectorias fuente-estación usadas para la región de estudio.....	25
13	Diagrama que ilustra la distancia epicentral y azimuth.....	26
14	Correlación perfecta entre las distancias hipocentrales y las epicentrales.....	27
15	Vista en planta de una región de Tierra homogénea.....	28
16	Fuente sísmica.....	29
17	Superposición e interferencia de ondas senoidales para obtener un pulso irregular.....	31
18	Masa unida al extremo de un resorte elástico de constante <i>k</i> .....	37
19	Dispersión Geométrica.....	38
20	Punto de inflexión en funciones empíricas de atenuación para la onda <i>S</i> en el canal 1 de OBS a 0.79 Hz.....	44
21	Coefficiente de correlación Pearson para el evento 4 registrado en NE76.....	48

Figura		Página
22	Efecto de sitio para NARS-Baja y RESBAN usando la ventana de la onda <i>S</i> .....	49
23	Efecto de sitio para NARS-Baja y RESBAN usando la ventana de las ondas <i>SH</i> y <i>SV</i> .....	50
24	Efecto de sitio para OBS usando la ventana de la onda <i>S</i> .....	51
25a	Espectro de aceleración para el evento 23 registrado en la componente Este-Oeste de la estación PLIB y su espectro corregido por efecto de sitio .....	52
25b	Espectro de aceleración para el evento 01 registrado en la componente Este-Oeste de la estación BAHB y su espectro corregido por efecto de sitio .....	52
26a	Curvas de atenuación para la onda <i>S</i> en las componentes horizontales separando los registros en OBS de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 0.13 y 0.50 Hz.....	53
26b	Curvas de atenuación para la onda <i>S</i> en las componentes horizontales separando los registros en OBS de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 0.63 y 2.51 Hz.....	54
26c	Curvas de atenuación para la onda <i>S</i> en las componentes horizontales separando los registros en OBS de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 3.16 y 12.59 Hz.....	54
27a	Curvas de atenuación para la onda <i>P</i> en las componentes verticales de las 3 estaciones sísmicas, usando 3 configuraciones para frecuencias entre 0.13 y 0.50 Hz.....	55
27b	Curvas de atenuación para la onda <i>P</i> en las componentes verticales de las 3 estaciones sísmicas, usando 3 configuraciones para frecuencias entre 0.63 y 2.51 Hz.....	56
27c	Curvas de atenuación para la onda <i>P</i> en las componentes verticales de las 3 estaciones sísmicas, usando 3 configuraciones para frecuencias entre 3.16 y 12.59 Hz.....	56
28a	Curvas de atenuación para las ondas <i>SH</i> y <i>SV</i> en las componentes Transversal y Radial de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 0.16 y 0.50 Hz.....	57
28b	Curvas de atenuación para las ondas <i>SH</i> y <i>SV</i> en las componentes Transversal y Radial de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 0.63 y 2.00 Hz.....	58
28c	Curvas de atenuación para las ondas <i>SH</i> y <i>SV</i> en las componentes Transversal y Radial de NARS-Baja y RESBAN, para frecuencias entre 2.51 y 7.94 Hz.....	59
29a	Curvas de atenuación para la onda <i>S</i> en el Canal 1 de los OBS.....	60

Figura		Página
29b	Curvas de atenuación para la onda S en el Canal 2 de los OBS....	60
29c	Curvas de atenuación para la onda S en la componente Este-Oeste de NARS-Baja y RESBAN.....	61
29d	Curvas de atenuación para la onda S en la componente Norte-Sur de NARS-Baja y RESBAN.....	61
29e	Curvas de atenuación para la onda SH en la componente Transversal de NARS-Baja y RESBAN.....	62
29f	Curvas de atenuación para la onda SV en la componente Radial de NARS-Baja y RESBAN.....	62
29g	Curvas de atenuación para la onda P en la componente Vertical de OBS, NARS-Baja y RESBAN.....	63
29h	Curvas de atenuación para la onda S en las componentes horizontales de OBS, NARS-Baja y RESBAN.....	63
30	Valores para el factor de calidad y el de atenuación con su correspondiente barra de error en la componente Transversal y Radial para un intervalo de distancias entre 10 y 120 km, usando registros de NARS-Baja y RESBAN.....	65
31a	Valores de Q para las ondas P y S en las componentes de NARS-Baja y RESBAN para 3 rangos de distancia.....	67
31b	Valores de Q para las ondas P y S en las componentes de los OBS para 3 rangos de distancia.....	68
31c	Valores de Q para las ondas P y S en las componentes de los OBS, NARS-Baja y RESBAN para 3 rangos de distancia.....	69
31d	Valores de Q para la onda P en las componentes verticales de los OBS, NARS-Baja y RESBAN para 3 rangos de distancia.....	70
31e	Valores de Q para la onda S en las componentes horizontales de OBS, NARS-Baja y RESBAN; y para las ondas SH y SV en la componente Transversal y Radial de NARS-Baja y RESBAN.....	71
31f	Valores de Q para las ondas S, SH y SV en las componentes correspondientes de OBS, NARS-Baja y RESBAN para 7 configuraciones.....	72
32	Mapa que muestra la trayectoria fuente-estación en la región de estudio usando registros de OBS, NARS-Baja y RESBAN.....	77
33	Mapa que muestra la trayectoria fuente-estación en la región usando registros de NARS-Baja y RESBAN.....	79
34	Mapa que muestra la trayectoria fuente-estación en la región de estudio usando registros de los OBS.....	81
35	Funcionamiento de un sismómetro vertical.....	101

## Lista de tablas

Tabla	Página
1 Factores de conversión de las estaciones.....	16
2 Localización hipocentral de los eventos utilizados.....	20
3 Coordenadas y eventos registrados de las estaciones NARS-Baja que fueron utilizados para estimar el efecto de sitio.....	22
4 Coordenadas y eventos registrados de las estaciones NARS-Baja que fueron utilizados para calcular las funciones de atenuación...	23
5 Coordenadas y eventos registrados de las estaciones RESBAN...	23
6 Coordenadas y profundidad donde se instalaron los OBS, así como los eventos que registraron .....	24
7 Distancias epicentrales calculadas.....	46
8 Back-azimuths calculados.....	47
9 Estimaciones del factor de dispersión geométrica y de atenuación para la onda SH para 10-150 km.....	64
10 Estimaciones del factor de dispersión geométrica y de atenuación para la onda SV para 10-150km.....	66
11 Valores para el factor de calidad Q de las ondas S, SH y SV obtenidos mediante el ajuste lineal para las 9 configuraciones de las componentes de las redes sísmicas NARS-Baja, RESBAN y los OBS.....	73
12 Valores para el factor de calidad Q de la onda P obtenidos mediante el ajuste lineal para 3 configuraciones de las componentes de las redes sísmicas NARS-Baja, RESBAN y los OBS .....	74
13 Valores para el factor de calidad Q de la onda P obtenidos mediante el ajuste lineal para 3 configuraciones de las componentes de las redes sísmicas NARS-Baja, RESBAN y los OBS.....	75
14 Valores para el factor de calidad Q de las ondas S, SH y SV obtenidos mediante el ajuste lineal para las 9 configuraciones de las componentes de las redes sísmicas NARS-Baja, RESBAN y los OBS .....	76
15 $\frac{Q_p}{Q_s}$ para OBS, NARS-Baja y RESBAN.....	78
16 $\frac{Q_p}{Q_s}$ para NARS-Baja y RESBAN .....	80
17 $\frac{Q_{sv}}{Q_s}$ para NARS-Baja y RESBAN.....	80
18 $\frac{Q_p}{Q_s}$ para OBS.....	82
19 Cociente $\frac{Q_p}{Q_s}$ para onda P registrada por OBS, NARS-Baja y RESBAN y para onda S registrada en los OBS.....	82
20 Cociente $\frac{Q_p}{Q_s}$ para onda P registrada por OBS, NARS-Baja y RESBAN y para onda S registrada en NARS-Baja y RESBAN...	83

## Capítulo 1

---

### Introducción

El estudio del comportamiento ondulatorio es imprescindible para entender el mundo que nos rodea, ya que casi todo termina (en una escala u otra) manifestando propiedades de onda, por ejemplo: el sonido, la luz, los latidos del corazón, etc. Por esto, las ondas son el elemento básico que proporciona información a distancia: la luz nos permite observar objetos mucho antes de que se encuentren al alcance del tacto, el sonido (el cual se propaga a través de ondas acústicas) nos indica si algo o alguien se acerca hacia nosotros e incluso podemos especular a qué distancia y dirección se localiza, por mencionar algunos ejemplos. Gracias a los avances de la ciencia, se ha logrado utilizar no sólo ondas emanadas por una fuente natural, sino también ondas producidas por una fuente artificial para localizar distintos recursos naturales en el subsuelo e inferir la estructura y composición del mismo. En particular, la disciplina que nos compete es la Sismología, que es la rama de la Geofísica enfocada en el estudio de los temblores, sismos o terremotos.

La Sismología hace uso de las ondas elásticas para la determinación de la estructura interna de la Tierra y estudia la física de la fuente sísmica. También contribuye en la búsqueda de depósitos de petróleo, la localización de yacimientos minerales y en la detección de explosiones nucleares subterráneas.

A finales del siglo XIX, el desarrollo de la Sismología permitió que surgieran los primeros modelos del interior de la Tierra, pero fue hasta principios del siglo XX cuando los resultados obtenidos de varias disciplinas revelaron que la tierra está dividida desde su interior hasta la superficie principalmente por el núcleo interior, núcleo exterior, manto y corteza. Las investigaciones basadas en tomografía sísmica en las últimas décadas han proporcionado imágenes tridimensionales de la estructura interna de la Tierra, con lo que se obtuvo el primer modelo global de la Tierra más conocido como PREM (Dziewonski y Anderson, 1981).

El estudio del interior de la Tierra conlleva al análisis y procesamiento de registros sísmicos de redes instaladas en la superficie terrestre. En el presente trabajo de Tesis se procesaron sismogramas obtenidos por las redes: RESBAN, NARS- Baja y los sismómetros de fondo

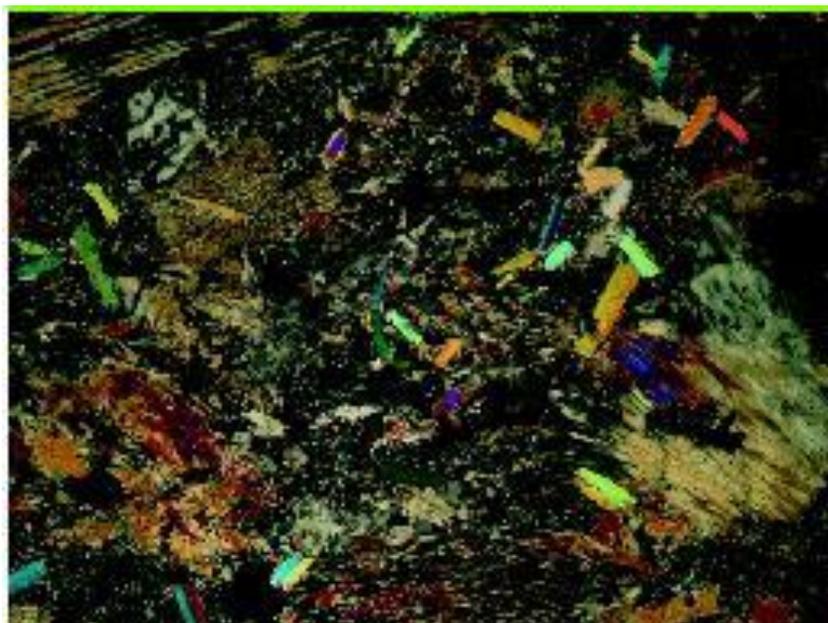
oceánico (OBS) para obtener la atenuación sísmica de la región centro-sur del Golfo de California.

Un sismo se genera debido a que la energía acumulada en el interior de la Tierra sobrepasa la resistencia de las rocas que la conforman, lo cual hace que la energía acumulada sea liberada, principalmente en forma de ondas sísmicas que viajan a través de la Tierra (energía mecánica), y en forma de calor debido a la fricción interna que es consecuencia de la interacción a nivel granular del medio de propagación (energía calorífica). Como la Tierra es heterogénea, cuando se origina un sismo de forma natural o artificial, distintos puntos de un mismo volumen responden de diferente forma ante el esfuerzo producido por el paso de la onda sísmica a través de él, por lo que no recupera su estado inicial después del proceso de ruptura y por tanto, se puede inferir que la Tierra no es un medio perfectamente elástico. Para conocer el medio heterogéneo se puede analizar la densidad o velocidad de propagación de las ondas sísmicas, pero también es posible utilizar otros parámetros físicos tales como su capacidad de transmitir energía, esta última variable ha sido elegida en el presente trabajo de Tesis. La energía de una onda elástica que se propaga en un medio se puede convertir en otra forma de energía, a este fenómeno en Física se le conoce con el nombre de absorción y en Sismología se le conoce con el nombre de atenuación, dicha transformación de energía es debida a las propiedades inelásticas del medio, es decir, a propiedades intrínsecas del medio. Uno de los aspectos importantes en la atenuación de las ondas sísmicas es la inelasticidad de la Tierra, que se puede medir por medio del factor de calidad  $Q$  (inverso del factor de atenuación).

Ya que la Tierra es heterogénea e inelástica, implica que es un medio atenuante o absorbente. El cómo atenúe o absorba en nuestro caso la energía sísmica, dependerá de la composición física y química de la región considerada. De hecho, si la Tierra no atenuara las ondas sísmicas, aún se encontraría vibrando a causa de todos los terremotos que se han producido a lo largo de toda la historia. Las ondas sísmicas contienen información de muchos más fenómenos además de los debidos al medio.

A la atenuación sísmica se le asocian las características del medio de propagación de las ondas elásticas producidas por una fuente sísmica. En Sismología se pueden observar ondas sísmicas con diferente longitud de onda, de tal forma que es posible inferir fenómenos a diferente escala. Microscópicamente se pueden apreciar los minerales que conforman a la roca y los cuales pueden presentar dislocaciones, impurezas, entre otros (Figura 1). Al observar el paisaje notaremos cómo

éste varía de región a región, por ejemplo, si nos encontramos en zonas montañosas donde se puede apreciar un corte transversal de un cerro, montaña, valle, etc., notaremos que diversas capas conforman la estructura (Figura 2). Los ejemplos anteriores ponen en evidencia una realidad que se ha mencionado en párrafos anteriores: La Tierra no es homogénea, más bien es una estructura formada por heterogeneidades a diferentes escalas de longitud (microscópica y macroscópica). Distintas investigaciones han demostrado que existen estructuras heterogéneas en el interior de la Tierra con un rango en escala de longitud que varía en al menos 8 órdenes de magnitud (1m-10,000km) (Wu y Aki ,1988).



**Figura 1.** Anfibolita observada con un microscopio. (Imagen: <http://www.atlasdemurcia.com/index.php/secciones/4/la-litologia/>).



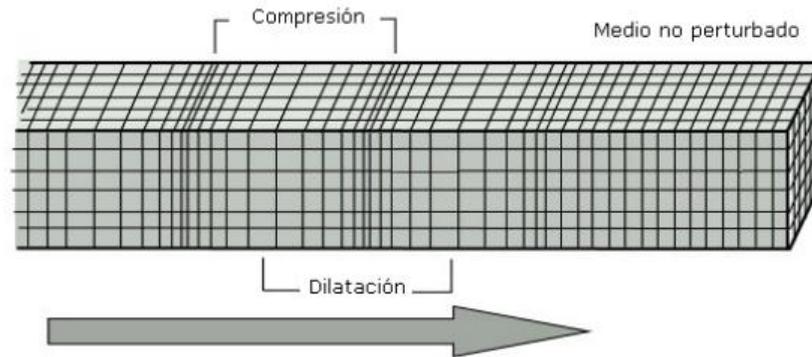
**Figura 2.** Cerro de los 7 colores localizado en Argentina. Se aprecia una constitución heterogénea de sus constituyentes. (Imagen: <http://www.taringa.net/posts/info/14267197/Maravillas-Argentinas.html>).

Existen dos tipos de ondas que se producen en un sismo: las ondas de cuerpo y las ondas superficiales. Estas últimas se forman debido a la interacción entre las ondas de cuerpo que viajan en diferentes direcciones. Las ondas superficiales pueden ser de dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love, y tienen la característica de que su amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades. Las ondas de cuerpo que están involucradas con la actividad sísmica local son las ondas  $P$  y las ondas  $S$  (Bolt ,1999). En el presente trabajo de Tesis las ondas de cuerpo fueron las que se utilizaron para realizar el estudio de atenuación.

### ONDAS $P$ .

Son también conocidas como ondas primarias o compresionales. Las ondas  $P$  se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio (Figura 3). Son las más veloces de todas las ondas con

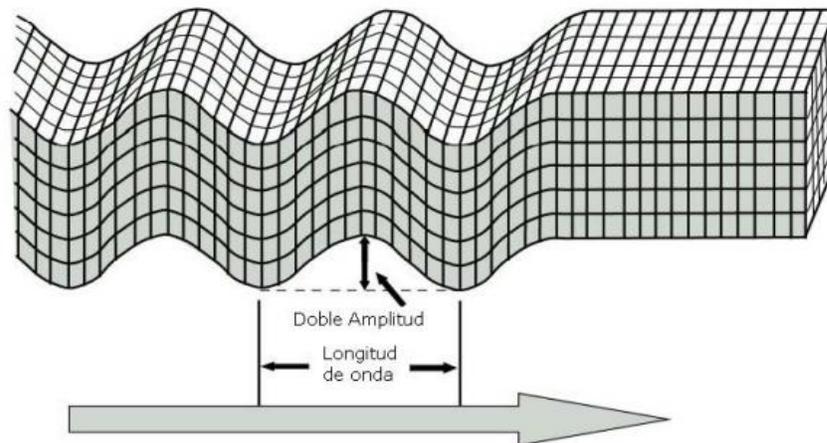
una velocidad aproximada de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y de 11 km/s en el interior de la Tierra. Por lo tanto, son las primeras en llegar a la estación de registro.



**Figura 3.** Ondas *P* (Bolt, 1999, p. 27)

### ONDAS *S*.

También conocidas como ondas de corte o secundarias. Las ondas *S* se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación (Figura 4). En roca viajan a velocidades aproximadas al 70% de las velocidades de las ondas *P*. Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas *S* no se propagan a través de ellos. Usualmente las ondas *S* tienen mayor amplitud y son más destructivas que las ondas *P*. La componente vertical de las ondas *S* se denota a menudo por *SV*, mientras que la componente horizontal se denota por *SH* (Bolt, 1999).



**Figura 4.** Ondas *S* (Bolt, 1999, p. 27)

## 1.1 Antecedentes

Los datos para la elaboración del presente trabajo de Tesis, se obtuvieron gracias al monitoreo de las redes sísmicas NARS- Baja, RESBAN y OBS, descritas a continuación:

### La red sísmica de sismógrafos autónomos (NARS- Baja)

Ésta red surgió en el año 2002 como un proyecto de colaboración científica entre la Universidad de Utrecht, el Instituto Tecnológico de California (CALTECH) y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Se instalaron 17 sismómetros banda ancha con 3 componentes en la península de Baja California, Sonora y Sinaloa (rodeando al Golfo de California), cada estación registra a 20 muestras/segundo y contienen: un sensor Streckeisen STS-2, un sistema receptor de posicionamiento global y un digitalizador de 24 bits. Dicho proyecto fue motivado para realizar estudios sobre la sismicidad en el Golfo de California. (Trampert *et al.*, 2003).

### La red sismológica de Banda Ancha (RESBAN)

RESBAN comenzó a operar en el año de 1995 con 2 estaciones, una localizada en Bahía de los Ángeles, Baja California y la otra en Guaymas Sonora (Rebollar *et al.*, 2001). Posteriormente entre los años 2002-2006 se agregaron 3 estaciones a dicha red. Operada por el Departamento de Sismología del CICESE, la red sísmica RESBAN que consiste de sensores Guralp CMG-40T o CMG-3ESP, digitalizadores Guralp de 24 bit, un CMG-SAM2 como módulo de adquisición y un GPS, ha permanecido activa desde entonces. Entre los años 2003 y 2008 RESBAN en conjunto con 14 estaciones pertenecientes a la Universidad de Utrecht formaron parte de un proyecto de colaboración científica entre la Universidad de Utrecht, CALTECH y el CICESE, en el cual se registró gran cantidad de eventos locales, regionales y tele-sísmicos.

### Red de sismógrafos de fondo oceánico (OBS)

En octubre del 2005 el CICESE en colaboración con Columbia University y Woods Hole Oceanographic Institution, instalaron en el fondo oceánico del Golfo de California 15 sismómetros de fondo oceánico (OBS) como parte del proyecto denominado: “Sea of Cortez Ocean Bottom Array” o SCOOPA por sus siglas en inglés. Los OBS usados en este proyecto son instrumentos de banda ancha de 4 componentes que tienen una velocidad de muestro de 32.25 muestras/segundo, de los 15 OBS sólo 8 regresaron a la superficie con información útil (Sumy *et al.*, 2013).

El Golfo de California despertó el interés científico a principios del siglo XX. Los primeros estudios oceanográficos realizados en el Golfo de California, fueron llevados cabo en el barco de investigación “E. W. Scripps” durante 1939 y 1940. Los resultados geológico-marinos indicaron que el Golfo de California es una cuenca larga, angosta, constreñida aproximadamente en su parte media por numerosas islas grandes. El nivel del mar en el norte del Golfo de California es generalmente somero (menos de 400m) y con poco relieve, con excepción de la cuenca Delfín que alcanza una profundidad mayor de 1,500m. La parte sur es mucho más profunda y está compuesta de una serie de cuencas separadas por crestas submarinas, su sección transversal es asimétrica. De norte a sur, la cuenca más profunda aumenta de 975m a 3,900m y la profundidad de la cresta aumenta de 820m a 2,600m. (Shepard, 1950 y Revelle, 1950).

Estudios geológicos enfocados en Baja California y en el lado continental indican que el inicio para la creación y formación del Golfo de California o Mar de Cortés se remonta a 12 millones de años, cuando el bloque correspondiente a la actual península se desprendió del continente con un movimiento relativo hacia el oeste (Karing *et al.*, 1972). Ésta ruptura continental tuvo por consecuencia un proceso de extensión y una serie de movimientos tectónicos relacionados que conforman lo que actualmente se conoce como la falla de San Andrés. Durante éste proceso se genera un adelgazamiento progresivo de la litósfera continental preexistente lo cual ha permitido que desde aproximadamente hace 3.6 millones de años se forme nuevo piso oceánico localizado en pequeñas cuencas en la parte sur del Golfo, como la cuenca de Alarcón, Guaymas y otras (DeMets *et al.*, 1995).

Diversos estudios se han realizado en el Golfo de California con el propósito de estudiar algunos de los procesos que predominan en el fondo oceánico de la región en cuestión. Uno de los más importantes fue el experimento multidisciplinario denominado CORTES-P96, el cual se realizó en abril de 1996 y se llevó a cabo por la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, la Universidad Complutense de Madrid, el Instituto Jaume Almera de Barcelona, el ORSTOM de Francia y la Universidad de Guadalajara (Delgado-Argote *et al.*, 1996) y (Dañobeitia *et al.*, 1997). Se utilizaron sismómetros de fondo oceánico (OBS) en el Golfo y sismómetros portátiles en la península, los resultados identificaron estructuras regionales de emplazamiento magmático similares geoméricamente a las documentadas en Bahía de los Ángeles, las cuales muestran relaciones estructurales transicionales entre la tectónica extensional del “Basin and Range” del Mioceno y la del régimen transtensional del Plioceno-Cuaternario del Golfo de California (Fabriol *et al.*, 1999).

Los estudios de atenuación sísmica en diferentes regiones han puesto de manifiesto que ésta varía dependiendo de la zona estudiada, así que el factor de calidad  $Q$  puede dar indicios sobre la actividad tectónica de una zona determinada, por lo que, los valores más grandes del factor  $Q$  se podrían asociarse a las zonas tectónicamente poco activas, mientras que los valores más pequeños indican que en la zona existe una mayor actividad. (Castro *et al.*, 1997; Castro *et al.*, 2008; entre otros).

Para la región de nuestro interés algunos de los estudios previos de atenuación arrojaron los siguientes resultados:

1. La corteza en el sur del Golfo de California es oceánica y más delgada que en el norte. (Zhang *et al.*, 2007).
2. La mayor parte de la sismicidad se localiza en las dorsales oceánicas y en las cuencas Wagner, Delfín, Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero y Alarcón. (Goff *et al.*, 1987, Castro *et al.*, 2010, entre otros).

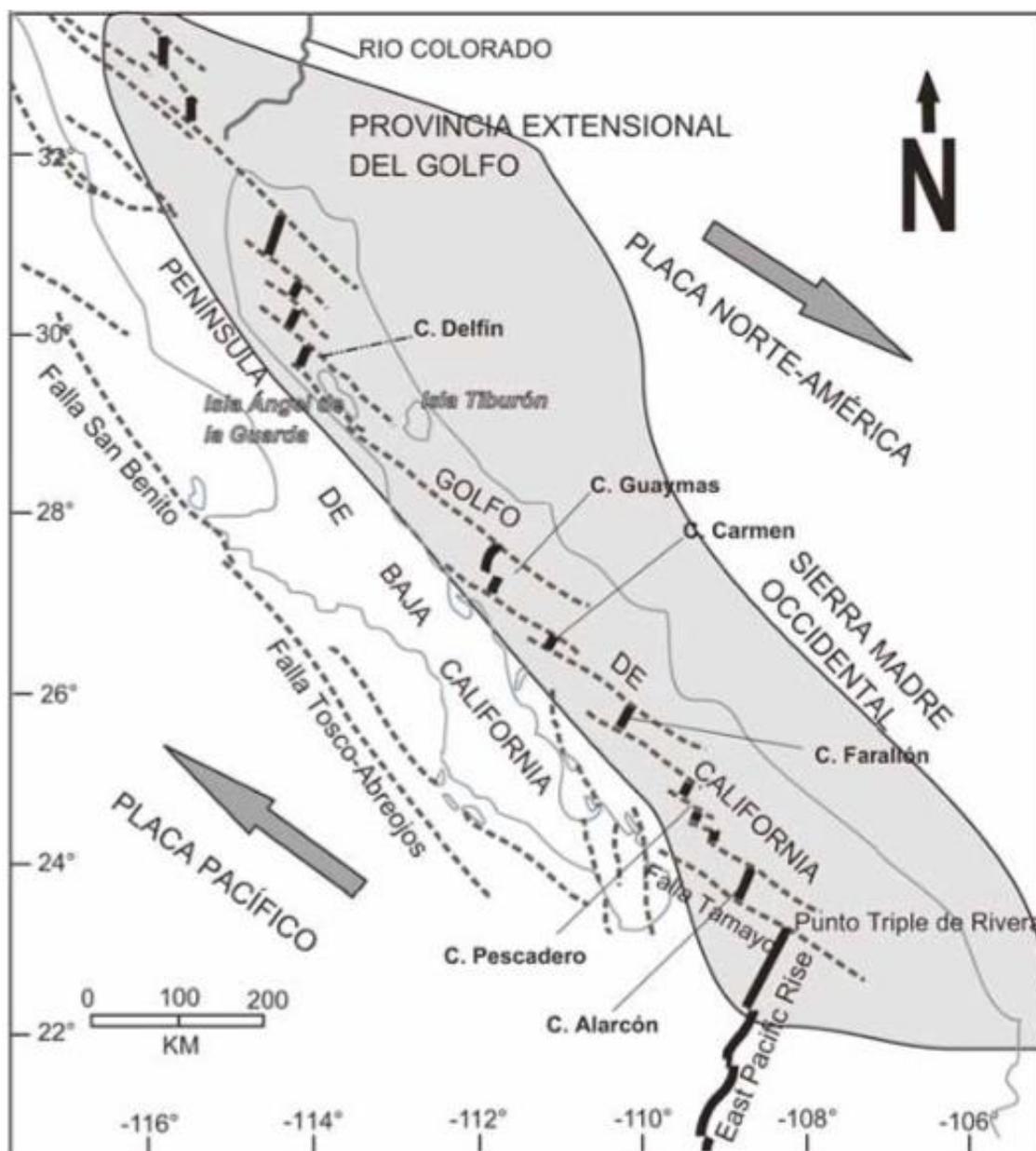
## 1.2 Marco tectónico de la región

El Golfo de California es un mar angosto rodeado por la Península de Baja California y la costa continental de México, que incluye los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit. Se le considera en general como un sistema de rift oceánico extensional oblicuo que constituye uno de los pocos ejemplos recientes de un rift continental en la fase inicial de oceanificación.

Tectónicamente, la península de Baja California y la región sur del Golfo de California forman parte de la placa Pacífico, la cual se desplaza hacia el noroeste con respecto a la placa Norteamericana la cual contiene al resto del territorio mexicano. La frontera entre éstas dos placas es un sistema de dorsales cortas conectadas por fallas transformes localizadas bajo las aguas del Golfo de California.

La evolución del Golfo de California está relacionado con diferentes procesos tectónicos en los cuales inicialmente existía un régimen de subducción seguido del rift continental y posteriormente a rift oceánico generado por la interacción de las placas tectónicas: Farallón, Norteamérica y Pacífico (Martín Barajas, 2000).

En la región norte se observa una transición de un ambiente tectónico oceánico a uno continental en el límite entre las placas tectónicas del Pacífico y de Norteamérica (Nagy y Stock, 2000). De norte a sur se localizan cuencas formadas por el sistema extensional oblicuo y conectadas por fallas transformes con rumbo lateral derecho. Las cuencas del norte son más someras, mientras que las situadas en la región centro y sur son más profundas y son consideradas como centros de dispersión nacientes (Curry *et al.*, 1982; entre otros). La deformación de las regiones norte y sur se concentra en fallas oblicuas que pueden tener una componente de desplazamiento lateral y en fallas transformes, respectivamente (Fenby y Gastil, 1991; Nagy y Stock, 2000). Por lo que la región sur se le considera como una zona de alta sismicidad ya que la mayoría de los sismos que se generan están relacionados con éstas fallas transformantes.



**Figura 5.** Mapa tectónico del Golfo de California Las líneas punteadas representan las fallas principales y las líneas gruesas las zonas de apertura. El área sombreada representa la provincia extensional del Golfo de California (región donde se localizan las cuencas). (Piñero, 2008, p. 10).

### 1.3 Objetivos y metas

En el contexto descrito en las secciones anteriores, ésta Tesis contempla como objetivo principal estudiar las características de la atenuación sísmica en la región centro-sur del Golfo de California, haciendo uso de las ondas  $P$ ,  $S$ ,  $SV$  y  $SH$ . Para alcanzar dicho objetivo, se establecieron las siguientes metas:

1. Determinar los efectos de sitio de las estaciones sismológicas, mediante el uso de los registros sísmicos.
2. Encontrar curvas empíricas que describan el decaimiento espectral de las ondas de cuerpo con la distancia.
3. Determinar factores de calidad  $Q$ .

## Capítulo 2

---

### Datos

En éste Capítulo se dará una breve descripción de los datos sísmicos que fueron analizados. Así mismo, se proporcionará la distribución de éstos y de las estaciones sísmicas que se utilizaron para cuantificar la atenuación sísmica de la región de estudio mediante el cálculo del factor de calidad  $Q$  usando la metodología que será descrita en el Capítulo 3.

Los datos que se utilizaron en esta tesis son los registros del movimiento del terreno generado por eventos sísmicos (sismogramas), con los cuales obtendremos la amplitud o energía de la onda sísmica y/o superposición de ondas sísmicas que se generaron en la fuente y que viajan en el medio de propagación. Un sismograma puede ser representado esquemáticamente por la convolución de filtros que incluyen la contribución de: la fuente, medio de propagación, expansión geométrica, efecto de sitio y la respuesta instrumental. De tal forma que toda la información de los procesos que se desencadenan en la trayectoria fuente-estación al paso de una onda sísmica se encuentra plasmada en los sismogramas registrados en estaciones sísmicas, instaladas sobre la superficie terrestre o en el fondo oceánico. Los sismogramas se utilizan para conocer con mayor precisión los parámetros sismológicos que definen un evento sísmico tales como:

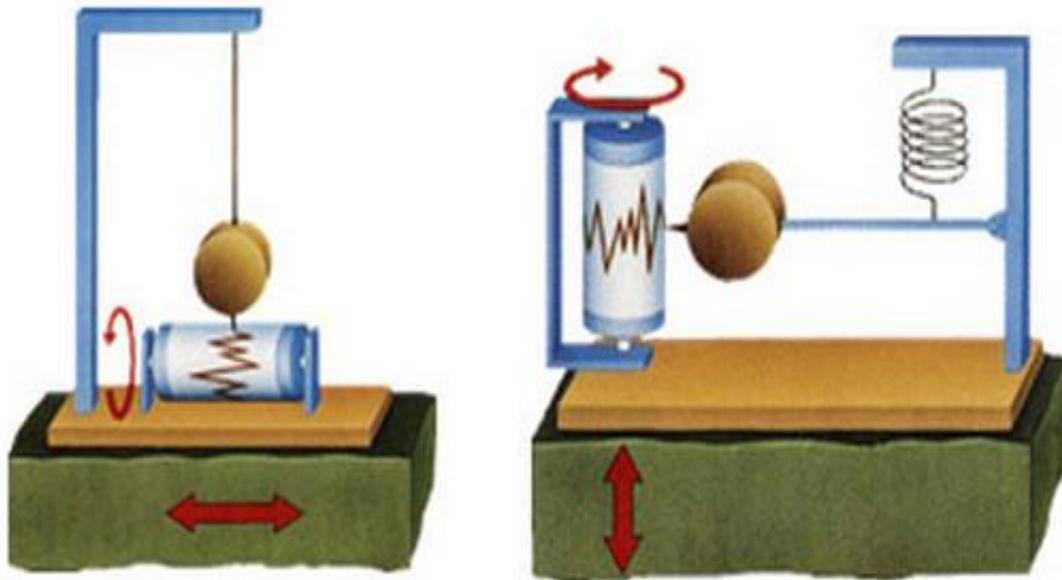
1. La ubicación del epicentro (proyección del foco en la superficie).
2. La ubicación del foco o hipocentro, que corresponde al punto donde se origina la ruptura y se producen las primeras ondas sísmicas.
3. La distancia epicentral (distancia que existe entre el epicentro y la estación de registro).
4. La distancia hipocentral (distancia entre el foco y el sismógrafo o estación de registro).
5. La magnitud.

La forma característica de los sismogramas depende de cómo el sismómetro responde al movimiento del suelo (respuesta instrumental). Esta contribución comprende la parte mecánica del instrumento y el proceso de digitalización de la señal. El sensor de movimiento se basa en el principio de inercia de los cuerpos: “todos los cuerpos tienen una resistencia a cambiar su estado de movimiento uniforme o de reposo”. El movimiento del suelo puede ser medido con respecto a

la posición de una masa suspendida por un elemento que le permita permanecer en reposo por algunos instantes ante el movimiento del suelo. Posteriormente, cuando la masa sale del reposo tiende a oscilar, dado que ésta oscilación no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario proveer al instrumento con un sistema de amortiguamiento, por lo que el sismómetro es un sistema que se comporta como un oscilador armónico amortiguado. La forma de la respuesta del instrumento depende del factor de amortiguamiento, definido como:

$$h = \frac{\beta}{2m\omega_0} \quad (1)$$

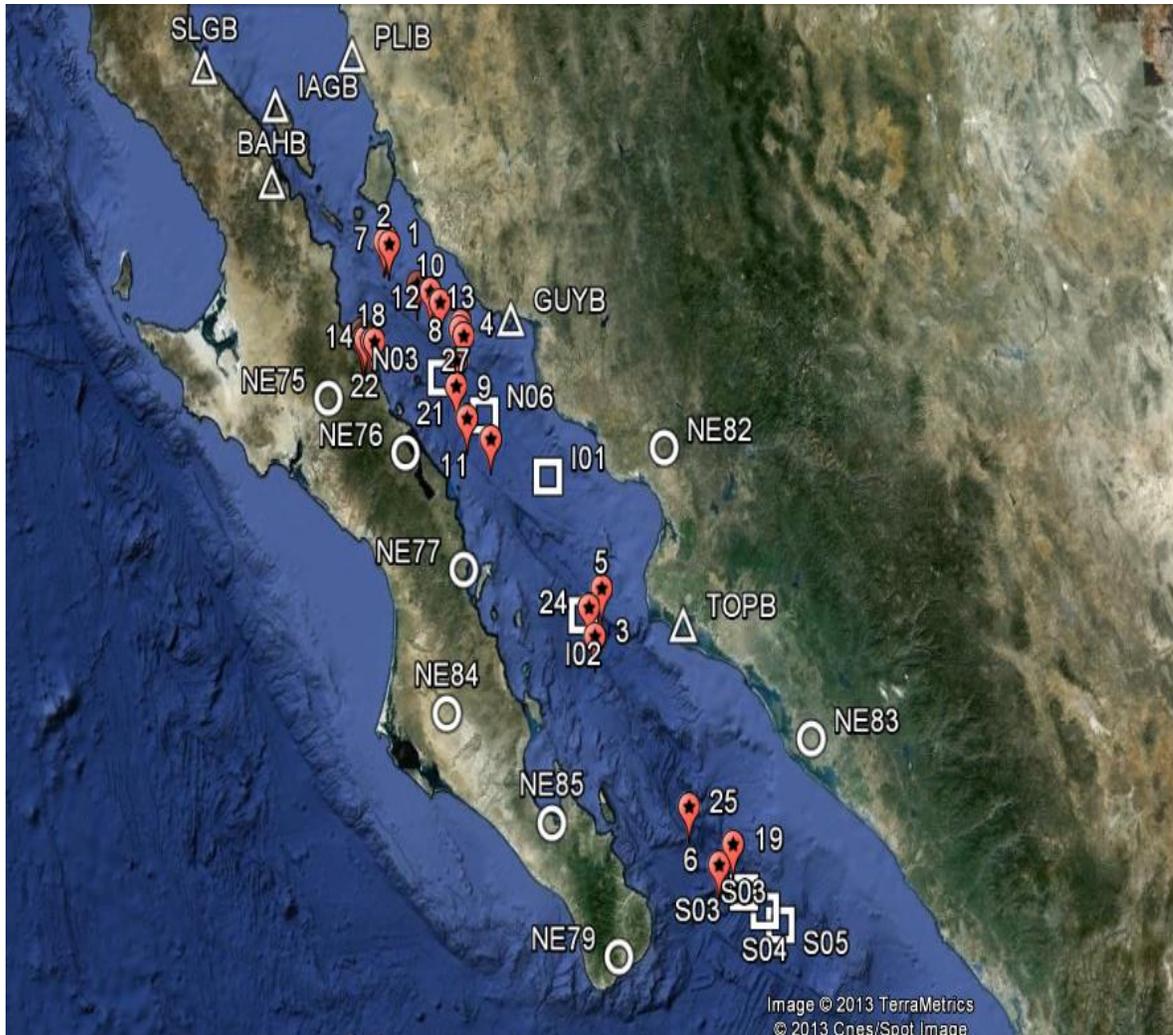
Siendo  $m$  la masa del oscilador,  $\omega_0$  la frecuencia natural del sismómetro y  $\beta$  la constante de amortiguamiento. Las masas que se emplean para tal fin pueden ser de unos pocos gramos hasta cientos de kg. Cuando  $h = 0$ , el sistema no está amortiguado y la respuesta de la amplitud es infinita alrededor de la frecuencia de resonancia  $\omega = \omega_0$ . Por lo que el sismómetro amplifica la señal para frecuencias cercanas a su frecuencia natural. Como el movimiento del suelo tiene lugar en las tres dimensiones del espacio, se requiere la instalación de instrumentos verticales y horizontales para observarlo completamente (Figura 6), además se requiere de un sistema de amplificación de la señal que puede ser electrónico para producir registros que puedan ser analizados a simple vista, y de un sistema de digitalización, para que las medidas puedan ser almacenadas y analizadas posteriormente. Cada instrumento, dada su frecuencia natural de oscilación y su sistema de magnificación, detecta cada una de las muchas frecuencias que componen una onda sísmica de diferente manera, por esto es necesario conocer con detalle las curvas de magnificación de los instrumentos para poder estimar el movimiento real del suelo (Havskov y Alguacil, 2001; entre otros).



**Figura 6.** Sismógrafos. El de la izquierda registra movimientos horizontales, y el de la derecha registra movimientos verticales del suelo. Crédito Imagen: [www.library.thinkquest.org](http://www.library.thinkquest.org)

## 2.1 Distribución de Estaciones

Durante los años 2005-2006, en los que las redes sísmicas: RESBAN, NARS- Baja y OBS mencionadas en el Capítulo anterior se encontraban monitorearon, se obtuvieron aproximadamente 700 registros de eventos, con un rango de magnitud de momento sísmico  $M_w$  de entre 2.2 – 6.6 (Sumy *et al.*, 2013). En el presente trabajo de Tesis, se utilizaron 27 de los 700 eventos que se registraron en las redes sísmicas. La distribución de las estaciones que registraron los 27 eventos analizados se muestran en la Figura 7.



**Figura 7.** Distribución de las estaciones que registraron los eventos analizados. Los triángulos corresponden a las estaciones pertenecientes a la red sísmica RESBAN, los círculos a NARS-Baja y los cuadrados son los OBS utilizados en el proyecto SCOOPA. Los globos rojos son los epicentros de los eventos. *Software utilizado: Google Earth.*

La mayoría de los eventos mostrados en la Figura 7 ocurrieron en del Golfo de California, a excepción de los eventos: 14, 15, 16, 17, 18, 20 y 22 cuyo epicentro se localiza en la península de Baja California.

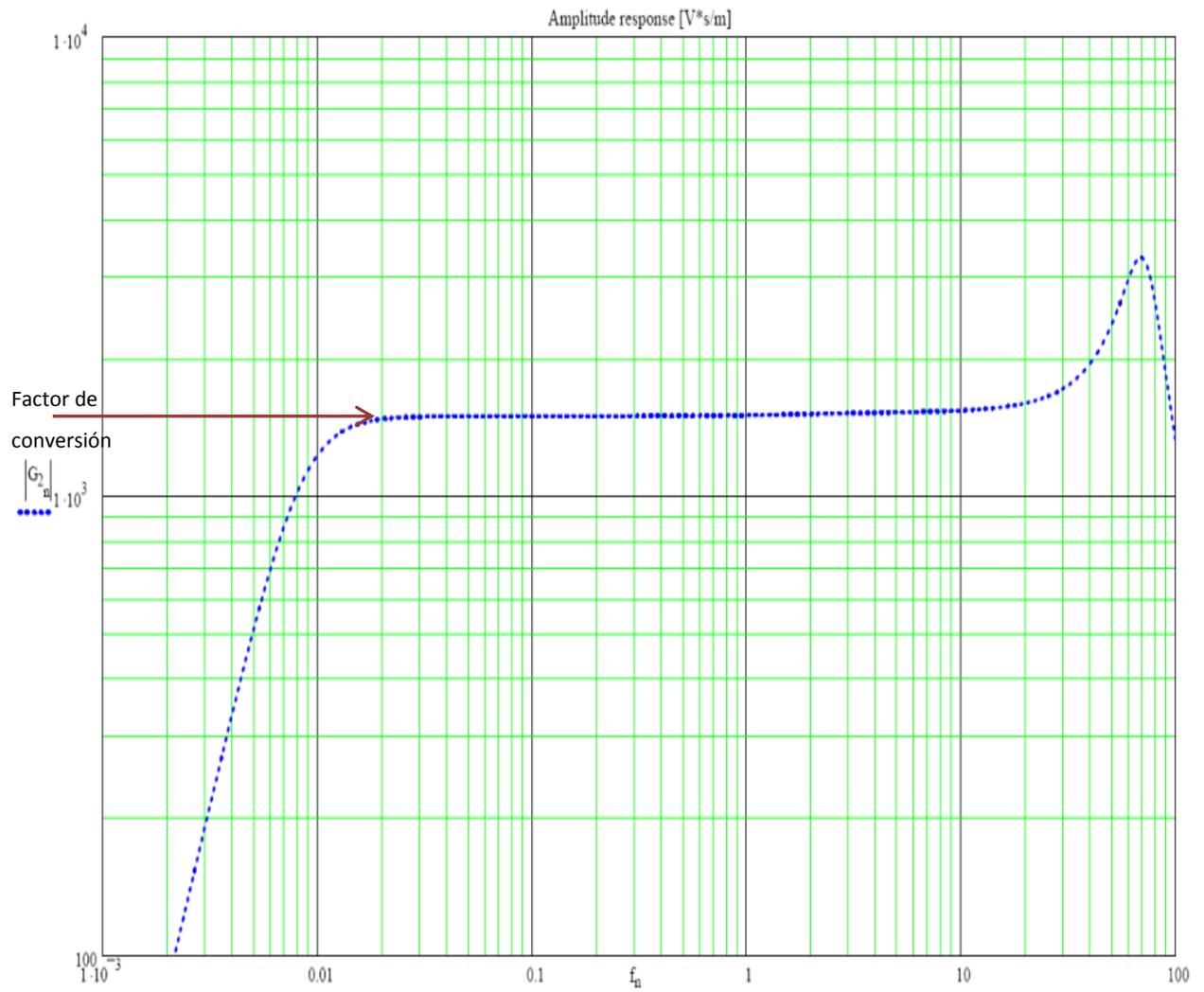
Como se mencionó con anterioridad, los sismogramas se pueden representar esquemáticamente por la convolución de filtros que incluyen varias contribuciones, entre ellas: el efecto de la fuente, el de la propagación y la respuesta instrumental. Ésta última proporciona información sobre la capacidad de registro de los instrumentos, y se conoce casi con exactitud, ya que el fabricante

proporciona las especificaciones. Algunas de las técnicas utilizadas para estimar los parámetros inelásticos se hacen de forma visual, de tal forma que se observa si a una frecuencia fija existen cambios relativos en las amplitudes de las ondas. La manera más fácil y eficaz es mediante cocientes espectrales, los cuales permiten cancelar los efectos de la instrumentación sobre las amplitudes.

Ya que nos interesa cuantificar la atenuación sísmica mediante el factor de calidad  $Q$ , las amplitudes y frecuencias del movimiento del suelo desempeñan un papel fundamental, por lo que es importante recuperar el movimiento verdadero del suelo. Los instrumentos de las redes sísmicas usadas en esta tesis (NARS-Baja, RESBAN y OBS) son sismómetros de banda ancha, esto implica que la respuesta instrumental es plana para un rango amplio de frecuencia, y la ganancia es 1, por lo que no es necesario realizar la corrección instrumental. Las frecuencias de estudio en el presente trabajo de Tesis van desde 0.13 Hz hasta 16Hz. Como se observa en la figura 8, las frecuencias utilizadas en nuestro estudio se localizan en el intervalo donde la respuesta es plana, por lo que para estimar el movimiento real del suelo bastará con realizar el producto de los factores de conversión correspondientes de cada estación por las amplitudes registradas (Tabla 1). Los factores de conversión de los OBS fueron proporcionados por Carlos Huerta (comunicación personal).

**Tabla 1.** Factores de conversión de las estaciones que registraron los eventos ocurridos entre octubre 2005 y octubre del 2006.

Estación	Factor de conversión (cm/s)/cuentas		
	Vertical	Norte-Sur	Este-Oeste
BAHB	$1.0930 \times 10^{-7}$	$1.0930 \times 10^{-7}$	$1.0926 \times 10^{-7}$
GUYB	$1.0926 \times 10^{-7}$	$1.0933 \times 10^{-7}$	$1.0920 \times 10^{-7}$
IAGB	$8.0177 \times 10^{-8}$	$7.9104 \times 10^{-8}$	$8.0021 \times 10^{-8}$
PLIB	$4.2653 \times 10^{-8}$	$4.2392 \times 10^{-8}$	$4.2721 \times 10^{-8}$
TOPB	$7.9822 \times 10^{-8}$	$7.9302 \times 10^{-8}$	$7.9022 \times 10^{-8}$
SLGB	$1.340 \times 10^{-7}$	$1.340 \times 10^{-7}$	$1.340 \times 10^{-7}$
NARS-BAJA	$1.590 \times 10^{-7}$	$1.590 \times 10^{-7}$	$1.590 \times 10^{-7}$
OBS	$7.150 \times 10^{-8}$	$7.150 \times 10^{-8}$	$7.150 \times 10^{-8}$



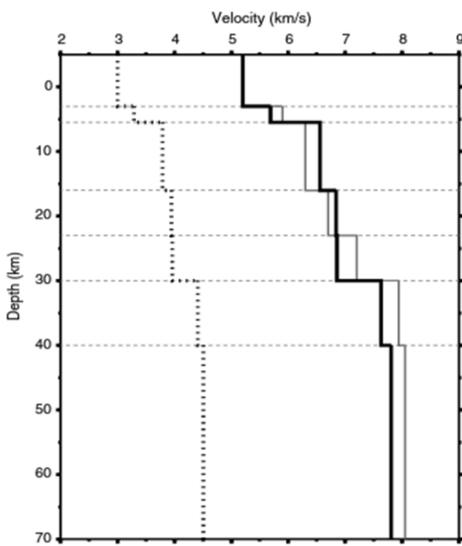
**Figura 8.** Gráfica de la función de transferencia de un sismómetro de banda ancha. Se observa respuesta plana en el intervalo de frecuencias de 0.02 Hz hasta aproximadamente 20 Hz.

## 2.2 Localización de Epicentros.

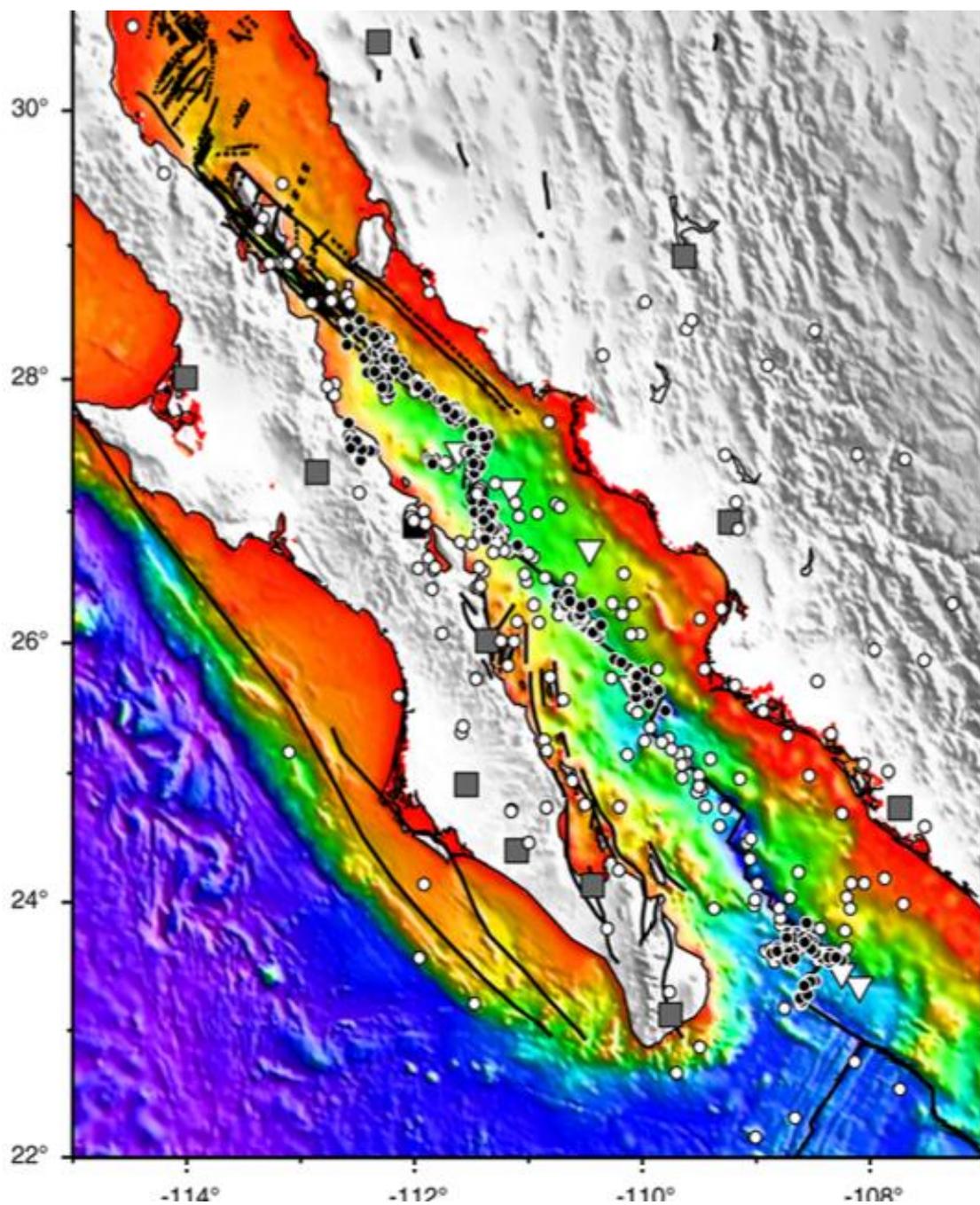
Sumy *et al.* (2013), realizaron la localización de los eventos analizados en ésta Tesis, en total localizaron 695 sismos utilizando el programa HYPOINVERSE (Klein, 2002) y la fase sísmica *P*. El modelo de velocidad 1D de la onda *P* (Figura 9) que usaron se obtuvo a través de un procedimiento de inversión simultánea de los tiempos de arribo de 228 mejores sismos registrados con una profundidad de ensayo de 5 km, dicho algoritmo se denomina VELEST (Kissling, 1988; Kissling *et al.*, 1994). Debido al error de tiempo que encontraron en la estación NE76 y a la naturaleza emergente de los arribos de la onda *P* en las estaciones de SCOOPA, consideraron lo siguientes pesos para efectuar la localización:

1. 100% para los arribos de la onda *P* en los eventos registrados por NARS-Baja.
2. 75% para los arribos de la onda *P* en los eventos registrados por los OBS.
3. 25% para los arribos de la onda *P* en los eventos registrados por NE76.

Dicha localización les permitió determinar los tiempos de origen de los eventos con los cuales obtuvieron un valor de la raíz cuadrática media de los residuales (rms) aproximado de 0.4 seg., y un error en la horizontal de 6 km. En su mayoría, los 695 sismos se encuentran en el límite entre las placas Norteamérica y la Placa Pacífico (Figura 10) (Sumy *et al.*, 2013).



**Figura 9.** Modelo de velocidad 1D para la onda *P*, profundidad cero es el fondo oceánico, tomado de Sumy *et al.*(2013). La línea negra es el modelo de velocidad que obtuvieron con el algoritmo VELEST, donde  $V_p/V_s=1.73$ , la línea punteada es el modelo para la onda *S*. La línea gris corresponde al modelo de velocidad de Grand and Helmberger (1984) y Savage and Wang (2012) utilizado para la primer localización de los eventos.



**Figura 10.** Mapa tomado de Sumy *et al.* (2013): Los círculos blancos son los epicentros de los 268 sismos localizados con HYPOINVERSE/VELEST. Círculos negros epicentros de 427 eventos localizados mediante el algoritmo hypoDD double difference. NARS-Baja está representada por los cuadrados, los OBS por los triángulos.

Los resultados de la localización descrita anteriormente, arrojaron los valores de la Tabla 2, y los cuales corresponden sólo a los 27 eventos que se utilizaron en el presente trabajo de Tesis.

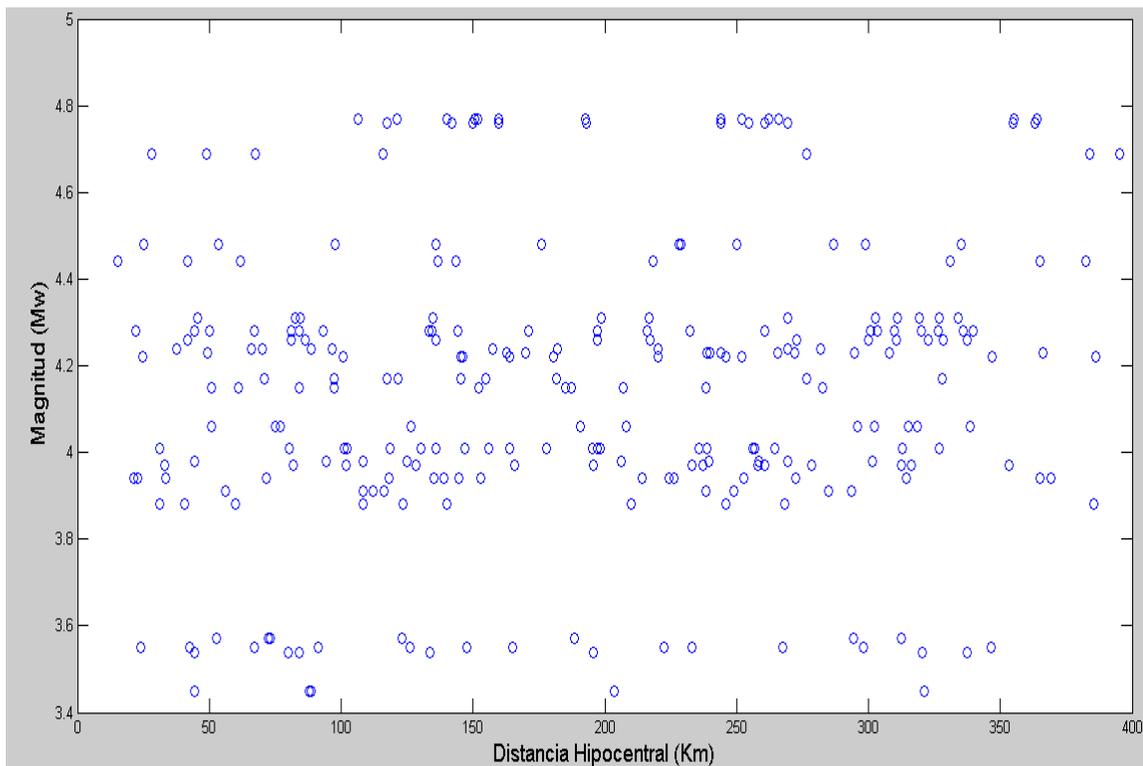
**Tabla 2.** Resultados de la localización hipocentral reportada por Sumy *et al.* (2013) de los 27 eventos usados. Los números entre paréntesis en la sub-columna “Día” de la columna “Fecha”, indican los días transcurridos desde la instalación de los OBS pertenecientes al proyecto SCOoba.

Evento	Fecha			Tiempo de origen			Hipocentro			Magnitud	Phase	Gap	RMS	Horizontal
	Año	Mes	Día	hr.	min.	seg.	Latitud	Longitud	h(km)	Mw	(N)		(seg.)	Error (km)
1	2006	1	4	3	45	2.96	28.236	-112.245	3	4.77	7	148	0.31	0.94
2	2006	1	4	8	30	38.33	28.213	-112.271	3	4.76	8	97	0.34	0.74
3	2006	1	23	19	47	35.23	25.252	-109.979	4	4.23	4	170	0.67	0.8
4	2006	2	13(44)	15	41	12.17	27.551	-111.426	6	4.28	8	86	0.09	0.68
5	2006	2	19(50)	20	50	36.72	25.609	-109.905	4	3.94	4	204	0	0.11
6	2006	3	5(64)	10	19	40.88	23.536	-108.72	7	4.69	4	185	0.16	2.81
7	2006	4	20(110)	3	40	41.28	28.194	-112.214	3	4.01	6	94	0.28	0.99
8	2006	4	23(113)	7	50	40.05	27.499	-111.381	4	3.55	7	144	0.07	1.08
9	2006	5	11(131)	5	58	18.04	27.311	-111.453	1	3.94	9	59	0.12	0.63
10	2006	5	31(151)	12	19	23.85	27.836	-111.751	4	3.98	6	108	0.15	0.92
11	2006	6	11(162)	4	11	36.33	26.726	-111.08	5	4.15	9	91	0	1.35
12	2006	6	15(166)	5	16	16.32	27.751	-111.643	4	4.01	9	99	0.14	1.33
13	2006	6	16(167)	8	46	44.74	27.595	-111.415	2	4.48	8	152	0.09	0.67
14	2005	8	1(213)	11	39	51.39	27.456	-112.356	4	3.57	5	254	0.09	1.95
15	2006	8	7(219)	2	50	53.05	27.503	-112.466	6	4.31	5	211	0.08	1.53
16	2006	8	8(220)	4	29	32.29	27.472	-112.487	5	4.26	10	116	0.05	5.6
17	2006	8	8(220)	7	7	6.83	27.531	-112.506	9	3.45	4	223	0.03	1.05
18	2006	8	8(220)	21	36	35.8	27.461	-112.388	10	4.06	5	254	0.09	1.6
19	2006	8	9(221)	4	46	46.52	23.69	-108.573	2	4.44	6	116	0.17	0.6
20	2006	8	9(221)	23	32	19.38	27.485	-112.466	5	4.28	6	178	0.06	1.11
21	2005	8	11(223)	17	55	11.5	26.881	-111.337	5	4.24	6	145	0.01	0.74
22	2006	8	16(228)	8	36	18.49	27.473	-112.462	7	3.54	4	176	0.04	1.5
23	2006	8	20(232)	2	48	53.98	27.891	-111.895	7	3.91	6	113	0.05	7.39
24	2005	8	22(234)	8	51	55.4	25.467	-110.039	5	4.22	5	223	0.34	0.6
25	2006	8	30(242)	23	44	1.51	23.975	-109.02	8	4.17	5	151	0.19	1.7
26	2006	9	12(255)	18	56	28.36	27.753	-111.664	2	3.97	8	73	0.08	5.36
27	2006	9	25(268)	13	4	5.65	27.122	-111.457	5	3.88	4	200	0.02	0.5

De la Tabla 2, se puede observar que los eventos tienen un rms promedio muy bajo  $\sim 0.137$  seg, lo cual hace que las localizaciones de los eventos realizadas por Sumy *et al.* (2013) sean muy buenas.

### 2.3 Distribución de los Datos

Como vimos en la sección anterior, los eventos utilizados fueron muy bien localizados. Al graficar la magnitud de momento sísmico de los eventos obtenida por Sumy *et al.* (2013), contra la distancia epicentral o hipocentral (en nuestro caso es indistinto ya que nuestros registros provienen de eventos someros (Tabla 2)), encontramos que el rango de distancia donde la distribución de los datos es más regular es para distancias menores de 400 km (Figura 11). Por lo que seleccionamos aquellos registros de las estaciones que cumplían con éste requisito.



**Figura 11.** Distribución de distancias correspondientes a los eventos ocurridos entre 2005 y 2006.

A continuación se describen los datos registrados de acuerdo a la red sísmica a la cual pertenecen. Para tener una mejor idea de que eventos y cuántos se registraron y listamos las coordenadas geográficas de cada una de ellas, con las que se estimaron distancias epicentrales.

### Red NARS-Baja

La Tabla 3 lista el número de eventos usados para cada una de las estaciones y los eventos que se utilizaron para cada una de las fases sísmicas *P* y *S*. Dicha información se encuentra plasmada en la Figura 12 la cual permite inferir el volumen muestreado de la región centro-sur del Golfo de California, así como parte de la península de Baja California.

**Tabla 3.** Coordenadas de las estaciones de la red NARS-Baja, y eventos que se utilizaron para cada una de las ondas de cuerpo. La última columna enlista el número total de eventos registrados por estación. Los eventos cumplen con una distancia epicentral y/o hipocentral <400km.

Estación	Coordenadas		Eventos		Total
	latitud	longitud	Onda P	Onda S	
<b>NE76</b>	26.889	-112	<b>1-4, 7-18, 20-24, 26 y 27</b>	<b>1-4, 7-18, 20-24, 26 y 27</b>	<b>21</b>
<b>NE77</b>	26.016	-111.36	<b>2-22, 24, 26 y 27</b>	<b>2-22, 24, 26 y 27</b>	<b>23</b>
<b>NE83</b>	24.731	-107.74	<b>19, 24 y 25</b>	<b>19, 24 y 25</b>	<b>3</b>

Debido a que la distribución de todas las estaciones de NARS-Baja que registraron los 23 eventos es mostrada en la Figura 12 junto con la localización de los eventos 14, 15, 16, 17, 18, 20 y 22 (Tabla 2), se observa que el muestreo de los rayos sísmicos sobrepasa nuestro objetivo principal, ya que incluye trayectorias dentro de la Península y el principal objetivo de ésta tesis consistió en estudiar la atenuación sísmica de la región centro-sur del Golfo de California. Sin embargo, ésta información es de utilidad para hacer una evaluación del efecto de sitio de las estaciones, ya que este se puede estimar calculando el promedio de todos los eventos registrados por cada estación. Entre más eventos incluyamos en la evaluación del efecto de sitio más precisa será esta. Cabe mencionar que algunas estaciones fueron anuladas por estar muy lejanas de la región de interés.

De modo que, para obtener la caracterización de la atenuación sísmica de la región centro-sur del Golfo de California, anulamos los eventos 14, 15, 16, 17, 18, 20 y 22 registrados por NARS-Baja (Tabla 4) y el evento 26 registrado por la estación SLGB perteneciente a la red sísmica RESBAN.

**Tabla 4.** Coordenadas de las estaciones de NARS-Baja y eventos que se utilizaron para cada una de las ondas de cuerpo con el objetivo de cuantificar la atenuación de la región centro-sur del Golfo de California. La última columna enlista el número total de eventos, registrados por cada estación. Los eventos cumplen con una distancia epicentral y/o hipocentral <400km.

Estación	Coordenadas		Eventos			Total
	latitud	longitud	Onda P	Onda S		
<b>NE76</b>	26.889	-112	1-4, 7-13, 21, 23, 24, 26 y 27	1-4, 7-13, 21, 23, 24, 26 y 27		<b>15</b>
<b>NE77</b>	26.016	-111.36	2-12, 19, 21, 24, 26 y 27	2-13, 19, 21, 24, 26 y 27		<b>17</b>
<b>NE83</b>	24.731	-107.74	19, 24 y 25	19, 24 y 25		<b>3</b>

### Red RESBAN

**Tabla 5.** Coordenadas de las estaciones de RESBAN y eventos que registraron para cada una de las ondas de cuerpo con el objetivo de cuantificar la atenuación de la región de interés. La última columna lista el número total de eventos registrados por las estaciones. Los eventos cumplen con una distancia epicentral y/o hipocentral <400km.

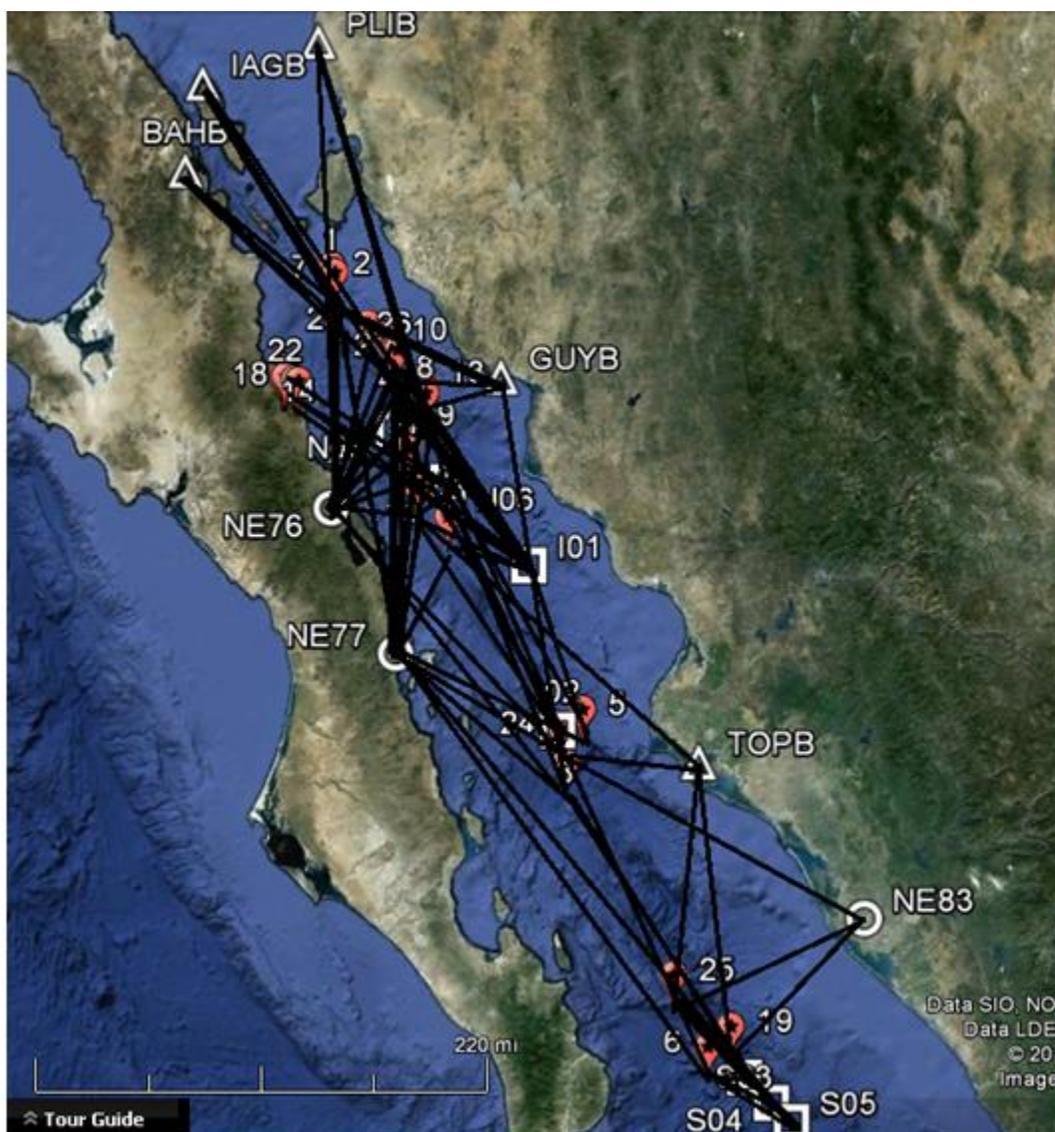
Estación	Coordenadas		Eventos			Total
	latitud	longitud	Onda P	Onda S		
<b>BAHB</b>	28.943	-113.561	1, 4, 7 y 8	1, 4, 7 y 8		<b>4</b>
<b>GUYB</b>	27.899	-110.871	1-4, 7 y 8	1-5, 7 y 8		<b>7</b>
<b>IAGB</b>	29.534	-113.554	1, 4, 7 y 10	1, 4, 7 y 10		<b>4</b>
<b>TOPB</b>	25.605	-109.047	11, 19, 24 y 25	11, 19, 21, 24 y 25		<b>5</b>
<b>PLIB</b>	29.916	-112.695	7, 8 y 9	7-9, 23 y 26		<b>5</b>

Red SCOOPA

**Tabla 6.** Coordenadas y profundidad a la cual se localizaron los OBS y eventos que registraron para cada una de las ondas de cuerpo con el objetivo de cuantificar la atenuación de la región de interés. La última columna lista el número total de eventos registrados por las estaciones. Los eventos cumplen con una distancia epicentral y/o hipocentral <400km.

Estación	Coordenadas		Prof. (m)	Eventos		Total
	latitud	longitud		Onda P	Onda S	
<b>I01</b>	26.714	-110.47	1300	1, 4, 5, 8, 9, 11-13, 15, 16, 21 y 27	1, 4, 5, 8, 9, 11-13, 15, 16, 21, 26 y 27	<b>13</b>
<b>I02</b>	25.68	-110.1	2352	3, 5, 6, 9, 11, 13, 15, 16, 18, 21, 24 y 27	3, 5, 9, 11, 13, 15, 16, 18, 21, 24, 26 y 27	<b>12</b>
<b>N03</b>	27.458	-111.62	1747	1, 4, 7-13, 15-18, 20, 23, 26 y 27	1, 4, 7-13, 15-18, 20, 23, 26 y 27	<b>17</b>
<b>N06</b>	27.175	-111.15	1761	1, 4, 8-12, 14, 16, 22 y 27	1, 2, 4, 5, 8-12, 14, 16, 18, 22-24 y 27	<b>16</b>
<b>S03</b>	23.6	-108.46	2680	3, 6, 19 y 25	3, 6, 19 y 25	<b>4</b>
<b>S04</b>	23.457	-108.25	2477	3, 6, 19 y 25	3, 6, 19 y 25	<b>4</b>
<b>S05</b>	23.349	-108.1	2539	6, 19 y 25	6, 19 y 25	<b>3</b>

En las tablas anteriores se observa que algunos eventos no se consideraron para la atenuación de una u otra onda de cuerpo, esto es debido a que algunos de los registros presentaban mucho ruido en algunas de sus componentes. Por ejemplo, cuando el ruido era alto o un mal registro se detectaba en la componente vertical, la onda *P* no se consideró en el análisis de atenuación sísmica. Similarmente, para la onda *S*, registros ruidosos en las componentes horizontales de un evento no fueron usados.



**Figura 12.** Mapa de la localización de los eventos ocurridos entre 2005 y 2006, distribución de las estaciones y trayectoria fuente-estación. Muestreo de la región Centro-Sur del Golfo de California (Región de estudio). *Software utilizado: Google Earth.*

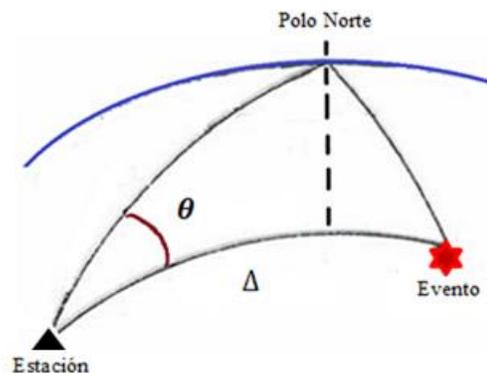
## Capítulo 3

### Metodología

En este capítulo se describen los modelos matemáticos que fueron implementados en los lenguajes de programación MATLAB y FORTRAN, con la finalidad de realizar una caracterización de la atenuación de las ondas  $S$ ,  $P$ ,  $SV$  y  $SH$  en la región centro-sur del Golfo de California mediante el cálculo del factor  $Q$ .

#### 3.1 Cálculo de distancias

Suponemos que la Tierra tiene una configuración esférica, por lo que la distancia entre dos puntos que se encuentren sobre ella se mide a lo largo del círculo máximo definido por esos puntos (Figura 13). Dado que conocemos las coordenadas geográficas de los eventos y las estaciones, se puede calcular la distancia epicentral haciendo uso de la ley de los cosenos de los triángulos esféricos oblicuángulos descrita en la ecuación (2).



**Figura 13.** Distancia epicentral ( $\Delta$ ) y Back-azimuth ( $\theta$ ) que corresponde al ángulo que existe entre la estación y la fuente sísmica medido desde el norte de la estación en sentido de las manecillas del reloj.

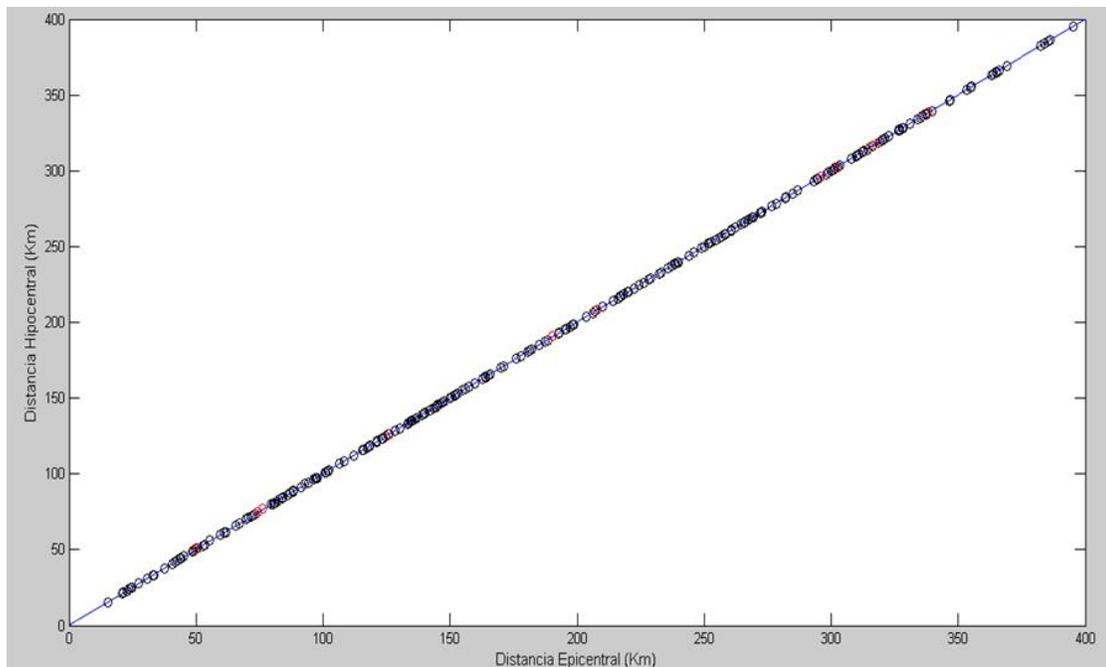
$$\cos(\Delta) = [\sin(lat1) \sin(lat2) + \cos(lat1) \cos(lat2) \cos(\Delta lon)] \quad (2)$$

$$\Delta lon = lon1 - lon2 \quad (3)$$

$$\frac{1}{\tan(\theta)} = \left[ \cos(lat1) \tan(lat2) \frac{1}{\sin(\Delta lon)} \right] - \left[ \sin(lat1) \frac{1}{\tan(\Delta lon)} \right] \quad (4)$$

Donde  $\Delta$  es la distancia epicentral,  $\theta$  es el back- azimuth,  $lat1$ ,  $lon1$ ,  $lat2$  y  $lon2$  son las coordenadas de la estación y del evento respectivamente.

La localización de los 27 eventos usados, muestra que ocurrieron a una profundidad menor que 10 km, al realizar los cálculos para obtener la distancia hipocentral, se encuentra que difiere por centésimas con respecto a las distancias epicentrales, por lo que será indistinto que distancia se use para realizar el análisis. La distancia usada en el presente trabajo de Tesis corresponde a la distancia epicentral.

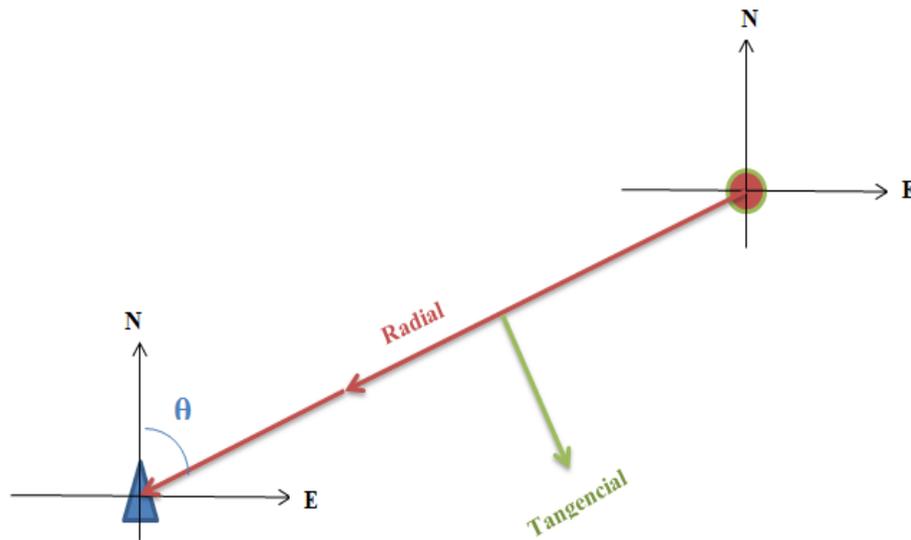


**Figura 14.** Relación entre las distancias epicentrales e hipocentrales. Se muestra una correlación casi perfecta, por lo que para nuestros datos será indistinto que distancia se utilice.

### 3.2 Rotación

En Física, para representar completamente la dinámica de cualquier partícula, así como la interacción que ésta tiene con su entorno, se hace uso del espacio tridimensional. Así mismo, para detectar el movimiento del suelo, los sismómetros constan de 3 sensores orientados en las direcciones norte-sur (N-S), este-oeste (E-O) y vertical (V). Las componentes horizontales N-S y E-O forman un plano paralelo a la superficie terrestre, y la componente V es ortogonal a dicho plano. Como vimos en el Capítulo anterior, la onda *P* genera movimiento de partícula paralelo a la dirección de propagación del frente de onda, mientras que la onda *S* genera un movimiento de partícula perpendicular.

Las ondas *S* son normalmente divididas según su polarización en ondas *SH* (polarizadas en el plano horizontal) y ondas *SV* (polarizadas en el plano vertical), ambas contenidas en el plano perpendicular a la dirección de propagación del frente de ondas (Stein y Wysession, 2003). Para separar éstas ondas es necesario realizar una rotación de las componentes horizontales usando la ecuación (5). Suponemos una fuente sísmica puntual y una Tierra homogénea (Figura 15), y que en la superficie terrestre la energía radiada de la fuente puntual será percibida por un sismómetro.



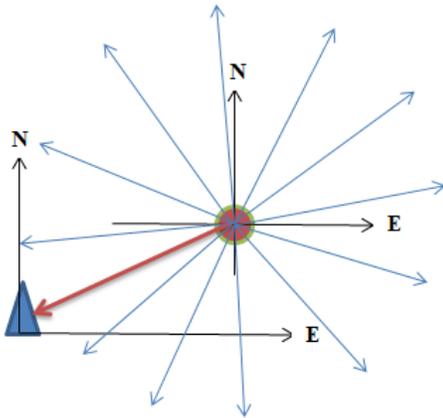
**Figura 15.** Vista en planta de una región de la Tierra homogénea. La fuente sísmica (punto rojo) genera ondas sísmicas que se registran en superficie por una estación sismológica (triángulo azul).  $\theta$  es el azimuth de regreso (back azimuth).

$$\begin{bmatrix} Radial \\ Transversal \end{bmatrix} = \frac{1}{\cos(\alpha)} \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Norte - Sur \\ Este - Oeste \end{bmatrix} \quad (5)$$

Donde  $\theta$  es el back-azimuth que se obtuvo de la ecuación (4) y  $\alpha$  es el ángulo de incidencia de la onda en la estación de registro. El factor  $\frac{1}{\cos(\alpha)}$  proporciona la ubicación de la fuente bajo la estación (hipocentro), en nuestro estudio suponemos un ángulo de incidencia vertical ( $\alpha = 0^\circ$ ), por lo que la ecuación (5) se transforma en la ecuación (6).

$$\begin{bmatrix} Radial \\ Transversal \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Norte - Sur \\ Este - Oeste \end{bmatrix} \quad (6)$$

Mediante un tratamiento vectorial (anexo 1) se deduce la matriz de rotación descrita en la ecuación (6). Cabe mencionar que la componente radial o transversal del rayo ilustrado en la figura 15 no es el único que se genera, en realidad, se generan una infinidad de rayos con sus respectivas componentes (figura 16), pero las que se pueden analizar son aquellas registradas por los sensores orientados en las direcciones N-S, E-O y V. La aproximación de Tierra homogénea es válida, ya que como se ha mencionado anteriormente, los sismogramas son los que contienen toda la información de la fuente, medio de propagación e instrumento de registro.



**Figura 16.** En una Tierra homogénea, la fuente sísmica irradia energía en todas direcciones. Líneas rectas serán las trayectorias de los rayos sísmicos.

Con lo anterior descrito, se desarrolló un código en el lenguaje de programación MATLAB. En el cual, al ingresar el archivo que contiene los registros sísmicos, lee el encabezado e identifica las coordenadas de la estación, las guarda y posteriormente las utiliza junto con las coordenadas del evento que fue registrado por dicha estación para obtener la distancia epicentral y back-azimuth utilizando las ecuaciones (2) y (4) descritas en la primer sección, respectivamente. Una vez obtenido el back-azimuth, se usa para rotar los sismogramas haciendo uso de la ecuación (6) y de ésta manera obtener las componentes radial y transversal.

### 3.3 Transformada de Fourier

Un sismograma puede ser representado por la convolución de varios filtros.

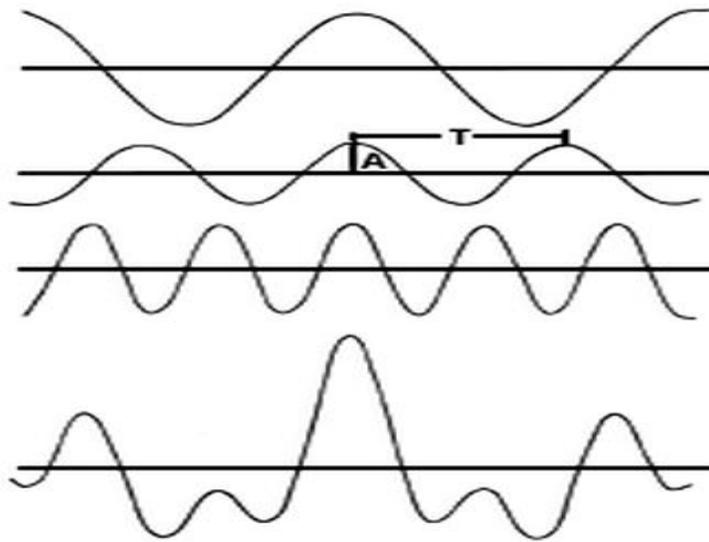
$$u(r, t) = b(t) * z(t) * a(r, t) * i(t) \quad (7)$$

Donde:  $u(r, t)$  es la amplitud registrada en el sismograma, obtenida a una distancia hipocentral  $r$  y a un tiempo  $t$ ;  $b(t)$  representa la fuente sísmica;  $z(t)$  es el efecto de sitio;  $a(r, t)$  es el efecto de la atenuación en la propagación de la onda sísmica;  $i(t)$  es la respuesta del instrumento.

El sismograma es la resultante de la interferencia entre las ondas que fueron generadas por el sismo (Figura 18) y la combinación de los filtros descritos en la ecuación (7). Para realizar un análisis más profundo de la información contenida en los sismogramas, se requiere obtener el espectro de frecuencias. Mediante la Transformada de Fourier se pasa del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, en el cual las operaciones matemáticas se simplifican. Donde una convolución de dos o más funciones corresponde a los productos de sus transformadas de Fourier, como ilustra la ecuación (8). La integración y derivación del espectro de amplitud corresponden a una simple división y multiplicación por  $\omega = 2\pi f$  respectivamente. Esto es útil ya que nuestros datos son registros de la velocidad del suelo, y para pasar a la aceleración debemos de derivar, lo que implica un producto en el dominio de la frecuencia.

$$U(r, f) = B(f)Z(f)A(r, f)I(f) \quad (8)$$

De ésta manera podemos separar la contribución de cada uno de estos efectos para estudiarlos individualmente. En éste trabajo de Tesis nos enfocamos en analizar la contribución de la atenuación.



**Figura 17.** Superposición e interferencia de ondas senoidales para obtener un pulso irregular. Al efectuar la Transformada de Fourier a un registro sísmico, el espectro nos dirá que frecuencia tiene una cierta amplitud. Imagen:[http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/sec\\_8.html](http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/sec_8.html)

Para formar una base de datos útil, cada registro sísmico fue graficado, se leyeron los tiempos de arribo de las ondas *P* en las componentes verticales y los arribos de las ondas *S* en las componentes horizontales, con el propósito de posteriormente obtener los espectros de aceleración haciendo uso de la Transformada rápida de Fourier.

En primera instancia, se seleccionaron ventanas de tiempo que contienen a las ondas *P* y *S*, para esto, se seleccionaron registros con arribos claros en cada una de las componentes del sismómetro. Para seleccionar la ventana de tiempo adecuada, se consideró una duración suficientemente grande que incluyera las bajas frecuencias, pero se excluyó la contaminación

causada por otras fases sísmicas o por ondas superficiales. La longitud de la ventana de tiempo utilizada fue de 4 segundos, valor que se obtuvo al realizar un promedio sobre las ventanas de tiempo. Posteriormente, se aplicó un taper de tipo cosenoidal con un ancho de ventana del 5% del total de puntos  $\sim 0.2$  segundos antes y después de la ventana de tiempo de 4 segundos y se calculó la Transformada rápida de Fourier de los espectros de velocidad. Finalmente cada espectro fue multiplicado por un factor de  $2\pi f$  para obtener el espectro de aceleración.

El procesamiento que se implementó al programa de cómputo utilizando el lenguaje FORTRAN fue el siguiente:

1. Corrección por línea base de los registros sísmicos, eliminando la media aritmética de la serie de tiempo.
2. Conversión a unidades de velocidad (cm/seg).
3. Suavizado del inicio y final de la ventana mediante un taper cosenoidal.
4. Cálculo de la Transformada rápida de Fourier de la ventana de tiempo.
5. Selección de 21 frecuencias distribuidas uniformemente en un espacio logarítmico que van de 0.16-7.94 Hz para NARS- Baja y RESBAN; y de 0.13-12.59 Hz para OBS.
6. Suavizado de los espectros promediando las amplitudes con una ventana espectral móvil de  $\pm 25\%$  de la frecuencia central.
7. Cálculo de los espectros de aceleración.

### 3.4 Efecto de Sitio

Cuando ocurre un sismo, las ondas sísmicas se propagan desde el foco o hipocentro en todas las direcciones a través del medio de propagación, el cual está formado por heterogeneidades de distintos tamaños como se hizo mención en el Capítulo 1. Lo anterior modifica el contenido frecuencial y la amplitud de las ondas sísmicas generadas en el foco, por lo que pierden energía conforme avanzan hacia la superficie. Sin embargo, es precisamente cerca de la superficie cuando ésta situación puede invertirse. La amplificación de los movimientos sísmicos en las zonas sobre depósitos se debe a los fenómenos de resonancia e impedancia.

Las ondas sísmicas se originan en los macizos rocosos de las fallas y viajan por ellos hasta la interfaz con el suelo blando. Al llegar a la interfaz, parte de la energía que llega se refleja y otra se refracta. Puesto que en el suelo la onda sísmica reduce su velocidad y el movimiento se amplifica, ya que gran porcentaje de la energía se transmite y sólo una pequeña fracción se refleja. A éste fenómeno se le conoce como *impedancia*. En cambio, cuando la onda viaja de suelo blando a roca rígida, casi toda la energía rebota y muy poca se refracta. La consecuencia es que la energía del sismo queda atrapada en la franja de suelo blando, donde se acumula a medida que llega más energía procedente del macizo rocoso con lo que se genera el fenómeno de *resonancia*. En ambas situaciones siempre se cumple el principio de conservación de la energía.

Cerca de la superficie, la amplitud de la onda sísmica tiende a aumentar como producto de la baja impedancia característica que poseen las cuencas sedimentarias, zonas de relleno y valles aluviales. Los sitios en roca, tales como afloramientos de intrusivos, calizas y lavas no producen una amplificación tan importante como en el caso de materiales menos consolidados, pero cierto nivel de amplificación ha sido detectado en tales ambientes (Steidl *et al.*, 1996). A éste fenómeno se le denomina *efecto de sitio*. Es de carácter imperioso determinar el rango de frecuencias donde ocurren las amplificaciones, ya que aquellas estructuras acopladas a éstas frecuencias se verán afectadas por el efecto de sitio.

No fue hasta 1985, al menos en México, donde el estudio de la amplificación del suelo empezó ocupar la importancia que se merece, cuando las ondas sísmicas generadas por el sismo cuyo epicentro se localizó en Michoacán llegaron a la Ciudad de México con amplificaciones en su

amplitud del orden de 50 veces en el rango de frecuencias alrededor de 0.5 Hz. (Singh *et al.*, 1988).

El efecto de sitio modifica el registro sísmico en su contenido de frecuencias (amplitud y duración), por lo que es de suma importancia realizar su evaluación. La técnica que usamos para eliminar los efectos de la fuente y de la atenuación del medio de los efectos de sitio ( $B(f)$ ) y  $A(r,f)$  de la ecuación (8)) se denomina *cocientes espectrales*. El cociente espectral de la componente horizontal entre la vertical, utilizando registros de varios eventos sísmicos registrados en la misma estación permite cancelar el efecto de la fuente sísmica, por lo que de la ecuación (8) se obtiene:

$$Z(f) = \frac{H(f)}{V(f)} \quad (9)$$

Donde:  $H(f)$  es la componente horizontal espectral del registro y  $V(f)$  es la componente vertical espectral del registro. Este método también se ha usado con registros de microtemblores (Nakamura, 1989). Así como en la microzonificación y evaluación de efectos de sitio en varias ciudades (Lermo *et al.*, 1991; Chávez-García *et al.*, 1990; Gutiérrez y Singh, 1992; entre otros).

La técnica del cociente espectral se basa en la propiedad de que la componente vertical no es amplificadas al atravesar el suelo, por lo cual se puede considerar que el cociente entre la componente horizontal y la vertical es un buen estimador del efecto de sitio. Como Nakamura (1989) no especifica cual componente horizontal debe utilizarse para aplicar la técnica de los cocientes espectrales, es necesario decidir cuál componente horizontal se debe tomar en cuenta. O bien, definir la forma de combinar el efecto de las componentes horizontales para calcular los cocientes espectrales. En éste trabajo de Tesis, los cocientes Horizontal/Vertical se calcularon de acuerdo con las ecuaciones (10).

Para la componente E-O, N-S y V de los registros de NARS-Baja y RESBAN:

$$\frac{H(f)}{V(f)} = \frac{EO(f)}{V(f)} \quad ; \quad \frac{H(f)}{V(f)} = \frac{T(f)}{V(f)} \quad (10a)$$

$$\frac{H(f)}{V(f)} = \frac{NS(f)}{V(f)} ; \quad \frac{H(f)}{V(f)} = \frac{R(f)}{V(f)} \quad (10b)$$

Para el canal 1 (H1), canal 2 (H2) y componente vertical (V) de los OBS:

$$\frac{H(f)}{V_{OBS}(f)} = \frac{H1(f)}{V_{OBS}(f)} \quad (10c)$$

$$\frac{H(f)}{V_{OBS}(f)} = \frac{H2(f)}{V_{OBS}(f)} \quad (10d)$$

Donde  $NS(f)$ ,  $EO(f)$ ,  $T(f)$ ,  $R(f)$ ,  $V(f)$ ,  $H1(f)$ ,  $H2(f)$  y  $V_{OBS}(f)$  son los espectros de amplitud de Fourier de las componentes N-S, E-O, transversal (T), radial (R) y V de NARS-Baja y RESBAN; Canal 1, Canal 2 y vertical de OBS, respectivamente.

Con estas consideraciones, se desarrolló un programa en MATLAB que realiza lo siguiente:

1. Se determinan cuantos eventos fueron registrados en cada estación, por lo que se construye una base de datos.
2. Haciendo uso de los espectros de aceleración obtenidos con el programa descrito en la sección anterior, se calcularon los cocientes espectrales haciendo uso de las ecuaciones (10).
3. Se realiza el paso 2 para todos los eventos registrados en una estación.
4. Se obtuvo el promedio de los cocientes espectrales para todos los eventos registrados en una estación y se calculó la desviación estándar, con lo que se obtiene el efecto de sitio para cada estación.
5. Se graficó el promedio resultante (+/-) una desviación estándar.
6. Finalmente se procedió a corregir los espectros de aceleración por su correspondiente efecto de sitio.

### 3.5 Funciones empíricas de atenuación

En materiales homogéneos y perfectamente elásticos, las ondas pueden viajar grandes distancias de la fuente sin sufrir cambios notables en su energía. En realidad, tal comportamiento ideal no existe. Las amplitudes de las ondas que se propagan en medios realistas se atenúan o amplifican, dependiendo de las propiedades y configuración de los materiales por las que estas se propagan. Sin embargo, dado que la complejidad de cualquier análisis que incluya todos los efectos presentes en el medio de propagación nos abrumaría, es necesario crear un modelo idealizado del sistema, por lo que para estudiar los fenómenos relacionados con la pérdida de energía, representaremos a la Tierra con modelos matemáticos sencillos (Young y Freedman, 2009).

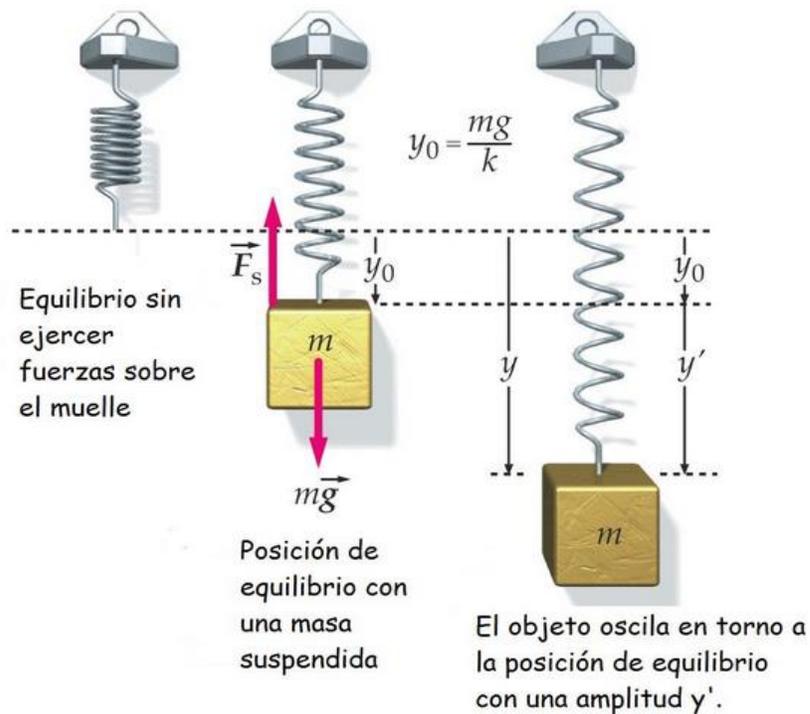
De acuerdo a lo visto hasta ahora, existen una serie de fenómenos que hacen que la energía registrada en una estación sísmica sea menor que la que se produce en la fuente. En este trabajo nos interesa cuantificar la atenuación total (inelástica o intrínseca y la debida a dispersión) mediante el factor de calidad  $Q$ . Los datos que se disponen para estimar la atenuación intrínseca son las ondas sísmicas que se registran en la superficie, sobre las cuales se puede medir la amplitud o de forma indirecta la energía. Por tanto, determinar el factor de calidad  $Q$  a partir de expresiones que dependan de otras variables que no sean la amplitud o energía sísmica resulta ser una tarea muy complicada.

Representando el comportamiento elástico de la Tierra con un resorte (Figura 18) se puede determinar la transformación de la amplitud o energía sísmica (Aki y Richards, 2002). En este modelo, la disminución de la energía sísmica se supone que se debe a fenómenos asociados al rozamiento. Cuando esto ocurre, la energía mecánica del movimiento oscilante disminuye con el tiempo y el movimiento se denomina amortiguado.

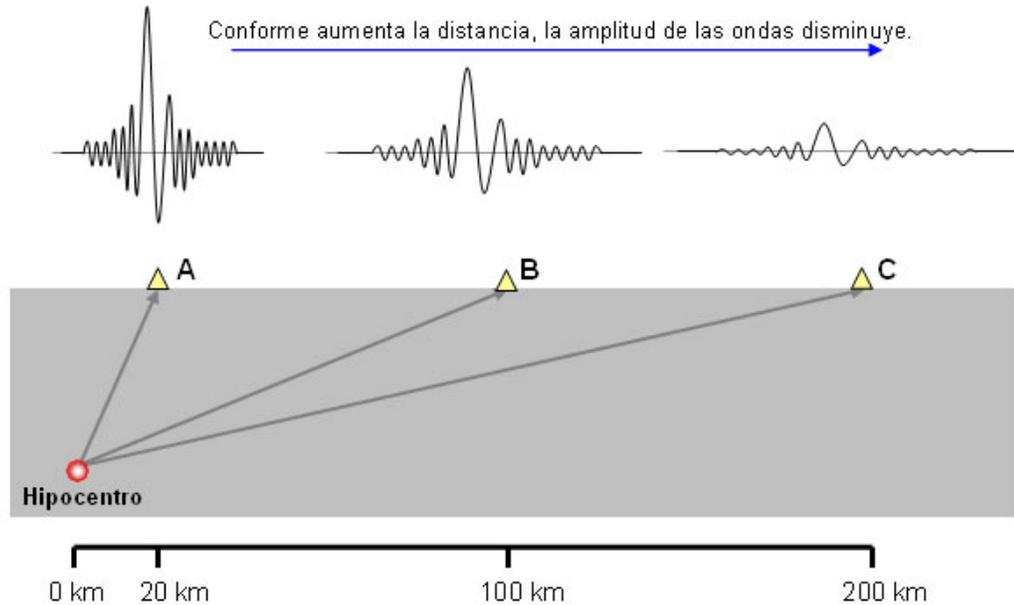
Las ondas sísmicas, como cualquier otro tipo de ondas, también sufren expansión geométrica (Figura 19), la cual causa una pérdida de energía elástica como consecuencia de la propagación de la onda sísmica en el medio, sin embargo este proceso no refleja las características elásticas del medio. La amplitud registrada en superficie (sismograma) puede representarse mediante la ecuación (11).

$$A(t) = G(t)A_0 \exp\left(-\frac{\pi f}{Q} t\right) \quad (11)$$

Donde  $G(t)$  es la dispersión geométrica de la onda sísmica,  $A_0$  la amplitud de la onda en la fuente sísmica,  $t$  tiempo que tarda la onda en llegar a la estación de registro,  $f$  es la frecuencia de la onda y  $Q$  es el factor de calidad. Modelando una oscilación amortiguada, en el anexo 1 se obtiene la ecuación 11 y la definición del factor de calidad  $Q$ . Así mismo, se describe la dispersión geométrica de las ondas sísmicas.



**Figura 18.** Masa unida al extremo de un resorte elástico de constante  $k$ . Configuración vertical del sistema. Imagen: [http://ocw.bib.upct.es/pluginfile.php/7704/mod\\_imsdp/content/1/52\\_ecuaciones\\_de\\_la\\_dinamica\\_del\\_muelle\\_y\\_del\\_pndulo.html](http://ocw.bib.upct.es/pluginfile.php/7704/mod_imsdp/content/1/52_ecuaciones_de_la_dinamica_del_muelle_y_del_pndulo.html).



**Figura 19.** En una Tierra homogénea, conforme nos alejamos del epicentro del sismo, las amplitudes registradas disminuyen y la duración es mayor. Los frentes de onda se hacen cada vez mayores mientras la onda avanza por el medio hasta llegar a superficie, por lo que la densidad de energía en un punto cada vez será menor debido a que se cumple el principio de conservación de la energía. (Imagen: <http://www.lis.ucr.ac.cr/index.php?id=8>).

Para nuestro análisis se calcularon las funciones de atenuación empíricas (método no paramétrico). Las funciones empíricas que caracterizan la dependencia de las amplitudes espectrales con la distancia para diferentes frecuencias pueden modelarse con la siguiente ecuación (Castro *et al.*, 1990):

$$U_{ij}(r, f) = S_i(f)A_j(r, f) \quad (12)$$

Con  $i = 1, \dots, \text{Número de eventos}(N_{ev})$  ;  $j = 1, \dots, \text{Número de distancias}(N_d)$

Donde  $S_i(f)$  es un escalar que depende del tamaño de la fuente,  $U_{ij}(f, r)$  es la amplitud espectral observada a la frecuencia  $f$  del evento registrado a una distancia hipocentral  $r$ . La ecuación (12) supone que el operador de atenuación  $A(f, r)$  contiene los efectos de dispersión geométrica  $G(r)$  y  $Q$  (el factor de calidad que valúa la atenuación inelástica total del medio).

El análisis no paramétrico, consiste en encontrar una función suave  $A(r)$  a una frecuencia fija  $f$  aplicando el método de mínimos cuadrados. Se observa que la ecuación (12) no contiene el término del efecto de sitio de manera explícita, de tal forma que la validez de la ecuación depende de eliminar dicho efecto. Por este motivo se requiere encontrar una función suave ya que se supone que las características inelásticas de la corteza generan una disminución progresiva de las amplitudes espectrales con la distancia y que cualquier oscilación de la función será debida a los efectos de sitio. En el presente trabajo de Tesis, este análisis no paramétrico descrito en la ecuación (12) se aplicó tanto a las amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio como a las que no fueron corregidas. La técnica de modelado que describe la ecuación (12) originalmente fue introducida por (Brillinger y Preisler, 1984), donde analizaron la atenuación de las aceleraciones máximas, posteriormente fue extendida por Castro *et al.* (1990) y otros en modelos de atenuación de amplitudes espectrales de terremotos regionales.

Tomando logaritmo a ambos lados de la ecuación (12) obtenemos:

$$\log U_{ij}(r, f) = \log S_i(f) + \log A_j(r, f) \quad (13)$$

Re-escribiendo:

$$u_{ij} = s_i + a_j \quad (14)$$

Donde  $a_j$  es el valor de la función de atenuación a una distancia  $j$  (factor de decaimiento),  $s_i$  el factor de escalamiento,  $u_{ij}$  el logaritmo de la amplitud espectral observada para el evento  $i$  a una distancia  $j$ .

El factor de escalamiento representa de cierta manera a la fuente, debido a que es directamente proporcional a la magnitud del evento. El factor de decaimiento representa el efecto de la trayectoria que siguen las ondas sísmicas en su amplitud (atenuación), por lo que depende de la distancia. Ambos factores son funciones discretas, por lo que se debe especificar el incremento para su cálculo. Para el factor de decaimiento se usó un incremento de 10 km, y que también corresponde con la distancia epicentral mínima calculada. En el caso del factor de escalamiento que depende del evento no se requiere incremento alguno ya que es constante para todos los valores de  $r$ .

De la ecuación (14), se obtiene un sistema de ecuaciones sobre determinado, es decir, el número de ecuaciones es mayor al número de incógnitas a determinar, en nuestro caso  $s_i$  y  $a_j$ . Por lo que se espera un número infinito de soluciones al realizar la inversión del sistema (14), el cual puede representarse en forma matricial como:

$$P\vec{x} = \vec{m} \quad (15)$$

Donde el vector  $m$  contiene las amplitudes observadas, el vector  $x$  contiene los parámetros del modelo a ser determinados ( $s_i = \log S_i(f)$  y  $a_j = \log A_j(r, f)$ ) y la matriz  $P$  que contiene las restricciones en la inversión, de tal forma que se logra encontrar una solución consistente para el sistema de ecuaciones sobre determinado.

Cabe mencionar que se forma un sistema de ecuaciones para cada una de las 21 frecuencias consideradas, por lo que no se requiere suponer *a priori* ninguna dependencia del factor  $Q$  con la frecuencia.

El método de inversión para resolver el sistema matricial definido en las ecuaciones (15) y (16) fue el algoritmo basado en la descomposición de valores singulares (Menke, 1984).

$$\begin{bmatrix}
 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 0 & \dots \\
 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 0 & \dots \\
 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 & \dots \\
 & & \vdots & & & \ddots & & \vdots & \\
 \omega_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & & & & \\
 -\frac{\omega_2}{2} & \omega_2 & -\frac{\omega_2}{2} & 0 & 0 & & & & \\
 0 & -\frac{\omega_2}{2} & \omega_2 & -\frac{\omega_2}{2} & 0 & \dots & & \ddots & \\
 0 & 0 & 0 & \ddots & & & & & \\
 & & \vdots & & & & & & 
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 a_1 \\
 \vdots \\
 a_j \\
 \vdots \\
 a_{N_d} \\
 s_1 \\
 \vdots \\
 s_i \\
 \vdots \\
 s_{N_{ev}}
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 u_{11} \\
 \vdots \\
 u_{ij} \\
 \vdots \\
 u_{N_{ev}N_d} \\
 0 \\
 0 \\
 0 \\
 0 \\
 0 \\
 0
 \end{bmatrix}
 \quad (16)$$

Las restricciones consideradas en la matriz  $P$  son los pesos  $\omega_1$  y  $\omega_2$ . El peso  $\omega_1$  proporciona sentido físico a la ecuación (16), pues en la fuente ( $r = 0$ ) las ondas sísmicas no sufren atenuación ya que aún no se han propagado por el medio, por tanto la función de atenuación para cualquier evento deberá ser nula en éste punto ( $u_{ij} = 0$  en  $r = 0$ ). El peso  $\omega_2$  tiene que ver con la característica del método no paramétrico que es el de encontrar una función suave  $A(r)$  a una frecuencia fija  $f$ , este peso se le aplica a la segunda derivada de la función  $A(r)$ , el valor adecuado de este peso ( $\omega_2 = 20$ ) se determinó de forma visual resolviendo la ecuación (16) proporcionando diferentes valores a  $\omega_2$ .

Tanto el peso  $\omega_2$  como el incremento de 10 km contribuyen al suavizado de la función  $A(r)$ . A valores pequeños en el incremento de las distancias la función será menos suave, lo mismo ocurre si consideramos valores muy grandes de  $\omega_2$ . Lo anterior nos daría como resultado una función  $A(r)$  con ondulaciones debidas al efecto de sitio lo cual es inconsistente con el método no paramétrico (ecuación (12)).

Con estas consideraciones, se desarrolló un programa en FORTRAN que realizara la inversión del sistema descrito en la ecuación (16) para obtener las funciones de atenuación empíricas. En primera instancia, para cada uno de los espectros de aceleración se identificaron la frecuencia de esquina y la frecuencia de corte, con el objetivo de que amplitudes de los eventos registrados compartan la misma frecuencia y para eliminar bandas de frecuencia afectadas por ruido.

### 3.6 Factor de Calidad $Q$

Como se hizo mención en la sección anterior, el comportamiento elástico de la Tierra puede ser representado por un resorte (Figura 18), de modo que se puede determinar la transformación de la amplitud o energía sísmica (Aki y Richards, 2002). En un sistema como ese, el amortiguamiento de un oscilador sub-amortiguado, se describe normalmente mediante la magnitud adimensional  $Q$  denominada factor de calidad o factor  $Q$ . Si la energía total es  $E$  y la pérdida de energía en un periodo es  $|\Delta E|$ , el factor de calidad se define como:

$$Q = 2\pi \frac{E}{|\Delta E|} \quad (17)$$

Así pues, el factor  $Q$  es inversamente proporcional a la pérdida relativa de energía por ciclo:

$$\frac{|\Delta E|}{E} = \frac{2\pi}{Q} \quad (18)$$

En el Anexo 2 se deducen las ecuaciones (17) y (18).

Las funciones empíricas de atenuación obtenidas haciendo uso del modelo descrito en la sección anterior, no involucran ningún parámetro físico. Sin embargo, el modelo descrito en la ecuación (19) permite extraer parámetros que nos proporcionen interpretaciones físicas haciendo uso de las curvas de atenuación empíricas.

$$A_j(f, r) = \frac{N}{r_j^n} \exp \left[ -\frac{\pi f}{Qv} (r_j - N) \right] \quad (19)$$

Donde  $A_j(f, r)$  es la función de atenuación empírica,  $N$  es el factor de normalización que corresponde a la distancia mínima en la que tenemos información,  $v$  es la velocidad promedio de la onda de cuerpo, el factor  $\frac{N}{r_j^n}$  corresponde a la dispersión geométrica. Linealizamos la ecuación (19), con lo que se obtiene:

$$\log A_j(f, r) - \log N = -n \log r_j - \frac{\pi f}{Qv} \log e(r_j - N) \quad (20)$$

La ecuación (20) corresponde a un sistema de ecuaciones sobre determinado, dicha ecuación se puede representar en forma matricial como:

$$J\vec{c} = \vec{d} \quad (21)$$

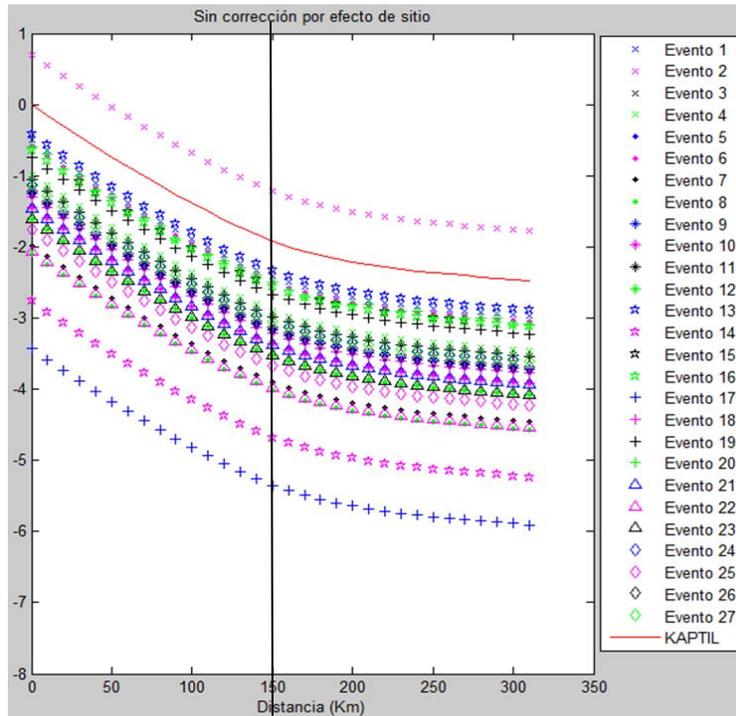
Donde:  $\vec{d} = \log A_j(f, r) - \log N$  es el vector que corresponde al logaritmo de la función empírica de atenuación corregida por el logaritmo del factor de normalización  $N$ ,  $\vec{c}$  es el vector que contiene el exponente en la dispersión geométrica ( $n$ ) y el inverso del factor de calidad o la atenuación ( $\frac{1}{Q}$ ) que corresponden a nuestras incógnitas, y  $J$  es la matriz que incluye los términos:

$$J = -\log r_j - \frac{\pi f}{v} \log e(r_j - N) \quad (22)$$

El sistema matricial de la ecuación (21) está dado por:

$$\begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_j \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\log r_1 & -\frac{\pi f \log e}{v} (r_1 - N) \\ -\log r_2 & -\frac{\pi f \log e}{v} (r_2 - N) \\ \vdots & \vdots \\ -\log r_j & -\frac{\pi f \log e}{v} (r_j - N) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n \\ 1 \\ \overline{Q} \end{bmatrix} \quad (23)$$

El sistema matricial definido por la ecuación (23) se resuelve con un método de inversión basado en el algoritmo de descomposición de valores singulares (Menke, 1984). Para el cálculo del exponente de la dispersión geométrica y el inverso del factor de calidad, se desarrolló un programa en el lenguaje de FORTRAN. Los archivos de entrada son la frecuencia, factor de normalización  $N = 10$  km, la velocidad promedio de la fase sísmica en estudio y el intervalo de distancias para realizar la inversión. Dicho intervalo se obtuvo visualmente, al graficar las funciones empíricas de atenuación (por ejemplo, Figura 20).



**Figura 20.** Funciones empíricas de atenuación para la onda S del canal 1 de los OBS para una frecuencia de 0.79Hz.

Al realizar el análisis de las funciones empírica de atenuación (figura 20), se observan variaciones en el porcentaje de decaimiento de las amplitudes. Estos cambios en la pendiente de la función permiten definir dos intervalos de interés, uno de 0-150 km y otro de 150-330 km, dado que alrededor del kilómetro 150 las funciones muestran una notable curvatura.

Resolviendo la ecuación (23) para diferentes frecuencias, obtenemos los valores de  $Q$  que permiten encontrar la relación entre el factor de calidad y la frecuencia ( $Q=Q(f)$ ). Los valores de  $Q$  que se obtuvieron resolviendo la ecuación (23), se ajustaron al siguiente modelo:

$$Q = Q_0 f^a \quad (24)$$

Donde  $Q$  es el factor de calidad del modelo,  $Q_0$  es el factor que se calcula ajustando los valores de  $Q$  observados con la ecuación (24),  $f$  es la frecuencia y  $a$  es la pendiente de la recta de la ecuación (25).

Aplicamos logaritmo a ambos lados de la ecuación (24), con lo que se obtiene:

$$\log Q = \log Q_0 + af \quad (25)$$

En el lenguaje de MATLAB se creó un código para realizar un ajuste usando el criterio de mínimos cuadrados ponderados (Press *et al.*, 1986) para encontrar los valores de  $Q_0$  y  $a$ .

## Capítulo 4

### Resultados

En éste capítulo se presentan los resultados obtenidos con los códigos de programación descritos en el capítulo anterior.

#### 4.1 Cálculo de distancias epicentrales y azimuths de los registros

Las distancias epicentrales se obtuvieron con la ecuación (2) y se listan en la tabla 7. La tabla 8 contiene los azimuths de regreso (back-azimuths) calculados mediante la ecuación (4), los cuales fueron utilizados para realizar la rotación de los sismogramas e identificar la onda *SH* y *SV*. No se rotaron los eventos registrados por los OBS debido a que se desconoce la orientación de los sensores horizontales.

**Tabla 7.** Distancias epicentrales (km) calculadas.

Estación	BAHB	GUYB	IAGB	PLIB	TOPB	NE76	NE77	NE83	I01	I02	N03	N06	S03	S04	S05
Evento	<i>Distancia Epicentral calculada (km)</i>														
1	150.8	140.081	192.7585			151.9	262.1878		244.0059	355.368	106.518	159.722			
2	150.021	141.905	193.0428			149.812	260.6587		244.1165	354.895		159.603			
3		307.752				272.03	162.6988		169.9176	49.1477	294.83	244.084	239.7	265.65	
4	260.6	67.0197	303.356			92.995	171.019		133.09		21.33	49.786			
5		272.4					152.8		135.18	20.98		214.21			
6		531.408					383.99		395.117	276.44			27.303	48.476	67.054
7	156.007	135.97	198.282	197.193		146.81	256.775		238.61		100.961				
8	267.646	67.1528		297.932		91.408	165.1214		125.8776		23.549	42.5182			
9				314.216		71.6552	144.4699		118.2491	226.221	22.8805	33.2895			
10			258.3164			108.234	206.2827				44.178	94.3208			
11					238.386		83.8898		60.9579	152.216	97.2026	50.501			
12						102.213	195.1767		163.9595		30.7454	80.3155			
13				286.837		97.5574	175.8775		135.8013	250.213	24.9469	53.4334			
14						72.3458	188.367				73.2065	122.983			
15				269.425		82.5216	198.6565		216.6871	310.989	84.2039	134.828			
16				272.705		80.915	196.9768		217.2521	310.372	86.1542	135.966			
17						87.3323	203.4497				88.3687				
18						74.4214	190.5249		207.7624	302.092	76.3662	126.183			
19					218.505		382.5419	143.486					15.169	41.711	61.758
20						80.8719	196.9946		215.897	309.7	84.1151	134.31			
21					269.167	65.7347	96.3445		88.4233	182.088	69.8695	37.4366			
22						79.5521	195.6677				83.6873	133.596			
23				238.385		112.015					55.5605	108.222			
24					100.819	251.782	145.9872	245.884	145.2214	24.4356		220.253			
25					181.472			154.751					70.575	97.15	117.2
26				260.788		101.727	195.7063		165.5962	278.36	33.2057	81.7558			
27						59.6869	123.5102		108.2643	210.038	40.5241	30.6347			

Tabla 8. Back-azimuth (°) calculado.

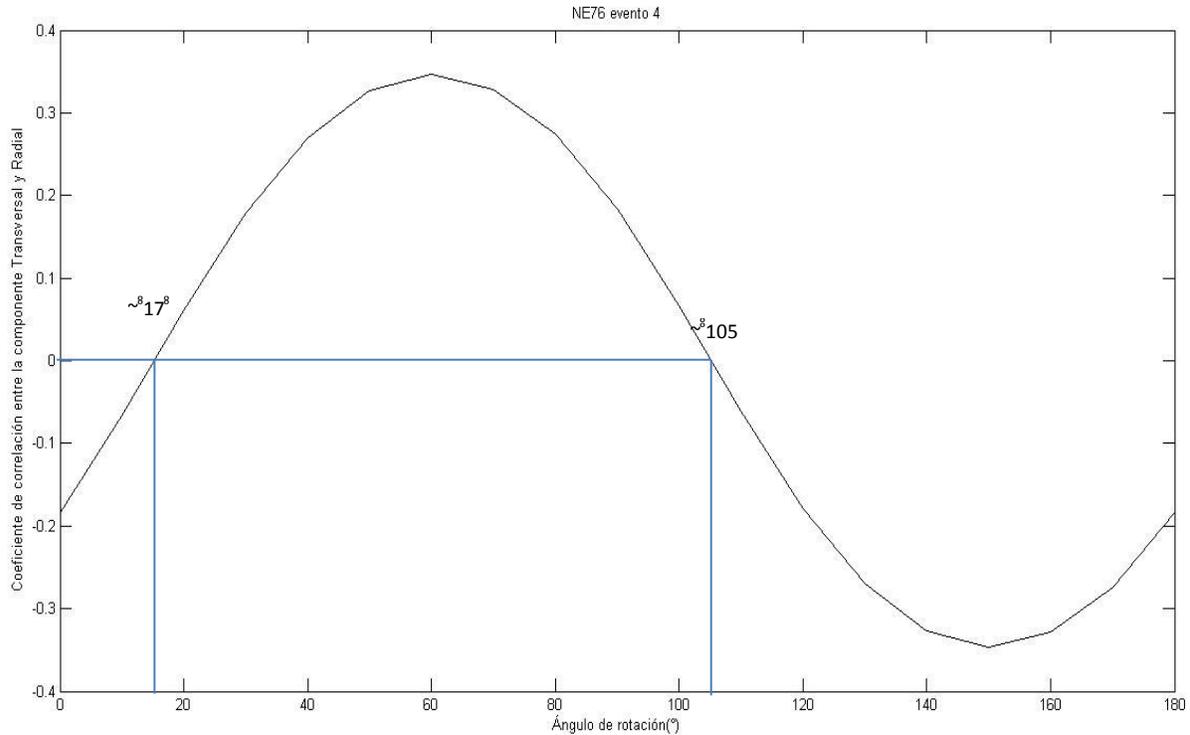
Estación	BAHB	GUYB	IAGB	PLIB	TOPB	NE76	NE77	NE83	I01	I02	N03	N06	S03	S04	S05
Evento	<i>Back-azimuth calculado (°)</i>														
1	121.144	285.856	138.237			350.86	340.686		314.382	323.671	324.544	317.9382			
2	122.488	284.588	139.307			349.74	339.968		313.534	323.093		316.6419			
3		163.027				131.609	121.215		163.191	165.769	146.028	151.0077	320.412	319.135	
4	125.997	234.817	136.176			37.455	357.85		314.66		60.9364	327.3431			
5		159.141					106.932		155.339	112.054		144.1767			
6		155.576					135.403		153.165	149.392			254.908	280.544	288.21
7	122.016	284.291	138.464	166.161		351.739	340.973		314.072		324.395				
8	126.414	228.583		154.189		41.8821	359.315		314.182		78.7742	328.155			
9				156.988		48.911	356.388		304.424	323.689	135.584	297.1626			
10			136.594			13.0362	349.272				342.354	321.4397			
11					302.01		19.4617		271.393	320.136	146.827	171.6256			
12						20.068	351.815		315.03		355.166	323.1222			
13				153.887		36.1991	358.264		316.461	328.732	52.2698	331.1705			
14						330.826	328.544				269.997	285.0166			
15				175.187		326.028	326.682		294.366	311.262	273.607	286.0191			
16				175.68		323.439	325.622		293.313	310.528	271.238	284.3839			
17						325.034	326.247				275.483				
18						328.915	327.825		294.03	311.529	270.429	284.9029			
19					167.222		132.003	216.33					311.535	308.528	308.04
20						325.23	326.358		293.878	310.979	272.244	285.1946			
21					302.353	90.6266	1.4177		282.333	317.527	156.735	209.0486			
22						324.912	326.234				271.339	284.6827			
23			160.727			5.2415					330.266	317.6279			
24					261.45	128.517	114.463	289.95	162.774	165.73		149.4179			
25					179.133			237.33					306.407	306.568	306.67
26			157.086			18.9311	351.225		314.583	326.355	351.638	322.0595			
27						64.1198	355.582		295.03	320.151	157.284	258.9481			

Con la intención de conocer los azimuts de regreso (back-azimuths) de los OBS, se hizo uso de la ecuación (26) que corresponde al coeficiente de correlación de Pearson, donde al efectuar la rotación de los registros para distintos ángulos se calcula la relación que guardan las componentes rotadas ( $C_{corr}$ ). Dado que la componente T es perpendicular a la componente R y viceversa, el valor del back-azimuth se encuentra cuando se cumpla que  $C_{corr} = 0$ .

$$C_{corr} = \cos \square = \frac{\sum_{i=1}^M (A_{Ri} - \bar{A}_R)(A_{Ti} - \bar{A}_T)}{\sqrt{\sum_{i=1}^M (A_{Ri} - \bar{A}_R)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^M (A_{Ti} - \bar{A}_T)^2}} \quad (26)$$

Donde  $A_{Ri}$  son las amplitudes en la componente R,  $A_{Ti}$  son las amplitudes en la componente T, M es el número de datos,  $\bar{A}_R$  y  $\bar{A}_T$  son el promedio de las amplitudes en la componente correspondiente. Puesto que se conocen los back-azimuths para las estaciones pertenecientes a las

redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN (Tabla 8), se procedió a efectuar una prueba calculando la correlación para el evento 4 registrado en la estación NE76 (Figura 21).

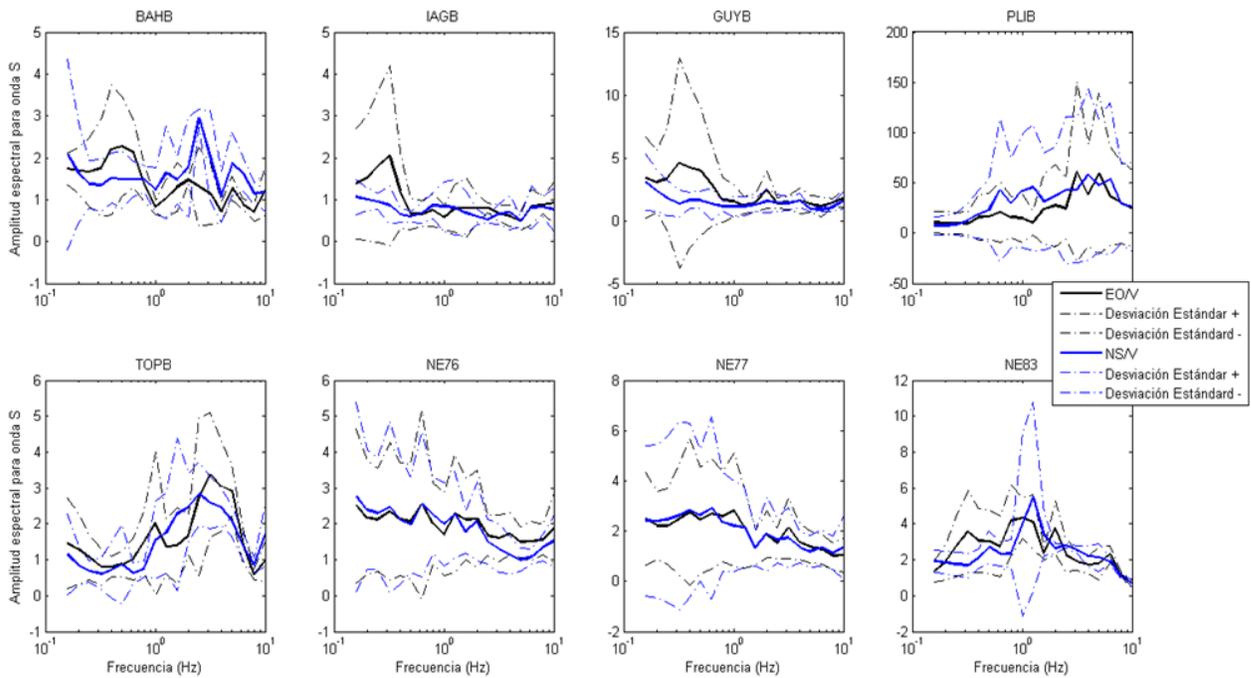


**Figura 21.** Coeficiente de correlación Pearson para evento 4 registrado en la estación NE76.

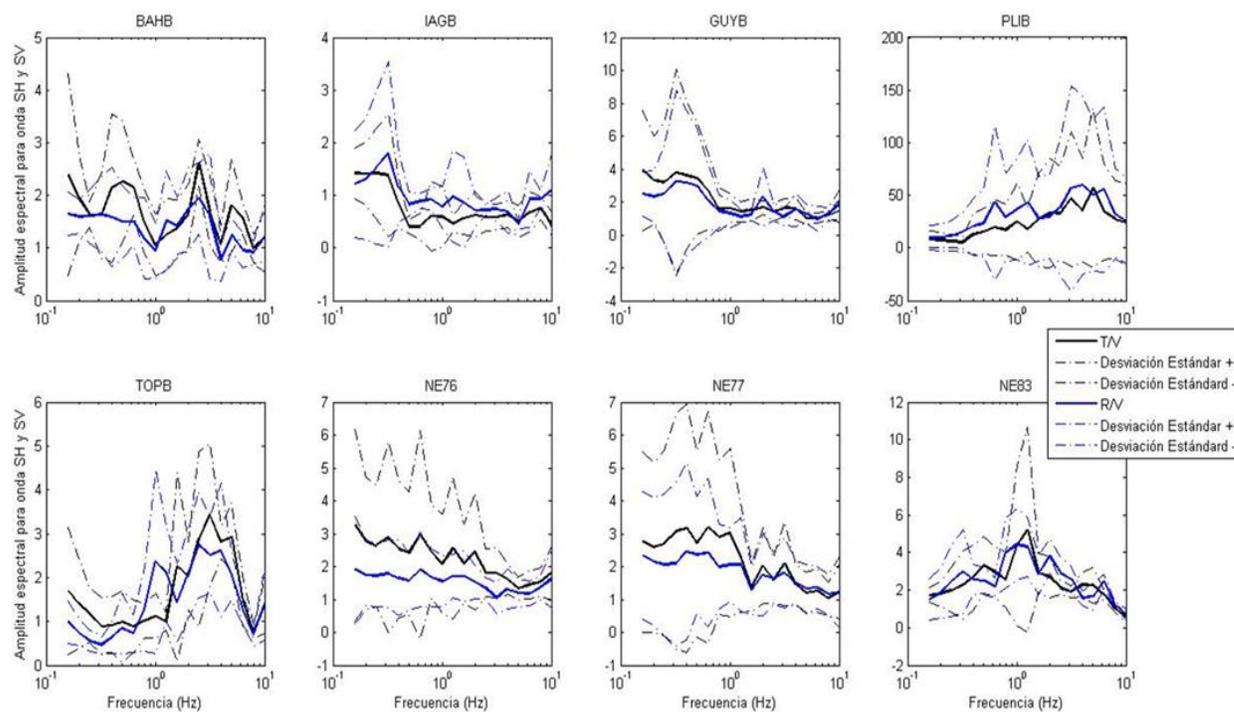
La rotación se realizó para ángulos desde 0 hasta  $\pi$  para las componentes E-O y N-S utilizando la matriz de rotación descrita en la ecuación (6). Como se muestra en la Figura 21 ningún ángulo coincide con los valores de los azimuts enlistados en la tabla 8. Para el evento 4 la correlación obtiene 2 ángulos ( $17^\circ$  y  $105^\circ$ ) mientras que el back-azimuth calculado fue de  $37^\circ$  por lo que el margen de error es alto. Dicha discrepancia puede deberse a que supusimos un ángulo de incidencia vertical en la matriz de rotación. Nótese que el rango de ángulos para realizar la rotación se limitó hasta  $180^\circ$ . En general, la rotación debería realizarse hasta  $2\pi$  con lo que se aumentaría en por lo menos 1 y máximo 2 los ángulos para los cuales se cumple que  $C_{corr} \cong 0$ . Por lo tanto, el método para encontrar los azimuth utilizando el coeficiente de correlación de Pearson demuestra ser inadecuado así que se optó por no realizar rotación alguna a los registros de los OBS.

## 4.2 Transformada de Fourier y Efecto de Sitio

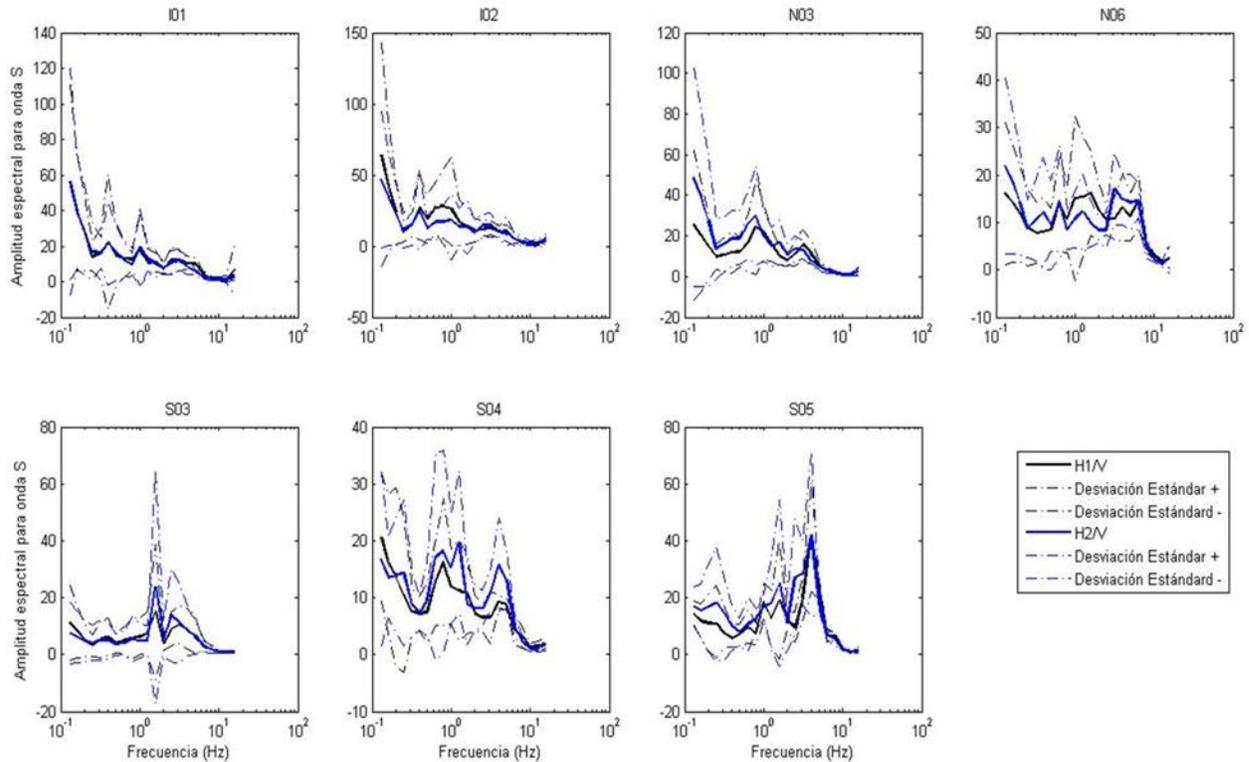
Las figuras 22, 23 y 24 muestran el efecto de sitio correspondiente a cada estación, estimado calculando el cociente espectral de las componentes horizontales entre la vertical. Se puede notar que las estaciones PLIB, GUYB y NE83 muestran amplificaciones más elevadas para las ondas *S*, *SH* y *SV* en comparación con las otras estaciones.



**Figura 22.** Efecto de sitio utilizando la ventana de la onda *S* en las componentes E-O y N-S para las redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN.



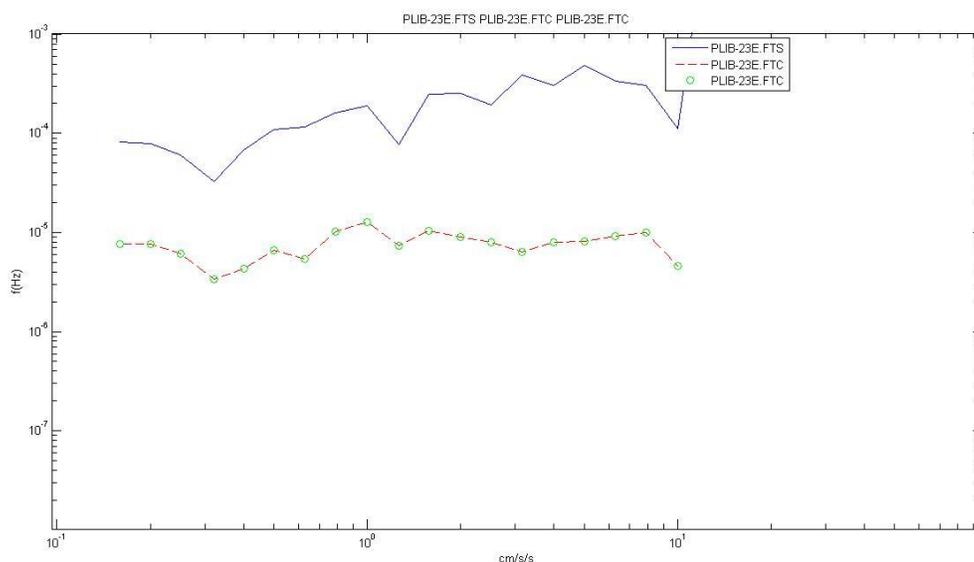
**Figura 23.** Efecto de sitio para la onda S en las componentes T y R para las redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN.



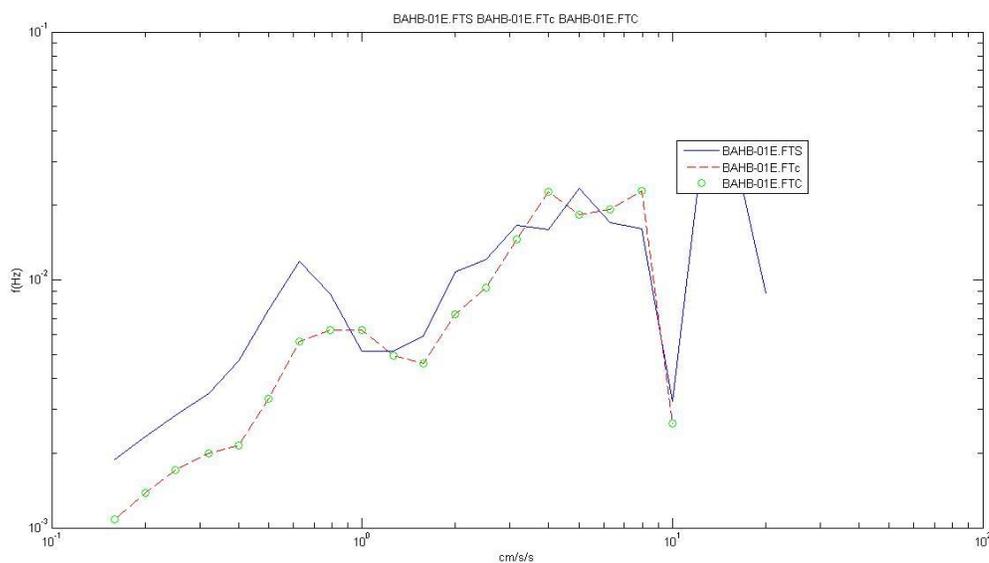
**Figura 24.** Efecto de sitio para la onda *S* en las componentes horizontales de los OBS: Canal 1 (H1) y Canal 2 (H2).

De las figuras 22 y 23, se observa que la estación PLIB es la que contiene mayores amplificaciones para las ondas *S*, *SH* y *SV* en todo el rango de frecuencias, por lo que la corrección por efecto de sitio será más evidente para esas estaciones. En la figura 25a se muestra el espectro de aceleración original y el corregido por efecto de sitio para la estación PLIB en la componente E-O del evento 23. La figura 25b muestra el espectro de aceleración original y el corregido por efecto de sitio para la estación BAHB en la componente E-O del evento 1.

Como se hace mención en el capítulo anterior sección 3.3, se obtuvieron dos intervalos de frecuencias: 0.13-12.59 Hz para OBS y 0.16-7.94 Hz para NARS-Baja y RESBAN con 21 y 19 frecuencias representativas respectivamente. Donde el límite inferior depende del tamaño de la ventana de tiempo usada y el límite superior es menor a la frecuencia de Nyquist del registro ( $\cong 15.5$  Hz para OBS y 10 Hz para NARS-Baja y RESBAN).



**Figura 25a.** Espectro de aceleración para el evento 23 registrado en la componente E-O de la estación PLIB (PLIB-23E.FTS) y su espectro corregido por efecto de sitio (PLIB-23E.FTC).

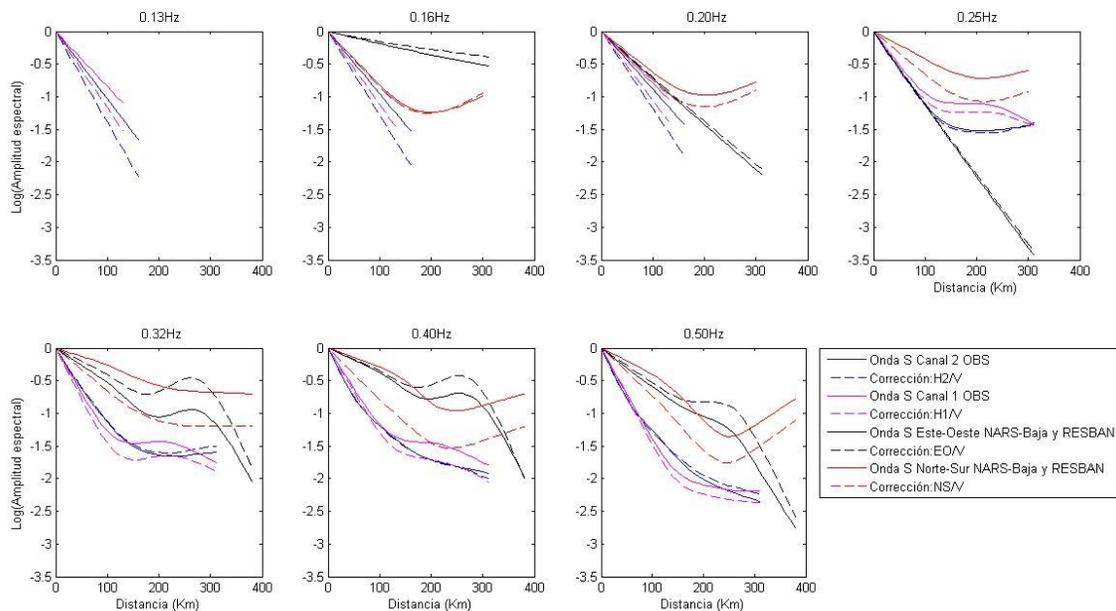


**Figura 25b.** Espectro de aceleración para el evento 01 registrado en la componente E-O de la estación BAHB (BAHB-01E.FTS) y su espectro corregido por efecto de sitio (BAHB-01E.FTC).

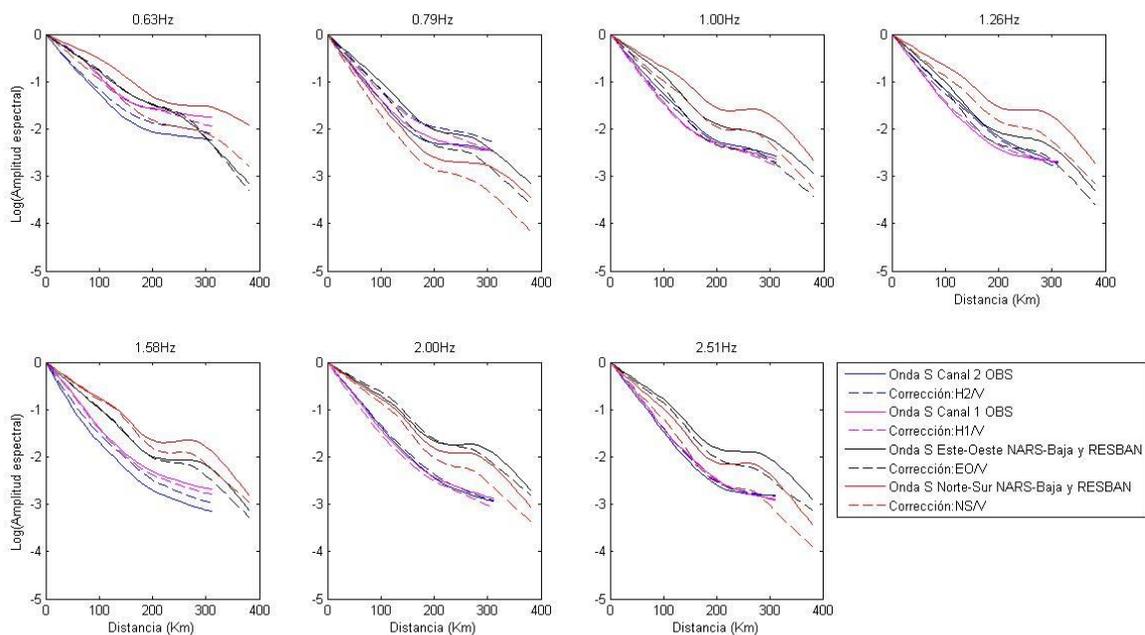
En total se calcularon 1179 espectros de aceleración: 171 para la onda *P*, 342 para la onda *S*, 81 para la onda *SH*, 81 para la onda *SV*, 342 para la onda *S* en las componentes horizontales corregidas por efecto de sitio y 162 para la *SH* y *SV* en las componentes T y R corregidas por efecto de sitio, respectivamente.

### 4.3 Funciones Empíricas de Atenuación

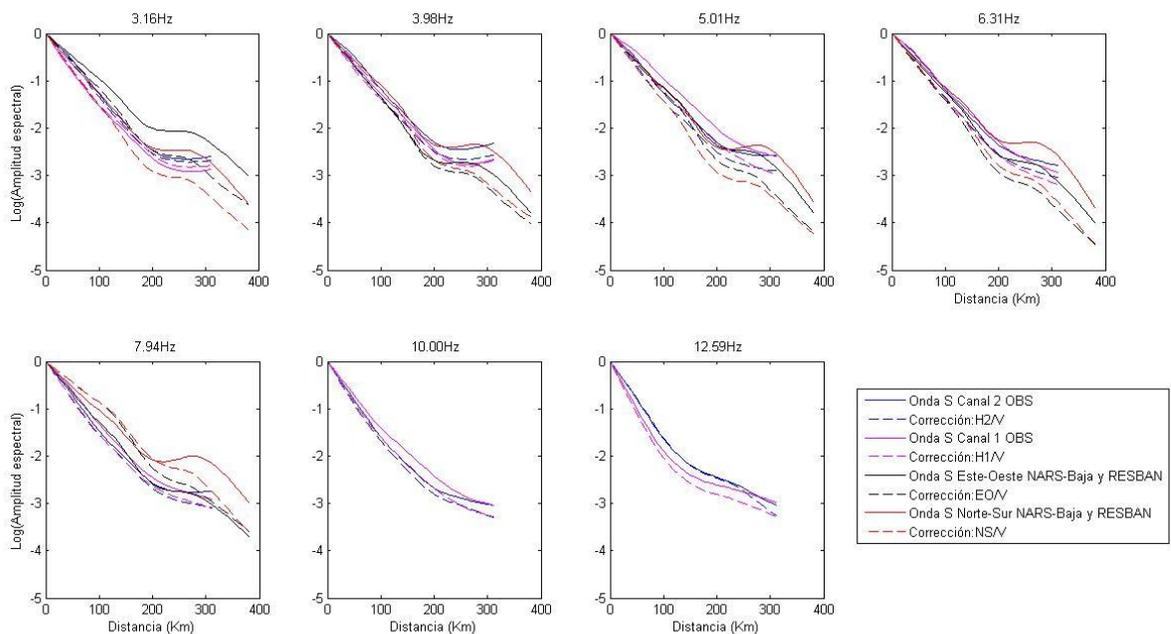
Los eventos 14, 15, 16, 17, 18, 20 y 22 registrados por NARS-Baja ocurrieron dentro de la Península de Baja California, por lo que fueron anulados, ya que solo nos interesa muestrear la región del Golfo de California. Así mismo, algunos eventos registrados por las tres redes sísmicas fueron anulados pues presentaban registros con bajo cociente señal/ruido y otros mostraban componentes saturadas, de tal forma que de los 1179 espectros de aceleración calculados sólo se utilizaron 857: 101 para la onda *P*, 258 para la onda *S*, 60 para la onda *SH*, 60 para la onda *SV*, 258 para la onda *S* en las componentes horizontales corregidas por efecto de sitio y 120 para la *SH* y *SV* en las componentes T y R corregidas por efecto de sitio, respectivamente. Con los 857 espectros de aceleración se creó una base de datos que nos permitiera analizar para cada frecuencia el decaimiento de las amplitudes con la distancia epicentral. Se crearon 19 archivos para frecuencias que van de 0.16 Hz hasta 7.94 Hz para NARS-Baja y RESBAN y 21 archivos para frecuencias que van de 0.13 Hz hasta 12.59 Hz para los OBS y las tres redes sísmicas. Con un total de 84 archivos para los OBS, 42 archivos para las 3 redes sísmicas y 114 archivos para NARS-Baja y RESBAN. Además de los archivos que contienen las amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio.



**Figura 26a.** Curvas de atenuación para la onda *S* en las componentes horizontales.



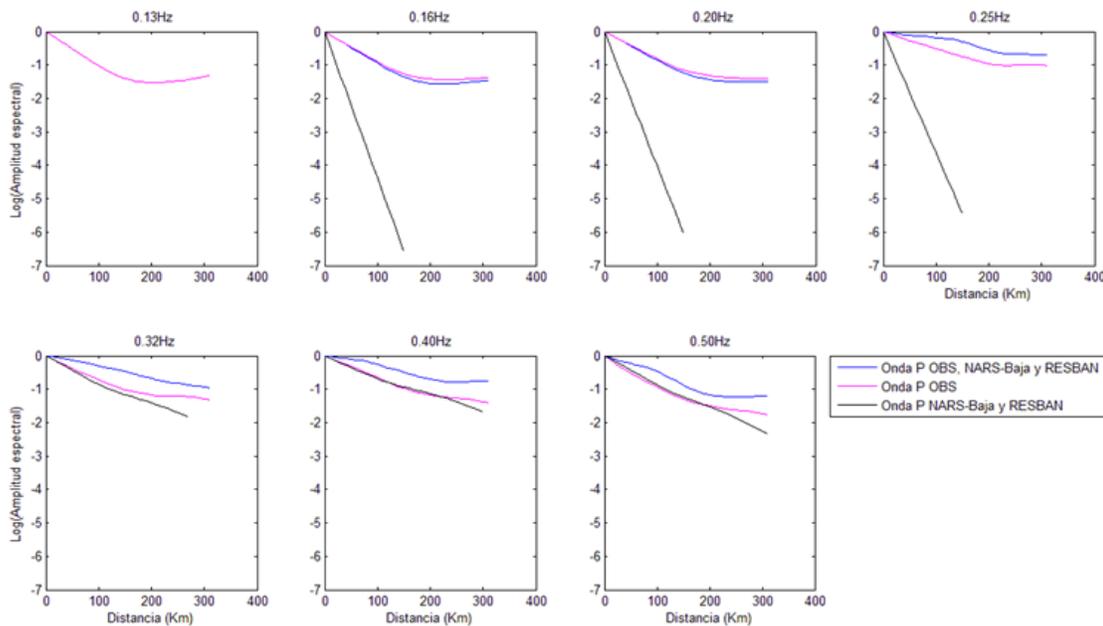
**Figura 26b.** Curvas de atenuación para la onda *S* en las componentes horizontales.



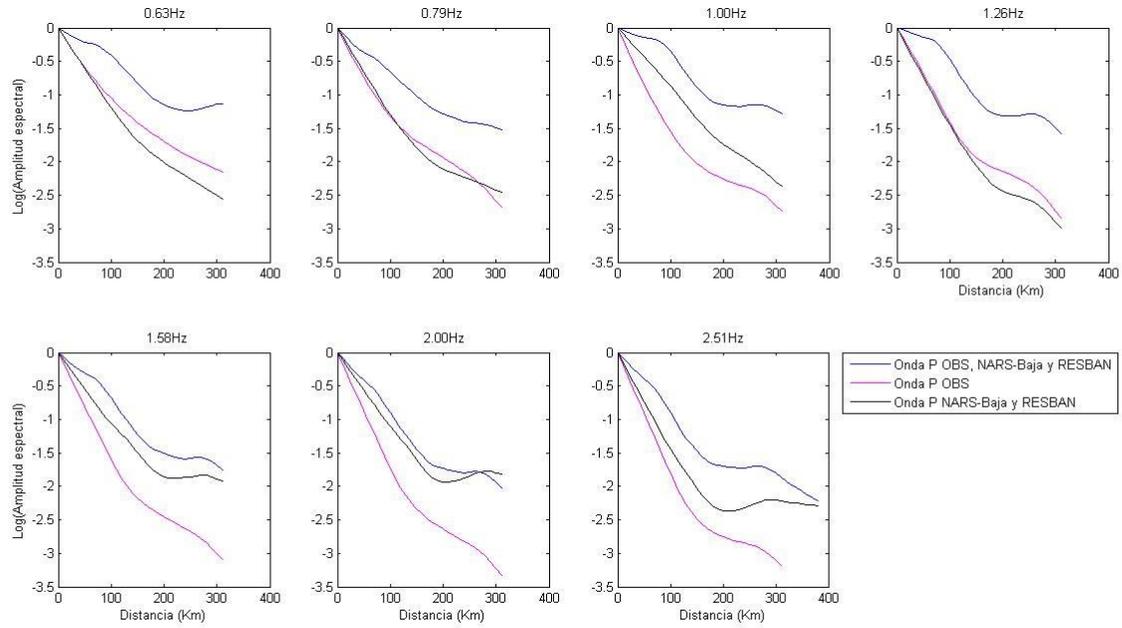
**Figura 26c.** Curvas de atenuación para la onda *S* en las componentes horizontales.

Las figuras 26 muestran las curvas de atenuación correspondientes a la onda *S* en las componentes horizontales: Canal 1 y Canal 2 para los OBS; N-S y E-O para NARS-Baja y

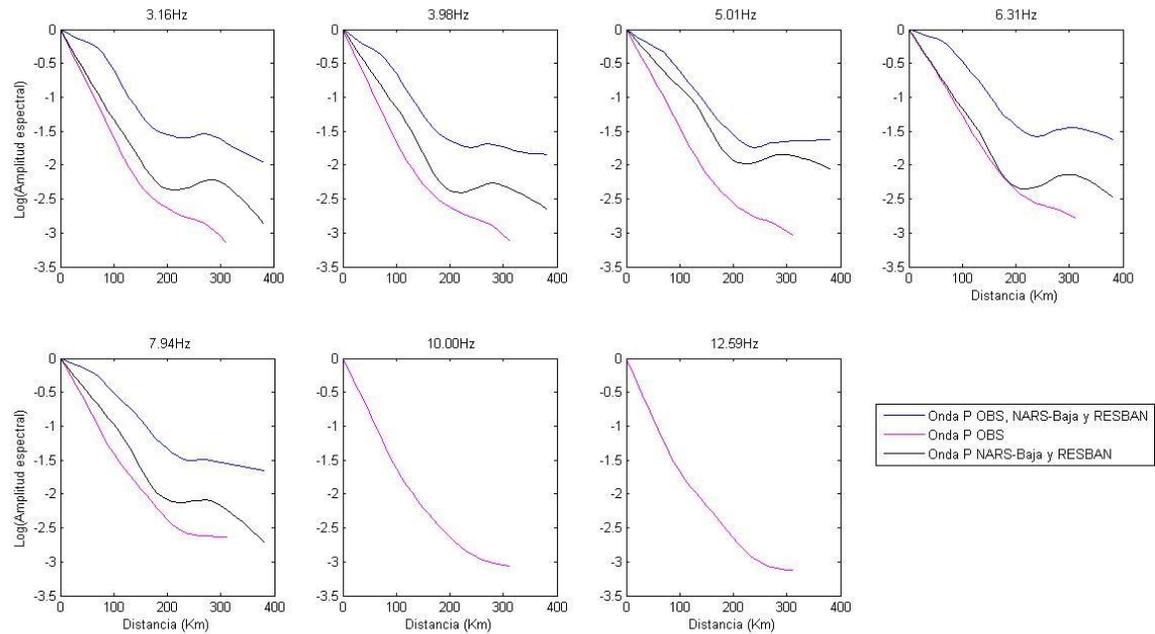
RESBAN. Así mismo, se muestra la curva corregida por efecto de sitio. Conforme aumenta la frecuencia, las curvas de atenuación corregidas por efecto de sitio parecen coincidir, este hecho es más notable para 3.98 Hz y 6.31 Hz, donde la curva de atenuación de la onda *S* en la componente E-O es similar a la N-S, lo mismo sucede para los Canales 1 y 2. Para los rangos de frecuencias: 0.13- 0.32 Hz, 0.32-0.63 Hz y para 7.94 Hz la onda *S* se atenúa más en los canales 1 y 2. Aproximadamente a 200 km, la onda *S* luego de atenuarse muestra amplificaciones en casi todas las componentes con excepción del canal 2, donde se observa una ligera amplificación para una frecuencia de 0.25 Hz. En la componente N-S las amplificaciones ocurren para 0.16 Hz, 0.20 Hz, entre otras, para 0.40 Hz y 0.50 Hz el aumento de la amplitud ocurre después de 200 km. Lo cual sugiere que hay un cambio importante de las propiedades elásticas del manto que afectan las amplitudes de los rayos que viajan una trayectoria larga (mayor de 200 km). De igual forma en la componente E-O siendo para 0.32 Hz la amplificación más evidente cuando se observa la curva corregida. Para 0.25 Hz, 0.32 Hz, 0.40 Hz y 0.50 Hz la amplificación de la onda *S* en el canal 1 ocurre aproximadamente a 130 km.



**Figura 27a.** Curvas de atenuación para la onda *P* en las componentes verticales.



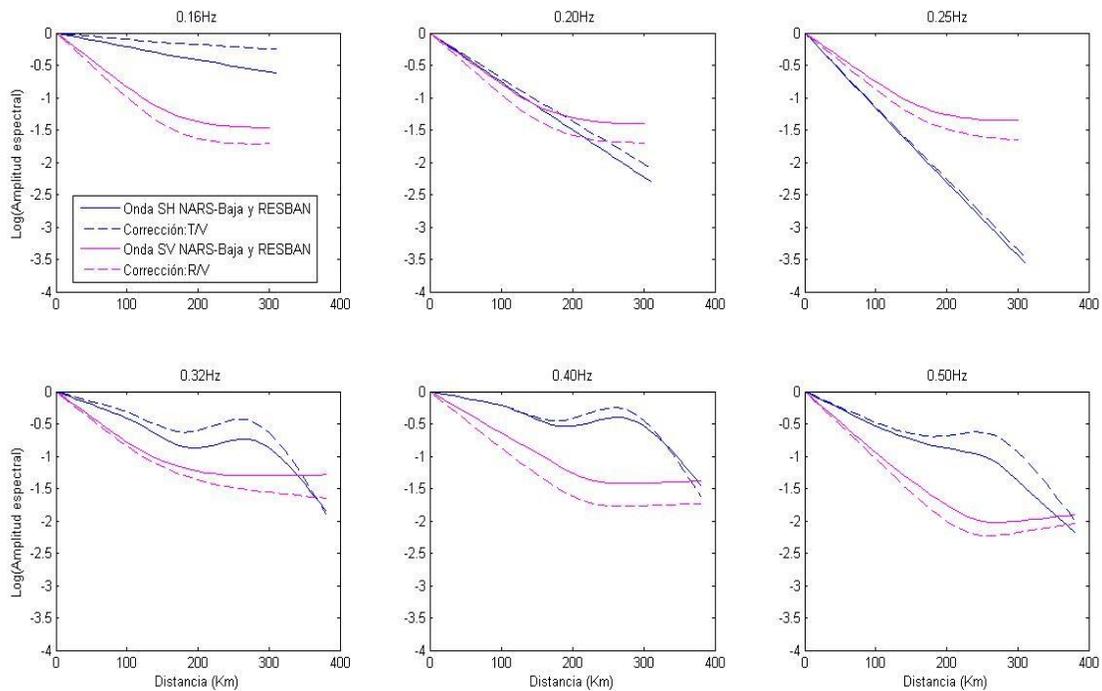
**Figura 27b.** Curvas de atenuación para la onda *P* en las componentes verticales.



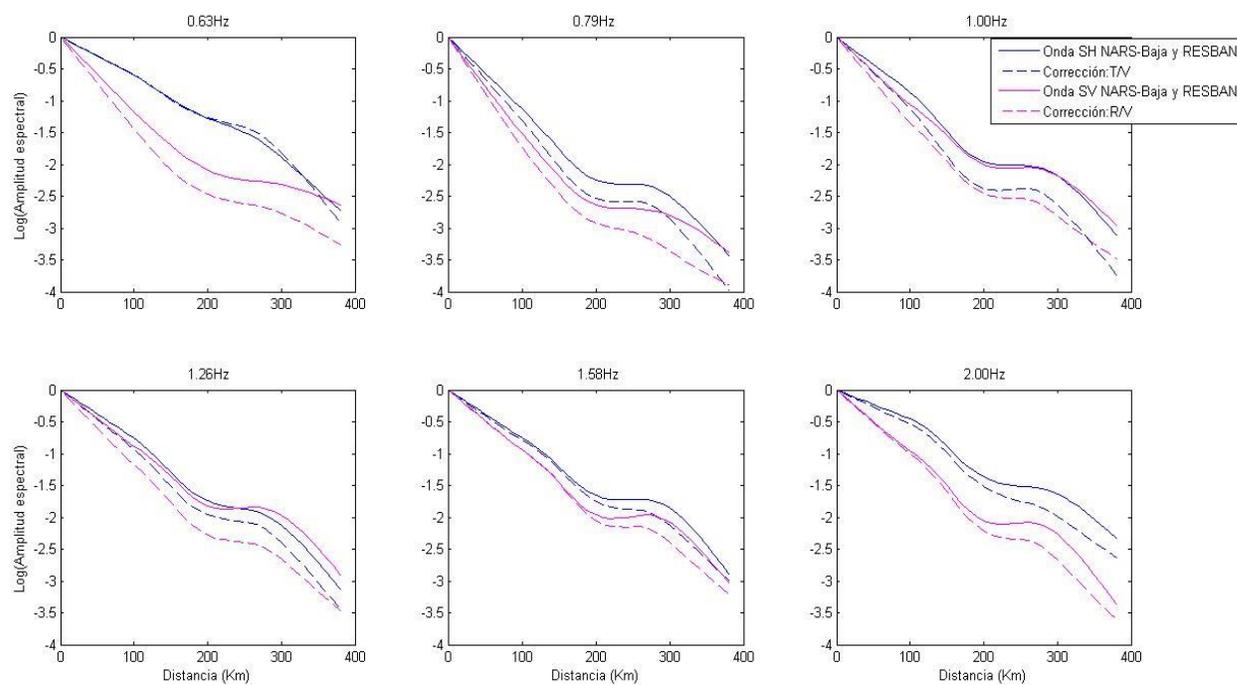
**Figura 27c.** Curvas de atenuación para la onda *P* en las componentes verticales.

Las figuras 27 corresponden a las curvas de atenuación para la onda  $P$  en las componentes verticales de las 3 redes sísmicas, de los OBS y de las redes NARS-Baja y RESBAN. Se observa que a partir de 0.63 Hz hasta 7.94 Hz con excepción de 0.79 Hz, la curva de atenuación de la onda  $P$  en las componentes verticales de OBS, NARS-Baja y RESBAN (línea azul) decae más fuertemente, aproximadamente en el rango de distancias de 100 km hasta 220 km, después de este rango la amplitud comienza a crecer aproximadamente hasta 300 km y luego comienza a decaer. La onda  $P$  en las componentes verticales de los OBS (línea rosa) es más suave y en promedio se atenúa más que la onda  $P$  en las demás componentes.

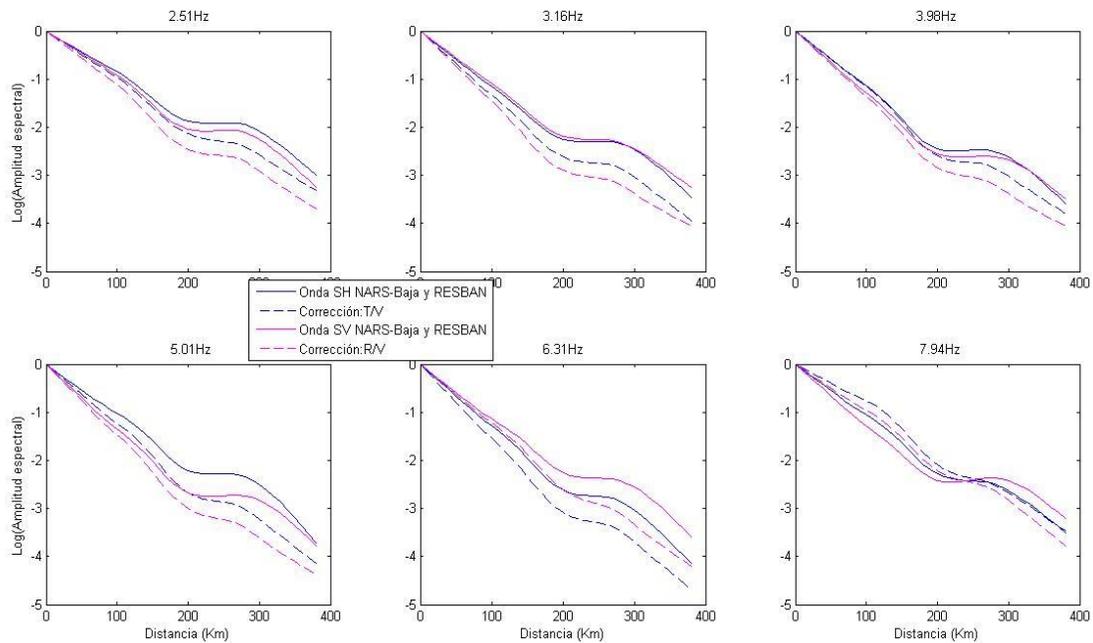
En las siguientes figuras 28 se muestran las curvas de atenuación de las ondas  $SV$  y  $SH$  en las componentes radial y transversal, respectivamente, así como sus respectivas curvas de atenuación corregidas por efecto de sitio.



**Figura 28a.** Curvas de atenuación para la onda  $SH$  en la componente T y para la onda  $SV$  en la componente R de las redes NARS-Baja y RESBAN.



**Figura 28b.** Curvas de atenuación para la onda *SH* en la componente T y para la onda *SV* en la componente R de las redes NARS-Baja y RESBAN.

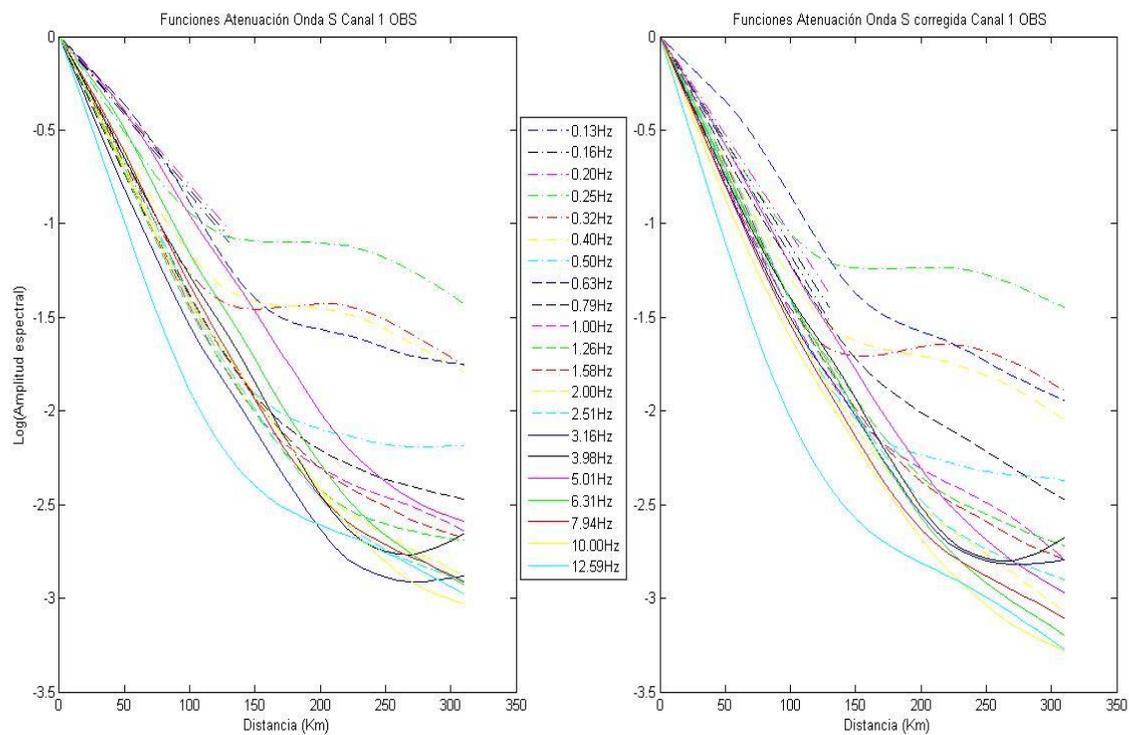


**Figura 28c.** Curvas de atenuación para la onda *SH* en la componente T y para las ondas *SV* en la componente R de las redes NARS-Baja y RESBAN.

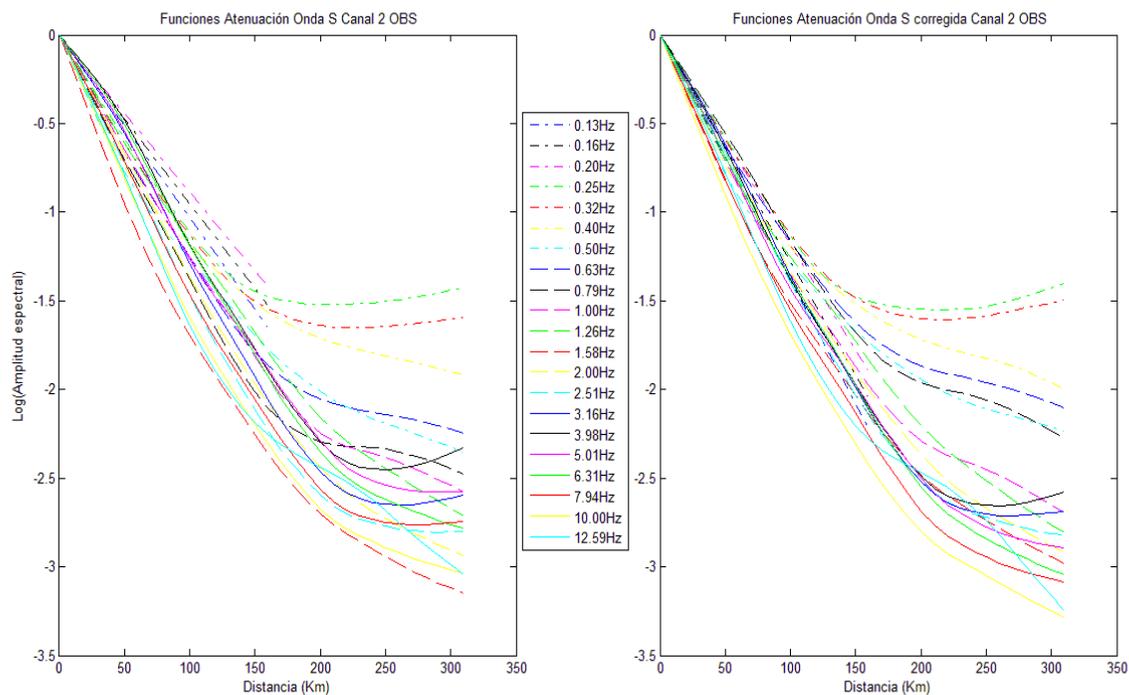
La onda *SV* se atenúa más que la onda *SH* excepto para 6.31 Hz. Las curvas de atenuación son similares a partir de 1.00 Hz, para frecuencias menores que ésta el comportamiento es inverso y la onda *SH* tiene amplificaciones notorias poco antes de los 200 km. Lo mismo ocurre para las curvas de atenuación de la onda *S* en las componentes N-S y E-O e idénticamente se observa un intervalo de distancia ~230-270 km donde la amplitud parece permanecer constante (para 0.79Hz, entre otras). A partir de los 200 km, las ondas *SH* y *SV* se atenúan más rápido.

En las figuras 29, se muestran las curvas de atenuación para todas las frecuencias. En general, se observa que los puntos de inflexión de las curvas de atenuación para una misma fase sísmica no ocurren a la misma distancia para todas las frecuencias analizadas, con lo cual se puede inferir que la dispersión geométrica no sólo depende de la distancia, sino también de la frecuencia.

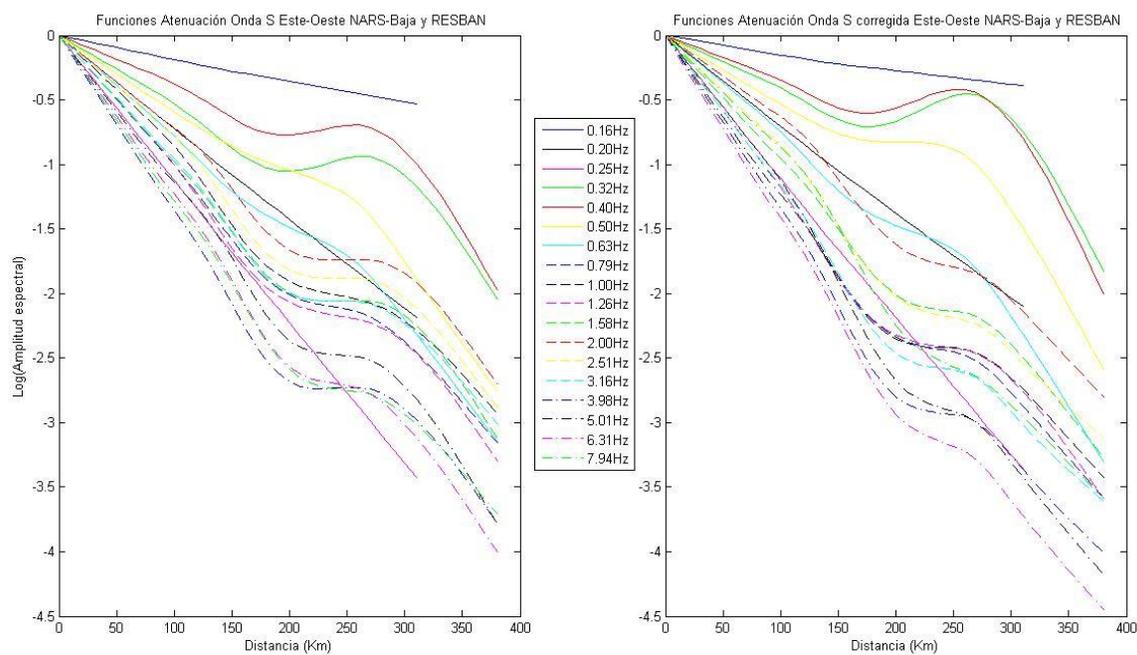
Para el siguiente paso del análisis se definieron intervalos de distancias en los cuales se observan cambios en la curvatura de las funciones de atenuación. Los intervalos que se eligieron fueron: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km.



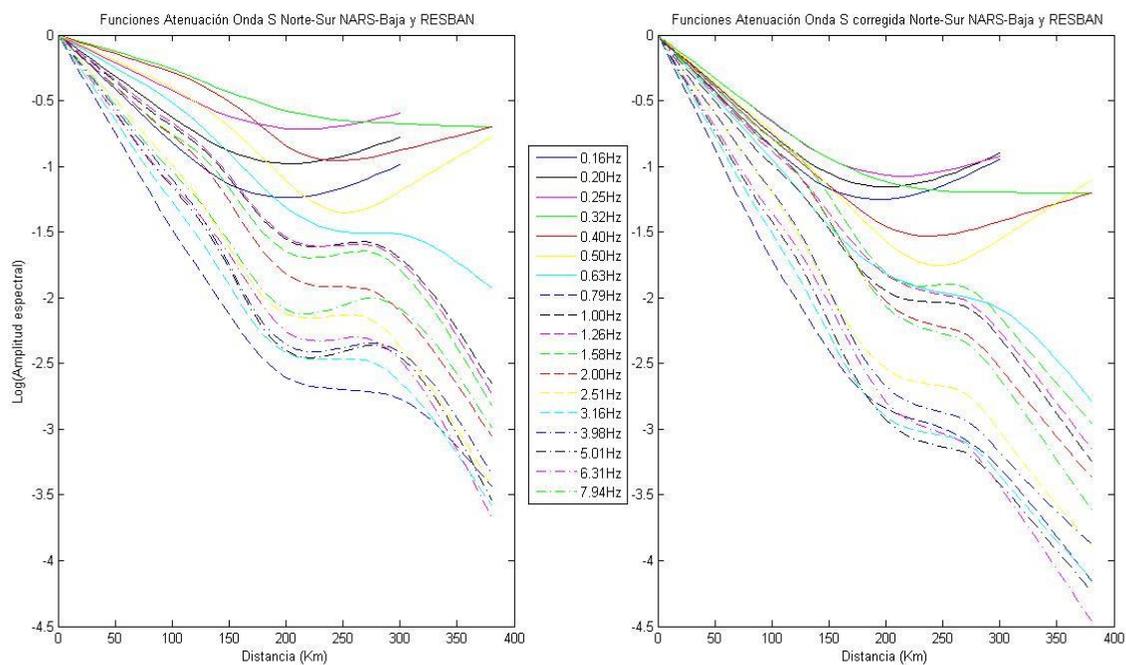
**Figura 29a.** Curvas de atenuación para la onda *S* en el Canal 1 de los OBS.



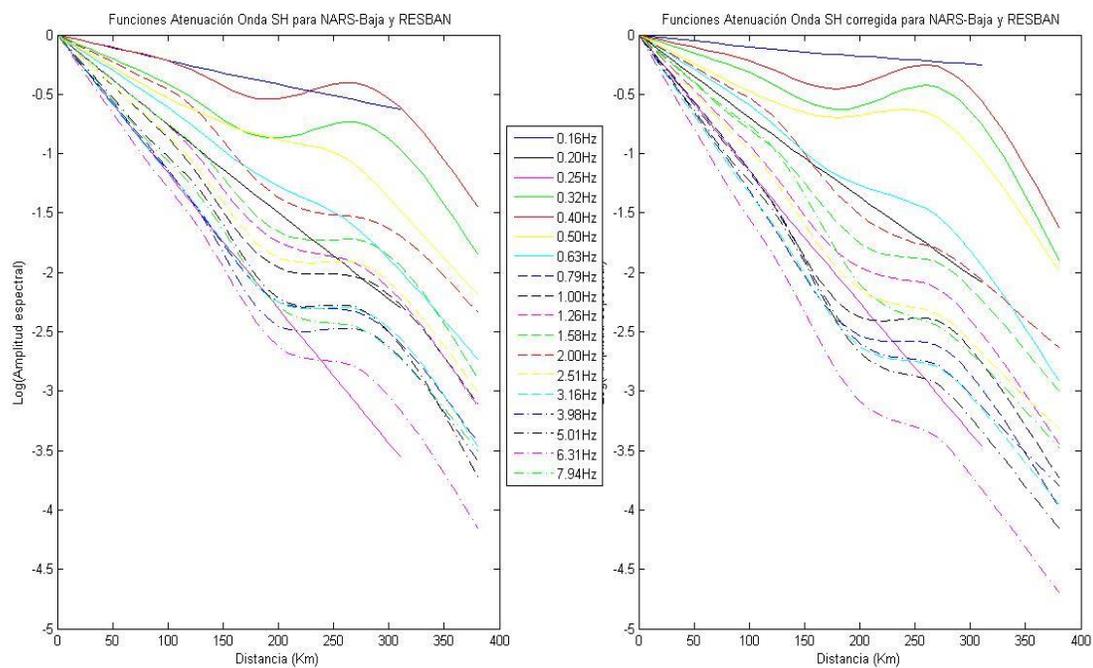
**Figura 29b.** Curvas de atenuación para la onda *S* en el Canal 2 de los OBS.



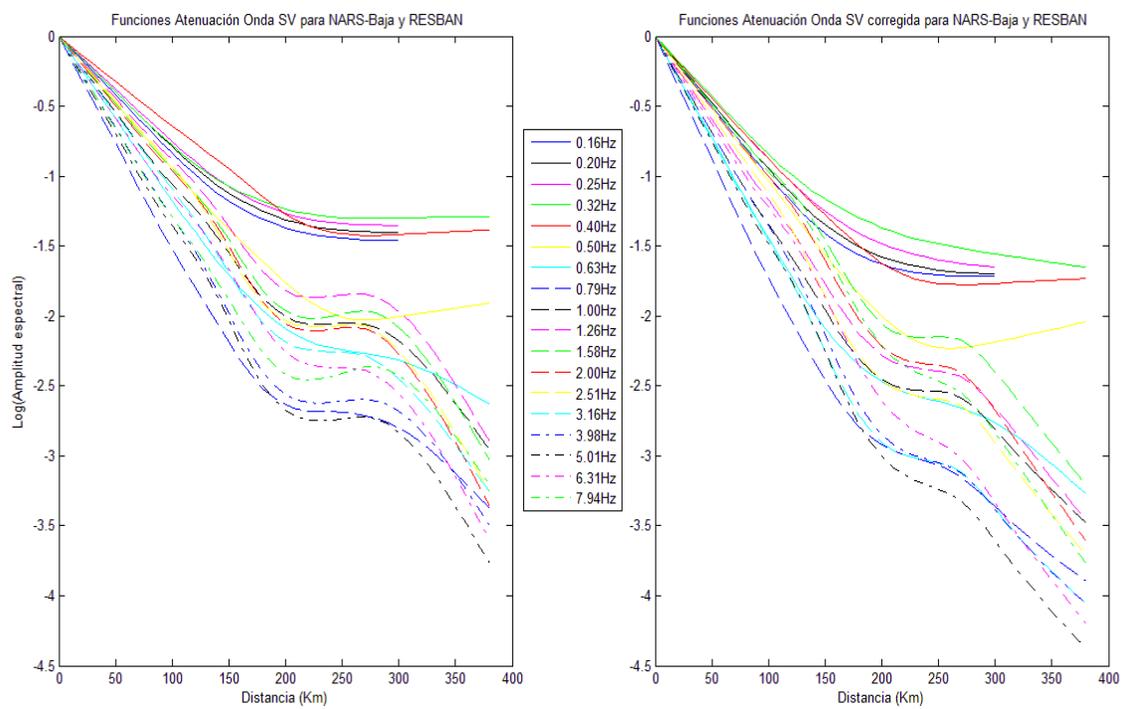
**Figura 29c.** Curvas de atenuación para la onda *S* en la componente E-O.



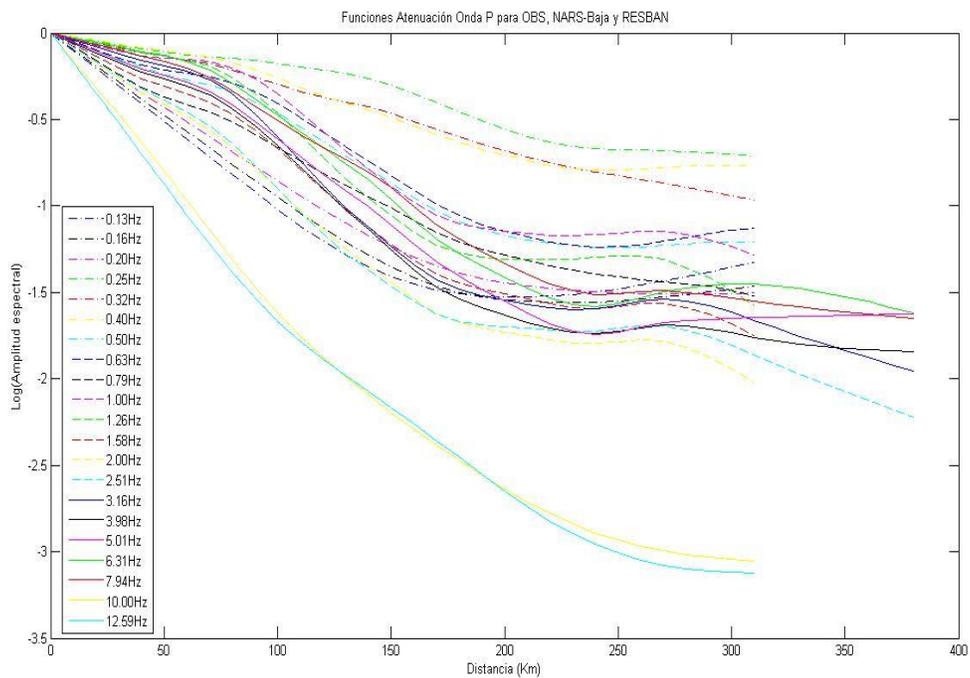
**Figura 29d.** Curvas de atenuación para la onda *S* en la componente N-S.



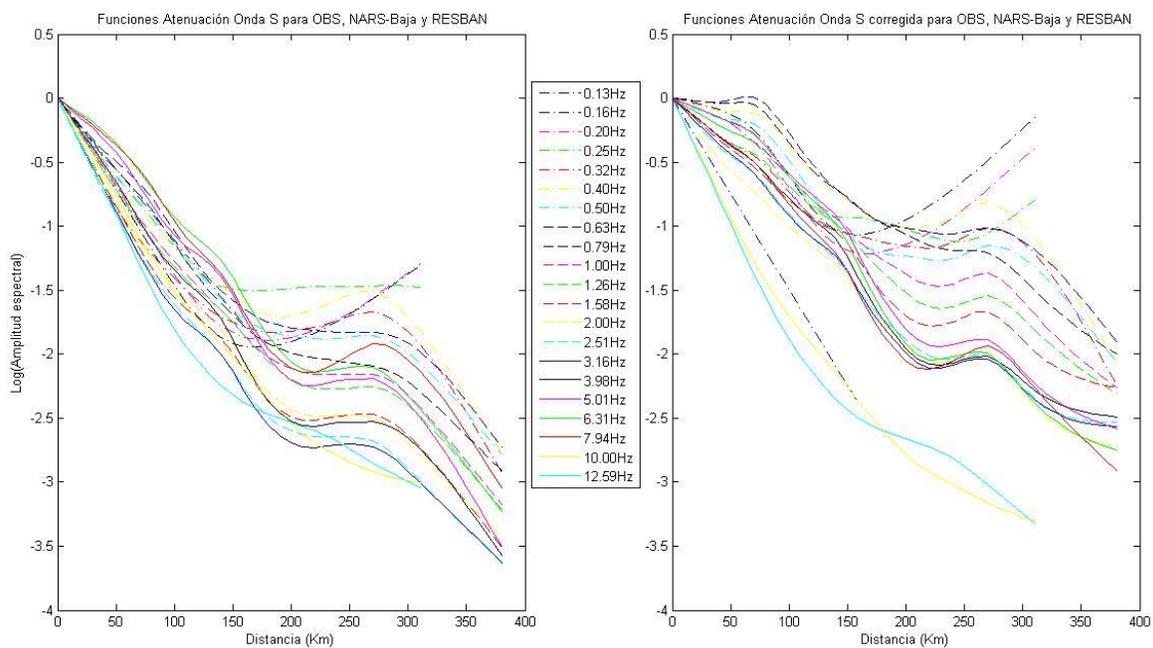
**Figura 29e.** Curvas de atenuación para la onda *SH* en la componente T.



**Figura 29f.** Curvas de atenuación para la onda *SV* en la componente R.



**Figura 29g.** Curvas de atenuación para la onda *P* en las componentes verticales.



**Figura 29h.** Curvas de atenuación para la onda *S* en las componentes horizontales.

#### 4.4 Factor de Calidad $Q$

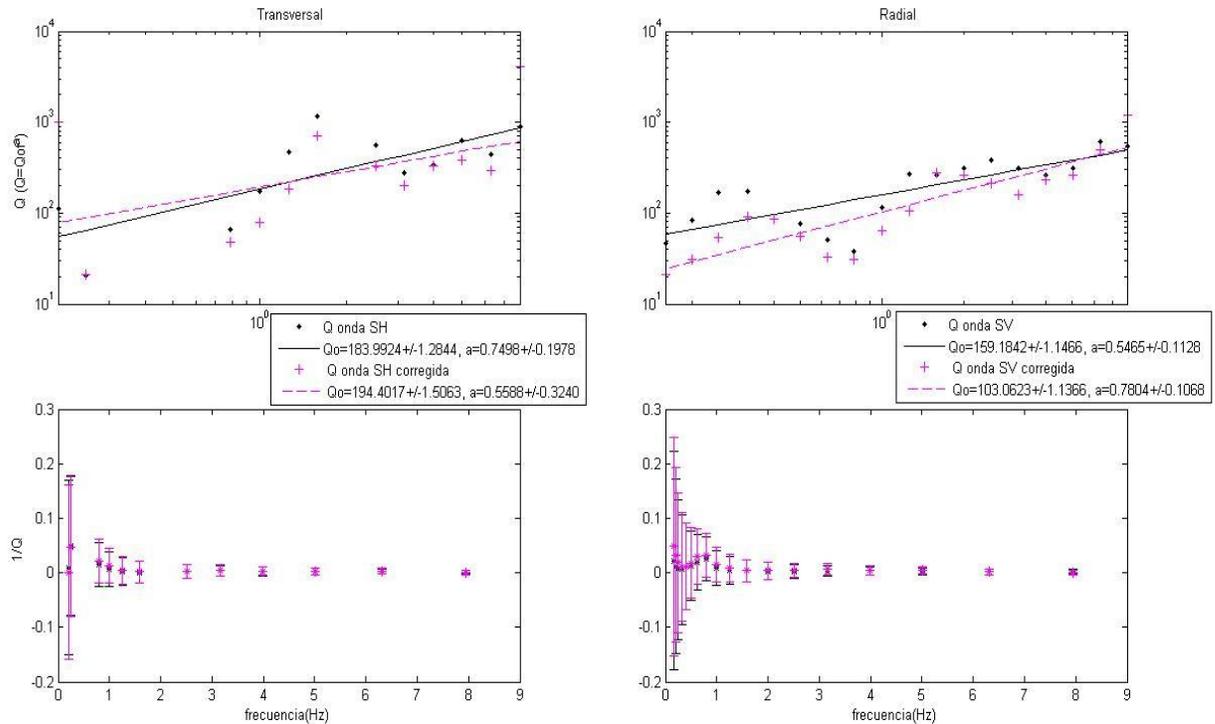
Se obtuvieron valores para el factor  $Q$  de la onda  $S$  en las componentes E-O y N-S utilizando las estaciones de las redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN; Canal 1 (H1) y Canal 2 (H2) de los OBS y una combinación de las tres redes sísmicas (E-O, N-S, H1 y H2). Así mismo, se calculó el factor  $Q$  para la onda  $SH$  y  $SV$  en las componentes T y R respectivamente de las redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN (Tabla 9). Para la onda  $P$ , el factor  $Q$  se calculó utilizando las componentes verticales de las tres redes sísmicas (Tabla 10). Dichos valores fueron calculados en tres rangos de distancias: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km. El cálculo del factor  $Q$  se extendió para las componentes que se corrigieron por efecto de sitio y que corresponden a las fases sísmicas:  $S$ ,  $SH$  y  $SV$ .

En la Tabla 9 se muestran las estimaciones para  $Q$  y el factor de atenuación  $\frac{1}{Q}$  para la componente T obtenidos de las funciones de atenuación para el intervalo de 10-120 km y para una velocidad promedio de ondas de corte de 3.77km/s, calculado del modelo de velocidades usado por Sumy *et al.* (2013) para localizar los epicentros.

**Tabla 9.** Estimaciones del factor de dispersión geométrica (b) y de atenuación ( $\frac{1}{Q}$ ) para la onda SH.

V= 3.77km/s fact= 10.0							
f(Hz)	b	stdb	1/Q	std1/Q	Q	stdQ	rmsc
0.16	0.7987E+00	0.4295E+00	-0.7638E-01	0.2001E+00	-0.1309E+02	-0.2117E+02	0.8224E-01
0.20	0.8411E+00	0.4295E+00	0.8969E-02	0.1601E+00	0.1115E+03	0.1056E+03	0.8660E-01
0.25	0.8729E+00	0.4295E+00	0.4914E-01	0.1281E+00	0.2035E+02	0.1471E+02	0.8986E-01
0.32	0.8065E+00	0.4295E+00	-0.2027E-01	0.1001E+00	-0.4934E+02	-0.6187E+02	0.8842E-01
0.40	0.7914E+00	0.4295E+00	-0.2881E-01	0.8005E-01	-0.3471E+02	-0.5422E+02	0.8683E-01
0.50	0.8277E+00	0.4295E+00	-0.8864E-02	0.6404E-01	-0.1128E+03	-0.1309E+03	0.8236E-01
0.63	0.8242E+00	0.4295E+00	-0.2621E-02	0.5082E-01	-0.3816E+03	-0.4023E+03	0.8847E-01
0.79	0.8668E+00	0.4295E+00	0.1501E-01	0.4053E-01	0.6662E+02	0.4862E+02	0.9186E-01
1.00	0.8376E+00	0.4295E+00	0.5756E-02	0.3202E-01	0.1737E+03	0.1473E+03	0.9520E-01
1.26	0.8321E+00	0.4295E+00	0.2144E-02	0.2541E-01	0.4663E+03	0.4301E+03	0.9241E-01
1.58	0.8451E+00	0.4295E+00	0.8720E-03	0.2026E-01	0.1147E+04	0.1099E+04	0.8452E-01
2.00	0.8125E+00	0.4295E+00	-0.2651E-02	0.1601E-01	-0.3773E+03	-0.4521E+03	0.8814E-01
2.51	0.8457E+00	0.4295E+00	0.1787E-02	0.1276E-01	0.5597E+03	0.4909E+03	0.8941E-01
3.16	0.8837E+00	0.4295E+00	0.3605E-02	0.1013E-01	0.2774E+03	0.2046E+03	0.8444E-01
3.98	0.8761E+00	0.4295E+00	0.2912E-02	0.8045E-02	0.3434E+03	0.2521E+03	0.8799E-01
5.01	0.8777E+00	0.4295E+00	0.1567E-02	0.6391E-02	0.6380E+03	0.5124E+03	0.8170E-01
6.31	0.8983E+00	0.4295E+00	0.2288E-02	0.5074E-02	0.4370E+03	0.3012E+03	0.8350E-01
7.94	0.8788E+00	0.4295E+00	0.1113E-02	0.4033E-02	0.8983E+03	0.7039E+03	0.8266E-01

Se obtuvieron algunos valores negativos de  $Q$  (Tabla 9), los cuales pueden indicar amplificación del movimiento del terreno, dichos valores se anularon al realizar la regresión mediante el método de mínimos cuadrados ponderados (Figura 30) debido a que valores de  $Q < 0$  no tienen sentido físico.



**Figura 30.** Valores para el factor  $Q$  y el factor de atenuación  $\frac{1}{Q}$  con su correspondiente barra de error en la componente T y R para un intervalo de distancias 10-120 km con una velocidad para la onda S de 3.77 km/s usando registros de RESBAN y NARS-Baja. Los puntos corresponden a los valores obtenidos para  $Q$  a partir de la inversión de curvas de atenuación para cada una de las frecuencias consideradas, la línea representa el ajuste calculado por mínimos cuadrados ponderados. Las cruces son análogas a los puntos, con excepción que corresponden a los corregidos por efecto de sitio. La línea punteada rosa es el ajuste lineal realizado para las cruces.

La Tabla 9 y la Figura 30 muestran el valor y ajuste lineal del factor  $Q_{SH}$  de la onda SH para la región centro-sur del Golfo de California para un intervalo de 10-120 km. Dicha dependencia puede representarse por:  $Q_{SH} = 184 \pm 1.3f^{0.75 \pm 0.2}$  para la onda SH en la componente T no

corregida por efecto de sitio y  $Q_{SH} = 194 \pm 1.5f^{0.56 \pm 0.32}$  para la corregida. El valor de  $Q_0$  obtenido corrigiendo las amplitudes espectrales por efectos de sitio es solo 5.4% más alto que el obtenido usando amplitudes no corregidas. Además, las estimaciones de  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$ , obtenidas con amplitudes no corregidas, están dentro de la barra de error de las estimaciones de  $Q$  obtenidas con amplitudes corregidas (Figura 30). Estas estimaciones ilustran como el efecto de sitio puede ser minimizado suavizando adecuadamente las funciones no paramétricas.

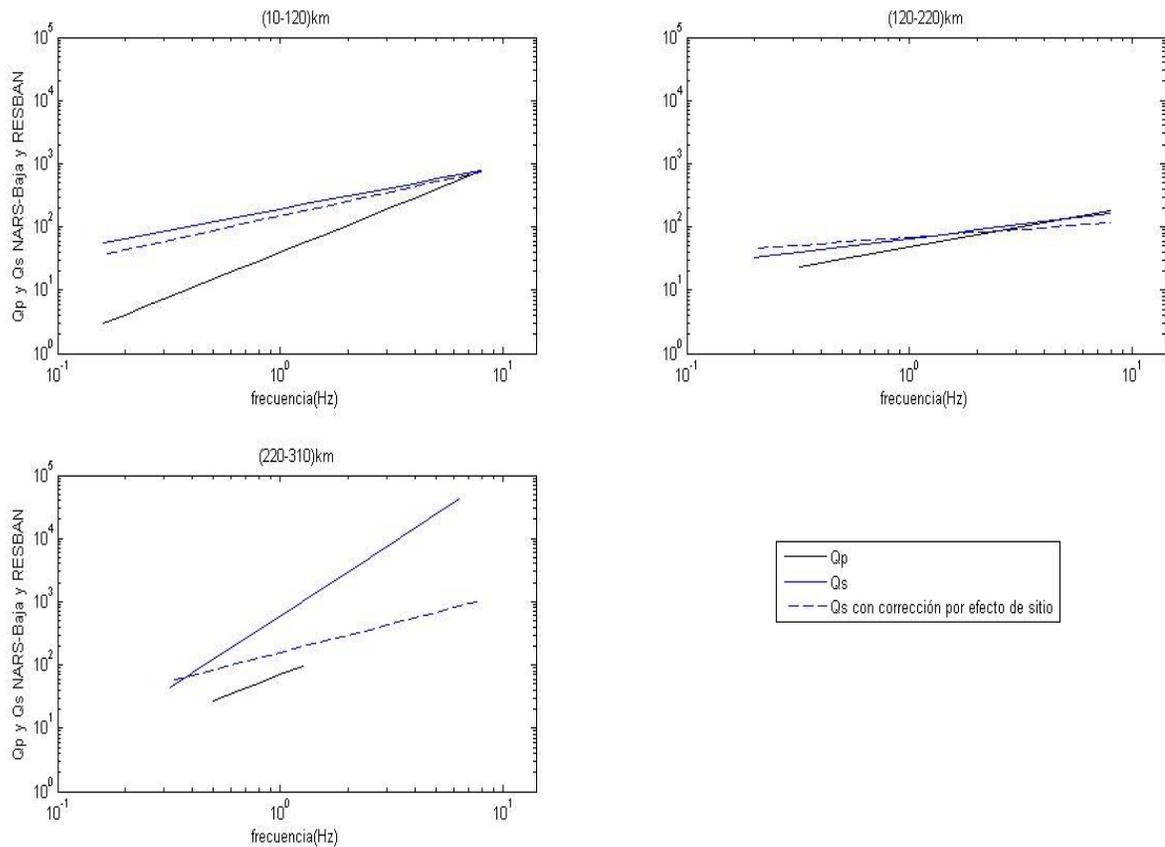
Se observa que los valores de  $Q$  tienen carácter oscilatorio siendo más evidente para la onda  $SV$  debido a que pudimos estimar  $Q$  para un mayor número de frecuencias (Tabla 10) para 10-120 km. La dependencia del factor  $Q_{SV}$  con respecto a la frecuencia para la onda  $SV$  en la región centro-sur del Golfo de California puede aproximarse con la relación:  $Q_{SV} = 159.2 \pm 1.1f^{0.55 \pm 0.11}$  para la  $SV$  en la componente R no corregida por efecto de sitio y  $Q_{SV} = 103 \pm 1.14f^{0.78 \pm 0.11}$  para la corregida. Donde el valor de  $Q_0$  corrigiendo las amplitudes espectrales por efecto de sitio es 35.3% más alto que para el obtenido usando amplitudes no corregidas. Todas las estimaciones de  $Q$  para amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio y para las amplitudes no corregidas, se encuentran dentro de las barras de error.

**Tabla 10.** Estimaciones del factor de dispersión geométrica (b) y de atenuación ( $\frac{1}{Q}$ ) para la onda  $SV$ .

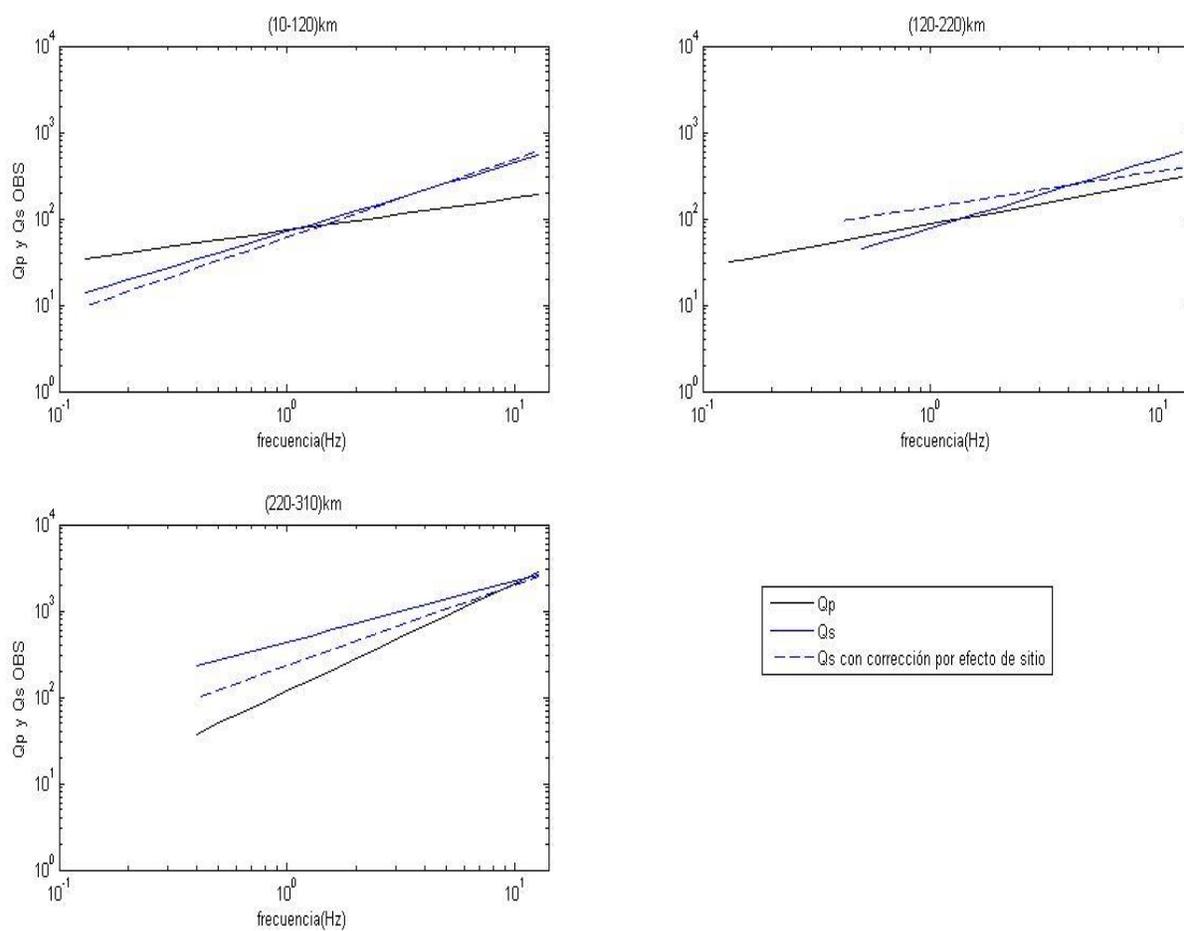
V= 3.77km/s fact= 10.0							
f(Hz)	b	stdb	1/Q	std1/Q	Q	stdQ	rmsc
0.16	0.8505E+00	0.4295E+00	0.2169E-01	0.2001E+00	0.4610E+02	0.4159E+02	0.8529E-01
0.20	0.8463E+00	0.4295E+00	0.1183E-01	0.1601E+00	0.8454E+02	0.7872E+02	0.8527E-01
0.25	0.8430E+00	0.4295E+00	0.5891E-02	0.1281E+00	0.1697E+03	0.1623E+03	0.8527E-01
0.32	0.8502E+00	0.4295E+00	0.5752E-02	0.1001E+00	0.1738E+03	0.1644E+03	0.8294E-01
0.40	0.8340E+00	0.4295E+00	-0.3426E-02	0.8005E-01	-0.2919E+03	-0.3049E+03	0.8458E-01
0.50	0.8572E+00	0.4295E+00	0.1310E-01	0.6404E-01	0.7632E+02	0.6335E+02	0.8725E-01
0.63	0.8754E+00	0.4295E+00	0.1968E-01	0.5082E-01	0.5082E+02	0.3663E+02	0.8886E-01
0.79	0.9100E+00	0.4295E+00	0.2625E-01	0.4053E-01	0.3810E+02	0.2313E+02	0.8777E-01
1.00	0.8798E+00	0.4295E+00	0.8597E-02	0.3202E-01	0.1163E+03	0.9170E+02	0.8169E-01
1.26	0.8567E+00	0.4295E+00	0.3748E-02	0.2541E-01	0.2668E+03	0.2325E+03	0.8474E-01
1.58	0.8650E+00	0.4295E+00	0.3846E-02	0.2026E-01	0.2600E+03	0.2185E+03	0.8373E-01
2.00	0.8706E+00	0.4295E+00	0.3186E-02	0.1601E-01	0.3139E+03	0.2618E+03	0.8219E-01
2.51	0.8511E+00	0.4295E+00	0.2610E-02	0.1276E-01	0.3831E+03	0.3180E+03	0.9051E-01
3.16	0.8722E+00	0.4295E+00	0.3246E-02	0.1013E-01	0.3080E+03	0.2333E+03	0.8718E-01
3.98	0.8910E+00	0.4295E+00	0.3805E-02	0.8045E-02	0.2628E+03	0.1784E+03	0.8710E-01
5.01	0.9080E+00	0.4295E+00	0.3188E-02	0.6391E-02	0.3137E+03	0.2093E+03	0.8202E-01
6.31	0.8896E+00	0.4295E+00	0.1644E-02	0.5074E-02	0.6081E+03	0.4593E+03	0.8078E-01
7.94	0.8995E+00	0.4295E+00	0.1823E-02	0.4033E-02	0.5486E+03	0.3779E+03	0.8286E-01

De las Tablas 9 y 10 se muestra que el factor de dispersión geométrica ( $b$ ) tiene distinto valor para cada frecuencia, lo cual se observó en las curvas de atenuación empíricas de la sección anterior, donde los puntos de inflexión ocurren a distintas distancias para las diferentes frecuencias analizadas (Figuras 29).

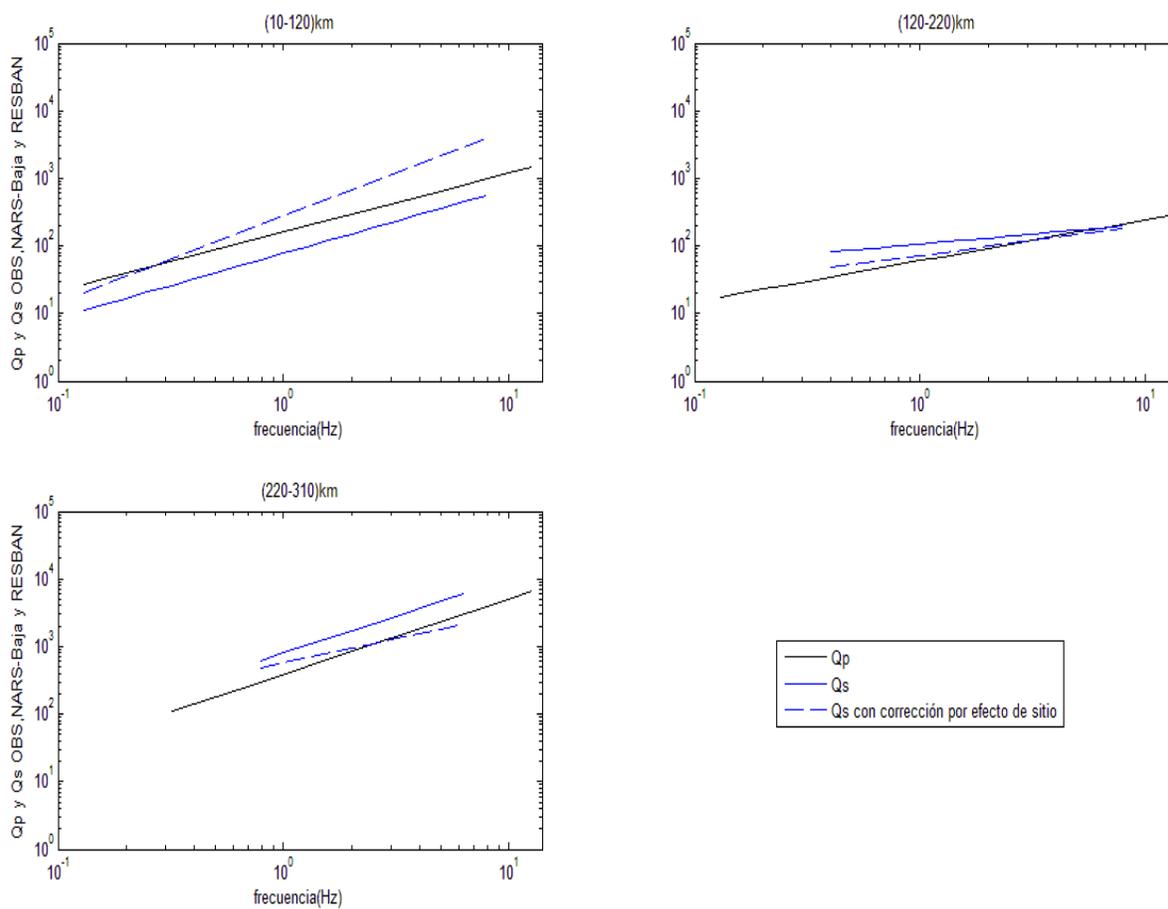
En las Figuras 31 se presentan los ajustes lineales (ecuación 24 y 25) obtenidos con los valores de  $Q$  estimados para los tres rangos de distancias, 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km.



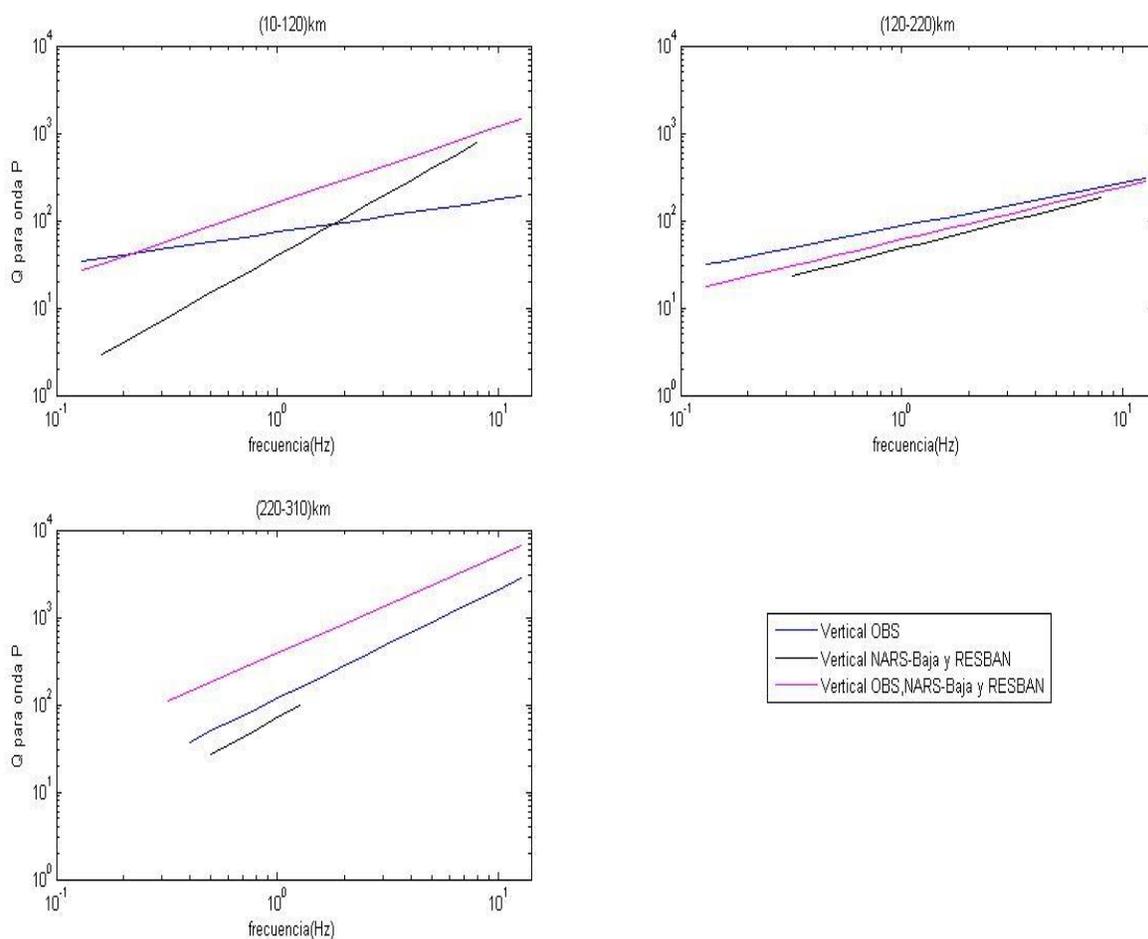
**Figura 31a.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $S$  y  $P$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes horizontales y verticales respectivamente de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN. Se observa que la corrección por efecto de sitio para la onda  $S$  no afecta a los valores del factor  $Q_s$  salvo para el rango de distancias que va de 220 km hasta 310 km.



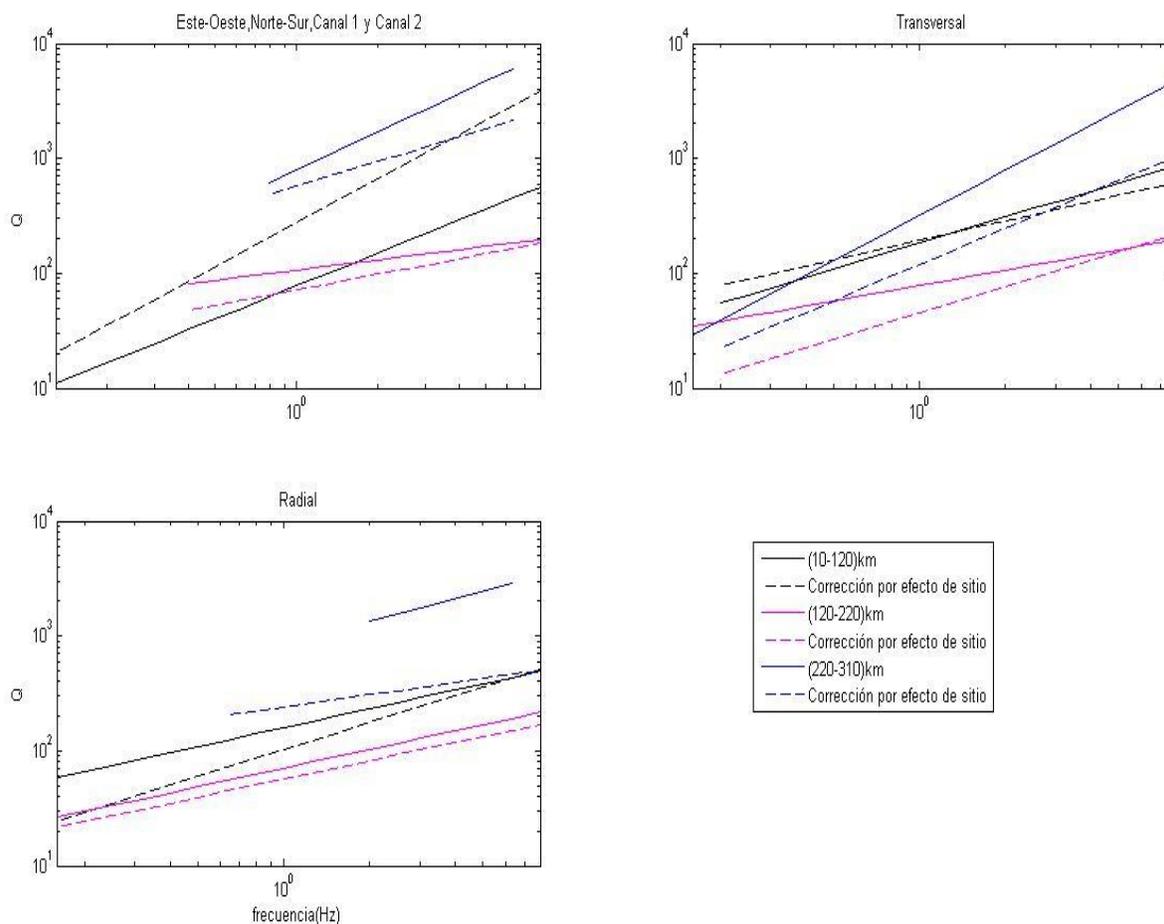
**Figura 31b.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $S$  y  $P$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes horizontales y verticales respectivamente de los OBS situados en el fondo oceánico del Golfo de California. Se observa que la corrección por efecto de sitio para la onda  $S$  es más evidente a partir de 120 km.



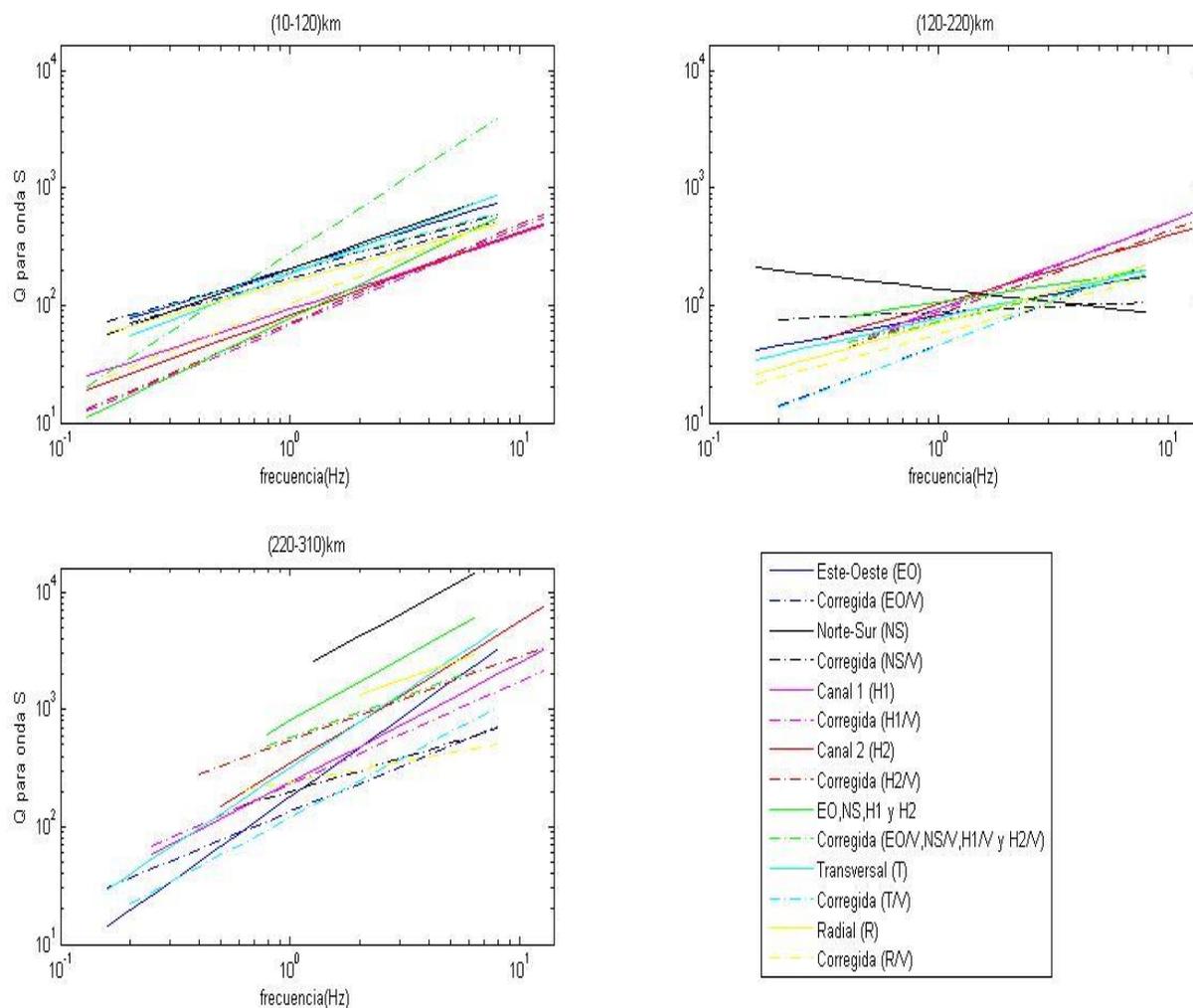
**Figura 31c.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $S$  y  $P$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes horizontales y verticales respectivamente de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California. Se observa que el efecto de sitio afecta en mayor medida a la onda  $S$  para el rango de distancias 10-120 km.



**Figura 31d.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $P$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes verticales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.



**Figura 31e.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes horizontales, transversales y radiales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.



**Figura 31f.** Valores para el factor de calidad  $Q$  de la onda  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  (obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados) para las componentes horizontales, transversales y radiales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.

Los resultados del ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados para el factor  $Q$  de la onda  $S$  ( $Q_S$ ),  $SH$  ( $Q_{SH}$ ) y  $SV$  ( $Q_{SV}$ ) en las componentes N-S, E-O, R, T, Canal 1 y Canal 2 se enlistan en la Tabla 11. y para la onda  $P$  ( $Q_P$ ) se presentan en la Tabla 12.

**Tabla 11.** Valores para  $Q_S$ ,  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados para las componentes horizontales, transversales y radiales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.  $v_s = 3.77 \text{ km/s}$  para los 3 rangos de distancias.

$Q = Q_0 f^a$						
Distancia (km)	10-120		120-220		220-310	
Componente	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$
Transversal (T)	184.00 ± 1.28	0.75 ± 0.20	78.23 ± 1.20	0.45 ± 0.15	320.04 ± 1.46	1.30 ± 0.32
Radial (R)	159.18 ± 1.15	0.55 ± 0.11	70.73 ± 1.09	0.54 ± 0.07	827.18 ± 1.43	0.69 ± 0.29
EO y NS	192.31 ± 1.23	0.68 ± 0.16	66.05 ± 1.12	0.43 ± 0.10	609.12 ± 1.93	2.30 ± 0.61
H1 y H2	70.53 ± 1.04	0.80 ± 0.03	78.38 ± 1.23	0.80 ± 0.15	436.01 ± 1.22	0.71 ± 0.14
EO,NS,H1 y H2	77.68 ± 1.07	0.95 ± 0.05	106.12 ± 1.13	0.30 ± 0.11	802.05 ± 1.87	1.10 ± 0.56
Corrección por efecto de Sitio						
Transversal (T)	194.40 ± 1.51	0.56 ± 0.32	45.59 ± 1.07	0.76 ± 0.05	119.32 ± 1.15	1.05 ± 0.12
Radial (R)	103.06 ± 1.14	0.78 ± 0.11	56.94 ± 1.06	0.53 ± 0.05	240.44 ± 1.19	0.36 ± 0.15
EO y NS	150.21 ± 1.28	0.77 ± 0.20	68.61 ± 1.13	0.25 ± 0.11	154.40 ± 1.13	0.91 ± 0.11
H1 y H2	61.09 ± 1.05	0.91 ± 0.03	136.40 ± 1.38	0.42 ± 0.24	233.18 ± 1.23	0.93 ± 0.15
EO,NS,H1 y H2	275.30 ± 1.28	1.28 ± 0.18	71.94 ± 1.05	0.45 ± 0.05	577.56 ± 2.05	0.71 ± 0.64

Se nota un claro contraste entre los valores del factor  $Q$  de las ondas  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  obtenidos para sus respectivas componentes con corrección por efecto de sitio de las que no se corrigieron, lo cual sugiere que es importante realizar dicha corrección para obtener valores más certeros. Las componentes T y R muestran que en el intervalo 120-220 km los valores de  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  son menores, lo cual sugiere que para éstas distancias la atenuación de las ondas  $SH$  y  $SV$  aumenta considerablemente. Lo mismo ocurre para los demás valores de  $Q_S$  salvo en los Canales 1 y 2 donde sucede lo inverso, lo cual hace suponer que la onda  $S$  registrada por los OBS en las componentes horizontales pasó de un medio atenuante a otro menos atenuante. Para el rango de distancias que va de 220 km a 310 km se observa que los valores aumentan considerablemente con lo que las ondas sísmicas se atenúan mucho más.

**Tabla 12.** Valores de  $Q_p$  obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados para las componentes verticales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California  $v_p = 6.52 \text{ km/s}$  para los 3 rangos de distancias.

$Q = Q_0 f^a$						
Distancia (km)	10-120		120-220		220-310	
Componente Vertical	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$
OBS	$73.69 \pm 1.39$	$0.37 \pm 0.23$	$86.02 \pm 1.10$	$0.50 \pm 0.07$	$118.25 \pm 1.39$	$1.25 \pm 0.26$
NARS-Baja y RESBAN	$39.89 \pm 1.25$	$1.42 \pm 0.18$	$47.93 \pm 1.07$	$0.64 \pm 0.06$	$70.84 \pm 1.56$	$1.39 \pm 1.11$
OBS, NARS-Baja y RESBAN	$158.75 \pm 1.63$	$0.87 \pm 0.31$	$60.26 \pm 1.12$	$0.61 \pm 0.08$	$388.69 \pm 1.63$	$1.12 \pm 0.32$

El valor de  $a$  indica la pendiente de la recta  $Q = Q_0 f^a$  en escala logarítmica; si su valor aumenta implica que el cambio de atenuación es más fuerte o abrupto, de lo contrario, el cambio de atenuación es más suave. De la Tabla 12, se puede ver que los valores para  $Q_0$  obtenidos con los OBS son mayores que los de  $Q_0$  para RESBAN y NARS-Baja, mientras que los valores de  $a$  para RESBAN y NARS-Baja son mayores que para los OBS para los 3 rangos de distancias, indicando de ésta forma que la atenuación de la onda  $P$  registrada en las componentes verticales de los OBS lo hace de forma gradual, con excepción del último intervalo. Este último intervalo es el menos preciso ya que la resolución es menor. Para NARS-Baja y RESBAN la atenuación de la onda  $P$  es mayor en el rango de frecuencias analizadas.

De la Tabla 11, se puede observar que para la onda  $S$  los valores para  $Q_0$  obtenidos con los registros de los OBS son menores que los de  $Q_0$  de RESBAN y NARS-Baja, mientras que los valores de  $a$  para los OBS son mayores que para RESBAN y NARS-Baja en el intervalo de distancias 10-120 km. Para los intervalos 120-220 km y 220-310 km ocurre lo inverso con los valores de  $Q_0$ , mientras que los valores de  $a$  mantienen el mismo comportamiento que ocurre en el intervalo 10-120 km. Esto indica que la onda  $S$  registrada en las componentes horizontales de los OBS se atenúa mucho más y lo hace de una forma un poco más abrupta que en las componentes horizontales de RESBAN y NARS-Baja para 10-120 km. En los otros dos intervalos, la atenuación de la onda  $S$  es mayor y un poco menos abrupta para las componentes horizontales de RESBAN y NARS-Baja.

Para trayectorias corticales (intervalo 10-120 km) el valor de  $Q_0$  para la onda  $SV$  (usando amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio) es más bajo que para la onda  $SH$  y  $a$  es

mayor en la radial (*SV*) que en la transversal (*SH*). En los intervalos 120-220 km y 220-310 km, los valores de  $Q_0$  para la onda *SV* son más altos que para la onda *SH* y  $a$  tiene valores mayores para la *SH* que para la *SV*. Esto indica que la onda *SV* se atenúa más que la onda *SH* de 10 hasta 120 km. El cambio de atenuación es más fuerte en la onda *SV* hasta ~120 km, para distancias mayores la onda *SH* es la que se atenúa más fuertemente y en mayor proporción que la *SV*. La diferencia en la atenuación de la onda *SH* y *SV* radica en la existencia de anisotropía sísmica en la región.

Lo anterior mencionado coincide con las observaciones que se realizaron para las curvas de atenuación empíricas.

Los valores de  $Q_S$ ,  $Q_P$ ,  $Q_{SV}$  y  $Q_{SH}$  son estimaciones del valor promedio de la inelasticidad en las regiones de estudio (Figuras 32, 33 y 34), las cuales comprenden entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas sísmicas estudiadas, la cual se relaciona con la distancia epicentral analizada. Por lo que es necesario considerar la variación de  $Q$  con la profundidad, separando el análisis de las curvas de atenuación no paramétricas en 3 intervalos: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km con una velocidad promedio para la onda *P* de 6.52 km/seg, 8.1 km/seg y 8.3 km/seg, respectivamente (Tabla 13).

**Tabla 13.** Valores de  $Q_P$  obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados para las componentes verticales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.

$Q = Q_0 f^a$						
Distancia (km)	10-120		120-220		220-310	
Componente Vertical	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$
OBS	73.69 ± 1.39	0.37 ± 0.23	69.25 ± 1.10	0.50 ± 0.07	92.88 ± 1.39	1.25 ± 0.26
NARS-Baja y RESBAN	39.89 ± 1.25	1.42 ± 0.18	38.58 ± 1.07	0.64 ± 0.06	55.65 ± 1.56	1.39 ± 1.11
OBS, NARS-Baja y RESBAN	158.75 ± 1.63	0.87 ± 0.31	48.51 ± 1.12	0.61 ± 0.08	305.28 ± 1.63	1.12 ± 0.32

Para  $Q_S$ ,  $Q_{SV}$  y  $Q_{SH}$  la velocidad promedio utilizada para los intervalos de 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km fue de 3.77 km/seg, 4.55 km/seg y 4.66 km/seg, respectivamente (Tabla 14).

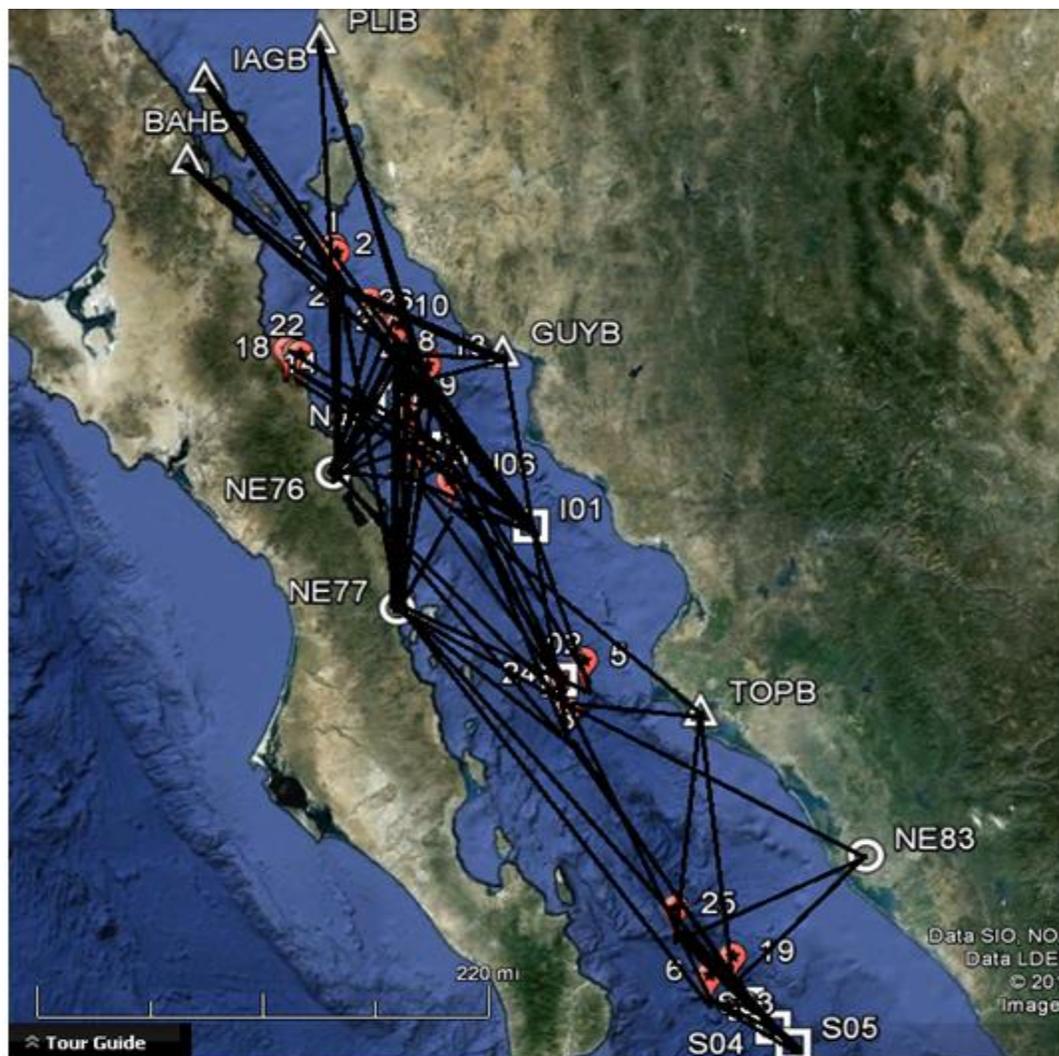
**Tabla 14.** Valores para  $Q_s$ ,  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  obtenidos mediante el ajuste lineal por mínimos cuadrados ponderados para las componentes horizontales, transversales y radiales de las estaciones sísmicas situadas en la Península de Baja California: NARS-Baja y RESBAN, así como de los OBS instalados en el fondo oceánico del Golfo de California.

$Q = Q_0 f^a$						
Distancia (km)	10-120		120-220		220-310	
Componente	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$	$Q_0$	$a$
Transversal (T)	184.00 ± 1.28	0.75 ± 0.20	64.83 ± 1.20	0.45 ± 0.15	258.94 ± 1.46	1.30 ± 0.32
Radial (R)	159.18 ± 1.15	0.55 ± 0.11	58.60 ± 1.09	0.54 ± 0.07	669.27 ± 1.43	0.69 ± 0.29
EO y NS	192.31 ± 1.23	0.68 ± 0.16	54.73 ± 1.12	0.43 ± 0.10	492.83 ± 1.93	2.30 ± 0.61
H1 y H2	70.53 ± 1.04	0.80 ± 0.03	64.94 ± 1.23	0.80 ± 0.15	352.70 ± 1.22	0.71 ± 0.14
EO,NS,H1 y H2	77.68 ± 1.07	0.95 ± 0.05	87.92 ± 1.13	0.30 ± 0.11	648.78 ± 1.87	1.10 ± 0.56
Corrección por efecto de Sitio						
Transversal (T)	194.40 ± 1.51	0.56 ± 0.32	37.77 ± 1.07	0.76 ± 0.05	96.54 ± 1.15	1.05 ± 0.12
Radial (R)	103.06 ± 1.14	0.78 ± 0.11	47.17 ± 1.06	0.53 ± 0.05	194.49 ± 1.19	0.36 ± 0.15
EO y NS	150.21 ± 1.28	0.77 ± 0.20	56.86 ± 1.13	0.25 ± 0.11	127.32 ± 1.13	0.91 ± 0.11
H1 y H2	61.09 ± 1.05	0.91 ± 0.03	113.01 ± 1.38	0.42 ± 0.24	188.67 ± 1.23	0.93 ± 0.15
EO,NS,H1 y H2	275.30 ± 1.28	1.28 ± 0.18	59.61 ± 1.05	0.45 ± 0.05	467.20 ± 2.05	0.71 ± 0.64

La atenuación constituye un parámetro físico muy sensible a las altas temperaturas y a la saturación de las rocas con fluidos y fusión parcial (Haberland y Rietbrock, 2001). Por tanto, la relación  $\frac{Q_P}{Q_S}$  es un mejor indicador del contenido de fluidos en roca que el cociente  $\frac{V_P}{V_S}$  (Winkler y Nur, 1979).

Finalmente, calculamos cocientes  $\frac{Q_P}{Q_S}$  representativos de las diferentes trayectorias, considerando las componentes verticales, horizontales, transversales y radiales. Dichos cocientes se enlistan en las Tablas 15, 16, 17 y 18 para las siguientes 3 configuraciones de datos:

## 1. OBS, NARS-Baja y RESBAN



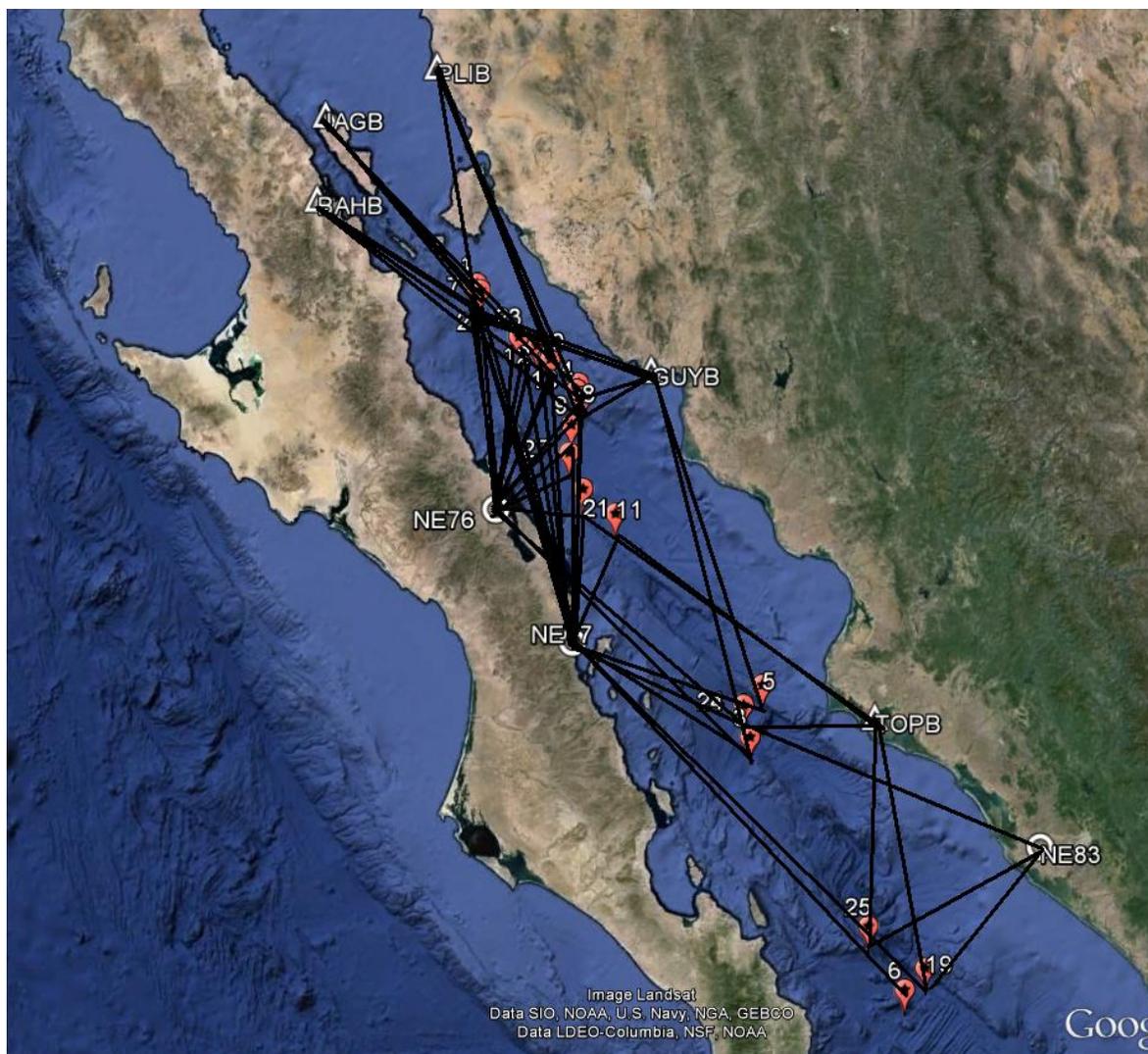
**Figura 32.** Mapa de la localización de los eventos ocurridos entre 2005 y 2006, distribución de las estaciones y trayectoria fuente-estación. Muestreo de la región centro-sur del Golfo de California (región de estudio). *Software utilizado: Google Earth.*

**Tabla 15.** Valores calculados para  $\frac{Q_p}{Q_s}$  usando los registros de OBS, NARS-Baja y RESBAN, para la región muestreada en la Figura 32.

Variación de la velocidad	$Q_p/Q_s$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	1.7	1.3	0.5
Profundidad	1.7	1.3	0.5
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	0.2	1.3	2
Profundidad	0.2	1.2	2

En las Tablas 15, 16, 17 y 18 se muestran las estimaciones para los cocientes  $\frac{Q_p}{Q_s}$  considerando que los rayos sísmicos viajaron con una velocidad promedio de 6.52 km/seg para la onda  $P$  y de 3.77 km/seg para la onda  $S$  para los 3 rangos de distancias epicentrales. Así mismo, se calculó el cociente  $\frac{Q_p}{Q_s}$  usando velocidades de propagación diferentes para cada una de las distancias epicentrales analizadas. Para distancias entre 10 y 120 km se utilizó una velocidad promedio de la corteza, calculada con el modelo de velocidades de Sumy *et al.* (2013) de 6.52 km/seg para la onda  $P$  y de 3.77 km/seg para la onda  $S$ . Para distancias entre 120 y 220 km se utilizó una velocidad promedio de manto superior de 8.1 km/seg para la onda  $P$  y de 4.55 km/seg para la onda  $S$ ; y para el intervalo de 220 hasta 310 km una velocidad promedio del manto inferior para la onda  $S$  de 4.66 km/seg y para la  $P$  de 8.33 km/seg. Se observa que la variación de los cocientes  $\frac{Q_p}{Q_s}$  para velocidad constante y velocidad variable con la profundidad es mínima, tanto para los valores obtenidos con amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio como de los que no se corrigieron. Esto se debe a que el coeficiente de Poisson se mantiene constante.

## 2. NARS-Baja y RESBAN



**Figura 33.** Mapa de la localización de los eventos ocurridos entre 2005 y 2006, distribución de las estaciones (NARS-Baja y RESBAN) y trayectoria fuente-estación. Muestreo de la región centro-sur del Golfo de California. *Software utilizado: Google Earth.*

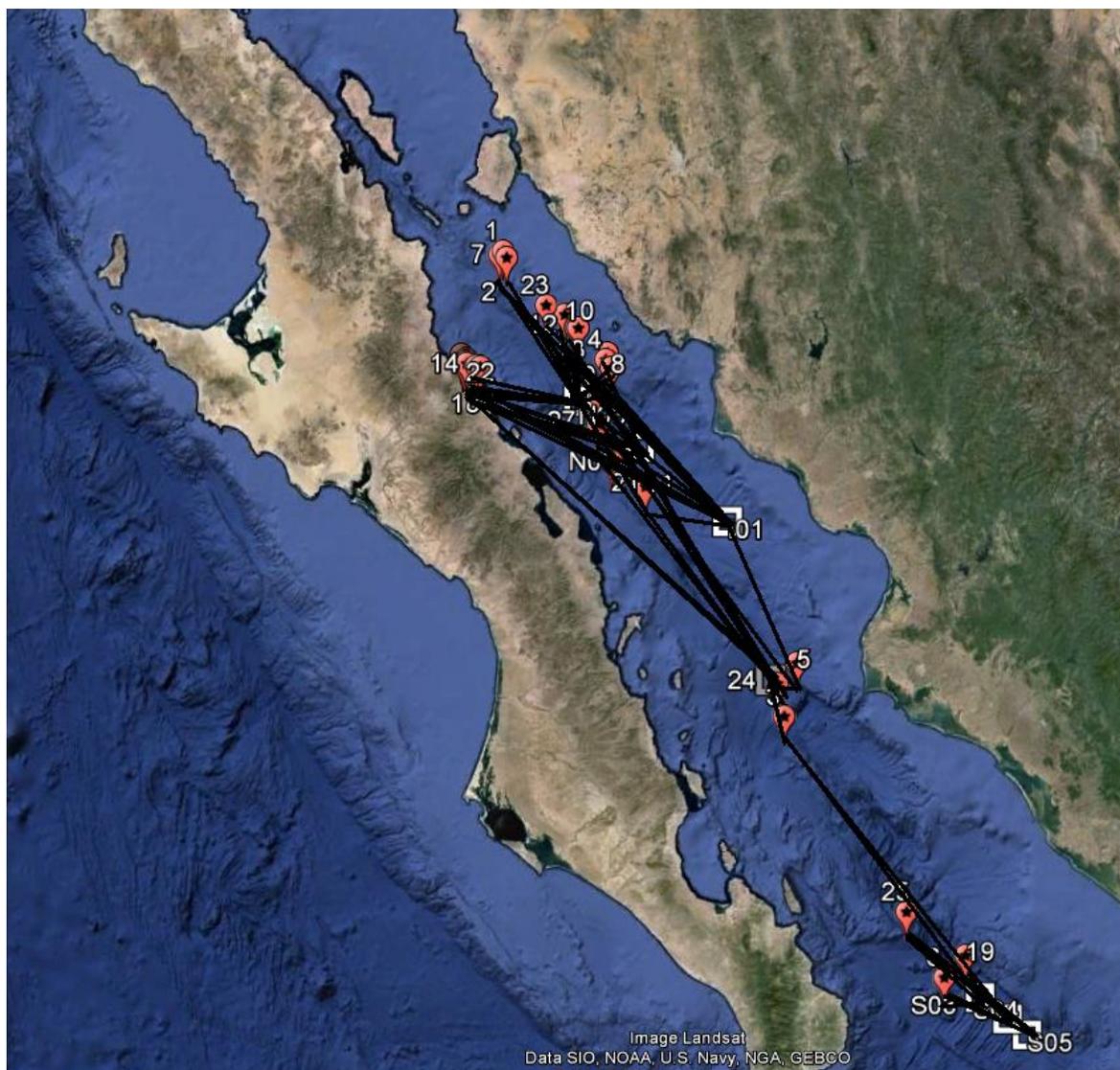
**Tabla 16.** Valores calculados para  $\frac{Q_p}{Q_s}$  usando los registros de NARS-Baja y RESBAN, para la región muestreada por las trayectorias fuente-estación de P y S (Figura 33).

Variación de la velocidad	$Q_P/Q_S$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	1.5	1.3	0.01
Profundidad	1.5	1.2	0.01
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	1.5	1.9	1.6
Profundidad	1.5	1.9	1.5

**Tabla 17.** Valores de  $\frac{Q_{sv}}{Q_{sh}}$  calculados usando los registros de NARS-Baja y RESBAN, para la región muestreada por las trayectorias fuente-estación de SV y SH (Figura 33).

Variación de la velocidad	$Q_{SV}/Q_{SH}$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	0.5	1.1	0.5
Profundidad	0.5	1.1	0.5
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	0.9	0.7	0.3
Profundidad	0.9	0.7	0.35

## 3. OBS



**Figura 34.** Mapa de la localización de los eventos ocurridos entre 2005 y 2006, distribución de las estaciones (OBS) y trayectoria fuente-estación. Muestreo de la región centro-sur del Golfo de California. *Software utilizado: Google Earth.*

**Tabla 18.** Valores calculados para  $\frac{Q_P}{Q_S}$  usando los registros de los OBS, para la región muestreada por las trayectorias fuente-estación (Figura 34).

Variación de la velocidad	$Q_P/Q_S$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	0.34	0.5	1.1
Profundidad	0.37	0.5	1.1
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	0.3	0.78	1.2
Profundidad	0.3	0.76	1.2

Para tener una referencia regional de la variación de  $Q$  se procedió a calcular cocientes del factor  $Q$  para la onda  $P$  registrada en las componentes verticales de los OBS, NARS-Baja y RESBAN (Tablas 12 y 13 ; Figura 34), entre el factor  $Q$  de la onda  $S$  para: OBS (Tabla 19) y; NARS-Baja y RESBAN (Tabla 20). Esto se hizo también con el propósito de mejorar la estadística de las estimaciones.

**Tabla 19.** Valores estimados para  $\frac{Q_{p_{obs,nars-resban}}}{Q_{s_{obs}}}$ , para la región mostrada en la Figura 32.

Variación de la velocidad	$Q_P/Q_S$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	2.7	0.5	2.5
Profundidad	2.7	0.5	2.5
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	2.3	0.7	2.7
Profundidad	2.3	0.7	2.7

**Tabla 20.** Valores estimados para  $\frac{Q_{p_{obs,nars-resban}}}{Q_{s_{nars-resban}}}$ , para la región mostrada en la Figura 32.

Variación de la velocidad	$Q_P/Q_S$		
	10-120	120-220	220-310
Constante	1.4	1.5	0.03
Profundidad	1.4	1.4	0.03
<i>Corrección por efecto de sitio</i>			
Constante	1.4	2.3	4.4
Profundidad	1.4	2.2	4.2

Las trayectorias fuente-estación para las configuraciones 1 y 3 enlistadas anteriormente, indican que los rayos sísmicos muestrean las cuencas Guaymas, Carmen y Pescadero situadas en la zona central a lo largo del eje del rift. Para la otra configuración (2) el muestreo es sobre Guaymas y porción de la cuenca Carmen. Las cuencas Guaymas, Farallón, Pescadero, Alarcón y Mazatlán se crearon por las fallas transformes que muestran un patrón estructural con una orientación general NO-SE (compuestas principalmente por el sistema de fallas transformes Alarcón, Tamayo, Pescadero y Farallón) que se localizan en la región central del Golfo de California y se caracterizan por presentar una deformación extensional delimitada por fallas normales con una orientación promedio NE-SO en su patrón de estructuras, además existe actividad magmática que va creando corteza oceánica cuya edad data desde  $\sim 3\text{Ma}$  (Dixon *et al.*, 2000; Lizarralde *et al.*, 2007; entre otros). Por otra parte, la extensión oblicua que presenta el Golfo de California ha generado un sistema de fallas laterales que ligan las cuencas existentes en un patrón escalonado.

Las fallas presentes en los márgenes del Golfo de California datan de la primera etapa de la ruptura continental que dio origen al mismo, las cuales muestran un patrón estructural con orientaciones distintas a las fallas transformes que dieron lugar al nacimiento de las cuencas muestreadas. Indicando una variación angular o rotacional para las estructuras a lo largo de la evolución (Fletcher *et al.*, 2007). Por lo que el régimen tectónico presente en los márgenes del Golfo de California tiene un comportamiento tectónico distinto respecto del régimen que existe al interior del mismo (Fletcher y Munguía, 2000). Éste hecho se ve reflejado en nuestros resultados usando la configuración 2 que corresponde a las estaciones ubicadas en la Península (NARS-Baja y RESBAN) para los tres rangos de distancias analizadas.

Los resultados obtenidos de  $Q_S$  y  $Q_P$  a partir de amplitudes espectrales corregidas por efecto de sitio de las tablas 13 y 14 indican lo siguiente:

- Para distancias epicentrales de 10-120 km: La atenuación de los movimientos compresivos (onda  $P$ ) es menor, mientras que la atenuación para movimientos de cizalla (onda  $S$ ) es mucho mayor, lo que supone que las ondas viajaron por un medio donde existe la presencia de microfracturas y poros en las rocas rellenos en mayor proporción de fluidos (Johnston *et al.*, 1979; Winkler y Nur, 1982). En contraparte, la onda  $S$  usando la configuración 1 y 3 se atenúa menos que la onda  $P$ , lo cual sugiere que las rocas posiblemente estén parcialmente saturadas (valor típico:  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.5$  (Winkler y Nur, 1982)), nuestros resultados fueron:  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.3$  para OBS y  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.2$  para NARS-Baja y RESBAN. Esto puede deberse a que en la zona de fallas localizadas en la Península de Baja California las rocas están más fracturadas y el aflamiento puede haber generado una zona de baja velocidad, además de que el régimen tectónico es distinto como lo mencionan Fletcher y Munguía (2000). En resumen, la región bajo la Península presenta valores más altos de  $Q_S$  ( $Q_S = 150.21f^{0.77}$ ), a diferencia de la zona donde se ubicaron los OBS ( $Q_S = 61.09f^{0.90}$ ), lo cual indica mayor resistencia de las rocas de corteza a fracturarse (Hough y Anderson, 1988) que cerca de los centros de dispersión donde el flujo de calor aumenta, la velocidad de la onda disminuye y por tanto el valor de  $Q$  debe ser pequeño.
- Para distancias epicentrales de 120-220 km: La configuración 2 indica un aumento en la atenuación de la onda  $S$  ( $Q_S = 56.86f^{0.25}$ ), mientras que los OBS (configuración 3) disminuye ( $Q_S = 113.01f^{0.42}$ ), con lo que suponemos que la onda  $S$  adquirió mayor velocidad hacia fuera del Golfo y menor velocidad en la parte central. Por lo que la zona de bajos valores de  $Q_S$  para trayectorias fuente-estación de los arreglos NARS-Baja y RESBAN se encuentran posiblemente en el manto superior afectando los rayos que viajan distancias epicentrales alrededor de los 120-220 km. Además, teóricamente se espera que en el manto  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.4$  (Stacey, 1977), de modo que éstas distancias muestrean el manto superior, donde

encontramos que los cocientes  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.3$  y  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.2$  de la Tabla 20 son los que mejor se ajustan a la teoría.

- Para distancias epicentrales de 220-310 km: La configuración 2 indica un decremento en la atenuación para la onda  $S$  ( $Q_S = 127.32f^{0.91}$ ), lo mismo ocurre para la configuración 3 ( $Q_S = 188.67f^{0.93}$ ). Debido a que conforme aumenta la profundidad, la presión también lo hace produciendo una reorganización de los minerales y en consecuencia las rocas se vuelven más densas, por lo que la velocidad de las ondas sísmicas aumenta, en consecuencia la atenuación disminuye (Johnston *et al.*, 1979), por tanto, en el manto superior existe mayor atenuación que en el manto inferior (Knopoff, 1962). Estas distancias muestrean parte del manto inferior. Los registros de los OBS para la onda  $S$  y de las 3 redes sísmicas (OBS, NARS-Baja y RESBAN) para la onda  $P$  muestran una relación  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.7$  (Tabla 19) y  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.0$  para OBS, NARS-Baja y RESBAN, sugiriendo que éste intervalo corresponde a profundidades donde los rayos sísmicos viajan por el manto (Stacey, 1977).

$Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  pueden usarse para detectar la existencia de anisotropía en la región, la cual puede evaluarse conforme la onda  $SH$  y  $SV$  se propagan por el medio

## Discusión

Para conocer la evolución tectónica del Golfo de California se requiere entender mejor los procesos que ocurren en el manto. Los distintos procesos de extensión existentes en el Golfo de California adelgazan la corteza, por lo que la atenuación aumenta. La atenuación de las ondas de cuerpo se puede caracterizar adecuadamente mediante el factor  $Q$ , que es un parámetro adimensional y positivo. Su valor depende tanto de la fase sísmica utilizada como de la región de estudio. Los valores de  $Q_0$  y  $a$  para la onda  $S$  dependen fuertemente del régimen tectónico de cada área, especialmente para frecuencias próximas a 1Hz (Singh y Herrmann, 1983; Hasegawa, 1985).

En el presente trabajo de Tesis, se realizó un estudio de la atenuación sísmica para las ondas  $S$ ,  $P$ ,  $SV$  y  $SH$  en la región centro-sur del Golfo de California, utilizando 27 eventos bien localizados por Sumy *et al.* (2013), los cuales fueron registrados desde octubre del 2005 a octubre del 2006 por las redes sismológicas RESBAN, NARS-Baja y los OBS pertenecientes al proyecto SCOOBA. Para realizar dicho estudio, se estimó el factor  $Q$  de las fases sísmicas antes mencionadas en 3 intervalos de distancias epicentrales: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km, las cuales muestrean la corteza, el manto superior y el manto inferior, respectivamente. Caracterizamos la dependencia de  $Q$  con la frecuencia mediante el uso de la relación  $Q = Q_0 f^a$ , la cual constituye una potente herramienta para cuantificar la actividad tectónica de una región, y es inversamente proporcional a la atenuación de las ondas sísmicas.

De acuerdo con los resultados encontrados en éste trabajo, la evaluación del efecto de sitio y la corrección de las amplitudes espectrales por éste efecto es importante debido a que los valores estimados para  $Q_S$ ,  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  pueden ser afectados por dicho efecto.

La técnica implementada en éste trabajo para estimar los efectos de sitio consistió en calcular los siguientes cocientes espectrales:  $\frac{EO}{V}$ ,  $\frac{NS}{V}$ ,  $\frac{T}{V}$ ,  $\frac{R}{V}$ ,  $\frac{H1}{V}$  y  $\frac{H2}{V}$ .

Encontramos que nuestros resultados se correlacionan con el ambiente tectónico de la región. El Golfo de California es un sistema de rift, formado a partir del proceso de extensión de la litósfera que se asocia con el ascenso de la astenósfera, adelgazamiento cortical y un aumento del flujo térmico (Keen, 1985; Segor y Burke, 1978; entre otros). Antes de la extensión localizada en

nuestra región de estudio, existía un régimen de subducción entre las placas Farallón y Pacífico con movimiento relativo hacia el este y oeste, respectivamente. La subducción cesó cuando la placa del Pacífico se puso en contacto con la placa de Norteamérica. En la Península, la mayor parte de la Provincia extensional documentada en los márgenes del Golfo de California debió ocurrir después del cambio tectónico <12Ma (Fletcher *et al.*, 2007). Una teoría que se tiene sobre la formación de la provincia extensional de Golfo de California es que se realizó en dos fases: un primer periodo temprano de extensión y separación continental que formaron las primeras cuencas marinas; la segunda fase continuó con un periodo de expansión de piso oceánico y formación de fallas transformantes (Fletcher y Munguía, 2000), éstos últimos procesos continúan hoy en día. Por lo anterior, el régimen de los márgenes del Golfo de California tiene un comportamiento tectónico distinto respecto del régimen que existe al interior del mismo (Fletcher y Munguía, 2000). La manera en que éste comportamiento se encuentra reflejado en nuestros resultados es el siguiente: observamos que al evaluar el factor  $Q$  para la onda  $S$  y  $P$  considerando registros de NARS-Baja, RESBAN y los OBS, éstos difieren del valor de  $Q$  obtenido al separar los datos de las redes NARS-Baja y RESBAN de los datos de los OBS. Esto se debe a que las estaciones de NARS-Baja y RESBAN se encuentran alrededor del Golfo de California, instaladas sobre la Península de Baja California, Sonora y Sinaloa, mientras que los OBS se encuentran en el fondo oceánico del Golfo de California. Estos últimos están ubicados específicamente sobre los límites de las Placas tectónicas de Norteamérica y la del Pacífico. En el interior del Golfo de California las cuencas situadas en la región central y sur del Golfo de California son más profundas y contienen centros de dispersión nacientes (Currey *et al.*, 1982; entre otros). Por lo que se esperan valores más bajos del factor  $Q$  de las fases sísmicas en la región norte del Golfo de California debido a que la litósfera continental es más joven. La corteza en el sur del Golfo de California es oceánica y más delgada que en el norte (Zhang *et al.*, 2007).

Se ha encontrado en estudios anteriores al evaluar el factor  $Q$ , que para zonas con baja atenuación, por ejemplo, regiones con baja actividad sismo-tectónica y corteza gruesa tienen valores de  $Q_0$  muy altos, mientras que los de  $a$  son muy bajos (0.2 - 0.4). (Singh y Herrmann, 1983 y Hasegawa, 1985). Lo contrario sucede para regiones con alta actividad sismo-tectónica, corteza joven y delgada y/o elevado flujo térmico, donde las velocidades de las ondas sísmicas disminuyen. En estas regiones los valores de  $Q_0$  son bajos ( $\leq 100$ ), mientras  $a \cong 1$  lo que indica una elevada atenuación inelástica del medio sobre la fase sísmica. (Singh y Herrmann, 1983; Hasegawa, 1985, entre otros). De acuerdo a lo anterior, los valores de  $Q$  que obtuvimos sugieren

que los intervalos de distancias epicentrales 120-220 km y 220-310 km corresponde con las trayectorias de ondas sísmicas que viajan por el manto, donde  $Q_p > Q_s$  excepto por la región muestreada por los OBS (Figura 34). Teóricamente se espera que en el manto  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 2.4$  (Stacey, 1977). En éste estudio encontramos que para distancias epicentrales comprendidas entre 120-220 km  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 2.2 - 2.3$  (Tabla 20) y entre 220-310 km  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 2.7$  (Tabla 19) y  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 2.0$  para las bases de datos que incluyen todas las estaciones, OBS, NARS-Baja y RESBAN que registraron la onda  $P$  y la onda  $S$  en NARS-RESBAN y OBS, respectivamente. Considerando bases de datos separadas resulta que a distancias donde los rayos sísmicos muestrean la corteza (10-120 km), se tiene  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 0.3$  para OBS y  $\frac{Q_p}{Q_s} \cong 1.5$  para RESBAN y NARS-Baja. La discrepancia puede deberse a que el volumen de corteza muestreada por los OBS es diferente a las muestreada por los otros arreglos. Además, el régimen de los márgenes del Golfo de California tiene un comportamiento tectónico distinto respecto del régimen que existe al interior del mismo (Fletcher y Munguía, 2000) y también a la falta de más registros sísmicos para analizar, pues al separar los registros de las redes, se reduce la cantidad de datos y la estadística indica que los valores más certeros para un estudio se obtienen cuando la cantidad de datos aumenta.

Obtuvimos que  $Q_{SH} \cong Q_{SV}$  para los rangos de distancias, con excepción del intervalo 220-310 km donde se obtuvo  $\frac{Q_{SV}}{Q_{SH}} \cong 0.35$ , como se hizo mención con anterioridad este intervalo es el que contiene una menor resolución por tanto los resultados para el mismo serán poco fiables. Por lo anterior no hay evidencia de anisotropía sísmica para rayos sísmicos que viajan por trayectorias corticales y el manto superior.

Como se esperaba, cada fase sísmica es atenuada por el medio de una forma distinta, de manera que los valores de  $Q$  obtenidos para  $S$ ,  $P$ ,  $SH$  y  $SV$  no son equivalentes. Nuestros resultados muestran que la atenuación varía con la profundidad y aumenta cuando las fases sísmicas se transmiten por litósfera oceánica joven (Tsai y Aki, 1969; Mitchell *et al.*, 1976; Canas y Mitchell, 1978; entre otros).

La atenuación para las altas frecuencias (para ondas más energéticas) es superior a la de las bajas frecuencias como se observa en las curvas de atenuación presentadas en el capítulo anterior. Esto es consecuencia de la disipación de energía debida a la fricción de las ondas sísmicas con las heterogeneidades inmersas en el medio de propagación. Las curvas de atenuación empíricas

presentan puntos de inflexión (cambios en la curvatura) a distancias diferentes para las frecuencias analizadas: entre 0.13-12.59 Hz para los OBS y entre 0.16-7.94 Hz para NARS-Baja y RESBAN. Esto hace suponer que la dispersión geométrica no varía sólo respecto de la distancia, sino también con la frecuencia de la onda.

En general, los resultados obtenidos indican que la atenuación para las ondas  $S$  de rayos con distancias epicentrales de 10 a 120 km (trayectorias corticales) es mayor bajo la región donde se instalaron los OBS que en los márgenes del Golfo de California donde se ubican las estaciones de NARS-Baja y RESBAN, debido a que cerca de los centros de dispersión el flujo de calor es más alto y  $Q$  debe ser más bajo. Para distancias de entre 120 y 220 km (trayectorias dentro del manto superior), la velocidad de la onda  $S$  parece disminuir para NARS-Baja y RESBAN, pues se observa un incremento en la atenuación de la onda  $S$ , sugiriendo una zona con mayor cantidad de fallas, poros rellenos de fluido, roca fundida, entre otras, lo que concuerda con las características del manto superior. En el caso de los OBS sucede lo contrario ya que la atenuación disminuye validando la teoría que conforme aumenta la profundidad la presión es mayor y en consecuencia la velocidad de las ondas aumenta. Los comportamientos contradictorios para la onda  $S$  registrada en OBS de las registradas en NARS-Baja y RESBAN podría deberse a distintos factores, entre ellos que el régimen que gobierna los márgenes del Golfo de California son distintos de los que se localizan en su interior. A distancias de entre 220 a 310 km (trayectorias de manto más profundo) se encontró el comportamiento esperado: la velocidad de las ondas sísmicas aumenta y su atenuación disminuye, ésta región corresponde a parte del manto inferior que se conforma de rocas más densas que el manto superior.

La atenuación de la onda  $P$  disminuye conforme aumenta la profundidad tanto para los OBS como para NARS-Baja y RESBAN, siendo mayor en las últimas. Lo que indica que los rayos sísmicos viajaron por una zona de más baja velocidad en comparación a los registrados en los OBS. Dicho comportamiento se correlaciona con el hecho de que el régimen tectónico en los márgenes del Golfo de California tiene un comportamiento tectónico distinto respecto del régimen que existe al interior del mismo (Fletcher y Munguía, 2000).

El resultado obtenido en éste trabajo  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.3$  para distancias epicentrales de 10 a 120 km y registros de OBS, se correlaciona con ambientes tectónicos donde también existe un adelgazamiento de la corteza terrestre, tales como el campo geotérmico de Cerro Prieto donde

Reyes (2004) obtuvo un cociente  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.5$ . Así mismo, otros estudios de atenuación sísmica han encontrado cocientes  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.5$  en el norte de Baja California para profundidades menores a 20 km (Castro *et al.*, 1997). Lo anterior apoya las observaciones de que los depósitos sedimentarios de las regiones mencionadas se encuentran parcialmente saturadas con fluidos (valor típico  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.5$  para roca parcialmente saturada (Winkler y Nur, 1982)).

Las limitaciones de éste trabajo de tesis consistieron en que fue imposible realizar rotación para las componentes horizontales de los OBS, debido a que se desconoce su orientación, por lo que las estimaciones para  $Q_{SH}$  y  $Q_{SV}$  no son fiables. El método de rotar las componentes para distintos ángulos y correlacionar las componentes radial y transversal de los registros mediante el coeficiente de correlación de Pearson resultó ser inadecuado porque se requiere conocer el ángulo de incidencia.

Para futuras investigaciones se recomienda realizar un análisis similar, utilizando un mayor número de registros sísmicos, con lo que podría estimarse la evolución tectónica de la región, puesto que se esperan cambios espaciales de  $Q$  para periodos de tiempo suficientemente largos, que podrían reflejar variaciones en el estado de esfuerzos litosféricos. Así mismo, sería útil calcular  $Q$  usando las curvas de atenuación empíricas en todas las distancias donde se observen los puntos de inflexión para cada frecuencia de interés.

## Conclusiones

Los resultados obtenidos concuerdan con estudios de atenuación realizados en el océano Pacífico en los cuales se establece que la atenuación inelástica depende de la edad litosférica, siendo mayor ( $Q$  bajos) para una litósfera joven (Tsai y Aki, 1969; Mitchell *et al.*, 1976; Canas y Mitchell, 1978; entre otros).

Las funciones de atenuación resultantes indican que conforme aumenta la frecuencia y nos acercamos al límite entre la placa Norteamérica y la placa Pacífico, las amplitudes espectrales decaen más rápido, demostrando que existe mayor actividad sísmica, menor espesor de la corteza y creación de nuevo piso oceánico en éste límite.

Las estimaciones para el factor  $Q$  representan el comportamiento inferido a partir de la múltiple diversidad de trayectorias seguidas por las fases sísmicas  $P$ ,  $S$ ,  $SH$  y  $SV$  en la región centro-sur del Golfo de California, los valores que se obtuvieron son una media de la inelasticidad en ésta región comprendida entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas sísmicas estudiadas, la cual se relaciona con la distancia analizada. Separando el análisis de las curvas de atenuación no paramétricas en 3 intervalos: 10-120 km, 120-220 km y 220-310 km. El resultado obtenido en éste trabajo  $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 0.3$  para distancias epicentrales de 10 a 120 km y registros de OBS, se correlaciona con ambientes tectónicos donde también existe un adelgazamiento de la corteza terrestre. Encontramos valores  $\frac{Q_P}{Q_S}$  muy similares al valor teórico esperado para rayos sísmicos que se propagan en la región del manto ( $\frac{Q_P}{Q_S} \cong 2.4$  (Stacey, 1977)) en los rangos 120-220 km y 220-310 km.

Además de las estimaciones de  $Q$ , también demostramos que el coeficiente de correlación de Pearson no es el adecuado para encontrar azimuts, a menos que se conozca el ángulo de incidencia. La dispersión geométrica puede depender no sólo de la distancia que viaja la onda sísmica, sino también de su frecuencia.

## Referencias Bibliográficas

- Aki, K. and Richards P. G. (2002). *Quantitative Seismology, second edition*. University Science Books, Sausalito, California.
- Anderson, D. L. and Hart R. S. (1976). *Absorption and the low velocity zone*. Nature. Vol. 263, pp. 397.
- Aragón Arreola, M. (2006). *Evolución estructural de las cuencas del norte y centro del Golfo de California. Implicaciones en la cinemática de apertura y en el acomodo de la deformación*. Tesis doctorado, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Banda, E., Diechmann N., Braile L.W. and Ansorge J. (1982). *Amplitude Study of the Pg Phase*. Journal of Geophysical Research. Vol. 51, pp. 153-164.
- Bolt, B. A. (1999). *Earthquakes*. W.H. Freeman, San Francisco, pp. 309.
- Brillinger, D. R. and Preisler H. K. (1984). *An exploratory of the Joyner-Boore attenuation data*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 74, pp. 14441-14450.
- Canas, J. A. and Mitchell B. J. (1978). *Lateral variation of surface- wave anelastic attenuation across the Pacific*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 68, pp. 1637-1650.
- Castro, R.R. (1996). *Estimates of site effects in Oaxaca, Mexico using horizontal to vertical spectral ratios*. Geofísica International. Vol. 35, Num. 4, pp. 371-375.
- Castro, R.R., Anderson J.G., Singh S.K. (1990). *Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone*. Bulletin of the Seismological of America. Vol 80, Num. 6A, pp. 1481-1503.
- Castro, R.R., Massa M., Augliera P. and Pacor F. (2008). *Body-wave attenuation in the region of Garda, Italy*. Pure and applied Geophysics. Vol. 165, pp. 1351-1366.
- Castro, R.R., Mucciarelli M., Pacor F. and Petrongaro C. (1997). *S-Wave Site Response Estimates using horizontal to vertical spectral ratios*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 87, Num. 1, pp. 256-260.
- Castro, R.R., Perez-Vertti A., Mendez I., Mendoza A. and Inzunza L. (2010). *Location of moderate sized earthquakes recorded by the NARS-Baja Array in the Gulf of California region between 2002 and 2006*. Pure and applied Geophysics. Vol. 168, pp. 1279-1292.
- Castro, R. R., Rebolgar C. J., Pérez-Vertti A., Trampert J., Paulssen H., Van Wettom A., Ritsema J. and Clayton R. (2002). *Red sísmica Nars-Baja para el monitoreo de la sismicidad del Golfo de California, México*. GEOS 22, 379.

Chávez García, F. J., Pedotti G., Hatzfeld D. and Bard P. Y. (1990). *An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece)*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 80, pp. 784-806.

Curry, J. R., More D. G., Kelts K. and Einsele G. (1982). *Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California*. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, U. S. Government, Printing Office. Washington D. C. Vol. 64, pp. 1089-1116.

Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Bartolomé, R., Farrán, M., Carbonell, R., Núñez-Cornú, F. and CORTES-P96 Working Group. (1997). *Expedition gathers new data on crust beneath Mexican west coast*. EOS, Vol. 78, pp. 565-572.

Delgado Argote, L.A. y Frias-Camacho, V. (1996). *Interpretación estructural del Canal de Ballenas, Golfo de California a partir de imágenes de reflectividad*. Geos Boletín, Vol.16-4, pp. 228-229.

DeMets, C. (1995). *A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion*. Geophysical Research Letters, Vol. 22, pp. 3345-3548.

Dixon, T., Farina F., DeMets C., Suarez-Vidal F., Fletcher J. M., Marquez-Azua B., Miller M., Sanchez O. and Umhoefer P. (2000). *New kinematic model for Pacific-North America motion from 3Ma to present, II: Evidence for a "Baja California shear zone"*. Geophysical Research Letters. Vol. 3, pp. 3961-3964.

Piñero, D. (2008). *Sísmica de reflexión y fechamiento  $Ar^{40}$  –  $Ar^{39}$  del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (sur del Golfo de California, México)*. Tesis maestría Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Dziewonski, A.M. and Anderson D.L. (1981). *Preliminary reference Earth model*. Physics of the Earth and Planetary interiors. Vol. 25, pp. 297-356.

Fabriol, H., Delgado-Argote, L.A., Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., González, A., García-Abdeslem, J., Bartolomé, R. and Martín-Atienza, B. (1999). *Backscattering and geophysical features of volcanic rifts offshore Santa Rosalia, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 93, pp. 75-92.

Fenby, S. S. and Gastil R. G. (1991). *Geologic-Tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas in Dauphin J. P. and Simoneit B. T. eds. The Gulf and Penninsular Provinces of the Californias*. American Association of Petroleum Geologist. Mem. 47, pp. 79-83.

Fletcher, J. M. and Munguía L. (2000). *Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California*. Tectonics. Vol. 19, pp. 1107-1123.

Fletcher, J.M., Grove M., Kimbrough D., Lovera O. and Gehrels G. (2007). *Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of*

*California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent area.* Geological Society of America Bulletin. Vol. 119, pp. 1313-1336.

Gutierrez, C. and Singh S. K. (1992). *A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong motion and microtremor data.* Bulletin of the seismological society of America. Vol. 82, pp. 642-659.

Goff, J.A., Bergman E.A. and Solomon S.C. (1987). *Earthquake source mechanisms and transform fault tectonic in the Gulf of California.* Journal of Geophysical Research. Vol 92, pp. 10485-10510.

Haberland, C. and Rietbrock A. (2001). *Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc.* Journal of Geophysical Research. Vol. 106, pp. 11151-11167.

Hasegawa, H. S. (1985). *Attenuation of Lg waves in the Canadian Shield.* Bulletin of the seismological society of America. Vol. 75, pp. 1569-1582.

Havskov, J, J. B. Martín, G. Alguacil, A. Martos, J. A. Peña. (2001). *The Andalusian Seismic Network. Upgrades to SEISNET and SEISAN and Current Status. Report, 32 p.*

Hough, S. E., Anderson J. G., Brune J., Vernon III F., Berger J., Fletcher J., Haar L., Hanks L. and Baker L. (1988). *Attenuation near Anza, California.* Bulletin of the seismological society of America. Vol. 78, pp. 672-691.

Johnston, D. H., Toksoz M. N. and Timur A. (1979). *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanism.* Geophysics. Vol. 44, pp. 691-711.

Karig, D. E., Jensky, W. (1972). *The Proto-Gulf of California.* Earth and Planetary Science Letters 1972, Vol. 17, pp. 169-174.

Keen, C. E. (1985). *The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving mechanisms.* Journal of Geophysical Research. Vol. 88, pp. 527-538.

Kissling, E. (1988). *Geotomography with local earthquake data.* Reviews of Geophysics. Vol. 26, pp. 659-698.

Kissling, E., Ellsworth W. L., Eberhart-Phillips D. and Kradolfer U. (1994). *Initial reference models in local earthquake tomography.* Journal of Geophysical Research. Vol. 99, pp. 19635-19646.

Klein, F. W. (2002). *User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to solve for Earthquake locations and Magnitudes.* U. S. Geological Survey. Open-File Rept. 02-171, pp. 113.

Knopoff, L. (1962). *Higher order Born Approximations for the inversion of Love wave dispersion.* Geophys. J. Roy. Astron. Soc. Vol. 7, pp. 149-157.

- Lermo, J., Díaz de León J., Nava E. and Macias M. (1991). *Estimación de periodos dominantes y amplificación relative del suelo en la zona urbana de Colima*. IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Manzanillo, Colima. Octubre 1991.
- Lizarralde, D., Axen G. J., Brown H. E., Fletcher J. M., Gonzales-Fernandez A., Harding A. J., Holbrokk W. S., Kent G. M., Paramo P., Sutherland F. and Umhoefer P. J. (2007). *Variation in styles of rifting in the Gulf of California*. Nature. Vol. 448, pp. 466-469.
- Martín Barajas, A. (2000). *Volcanismo y extensión en la Provincia extensional del Golfo de California*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 53, pp. 72-83.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academia Press, New York, pp. 293.
- Mitchell, B. J., Leite L. W., Yu Y. K. and Hermann R. B. (1976). *Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 68, pp. 1189-1202.
- Nagy, E. A. and Stock J. M. (2000). *Structural control son the continent-ocean transition in the Northern Gulf of California*. Journal of Geophysical Research. Vol. 105, pp. 16251-16269.
- Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Report Railway Tech. Research Institute. Vol. 30, pp. 25-33.
- Press, W.H., Flanney B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. (1986). *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press New York, pp. 1235.
- Rebollar, C. J., Quintanar L., Castro R. R., Day S. M., Madrid J., Brune J. N., Astiz L. and Vernon F. (2001). *Source characteristics of a 5.5 magnitude earthquake that occurred in the transform fault system of the Delfin basin in the Gulf of California*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 91, pp. 781-791.
- Revelle, R.R. (1950). *1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California; Part V, Sedimentation and Oceanography: Survey of Field observation*. The Geological Society of America. Mem. 43, pp. 1-6.
- Reyes, L. M. (2004). *Estudio de estructura y atenuación sísmica en Baja California*. Tesis doctorado Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Savage, B. and Wang Y. (2012). *Integrated model of the crustal structure in the Gulf of California Extensional Province*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 102, Num. 2, pp. 878-885.
- Segor, A.M.C. and Burke, K. (1978). *Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications*. Geophysical Research Letters. Vol. 5, pp. 419-421.

Shepard, F.P. (1950). 1940 E.W. *Scripps Cruise to the Gulf of California; Part III, Submarine Topography of the Gulf of California*. The Geological Society of America. Mem.43, pp. 1-32.

Singh, S.K. and Herrmann R. B. (1983). *Regionalization of crustal coda  $Q$  in the continental United States*. Journal of Geophysical Research. Vol. 88, pp. 527-538.

Singh, S.K., Mena E., and Castro R.R. (1988). *Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near México City from strong motion data*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 78, pp. 451-477.

Stacey, F.D. (1977). *Physics of the Earth. Second edition*. John Wiley and Sons. New York, pp. 414.

Steidl, J.H., Tumarkin A.G. and Archuleta R.J. (1996). *What is a reference site?*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 86, pp. 1733-1748.

Stein, S. and Wysession M. (2003). *Introduction to Seismology earthquakes and earth structure*. Blackwell Publishing. Oxford, pp. 498.

Sumy, D. F., Gaherty J. B., Kim W. Y., Diehl T. and Collins J. A. (2013). *The mechanisms of earthquakes and faulting in the Southern Gulf of California*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 103, pp. 487-506.

Trampert, J., Pausen H., Van Wettom A., Ritsema J., Clayton R., Castro R. R., Rebollar C. and Pérez-Vertti A. (2003). *New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico*. EOS, Trans. Am. Geoph. Union. Vol. 84, pp. 29-32.

Tsai, Y. B. and Aki K. (1969). *Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves*. Bulletin of the seismological society of America. Vol. 59, pp. 275-287.

Winkler, K. and Nur A. (1979). *Pore fluid and seismic attenuation in rock*. Geophysical Research Letters. Vol. 6, pp. 1-4.

Winkler, K.W. and Nur A. (1982). *Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding*. Geophysics. Vol.47, pp. 1-15.

Wu, R.S. and Aki K. (1988). *Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous Earth*. Pure and applied Geophysics. Vol 128, pp. 1-6.

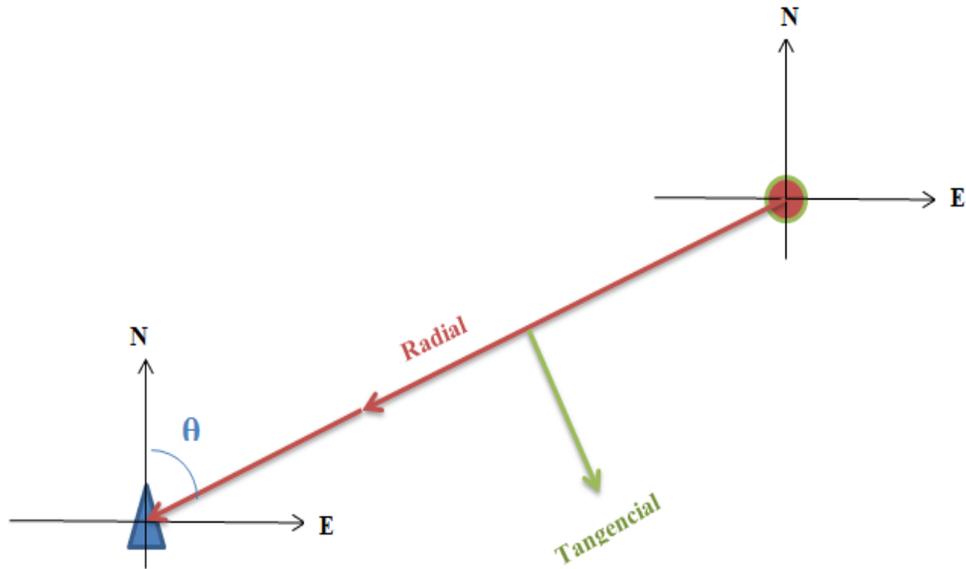
Young, H.D. and Freedman R.A. (2009). *Física Universitaria*. Addison-Wesley Pearson Mexico, pp. 1008.

Zhang, X., Paulssen H., Lebedev S. and Meier T. (2007). *Surface wave tomography of the Gulf of California*. Geophysical Research Letters. Vol. 34, L15305, doi:10.1029/2007GL030631

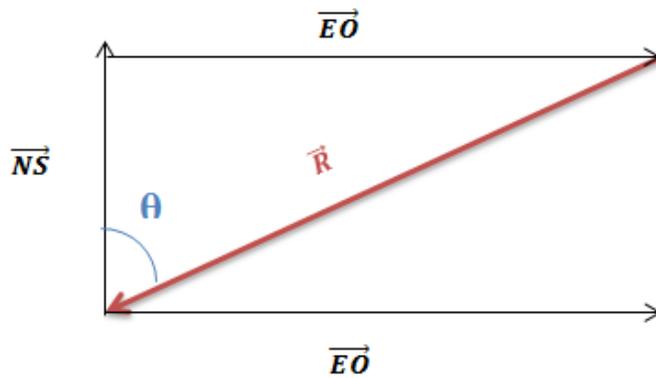
## ANEXO 1

### MATRIZ DE ROTACIÓN PARA REGISTROS SÍSMICOS

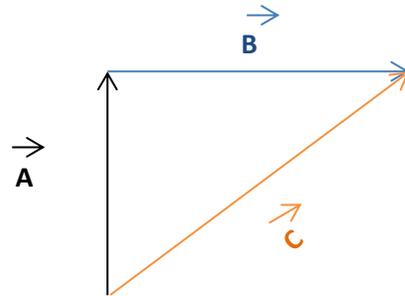
Tenemos que:



De la figura, tomamos los vectores de las componentes radial, norte-sur y este-oeste, aplicamos la propiedad de traslación de los vectores para la componente este-oeste, con lo que obtenemos lo siguiente:



Recordando la suma vectorial:

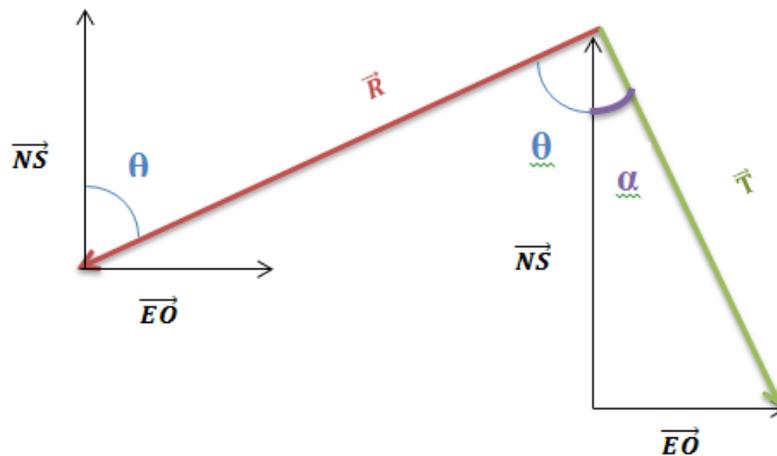


donde:

Entonces:

$$-\vec{R} = \vec{NS} + \vec{EO} \quad \longrightarrow \quad -|\vec{R}| = |\vec{NS}| \cos \theta + |\vec{EO}| \sin \theta \quad (1a)$$

Ídem para los vectores de la componente transversal o tangencial, norte-sur y este-oeste, y usando la trigonometría obtenemos lo siguiente:



Donde:

$$\overline{EO} = \vec{T} + \overline{NS}; \quad \alpha = \frac{\pi}{2} - \theta; \quad -|\vec{T}| = |\overline{NS}| \cos \alpha + |\overline{EO}| \sin \alpha \quad (2a)$$

Usando las siguientes identidades trigonométricas:

$$\sin(x \pm y) = \sin(x) \cos(y) \pm \cos(x) \sin(y)$$

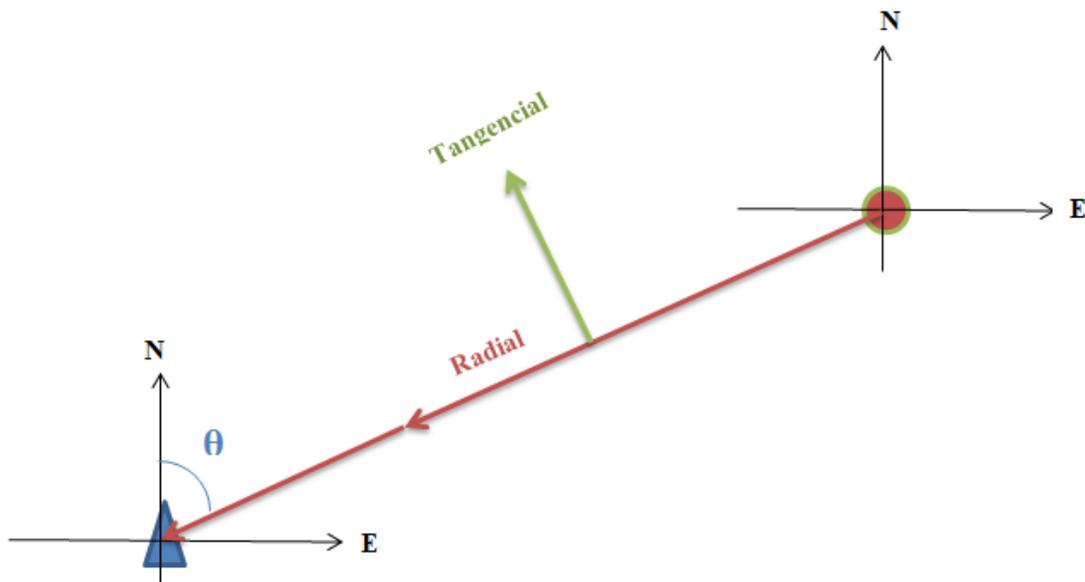
$$\cos(x \pm y) = \cos(x) \cos(y) \mp \sin(x) \sin(y) \quad (3a)$$

Queda que:

$$-|\vec{T}| = -|\overline{EO}| \cos \theta + |\overline{NS}| \sin \theta \quad \longrightarrow \quad |\vec{T}| = -|\overline{EO}| \cos \theta + |\overline{NS}| \sin \theta \quad (4a)$$

Se observa que tenemos el negativo de la componente Transversal en la ecuación anterior, lo cual nos indica que la verdadera componente transversal es anti-paralela a la dirección que elegimos.

Finalmente tenemos:

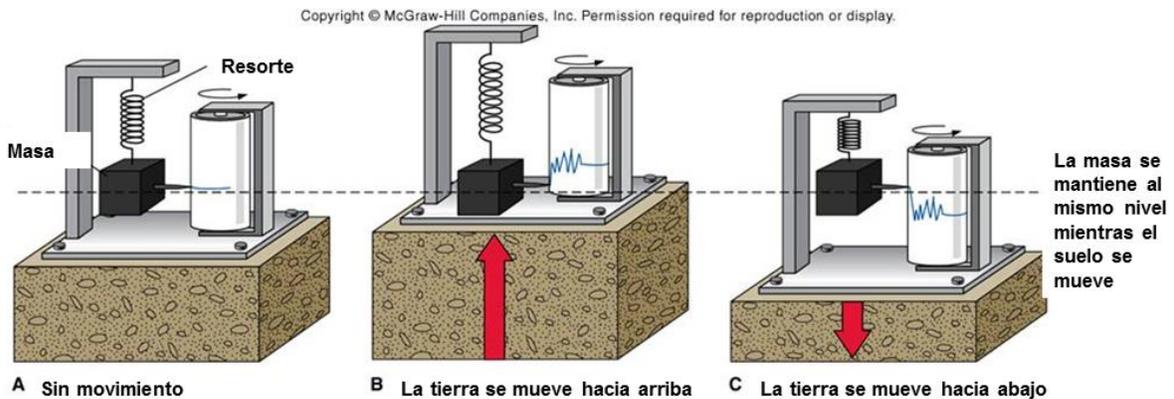


De las ecuaciones 1a y 4a, la matriz de rotación será:

$$\begin{bmatrix} \text{Radial} \\ \text{Transversal} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta) & -\sin(\theta) \\ \sin(\theta) & -\cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \text{Norte} - \text{Sur} \\ \text{Este} - \text{Oeste} \end{bmatrix} \quad (5a)$$

### Funcionamiento de un sismómetro vertical

El movimiento del suelo que se registra en las componentes del sismómetro, tiene una correlación negativa con las amplitudes en los sismogramas, es decir, si el movimiento del suelo es hacia abajo se imprimirán amplitudes positivas, lo contrario ocurre cuando el suelo se mueve hacia arriba (Ver Figura 35), de igual forma ocurre para las componentes horizontales, debido a que el funcionamiento del sismómetro también obedece la tercera ley de Newton. Por lo que al considerar éste hecho, el signo en las componentes radial y transversal de la ecuación 5a se invierte y la matriz de rotación que se utilizó en éste trabajo de Tesis fue la que se expresa en la ecuación (6).



**Figura 35.** Funcionamiento de un sismómetro vertical. Si el suelo se movió hacia abajo, el resorte se comprime por lo que se imprime una amplitud hacia arriba. McGraw-Hill

$$\begin{bmatrix} \text{Radial} \\ \text{Transversal} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \text{Norte} - \text{Sur} \\ \text{Este} - \text{Oeste} \end{bmatrix} \quad (6)$$

## ANEXO 2

### ATENUACIÓN Y FACTOR DE CALIDAD $Q$

Modelamos una oscilación amortiguada, suponiendo que además de la fuerza elástica

$$F = -ky$$

actúa otra fuerza que se opone a la velocidad que adquiere la masa en el resorte:

$$F' = -dv$$

Donde  $d$  es una constante que describe el grado de amortiguamiento del sistema y  $k$  es la constante del resorte. Dicha fuerza siempre se opone a la dirección de movimiento, por lo que el trabajo realizado por ésta es siempre negativo, en consecuencia la energía mecánica del sistema disminuye. Aplicando la segunda ley del Newton al sistema, se tiene que:

$$\begin{aligned} \sum F_y &= ma_y \\ &= -ky - d \frac{dy}{dt} = m \frac{d^2y}{dt^2} \end{aligned}$$

O bien:

$$\frac{d^2y}{dt^2} + 2\gamma \frac{dy}{dt} + \omega_0^2 y = 0 \quad (11a)$$

Donde  $2\gamma = \frac{d}{m}$  recibe el nombre de constante de amortiguamiento y  $\omega_0^2 = \frac{k}{m}$  es la frecuencia propia del oscilador. Puede demostrarse que la solución de ésta ecuación diferencial homogénea cuando  $\omega_0 > \gamma$  de segundo grado es:

$$y(t) = A_0 \exp \left[ \frac{-d}{2m} t \right] \cos(\omega t + \delta) \quad (12a)$$

El efecto del amortiguamiento es disminuir la amplitud de las oscilaciones y como consecuencia de la energía mecánica total. Dicha energía está dada por la ecuación (13a).

$$\begin{aligned}
 E(t) &= \frac{1}{2}kA(t)^2 \\
 &= \frac{1}{2}kA_0^2 \exp\left[\frac{-d}{2m}t\right] = E_0 \exp\left[\frac{-d}{2m}t\right]
 \end{aligned}
 \tag{13a}$$

Ya que:

$$A(t) = A_0 \exp\left[\frac{-d}{2m}t\right] \tag{14a}$$

De la ecuación (12a) el argumento de la exponencial debe ser adimensional, por lo que definimos una constante de tiempo  $\tau$  como:

$$\tau = \frac{m}{d} \tag{15a}$$

Que es el tiempo que tarda la energía en disminuir el factor  $\frac{1}{\exp}$ . Cuando el amortiguamiento  $d$  es pequeño, implica que  $\tau$  es grande, por lo que el oscilador perderá una fracción muy pequeña durante una oscilación. En tal caso, la pérdida de energía por período  $T$  viene dada por la ecuación (16a).

$$\frac{\Delta E}{E} = -\frac{d}{m}T \tag{16a}$$

El amortiguamiento de un oscilador sub-amortiguado, se describe normalmente mediante la magnitud adimensional  $Q$  denominada factor de Calidad o factor  $Q$ . Si la energía total es  $E$  y la pérdida en un periodo es  $|\Delta E|$ , el factor de calidad se define como:

$$Q = 2\pi \frac{E}{|\Delta E|} \tag{17a}$$

Así pues, el factor  $Q$  es inversamente proporcional a la pérdida relativa de energía por ciclo:

$$\frac{|\Delta E|}{E} = \frac{2\pi}{Q} \quad (18a)$$

Utilizando las ecuaciones anteriores, podemos relacionar al factor  $Q$  con la constante de amortiguamiento y la constante de tiempo:

$$Q = 2\pi \frac{E}{|\Delta E|} = 2\pi \frac{m}{dT} = 2\pi \frac{\tau}{T} \quad (19a)$$

De la ecuación (19a), se tiene que:  $\frac{d}{2m} = \frac{\pi}{QT}$  y dado que  $T = \frac{1}{f}$  al sustituir en la ecuación (14a), la atenuación en la amplitud vendrá dada por la ecuación (20a).

$$A(t) = A_0 \exp\left(-\frac{\pi f}{Q} t\right) \quad (20a)$$

Todo tipo de onda sufre expansión geométrica, la cual causa una pérdida de energía a consecuencia de la propagación de la onda en el medio. La “pérdida” de la energía es debida a una distribución (partición) de la energía en el medio de propagación, por lo que no refleja las características del medio. En el caso de las ondas sísmicas el efecto de la expansión geométrica debe ser incluido en la atenuación. Supongamos una onda bidimensional propagándose en una Tierra homogénea e isotrópica, los frentes de onda serán circunferencias con radio igual a la distancia hipocentral dada por:

$$d = vt$$

Donde  $v$  y  $t$  la velocidad y el tiempo de viaje de la onda sísmica, respectivamente. Por lo tanto, la energía sísmica se repartirá o distribuirá en los perímetros de las circunferencias ( $2\pi vt$ ).

Si la propagación de la onda sísmica es tridimensional, los frentes de onda son superficies esféricas, en las cuales la energía se distribuye en superficies con un valor de  $\pi(vt)^2$ . Así la pérdida de energía  $E(t)$  será proporcional a  $t^{-1}$  y  $t^{-2}$  para ondas superficiales y ondas de cuerpo, respectivamente. Si el medio fuese heterogéneo, la energía de la onda sísmica será proporcional a  $t^{-n}$  con  $n \neq 1$  y  $2$ .

Como la energía no se mide directamente de los registros sísmicos, los efectos de la expansión geométrica ( $G(t)$ ) deben ser considerados sobre las amplitudes. Ya que  $A(t) \propto \sqrt{E}$ , implica que  $G(t) \propto t^{-\frac{1}{2}}$  y  $G(t) \propto t^{-1}$  para ondas superficiales y ondas de cuerpo, respectivamente.

Es importante señalar que la proporcionalidad de la expansión geométrica se obtuvo para un medio homogéneo, isótropo y una fuente puntal sísmica. Se ha comprobado que el exponente  $n$  de la función de expansión geométrica, es sensible a la estructura de velocidad de la corteza (Banda *et al.*, 1982), siendo mayor cuanto más heterogéneo es el medio.

La atenuación sísmica al considerar la expansión geométrica vendrá dada por:

$$A(t) = G(t)A_0 \exp\left(-\frac{\pi f}{Q} t\right) \quad (21a)$$