

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de lo Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

CICESE@ 2022. Todos los derechos reservados

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología**

---

**Estudio de atenuación sísmica en la región norte del Golfo de  
California**

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

Presenta:

**Elsy Marleth Torres Sánchez**

Ensenada, Baja California, México  
2022

Tesis defendida por  
**Elsy Marleth Torres Sánchez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla**  
Director de tesis

**Dr. Javier Alejandro González Ortega**

**Dr. Jesús Favela Vara**



---

**Dr. Javier Alejandro González Ortega**  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

**Dr. Pedro Negrete Regagnon**  
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Elsy Marleth Torres Sánchez** 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 Norte del Golfo de California**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

**Director de tesis**

La atenuación de las ondas sísmicas depende las propiedades físicas de las rocas, edad, contenido de fluidos, temperatura y presión. Por lo general, los cambios en el estado físico de las rocas se pueden monitorear mejor evaluando cambios en el factor de calidad  $Q$  que con cambios en la velocidad de propagación de las ondas. Para conocer los mecanismos físicos que afectan la atenuación de las ondas sísmicas en la zona norte del Golfo de California, se determinó el factor de calidad  $Q$  de las ondas de cuerpo ( $Q_p$  y  $Q_s$ ) con sismogramas de la Red de banda ancha del Golfo de California (RESBAN) operada por el CICESE. La base de datos consistió en 64 sismos con magnitud que varía entre 4.5 y 6.6, y con distancia hipocentral entre 30 km y 350 km. Se determinaron funciones de atenuación a partir de un modelo no paramétrico que consiste en invertir las amplitudes espectrales observadas de 25 frecuencias comprendidas entre 0.1 Hz y 25.12 Hz, distribuidas en escala logarítmica. Para estimar  $Q_p$  y  $Q_s$  se definieron tres funciones de dispersión geométrica: una dependiente de la frecuencia,  $G(r)_1$  y dos independientes de la frecuencia,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ ; donde  $G(r)_2$  es  $1/r$  para  $r \leq 100$  km y  $1/\sqrt{100r}$  para  $r > 100$  km, mientras que  $G(r)_3 = 1/r$  para todo el rango de distancia. Encontramos que las estimaciones de  $Q$  dependen de manera importante de la función de dispersión geométrica que se adopte. Las estimaciones de  $Q$  usando  $G(r)_1$  indican que la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 224.5f^{1.10}$ ) que la atenuación de las ondas S ( $Q_s = 244.5f^{1.17}$ ). Análogamente, usando  $G(r)_2$ , la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 146.5f^{0.70}$ ) que la atenuación de las ondas S ( $Q_s = 170.7f^{1.01}$ ), y similarmente, las estimaciones de  $Q$  usando  $G(r)_3$  también indican que la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 179.3f^{0.60}$ ) que la atenuación de las ondas S ( $Q_s = 233.6f^{1.03}$ ). En general, los valores de  $Q$  son altos ( $Q > 100$ ) lo que sugiere que la región contiene rocas con bajo contenido en fluidos ( $Q_s/Q_p$ ) y la alta presión pudiera generar una disminución de la atenuación por el cierre de los poros en las rocas.

**Palabras clave:** atenuación, ondas sísmicas, factor de calidad  $Q$ , norte del Golfo de California, funciones de atenuación, funciones de dispersión geométrica.

Abstract of the thesis presented by **Elsy Marleth Torres Sánchez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Seismology

### Seismic Attenuation Study in the Northern Gulf of California Region

Abstract approved by:

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla  
Thesis Director

The attenuation of seismic waves depends on rock physical properties, age, fluid content, temperature and pressure. In general, changes in the physical state of the rocks can be monitored better by evaluating changes in the quality factor  $Q$  than by changes in the velocity of wave propagation. To understand the physical mechanisms affecting the attenuation of seismic waves in the northern Gulf of California, the  $Q$  quality factor of body waves ( $Q_p$  y  $Q_s$ ) was determined with seismograms from the broadband seismological network of the Gulf of California (RESBAN) operated by the CICESE. The database consisted of 64 earthquakes with magnitude ranging from 4.5 to 6.6 and with hypocentral distance between 30 km and 350 km. Attenuation functions were determined from a nonparametric model which consists of inverting the observed spectral amplitudes of 25 frequencies between 0.1 Hz and 25.12 Hz with a logarithmic spacing. To estimate  $Q_p$  and  $Q_s$ , three geometric dispersion functions were defined: one frequency dependent,  $G(r)_1$  and two frequency independent,  $G(r)_2$  and  $G(r)_3$ ; where  $G(r)_2$  is  $1/r$  for  $r \leq 100$  km and  $1/\sqrt{100r}$  for  $r > 100$  km, while  $G(r)_3 = 1/r$  for the entire distance range. We find that the estimates of  $Q$  depend strongly on the geometric dispersion function adopted. Estimates of  $Q$  using  $G(r)_1$  indicate that the P-wave attenuation is larger ( $Q_p = 224.5f^{1.10}$ ) than the S-wave attenuation ( $Q_s = 244.7f^{1.17}$ ). Similarly, using  $G(r)_2$ , the P-wave attenuation is larger ( $Q_p = 146.5f^{0.70}$ ) than the S-wave attenuation ( $Q_s = 170.7f^{1.01}$ ), and similarly, estimates of  $Q$  using  $G(r)_3$  also indicate that P-wave attenuation is larger ( $Q_p = 179.3f^{0.60}$ ) than S-wave attenuation ( $Q_s = 233.6f^{1.03}$ ). In general,  $Q$  values are high ( $Q > 100$ ) suggesting that the region contains rocks with low fluid content ( $Q_s/Q_p$ ) and the high pressure could generate a decrease in attenuation due to pore closure in the rocks.

**Keywords:** attenuation, seismic waves, quality factor  $Q$ , northern Gulf of California, attenuation functions, geometric scattering functions

## Dedicatoria

A mi Hermano Miguel Ángel Torres Sánchez.

Gracias por tu amor, apoyo y hermandad. Te quiero mucho.

## Agradecimientos

A Dios por la sabiduría y las bendiciones que ha derramado en mí vida.

A mi madre Araceli Sánchez Hernández, por su infinito amor y apoyo. Te agradezco por tu esfuerzo y sacrificio para brindar mi educación. Asimismo, gracias por enseñarme a ser una persona amable, noble, respetuosa y por los valores inculcados.

A mi hermano Miguel Ángel Torres Sánchez, por haber sido un pilar durante mi vida. Te agradezco por tu apoyo durante mi vida personal y profesional y por creer en mí cuando yo dudaba.

A mi abuela María de Jesús Hernández León, por el amor infinito que me brindaste. Te agradezco por enseñarme a ser una persona honesta, noble y leal.

Gracias a Claudia Escobar por su amistad, cariño e infinito amor. Gracias por creer en mí cuando yo dudaba. Te quiero mucho.

Gracias a Nayo Rivera por todo su apoyo.

Gracias a Fanny Victoria Mayo Hernández por su gran cariño y apoyo.

Agradezco a mi tutor, el Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla, por haber dirigido este trabajo de tesis, por su apoyo, paciencia y comprensión.

A Rodrigo, Rubí y Haidee por su amistad y por su apoyo. Les agradezco por hacer más llevadero la pandemia.

A Ana Saray, por su amistad, apoyo y sinceridad. Te agradezco por ser un pilar en mi vida.

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por darme la oportunidad de ser estudiante de esta memorable institución y por la ayuda brindada a lo largo de estos dos años.

Agradezco al Dr. Jesús Favela Vara y al Dr. Javier Alejandro González Ortega por la revisión de este trabajo.

A mis maestros de maestría, por su paciencia, apoyo y comprensión.

Al Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro por enseñarme lo bello que es la sismología y por su infinito apoyo.

A Iván Rodríguez por su cariño y apoyo incondicional.

A José Antonio Santiago Santiago por su amistad y apoyo.

A todos del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Les agradezco por haberme enseñado este hermoso arte que es la sismología.

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

# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xii
<b>Capítulo 1. Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1 Marco tectónico .....	1
1.2 Marco geológico.....	2
1.3 Estudios previos .....	4
1.4 Hipótesis.....	5
1.5 Objetivos .....	5
1.5.1 Objetivo general .....	5
1.5.2 Objetivos específicos .....	5
<b>Capítulo 2. Marco teórico .....</b>	<b>7</b>
2.1 Definiciones.....	7
2.1.1 Atenuación sísmica .....	7
2.1.2 Factor de calidad $Q$ .....	8
2.1.3 Dispersión geométrica.....	10
2.1.4 El efecto de sitio .....	11
2.2 Funciones de atenuación no paramétricas .....	13
2.3 Factor de calidad $Q$ .....	16
<b>Capítulo 3. Metodología .....</b>	<b>18</b>
3.1 Red sísmica.....	18
3.2 Base de datos .....	19
3.3 Funciones de atenuación no paramétricas .....	25
3.4 Función de dispersión geométrica .....	25
3.5 Factor de calidad $Q$ .....	27
<b>Capítulo 4. Resultados .....</b>	<b>30</b>
4.1 Funciones de atenuación no paramétricas .....	30
4.1.1 Funciones de atenuación no paramétricas de onda P.....	30
4.1.2 Funciones de atenuación no paramétricas de onda S.....	33



4.2	Efecto de sitio .....	36
4.2.1	Efecto de sitio de onda P .....	36
4.2.2	Efecto de sitio de onda S .....	37
4.3	Factor de calidad $Q$ .....	39
4.3.1	Factor de calidad de onda P .....	39
4.3.2	Factor de calidad de onda S .....	42
4.4	Atenuación .....	44
4.4.1	Atenuación de onda P .....	44
4.4.2	Atenuación de onda S .....	47
<b>Capítulo 5.</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>54</b>
<b>Capítulo 6.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>56</b>
<b>Literatura citada .....</b>		<b>58</b>
<b>Anexos .....</b>		<b>62</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Mapa de la zona de estudio: norte del Golfo de California. En el mapa se localizan las principales fallas (líneas de color negro) que se encuentran dentro de la zona de estudio.....	2
2. Gráfica de posición en función del tiempo para un oscilador amortiguado que hace referencia a la atenuación que sufren las ondas sísmicas cuando atraviesan el medio. Tomado de Serway y Vuille, 2012. ....	8
3. Modelo de fuente sísmica: modelo de Brune.(Brune, 1970). A) Espectro teórico de desplazamiento. B) Espectro teórico de aceleración. Donde $f_0$ es la frecuencia de esquina y $\Omega_0$ , el nivel plano del espectro. ....	8
4. Gráfico de rayos sísmicos y frentes de onda generados por una fuente puntual e isotrópica.	11
5. Ilustración de la propagación de las ondas sísmicas en dos medios con diferentes propiedades físicas, roca dura y sedimentos, los cuales son registrados en superficie por dos estaciones sísmicas. Modificada de Bommer et al. (2009). ....	13
6. Mapa del área de estudio. Los triángulos invertidos representan las estaciones sísmicas. Sismicidad comprendida del periodo 2002-2014 en función de la magnitud y profundidad..	19
7. Distribución de la distancia hipocentral (A) y de la magnitud (B) y de los eventos analizados. ....	20
8. Mapa de la región norte del Golfo de California que muestra las trayectorias de fuente-estación que muestrean la zona de atenuación estudiada. ....	20
9. Eventos sísmicos registrados en las estaciones de RESBAN. PLIB- Registro del sismo ocurrido el 5 de diciembre del 2003 en la estación de PLIB de magnitud M 4.7; arribo de la onda P con una ventana de duración de 8s (Z) y arribo de onda S con una duración de ventana de 7s (N-S y E-W). PPXB- Sismogramas del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 de magnitud M 4.6 en la estación de PPXB; arribo de la onda P con una ventana de duración de 10s (Z), y arribo de onda S con una duración de ventana de 18s (N-S y E-W). BAHB- Registro del sismo ocurrido el 12 de abril del 2012 de magnitud 4.7 en la estación de BAHB con una duración de ventana de onda P (Z) y S (N-S y E-W) de 3s y 5s, respectivamente. ....	21
10. A) Corte de Ventana de onda P. B) Corte de ventana de onda P con un Taper del 5 %. C) Espectro de aceleración de onda P. D) Espectro de aceleración de onda P suavizado con una ventana móvil de $\pm 25$ %. ....	23
11. Espectros de aceleración de onda P. Espectros de aceleración del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 registrado en la estación BAHB y GUYB de magnitud 4.6. Las figuras de la izquierda corresponden a los espectros de amplitud de las ventanas de onda P y los gráficos de la derecha contienen la amplitud espectral de ruido sísmico en cada estación de registro. ....	24
12. Espectros de aceleración de onda S. Espectros de aceleración del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 registrado en la estación BAHB y GUYB. Las figuras de la izquierda corresponden a los	

espectros de amplitud de las ventanas de onda S y los gráficos de la derecha contienen la amplitud espectral de ruido sísmico en cada estación de registro.....	24
13. Distribución del coeficiente de dispersión geométrica con la frecuencia para ondas de cuerpo. ....	26
14. Metodología del pre-procesado y procesamiento de los datos sísmicos.....	29
15. Funciones empíricas de atenuación de onda P normalizadas (línea continua). Los puntos son las amplitudes observadas de cierto evento para cada frecuencia y la línea discontinua son las funciones de atenuación escaladas con su correspondiente término de fuente. ....	31
16. Funciones de atenuación de onda P obtenidas en 25 frecuencias entre 0.1 Hz y 25.12 Hz. Las curvas presentan diferentes puntos de inflexión a diferentes distancias hipocentrales. ....	32
17. Funciones empíricas de atenuación de onda S normalizadas (línea continua). Los puntos son las amplitudes observadas de cierto evento para cada frecuencia y la línea discontinua son las funciones de atenuación escaladas con su correspondiente término de fuente. ....	34
18. Funciones de atenuación de onda S obtenidas en 25 frecuencias entre 0.1 Hz y 25.12 Hz. Las curvas presentan diferentes puntos de inflexión a diferentes distancias. ....	35
19. Residual de amplitud calculado para cada estación sísmica de las funciones de atenuación de onda P mostradas en la Figura 13. ....	36
20. Residual de amplitud calculado para cada estación sísmica de las funciones de atenuación de onda S mostradas en la Figura 15. ....	38
21. Efecto de sitio de onda S $\pm$ una desviación estándar obtenidos a partir del residual de los datos observados y las funciones de atenuación no paramétricas (color azul). Efecto de sitio de onda S $\pm$ una desviación estándar calculados por Ávila et al., (2016) usando el cociente espectral H/V (color naranja).....	38
22. Estimaciones del factor de calidad $Q$ de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de $Q$ a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia (ecuación 18), $G(r)$ 1. Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.....	40
23. Estimaciones del factor de calidad $Q$ de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de $Q$ a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 19), $G(r)$ 2. Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados. ....	40
24. Estimaciones del factor de calidad $Q$ de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de $Q$ a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 20), $G(r)$ 3. Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados. ....	41
25. Estimaciones del factor de calidad $Q$ de onda P (obtenidos mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados).....	41

26. Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia (ecuación 18),  $G(r)1$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados..... 42
27. Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 19),  $G(r)2$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados..... 43
28. Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 20),  $G(r)3$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados..... 43
29. Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S (obtenidos mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados)..... 44
30. Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)1$ , dependiente de la frecuencia..... 45
31. Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)2$ , independiente de la frecuencia..... 46
32. Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)3$ , independiente de la frecuencia..... 46
33. Atenuación de onda P usando las tres funciones de dispersión geométrica..... 47
34. Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)1$ , dependiente de la frecuencia..... 48
35. Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)2$ , independiente de la frecuencia..... 48
36. Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)3$ , independiente de la frecuencia..... 49
37. Atenuación de onda S usando las tres funciones de dispersión geométrica..... 49
38. Cociente de  $Qs/Qp$  usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia  $G(r)1$ , usando los valores de  $Q$  en la Tabla 3 y Tabla 4..... 50
39. Cociente de  $Qs/Qp$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia  $G(r)2$ , usando los valores de  $Q$  en la Tabla 3 y Tabla 4..... 51
40. Cociente de  $Qs/Qp$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia  $G(r)3$ , usando los valores de  $Q$  en la Tabla 3 y Tabla 4..... 51
41. Estimaciones del factor de calidad  $Qp$  y  $Qs$  usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia,  $G(r)1$ , siendo  $Qp < Qs$ ..... 52

42. Estimaciones del factor de calidad  $Qp$  y  $Qs$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Qp < Qs$  ..... 53
43. Estimaciones del factor de calidad  $Qp$  y  $Qs$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_3$ , siendo  $Qp < Qs$ . ..... 53

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Estaciones de RESBAN utilizadas en el presente proyecto. El tipo de suelo fue tomado de Ávila-Barrientos y Castro (2016). .....	18
2. Duración de ventana de ondas de cuerpo. ....	21
3. Estimaciones de $Q$ usando onda P mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados usando tres funciones de dispersión geométrica: $G(r)_1$ , $G(r)_2$ y $G(r)_3$ . Donde $Qp_1$ es resultado de usar $G(r)_1$ ; $Qp_2$ es resultado de usar $G(r)_2$ ; y $Qp_3$ es resultado de usar $G(r)_3$ . ....	39
4. Estimaciones de $Q$ usando onda S mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados usando tres funciones de dispersión geométrica: $G(r)_1$ , $G(r)_2$ y $G(r)_3$ . Donde $Qs_1$ es resultado de usar $G(r)_1$ ; $Qs_2$ es resultado de usar $G(r)_2$ ; y $Qs_3$ es resultado de usar $G(r)_3$ . ....	44
5. Valores estimados de $Qs/Qp$ en la zona de estudio mostrada en la Figura 7. ....	50

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1 Marco tectónico

En el norte del Golfo de California (GoC), el límite entre las placas del Pacífico y Norteamérica es complejo debido a que los bordes de placas son más difusos que en la parte sur del GoC. La zona norte de la región está caracterizada por cuencas con abundante sedimentación y densamente falladas (Persaud et al., 2003; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar et al., 2009) en contraste con las cuencas de la parte sur del GoC que son más profundas. En el norte del GoC dominan las fallas transformantes de tipo lateral derecho donde se unen a centros de dispersión. Cabe mencionar que, en la parte sur del GoC, los pequeños segmentos de dispersión, dorsales, están mejor desarrolladas que en la parte norte del GoC en donde los centros de dispersión son cuencas de tipo pull-apart<sup>1</sup>. De acuerdo con Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007), la morfología en la zona norte indica que las dorsales oceánicas no se desarrollaron debido a la abundante sedimentación, ya que bloquea las interacciones entre el basalto y el agua de mar.

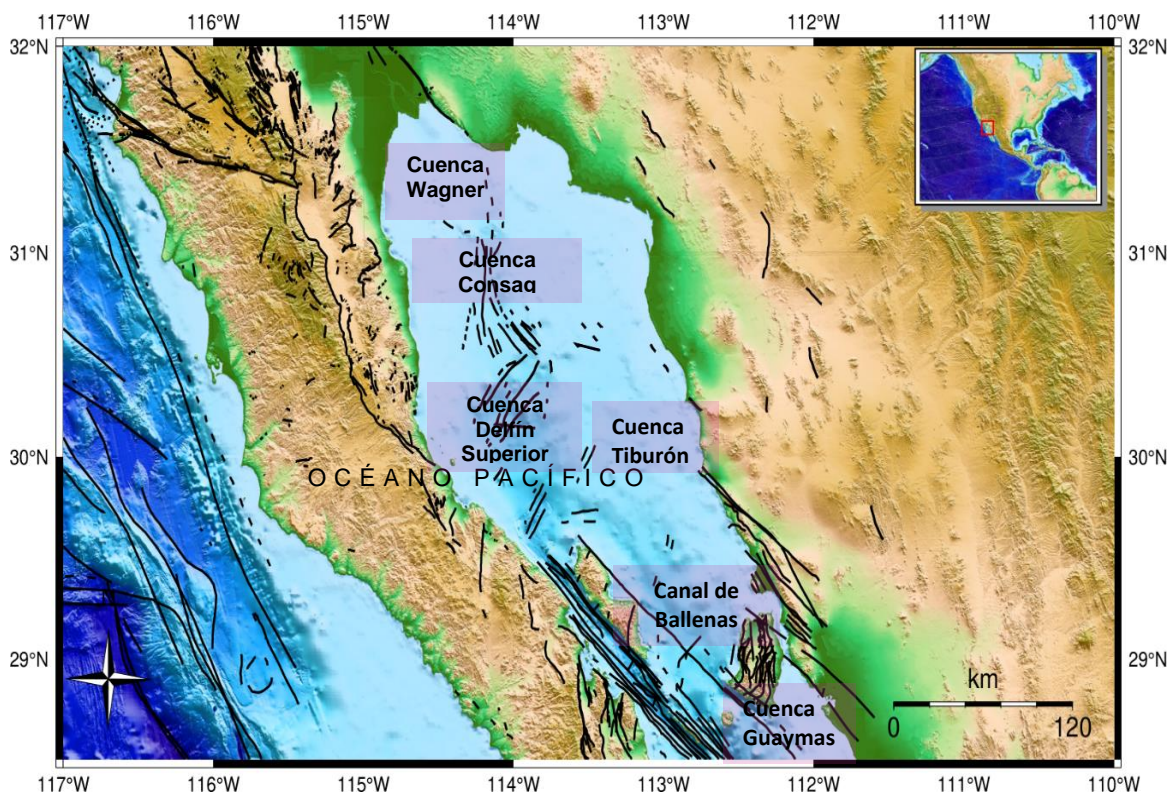
No obstante, la naturaleza de la corteza es aún debatida; algunos estudios interpretan que el *Salton Sea* y gran parte de las cuencas del GoC han sufrido una ruptura continental, generándose nueva corteza máfica la cual ha sido cubierta por metasedimentos y sedimentos jóvenes (Elders y Sass, 1988; Elders et al., 1972; Lonsdale y Winterer, 1989; Fenby y Gastil, 1991; Han et al., 2013). Sin embargo, Van Wijk et al. (2017) sugieren que las geometrías actuales de las cuencas pull-apart tienen proporciones de largo y ancho que no son favorables para que exista una ruptura continental, lo cual podría haber sido la geometría de las cuencas, de ciertas localidades en la zona norte, desde hace 12 millones de años que inicio la ruptura del GoC. Por consiguiente, la región sur del GoC es sísmicamente más activa que la región norte (Thatcher y Brune, 1971; Lonsdale y Winterer, 1989; Axen y Fletcher, 2010).

Con base en lo anterior es importante conocer los procesos físicos involucrados en la absorción de energía sísmica en la zona norte del GoC, ya que este parámetro depende de las propiedades físicas y químicas de la región, y aunado a esto no existen antecedentes de estudios de atenuación sísmica en la región norte

---

<sup>1</sup>Tectónicamente, las cuencas se sitúan a lo largo de grandes fallas de rumbo y en límites transformantes. Estructuralmente, se forman cuando dos segmentos de fallas en la misma dirección se traslapan. Geométricamente, mientras que las fallas de desplazamiento de rumbo son paralelas o subparalelas, las fallas secundarias de contorno de la cuenca son perpendiculares o diagonales a las fallas principales y dan a la cuenca su forma característica. Y geomorfológicamente, son depresiones de contorno agudo y profundo (Gürbüz, 2016).

del GoC, lo cual es de suma importancia para su evaluación. En la Figura 1 se observa la región norte del Golfo de California y las cuencas que comprende.



**Figura 1. Mapa de la zona de estudio: norte del Golfo de California.** En el mapa se localizan las principales fallas (líneas de color negro) que se encuentran dentro de la zona de estudio.

## 1.2 Marco geológico

El Golfo de California es un sistema de *rift*<sup>2</sup> oblicuo con segmentos cortos de expansión los cuales están conectados a grandes fallas transformantes (Lizarralde et al., 2007). Su evolución está relacionada con el movimiento de la Península Baja California debido a la interacción de las placas de Norteamérica y de Pacífico (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007) Sin embargo, durante la apertura del GoC ocurrieron dos

<sup>2</sup> Los rifts se forman como resultado de la separación de la litosfera debido a la tectónica extensional. La depresión lineal puede profundizarse posteriormente por las fuerzas de la erosión. En general, el valle se rellena con depósitos sedimentarios procedentes de los flancos de la falla y de las zonas circundantes.



acontecimientos importantes: uno durante el Mioceno medio y tardío y el otro en el Plioceno (Stock y Hodges, 1989).

En primer lugar, en el GoC ocurrió una extensión oblicua, y posteriormente, se desarrolló una etapa del proto-Golfo, un periodo de extensión casi ortogonal que ocurrió entre 6 y 12 Ma (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). En segundo lugar, la apertura del GoC ocurre hace aproximadamente 12 Ma, cuando la dorsal del Pacífico alcanzó la paleo-trinchera y la subducción de la placa Farallón cesa debido a su ruptura en microplacas, dando lugar a un conjunto de rifting y el actual límite de placa dentro del GoC de Pacífico y Norteamérica (Lizarralde et al., 2007). Además, un rasgo geomorfológico que distingue las cuencas de la parte norte, así como de la zona sur del GoC es su alta tasa de sedimentación. Esta deposición marina ocurrió a mediados del Mioceno (Helenes et al., 2009), no obstante, aún es incierto si la acumulación de sedimentos está relacionada con la extensión oblicua u ortogonal (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).

Así mismo, el GoC está conformado por diversas cuencas, en la parte norte, por ejemplo, se ubican las cuencas: Wagner, Consag y Guaymas (Figura 1). En la cuenca Wagner existen pequeñas cuencas de tipo pull-apart rellenas por los sedimentos del río Colorado desde hace aproximadamente 5 Ma (Dorsey, 2010). La falla que delimita las cuencas de Wagner y de Consag es la falla Wagner. Esta falla inicia desde la falla Cierro Prieto y desciende hacia el oeste con un ángulo bajo y moderado, lo cual sugiere que sea una falla tipo lítrica. Así, los estratos suprayacentes a esta falla son pliegues cortados por diversas fallas laterales con dirección aproximadamente N-S que se encuentran a lo largo del eje de las cuencas Wagner y Consag. Incluso debido a la alta tasa de sedimentación dentro de estas cuencas se forman grandes patrones de agradación contra la falla, indicando una sedimentación sintectónica. Además, dentro la cuenca Consag, se han localizado grandes sismos con fallamiento normal de magnitud  $M \leq 6$  (Castro et al., 2021).

También, de acuerdo con Goff et al. (1987), la cuenca Delfín superior y la cuenca Wagner son caracterizadas como zonas difusas de fallamiento extensional, las cuales forman un sistema de falla fuertemente segmentado. Por otro lado, el canal de Ballenas tiene una batimetría irregular debido a una alta actividad tectónica (Castro et al., 2017a) y al sur de este canal, el límite de placa es definido por fallas transformes tipo en échelon. De igual manera, la cuenca Guaymas es un rift estrecho, menor de 200 km de longitud, el cual está cubierto por sedimentos ricos en materia orgánica, por rocas con alteración hidrotermal y rocas ígneas (Sumy et al., 2013). Por lo tanto, la estructura de la corteza en el norte del Golfo de California se considera continental en el lado este, más profunda que en el lado oeste y probablemente formado por una mezcla de rocas ígneas y sedimentarias (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007),

mientras que en la zona sur del Golfo es oceánica (Zhang et al., 2007) y el sistema de falla es menos complejo que en la parte norte.

### 1.3 Estudios previos

En la zona norte del Golfo de California no existen estudios previos de atenuación de las ondas de cuerpo dependiente de la frecuencia, solo en la zona centro y sur del GoC y, asimismo, en la península de Baja California. Castro et al. (1997) obtuvieron funciones de atenuación de ondas de cuerpo en las cordilleras peninsulares entre 31°N y 32.4°N en el norte de Baja California para 17 frecuencias comprendidas en el intervalo de 0.3 Hz-12.6 Hz. Encontraron que el factor de calidad,  $Q$ , incrementa con la frecuencia de forma  $Q_p = 14.4f^{0.9}$  y  $Q_s = 28.3f^{1.0}$  para ondas P y S, respectivamente. Otros estudios en esta región han reportado valores similares de  $Q$  (Rebollar et al., 1985; Domínguez et al., 1997).

En el centro-sur del GoC, Vidales-Basurto et al. (2014) estudiaron la atenuación dependiente de la frecuencia de las ondas de cuerpo en la región centro-sur del GoC en un intervalo de frecuencia de 0.3 Hz-12.6 Hz. Vidales-Basurto et al. (2014) encontraron que la atenuación de la onda S es generalmente alta ( $Q_s \sim 50 - 180$ ) y la atenuación de onda P se encuentra en un rango de  $Q_p \sim 30-120$ . De acuerdo con el cociente  $Q_p/Q_s$  y  $Q_s > Q_p$  sugieren que la dispersión (Hough y Anderson, 1988) puede ser un importante mecanismo de atenuación que controla el decaimiento de la amplitud con la distancia de las ondas de cuerpo que se propagan en la región del Golfo de California.

En el sur del GoC, Castro et al. (2019) realizaron estudios del factor de calidad  $Q$  con la profundidad usando registros de ondas de corte en un rango de frecuencia de 0.5 Hz-8 Hz. Donde se observaron variaciones de  $Q$  con la profundidad. A modo de comparación, los autores estimaron para cada frecuencia definida el promedio de  $Q_s$  pesado de acuerdo con el grosor de las capas del modelo ( $r < 40 \text{ km}$ ) y los resultados son similares a los obtenidos por Vidales-Basurto et al. (2014). Por otra parte, Castro et al. (2018) realizaron estudios de atenuación en la zona sur del GoC en un rango de frecuencia 0.1 Hz-10 Hz, siendo  $Q_s = 135.4 \pm 1.1 f^{0.58 \pm 0.03}$  y  $Q_p = 48.1 \pm 1.1 f^{0.88 \pm 0.04}$ , aunque el conjunto de datos usados por Vidales-Basurto et al. (2014) cubre una mayor área en comparación con la base de datos de Castro et al. (2018) los valores de  $Q$  en ambos estudios son similares.

En el noreste de Sonora, entre latitudes 29° N y 32° N y entre longitudes 111° W y 108° W, se realizaron estudios de atenuación entre un rango de frecuencia de 0.4 Hz y 63.1 Hz. Donde las ondas de cuerpo se

atenúan más cerca de la zona de ruptura del sismo de 1887 en comparación con las ondas S regionales. En el área de ruptura del sismo de 1887, las ondas P ( $Q_p = 20.8f^{1.1}$ ) se atenúan más que las ondas S ( $Q_s = 83.8f^{0.9}$ ). El cociente  $Q_s/Q_p > 1.9$  dentro de la banda de frecuencia analizada sugiere que el scattering puede ser un importante mecanismo que controle el decaimiento de las amplitudes espectrales con las distancias. Además, se ha observado que la atenuación cerca de superficie es significativamente mayor que la atenuación promedio regional (Castro et al., 2008).

## 1.4 Hipótesis

El efecto de atenuación en las cuencas del norte del Golfo de California puede ser más importante que en la zona sur del GoC debido a la alta tasa de sedimentación. Para cuantificar la atenuación se hará uso del factor de calidad  $Q$ . Este factor es sensible a altas temperaturas, a la presencia de rocas saturadas y a la fusión parcial (Haberland y Rietbrock, 2001) por ello, el cociente  $Q_s/Q_p$  puede ser un mejor indicador del contenido de fluidos en las rocas que el cociente de velocidad  $V_p/V_s$  (Winkler y Nur, 1979), y por tal motivo, el cociente  $Q_s/Q_p$  permite evaluar posibles mecanismos de atenuación en la región norte del GoC.

## 1.5 Objetivos

### 1.5.1 Objetivo general

Estudiar las características de la atenuación sísmica en el norte del Golfo de California mediante el análisis del decaimiento de las amplitudes espectrales de las ondas P y S con la distancia.

### 1.5.2 Objetivos específicos

- i. Encontrar curvas empíricas de atenuación dependiente de la frecuencia que describan el decaimiento de la amplitud espectral de las ondas P y S con la distancia para diferentes frecuencias.
- ii. Estimar el factor de calidad  $Q$  para las ondas P y S con las curvas de atenuación obtenidas.

- iii. Comparar las funciones de sitio determinadas por Ávila-Barrientos y Castro (2016) con los residuales que resulten entre las funciones empíricas de atenuación y los espectros observados.

## Capítulo 2. Marco teórico

---

En diversos estudios se ha considerado a la Tierra como un medio homogéneo, elástico y anisotrópico. Sin embargo, esto no puede ser del todo cierto, ya que en caso de que ocurriera un evento sísmico las ondas sísmicas generadas en el hipocentro de un terremoto se propagarían en todas las direcciones recorriendo grandes distancias sin sufrir cambios en su energía. Por lo tanto, la Tierra dista mucho a ser completamente elástica, homogénea y las amplitudes de las ondas sísmicas sufren cambios durante su trayectoria, amplificándose o atenuándose, dependiendo de la composición del medio en cuestión.

### 2.1 Definiciones

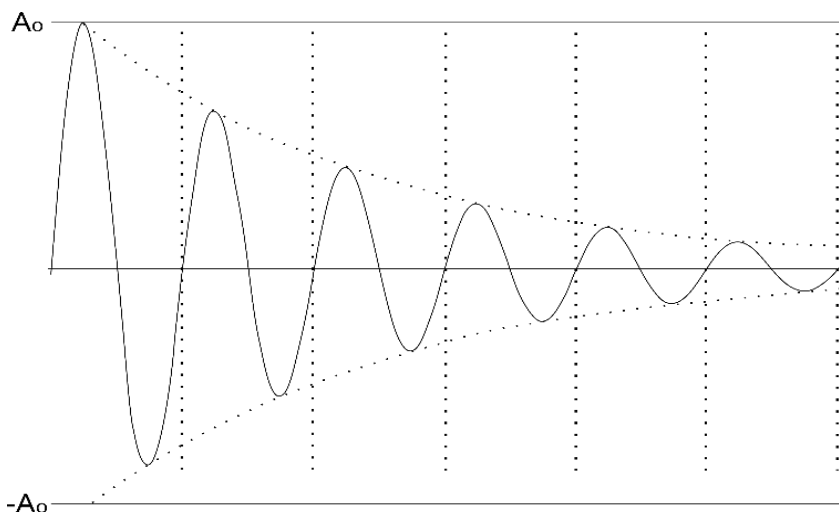
#### 2.1.1 Atenuación sísmica

Cuando hablamos de atenuación sísmica nos referimos a la disminución de la amplitud de la onda sísmica en función de la trayectoria que recorre y a las características del medio que atraviesa. Este fenómeno involucra tres factores: la dispersión geométrica del frente de onda, la presencia de heterogeneidades que refractan, reflejan o dispersan la energía sísmica (scattering) y la inelasticidad intrínseca asociada a la fricción interna del medio. Los primeros dos procesos cumplen con la ley de la conservación de la energía en la propagación del campo de onda y son descritas por la teoría de las ondas elásticas, mientras que la atenuación intrínseca involucra una pérdida de energía en calor (Noriega, 2016). De acuerdo con lo anterior, existen diversos procesos físicos que hacen que la energía registrada en una estación sismológica sea menor de la que se produce en la fuente.

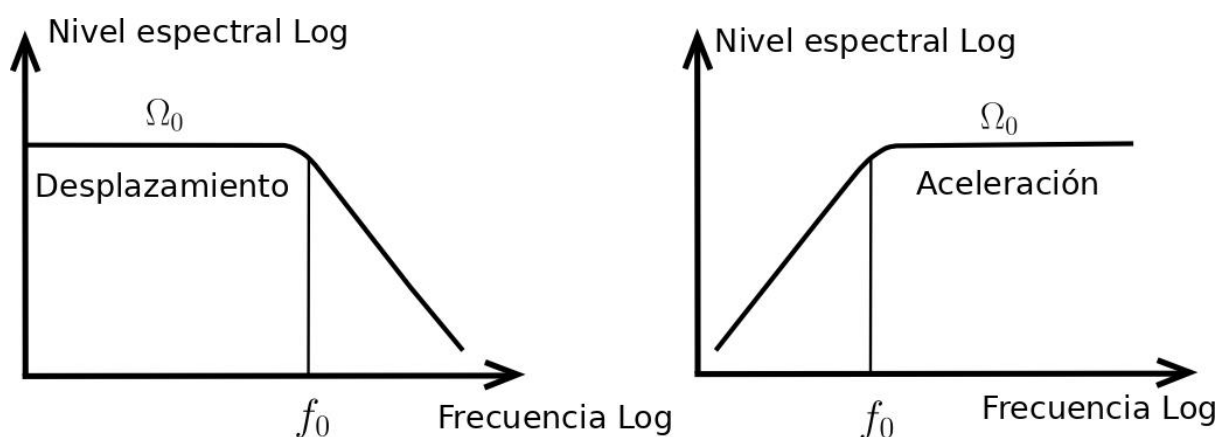
La atenuación total, atenuación por dispersión y atenuación intrínseca, se cuantifica por medio del factor de calidad  $Q$ . Para ello se considera a la Tierra como un sistema armónico amortiguado donde el amortiguamiento involucra la pérdida de energía por fuerzas no conservativas. En este modelo, la disminución de la energía se supone que se debe a fenómenos asociados a la fricción y cuando esto ocurre, la energía mecánica del sistema disminuye con el tiempo (Figura 2).

Cabe mencionar que, para hacer estudios de la fuente sísmica, los espectros de desplazamiento deben ser corregidos por dispersión geométrica y atenuación para la obtención de los parámetros de frecuencia de esquina, nivel plano del espectro,  $\Omega_0$  (ms) y el momento sísmico (Figura 3). La atenuación tiene dos efectos en el espectro: cambia la forma la cual afecta la determinación de la frecuencia de esquina y cambia el

nivel el cual afecta el momento sísmico. La atenuación es particularmente importante para pequeños sismos debido a las altas frecuencias. Por ello, la corrección por atenuación es siempre importante para obtener el momento sísmico correcto, incluso en un área de baja atenuación (Havskov y Ottemöller, 2010).



**Figura 2.** Gráfica de posición en función del tiempo para un oscilador amortiguado que hace referencia a la atenuación que sufren las ondas sísmicas cuando atraviesan el medio. Tomado de Serway y Vuille, 2012.



**Figura 3.** Modelo de fuente sísmica: modelo de Brune.(Brune, 1970). A) Espectro teórico de desplazamiento. B) Espectro teórico de aceleración. Donde  $f_0$  es la frecuencia de esquina y  $\Omega_0$ , el nivel plano del espectro.

### 2.1.2 Factor de calidad $Q$

El factor de calidad,  $Q$ , es un parámetro adimensional definido como la pérdida de fracción de energía por ciclo (ecuación 1):

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

Donde  $E$  es la cantidad de energía elástica máxima en el sistema;  $-\Delta E$ , la pérdida de energía por ciclo en una excitación armónica en un cierto volumen. Considerando la regla de la cadena con  $E$  dependiente del tiempo la expresión anterior resulta:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{dE}{E} \frac{T}{dt} = \frac{T}{E} \frac{dE}{dt} \quad (2)$$

Donde  $T$  es el periodo de la onda y  $t$  es el tiempo transcurrido. Reacomodando e integrando la ecuación 2 se obtiene:

$$E = \frac{E_0}{e^{\frac{\omega R}{Qv}}} \quad (3)$$

Donde  $E_0$  es la energía que parte de la fuente;  $\omega$ , la frecuencia angular;  $v$ , la velocidad promedio de propagación de la onda. Y en virtud de que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud de la onda ( $E \sim A^2$ ) se obtiene la ecuación 4:

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-\omega t}{2Q}} \quad (4)$$

En esta expresión,  $A_0$  es la amplitud en la fuente ( $R = 0$ ) y  $A$  la amplitud de la onda a la distancia  $R > 0$  de la fuente (Aki y Richards 2002). Una característica importante del factor de calidad es que su inverso,  $1/Q$ , está relacionado con la magnitud de la atenuación. Por consiguiente,  $Q$  ha sido usado para distinguir la calidad sísmica de las rocas donde en regiones con bajos valores de  $Q$  son más atenuantes que en regiones con altos valores de  $Q$ . Cabe mencionar que el factor de calidad incluye la atenuación debida a la dispersión y a la atenuación intrínseca.

Se ha observado que  $Q$  tiene fuertes variaciones regionales en la litosfera mientras que es más estable en el interior de la Tierra. En la litosfera se ha observado que el factor de calidad tiene una dependencia con la frecuencia de la forma  $Q = Q_0 f^a$  para  $f > 1$  Hz. Aunque, algunos estudios afirman que  $Q$ , empieza a incrementarse para  $f < 0.1$  Hz-1 Hz (Havskov y Ottemöller, 2010). Sin embargo, la opinión dominante es que  $Q$  es contante para  $f < 1.0$ -0.1 Hz (Stein y Wysession, 2003).

Otra característica de  $Q$  es que la dependencia del scattering con la frecuencia es más fuerte que la dependencia de la frecuencia de  $Q$  intrínseca. En la práctica se ha observado que no es necesario separar

ambos términos de atenuación. Para trayectoria de rayos usados en la sismología local,  $Q$  es mayormente considerado constante a lo largo de la trayectoria, aunque se han observado algunos incrementos de  $Q$  con la profundidad (Havskov y Ottemöller, 2010).

### 2.1.3 Dispersión geométrica

La dispersión geométrica es la energía por unidad de área del frente de onda que disminuye a medida que el frente de onda se expande o se contrae. Suponiendo una fuente isotrópica (uniforme en todas las direcciones) donde los rayos salen de la fuente, el área del frente de onda incrementa cuando el frente de onda se expande. La dispersión geométrica difiere para ondas de cuerpo y ondas superficiales. En una Tierra plana y homogénea, las ondas sísmicas se irradian en forma radial y crecen en forma de circunferencia  $2\pi r$ , donde  $r$  es la distancia a partir de la fuente. Por conservación de la energía se requiere que la energía por unidad de frente de la onda de cuerpo decrezca de la forma  $1/r$ , mientras las amplitudes de las ondas superficiales decrecen proporcional a  $1/\sqrt{r}$ .

En un modelo de Tierra esférica, para las ondas de cuerpo, se considera un frente de onda alejándose de la fuente de forma esférica. La energía es conservada en un frente de onda esférico cuya área es  $4\pi r^2$ , donde  $r$  es el radio del frente de onda. Así, la energía por unidad de área del frente de onda decae como  $1/r^2$ , y la amplitud decrece como  $1/r$ . En realidad, las ondas de cuerpo viajan a través de una Tierra no homogénea, por lo tanto, sus amplitudes dependen del enfocamiento y desenfocamiento de rayos por la velocidad de la estructura que atraviesan (Stein y Wysession, 2003).

Para ondas de cuerpo, la dispersión geométrica a distancias locales puede ser descritas como  $1/r$  o en forma general,  $r^{-\beta}$ . Esta formulación asume que la dispersión geométrica es independiente de la frecuencia (Havskov y Ottemöller, 2010). En la Figura 4 se observa como el frente de onda de una fuente puntual e isotrópica se expande en forma radial cuando los rayos salen de la fuente.



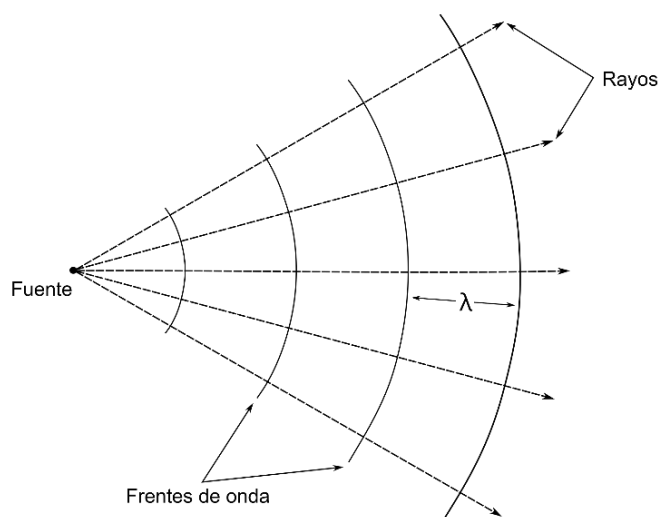


Figura 4. Gráfico de rayos sísmicos y frentes de onda generados por una fuente puntual e isotrópica.

#### 2.1.4 El efecto de sitio

La atenuación cerca de la superficie no es el único fenómeno que puede afectar la amplitud del movimiento del terreno en un lugar determinado. A menudo se observa el fenómeno de amplificación del sitio por lo que las amplitudes a determinadas frecuencias son amplificadas debido a la estructura local del suelo y/o efectos topográficos.

La naturaleza de la elasticidad de la Tierra permite representar matemáticamente el proceso de excitación, propagación y registro de ondas sísmicas por medio de filtros lineales que se combinan para formar un sismograma. Por lo tanto, los registros sísmicos contienen información de la fuente, la trayectoria de propagación de las ondas sísmicas y el efecto local del suelo en los sitios de registros el cual puede ser escrito en el dominio del tiempo por la convolución de estos tres factores:

$$u(t) = f(t) * \tau(t) * s(t) \quad (5)$$

Donde  $f(t)$ , representa la fuente;  $\tau(t)$ , la trayectoria de propagación de las ondas sísmicas de la fuente al sitio de registro;  $s(t)$ , las condiciones del suelo en el sitio de registro, denominado efecto de sitio y  $u(t)$ , la amplitud de aceleración, velocidad o desplazamiento del suelo. En el dominio de la frecuencia la ecuación es escrita en forma de un producto:

$$U(f) = F(f) \Gamma(f) S(f) \quad (6)$$

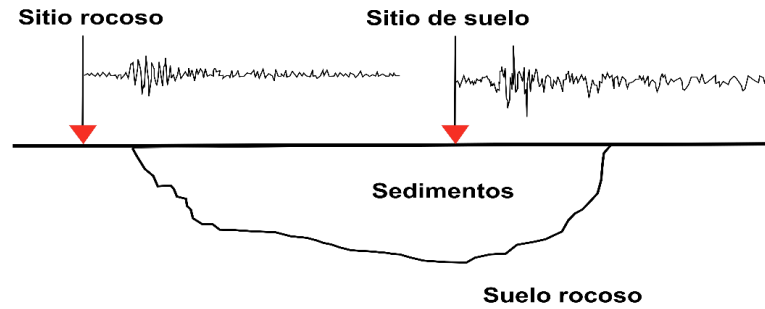
Donde  $U(f)$ ,  $F(f)$ ,  $\Gamma(f)$  y  $S(f)$  son las transformadas de Fourier de las funciones dependientes del dominio del tiempo  $u(t)$ ,  $f(t)$ ,  $\tau(t)$  y  $s(t)$ , respectivamente. Sin embargo, en este apartado sólo se

discutirá sobre el efecto de sitio. El efecto de sitio puede ser definido como la modificación de las características (amplitud, contenido de frecuencia y duración) del arribo de las ondas sísmicas, debido a las características específicas y geométricas de los depósitos del suelo y a la topografía superficial. Esta modificación se representa como una amplificación de las amplitudes del movimiento del suelo en ciertas frecuencias.

El efecto de sitio incluye el efecto de la geología local en la modulación de las ondas sísmicas en el sitio de registro donde la geología local consiste en depósitos sedimentarios y topografía superficial. Los principales parámetros que caracterizan a un sitio son la geometría de la estratigrafía del suelo (grosor y discontinuidades laterales), la forma de la topografía del relieve y las propiedades dinámicas, físicas y mecánicas de los materiales del suelo y de las rocas.

Las formaciones superficiales del suelo son producto de erosión, meteorización y depósito de sedimentos, los cuales son responsables de la amplificación y variaciones espaciales del movimiento del suelo. El efecto de la geología local en el movimiento del suelo depende también de factores como intensidad, frecuencia y el ángulo de incidencia del arribo de las ondas sísmicas (para eventos de pequeña y alta magnitud) con la combinación de las condiciones de sitios locales podrían generar un fenómeno no lineal, donde la ley de Hooke no es posible aplicar (Bommer et al., 2009). En la Figura 5 se muestran dos sismogramas: uno registrado en roca competente y el otro obtenido en una estación ubicada en sedimentos. El registro obtenido en la cuenca muestra grandes amplitudes en comparación con el sismograma registrado en roca, cabe mencionar que se trata de la misma fuente y las distancia hipocentrales para ambos son similares siendo el efecto el responsable del aumento de amplitud de las ondas sísmicas.

Raramente se observa amplificación en sitios de roca compacta mientras que es más común en sitios sedimentarios. La amplificación cerca de la superficie afecta principalmente a las componentes horizontales. La caracterización del suelo es un parámetro importante e indispensable para analizar el sitio. Para entender la variación espacial del movimiento del suelo es necesario cuantificar este fenómeno y tener una descripción precisa de las características del sitio en específico. Por ende, para su cuantificación existen diversas técnicas (cocientes espectrales, estudios de ruido por mencionar algunos). En el presente trabajo cuantificamos el efecto de sitio en las estaciones utilizadas a través de los residuales que resulten de las funciones empíricas de atenuación con los espectros observados para onda P y S, respectivamente (Castro et al., 2008).



**Figura 5.** Ilustración de la propagación de las ondas sísmicas en dos medios con diferentes propiedades físicas, roca dura y sedimentos, los cuales son registrados en superficie por dos estaciones sísmicas. Modificada de Bommer et al. (2009).

## 2.2 Funciones de atenuación no paramétricas

Para modelar la atenuación consideramos a la Tierra como un oscilador mecánico el cual disipa energía debido a varios procesos de fricción interna. La atenuación por dispersión geométrica hace que las ondas sísmicas pierdan amplitud cuando se propagan alejándose de la fuente porque la energía por unidad de área del frente de onda varía a medida que el frente de onda se contrae o se expande. Para una fuente puntual la atenuación de las ondas de cuerpo y las superficiales se representa mediante las expresiones:  $1/r$  y  $1/r^{1/2}$ , respectivamente. Así, la amplitud registrada en superficie se puede representar mediante la ecuación 7:

$$A(f, r) = G(r)A_0 \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q}\right) \quad (7)$$

Donde  $G(r)$  es la dispersión geométrica;  $A_0$ , la amplitud de la onda en la fuente sísmica;  $t$ , el tiempo que tarda en llegar la onda a la estación de registro;  $f$ , la frecuencia;  $Q$ , el factor de calidad. Las funciones de atenuación empíricas que no dependen de parámetros físicos específicos, funciones no paramétricas, se caracterizan primordialmente por la dependencia de las amplitudes espectrales con la distancia para diferentes frecuencias. Así los espectros de aceleración a frecuencia  $f$  de un sismo  $i$  registrado a una distancia  $j$  pueden modelarse mediante la ecuación 8 (Castro et al., 1990):

$$D_i(f, r_j) = M_i(f)A(f, r_j) \quad (8)$$

Con  $i = 1, 2, 3, \dots, N_e$  (número de eventos)

$j = 1, 2, 3, \dots, N_d$  (número de distancias).

Donde  $D_i(f, r_j)$  es la amplitud espectral observada a la frecuencia  $f$  del evento  $i$  registrado a una distancia hipocentral  $r$ ;  $M_i(f)$ , un escalar que depende del tamaño de la fuente y  $A(f, r_j)$ , la función de atenuación no paramétrica, que describe como es el decaimiento de las amplitudes espectrales con la distancia hipocentral  $r_j$ . La función de atenuación,  $A(f, r)$ , contiene la atenuación debido a la dispersión geométrica y el factor de calidad total. Además, se le considera a  $A(f, r)$  una función de atenuación no paramétrica, debido a que no está restringida a una forma funcional, sino que debe ser una función monótonica suavizada con la distancia que tenga un valor de cero a distancia cero ( $A(f, 0) = 0$ ) lo cual significa que en la fuente no existe atenuación sísmica. Una de las ventajas que sea monotonicamente decreciente es debido a que  $A(f, r)$  no involucra el efecto de sitio. Por lo tanto, los efectos de sitio se obtienen con los residuales entre los datos observados y las amplitudes espectrales calculadas de la ecuación 8. El efecto de sitio,  $Z_k$ , puede ser estimado con la siguiente relación:

$$Z_k = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (D_{ij}^{obs} - D_{ij}^{est})_j \quad (9)$$

$j = 1, 2, 3, \dots, L.$

Donde  $N$  es el número de eventos registrados al sitio  $Z_k$ ;  $D_{ij}^{obs}$ , la amplitud observada;  $D_{ij}^{est}$  la amplitud estimada usando la ecuación 8 y  $L$  es el número de estaciones. Estas restricciones requieren que las amplitudes varíen lentamente con la distancia y están basadas en la idea de que las propiedades inelásticas en la corteza tienden a atenuar las amplitudes con la distancia, y las ondulaciones podrían estar relacionadas con condiciones de sitio y el efecto en la propagación de las ondas sísmicas (Castro et al., 2008).

Cabe mencionar que un análisis no paramétrico involucra encontrar una función suavizada de  $A(f, r)$  dependiente de la distancia  $r$  a una frecuencia fija  $f$  aplicando el método de mínimos cuadrados. Lo cual implica que  $A(f, r)$  sea una función monotonicamente decreciente. El modelo de atenuación descrito en la ecuación 8 es linealizado para una frecuencia fija  $f$ , obteniéndose la ecuación 10:

$$d_{ij} = m_i + a_j \quad (10)$$

Con  $i = 1, 2, 3, \dots, N_e$  (número de eventos).

$j = 1, 2, 3, \dots, N_d$  (número de distancias).

Donde  $d_{ij} = \log D_i(f, r)$  es el logaritmo de la amplitud espectral a frecuencia  $f$  del evento  $i$  a distancia  $j$ ;  $m_i = \log M_i$ , el escalar del sismo  $i$ ;  $a_j = \log A(f, r)$ , la atenuación a distancia  $j$ . Además, otra forma de representar la ecuación 10 es mediante su forma matricial (ecuación 11):

$$\Gamma x = b \quad (11)$$

Donde  $x$  es el vector que contiene los parámetros del modelo  $m_i$  y  $a_j$ ;  $b$ , el vector de datos que contiene las amplitudes espectrales observadas  $d_{ij}$  y la matriz  $\Gamma$ , contiene las restricciones para la inversión, de tal forma que se logra encontrar una solución para el sistema de ecuaciones sobre-determinado. La ecuación 11 se representa de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \omega_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & & & & \vdots \\ -\frac{\omega_2}{2} & \omega_2 & -\frac{\omega_2}{2} & 0 & 0 & \dots & & & \ddots \\ 0 & -\frac{\omega_2}{2} & \omega_2 & -\frac{\omega_2}{2} & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \vdots & & & & & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_j \\ \vdots \\ a_{N_d} \\ m_1 \\ \vdots \\ m_i \\ \vdots \\ m_{N_{ev}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_{11} \\ \vdots \\ d_{ij} \\ \vdots \\ d_{N_e N_d} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (12)$$

Donde los factores  $\omega_1$  y  $\omega_2$  son usados para restringir  $A(f, 0) = 0$  (amplitud espectral sólo en función del término de la fuente) y el peso de la segunda derivada para propósitos de suavizamiento, respectivamente. Los valores de  $\omega_2$  son seleccionados por una examinación visual de la solución. Así los parámetros del modelo resultante  $a_j$  definen la forma de  $A(f, r)$  en la ecuación 12. Lo cual implica que las curvas tengan un decaimiento suave con la distancia y que las ondulaciones de los datos estén relacionados a la respuesta del sitio (Castro et al., 2008).

El sistema de ecuaciones representado en la ecuación 12 se resuelve para las 25 frecuencias definidas en un rango de 0.1 Hz-25.12 Hz. Este rango de frecuencia comprende los siguientes valores de  $f$ : 0.1 Hz, 0.13 Hz, 0.16 Hz, 0.20 Hz, 0.25 Hz, 0.32 Hz, 0.40 Hz, 0.50 Hz, 0.63 Hz, 0.79 Hz, 1.0 Hz, 1.26 Hz, 1.58 Hz, 2.0 Hz, 2.51 Hz, 3.16 Hz, 3.98 Hz, 5.01 Hz, 6.31 Hz, 7.94 Hz, 10.0 Hz, 12.59 Hz, 15.85 Hz, 19.95 Hz y 25.12 Hz, los cuales tienen una separación equidistante en una escala logarítmica. Este sistema de ecuaciones se resuelve usando una inversión de mínimos cuadrados por descomposición de valor singular (Press et al., 1988). Resolviendo la ecuación 12 simultáneamente para todos los eventos sísmicos se obtiene una función  $A(f, r)$  en un rango amplio de distancias.

## 2.3 Factor de calidad $Q$

Suponiendo que la función empírica de atenuación  $A(f, r)$  combina los efectos de dispersión geométrica y el factor de calidad  $Q$ , la estimación de  $Q$  puede ser obtenida a partir de la función de atenuación  $A(f, r)$  asumiendo una curva de dispersión geométrica. Así  $A(f, r)$  puede ser parametrizada de la forma:

$$A_{ij}(f, r_j) = G(r) \exp \left[ \frac{-\pi f}{Qv} (r - N) \right] \quad (13)$$

Donde  $A(f, r_j)$  representa la función de atenuación calculada a distancia hipocentral  $r_j$  para una frecuencia fija  $f$ ;  $G(r)$ , el valor de la función de dispersión geométrica a distancia entre la fuente  $i$  y la estación  $j$ ;  $Q$ , el factor de calidad de las ondas de cuerpo;  $v$ , la velocidad promedio de las ondas de cuerpo;  $N$ , factor de normalización que corresponde con la distancia hipocentral mínima de la base de datos. Posteriormente, linealizando la ecuación 13 obtenemos:

$$\log A_{ij}(f, r_j) - \log G_{ij}(r_j) = -\frac{\pi f}{Qv} \log_e(r - N) \quad (14)$$

Una vez que la función de atenuación se corrige por dispersión geométrica la pendiente resultante obtenida de un ajuste lineal de mínimos cuadrados de  $\log A_{ij}(f, r_j) - \log G_{ij}(r_j)$  es igual a  $-\frac{\pi f}{Qv} \log_e(r - N)$ . Así, se obtiene el factor de calidad  $Q$  y por ende la atenuación para cada frecuencia analizada  $f$ . La velocidad de onda P y S usadas fueron de 6.7 km/s (González-Fernández et al., 2005) y 3.86 km/s, respectivamente. Sin embargo, la ecuación 14 puede ser reescrita en forma matricial:

$$px = d \quad (15)$$

Donde  $d = \log A_{ij}(f, r_j) - \log G_{ij}(r_j)$ ;  $x$  contiene el parámetro a determinar, es decir  $1/Q$ ; y  $p = -\frac{\pi f}{v} \log_e(r - N)$ . Así, la ecuación 15 se puede representar en un sistema sobre-determinado en forma matricial mediante la ecuación 16:

$$\begin{bmatrix} -\frac{\pi f}{v} \log_e(r_1 - N) \\ -\frac{\pi f}{v} \log_e(r_2 - N) \\ \vdots \\ -\frac{\pi f}{v} \log_e(r_j - N) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ Q \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_j \end{bmatrix} \quad (16)$$

Se resuelve el sistema de ecuaciones para cada frecuencia determinada por un ajuste lineal de mínimos cuadrados (Press et al., 1988) .A partir de la relación  $Q = m * f + b$  . Donde  $m$  es la pendiente de la recta;  $f$ , la frecuencia (variable independiente) y  $b$ , la ordenada al origen. Realizando una transformación logarítmica de la ecuación anterior la dependencia de  $Q$  con la frecuencia puede ser descrita mediante la relación:

$$Q(f) = Q_o f^a \quad (17)$$

Donde  $Q_o = 10^b$ , siendo  $b$  la ordenada al origen en el sistema lineal-lineal;  $f$ , la frecuencia y  $a$ , la pendiente de la recta en un sistema lineal-lineal.

## Capítulo 3. Metodología

---

### 3.1 Red sísmica

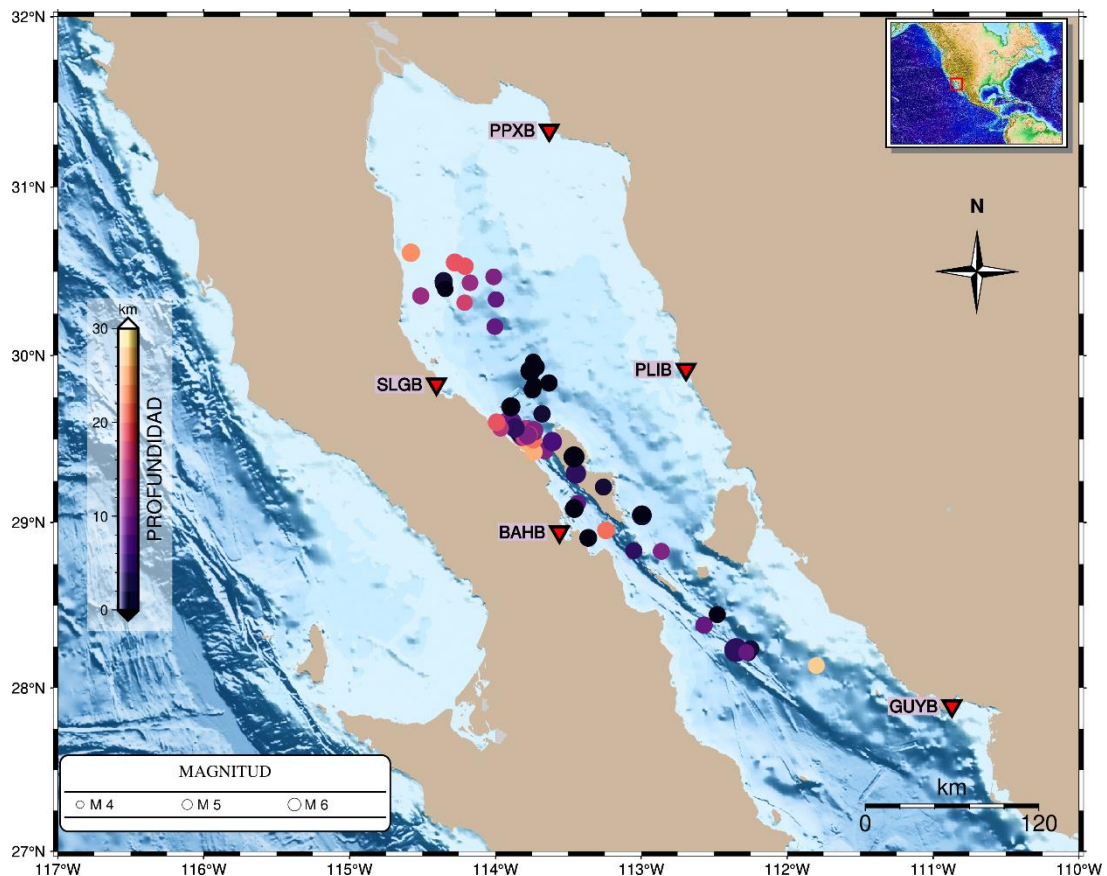
La Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN) monitorea la actividad sísmica del GoC y es operada por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), y hasta el 2018 contaba con 17 estaciones. Cada estación sismológica cuenta con un sensor Güralp CMG-40T, un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) y un digitalizador Güralp de 24 bits (Castro et al., 2018). El catálogo de sismos fue tomado de Castro et al. (2017b) el cual consiste en una recopilación de eventos sísmicos localizados en estudios previos (Sumy et al., 2013; Hauksson et al., 2012; ISC, 2022) comprendidos durante el periodo del 2002 al 2014. De acuerdo con los objetivos de estudio, se restringió el catálogo a eventos ocurridos dentro del Golfo de California entre las latitudes 27.7° N y 31.5° N. Además, las formas de onda fueron obtenidas de las estaciones sísmicas de RESBAN (Tabla 1).

**Tabla 1** Estaciones de RESBAN utilizadas en el presente proyecto. El tipo de suelo fue tomado de Ávila-Barrientos y Castro (2016).

	Estación	Localidad	Tipo de suelo
1	BAHB	Bahía de los Ángeles, B.C.	Granodiorita – Tonalita.
2	GUYB	Guaymas, Sonora.	Roca ígnea fracturada rellena de carbonato de calcio.
3	PLIB	Puerto libertad, Sonora.	Granodiorita.
4	PPXB	Puerto Peñasco, Sonora.	Granito – Granodiorita.
5	SLGB	San Luis Gonzaga, B.C.	Brecha Volcánica.

En la Tabla anterior se muestran las estaciones sismológicas que registraron los eventos sísmicos localizados dentro de la zona de estudio (Figura 6) y el tipo de roca sobre el cual yace cada estación sísmica. De acuerdo con la Tabla 1, las estaciones sísmicas se encuentran sobre roca de tipo ígneo y en particular la estación GUYB sobre roca ígnea fracturada. Aunque las estaciones se encuentren sobre roca competente, es necesario cuantificar el efecto de sitio en cada estación sísmica ya que procesos como erosión, meteorización y fracturación pueden afectar la rigidez de la roca, y, por ende, modificar las características físicas, químicas y mecánicas de estas.

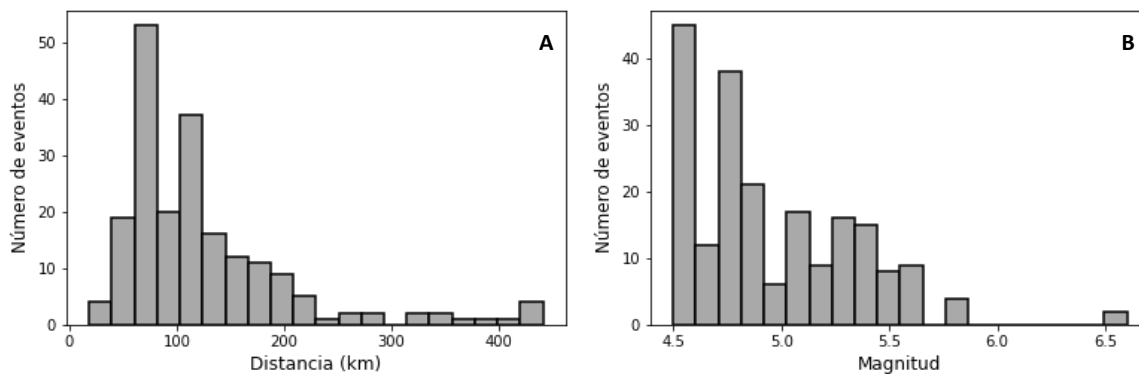




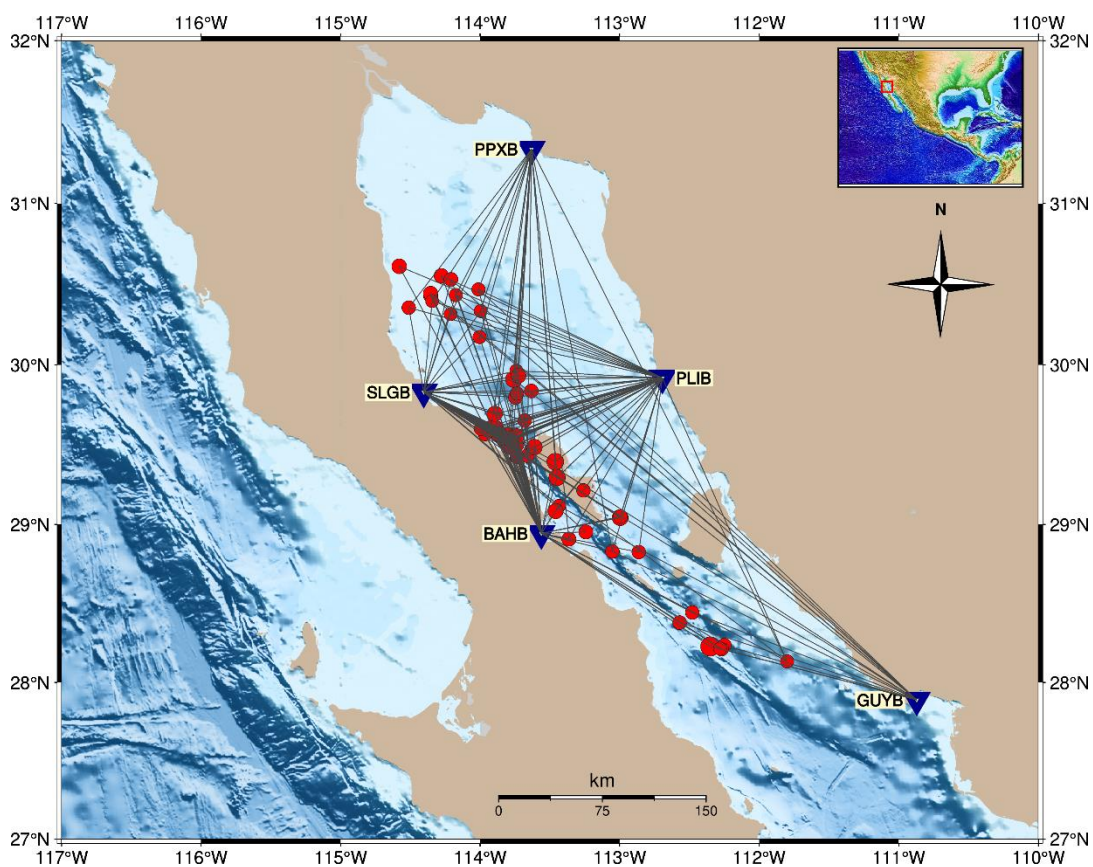
**Figura 6. Mapa del área de estudio.** Los triángulos invertidos representan las estaciones sísmicas. Sismicidad comprendida del periodo 2002-2014 en función de la magnitud y profundidad.

### 3.2 Base de datos

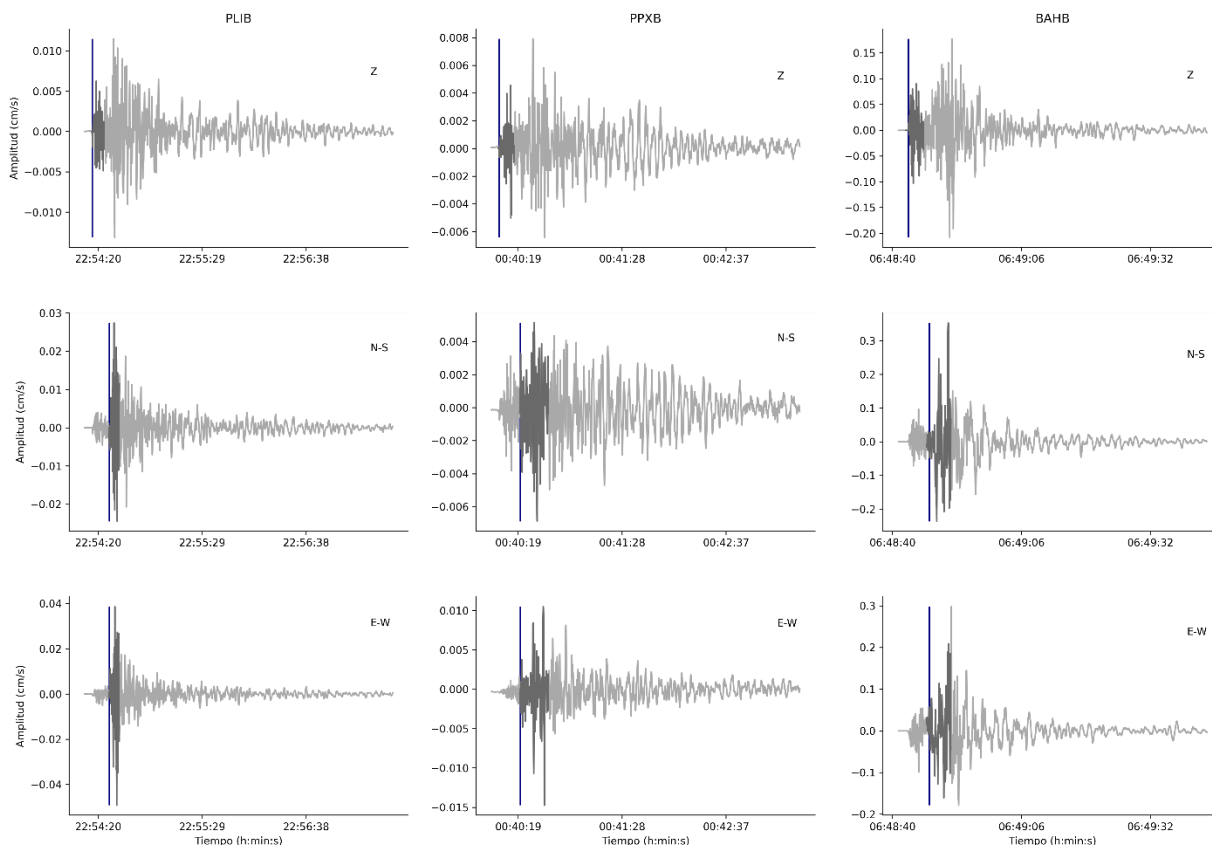
El catálogo de eventos sísmicos consiste en 64 eventos sísmicos con un total de 201 sismogramas. Además, comprende eventos con magnitud de momento que varían entre 4.5 y 6.6 y con distancia hipocentral que se encuentran en un intervalo de 30 km y 440 km (Figura 7). Debido a que el objetivo de la tesis es calcular los valores de atenuación en un volumen muestreado dentro de la zona norte del GoC, en la Figura 8 se observan las trayectorias de fuente-estación que muestrean la zona de atenuación estudiada. Para determinar la atenuación en el norte del GoC, lo primero es identificar los arribos de las ondas P y S. Este análisis se realiza con las tres componentes de los sismogramas y para todas las estaciones utilizadas (Tabla 1). Después, los datos se corrigen por media, tendencia y por respuesta instrumental, donde las amplitudes se encuentran en unidades físicas (cm/s).



**Figura 7.** Distribución de la distancia hipocentral (A) y de la magnitud (B) y de los eventos analizados.



**Figura 8.** Mapa de la región norte del Golfo de California que muestra las trayectorias de fuente-estación que muestrean la zona de atenuación estudiada.



**Figura 9. Eventos sísmicos registrados en las estaciones de RESBAN.** PLIB- Registro del sismo ocurrido el 5 de diciembre del 2003 en la estación de PLIB de magnitud M 4.7; arribo de la onda P con una ventana de duración de 8s (Z) y arribo de onda S con una duración de ventana de 7s (N-S y E-W). PPXB- Sismogramas del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 de magnitud M 4.6 en la estación de PPXB; arribo de la onda P con una ventana de duración de 10s (Z), y arribo de onda S con una duración de ventana de 18s (N-S y E-W). BAHB- Registro del sismo ocurrido el 12 de abril del 2012 de magnitud 4.7 en la estación de BAHB con una duración de ventana de onda P (Z) y S (N-S y E-W) de 3s y 5s, respectivamente.

**Tabla 2. Duración de ventana de ondas de cuerpo.**

Rango de distancia (km)	Onda P (segundos)	Onda S (segundos)
$r < 50$	2-3	2-5
$50 \leq r \leq 100$	4-7	5-7
$100 \leq r \leq 150$	5-10	6-10
$150 \leq r \leq 200$	9-15	11-15
$200 \leq r \leq 360$	16-20	16-20
$r \geq 360$	25-27	26-30

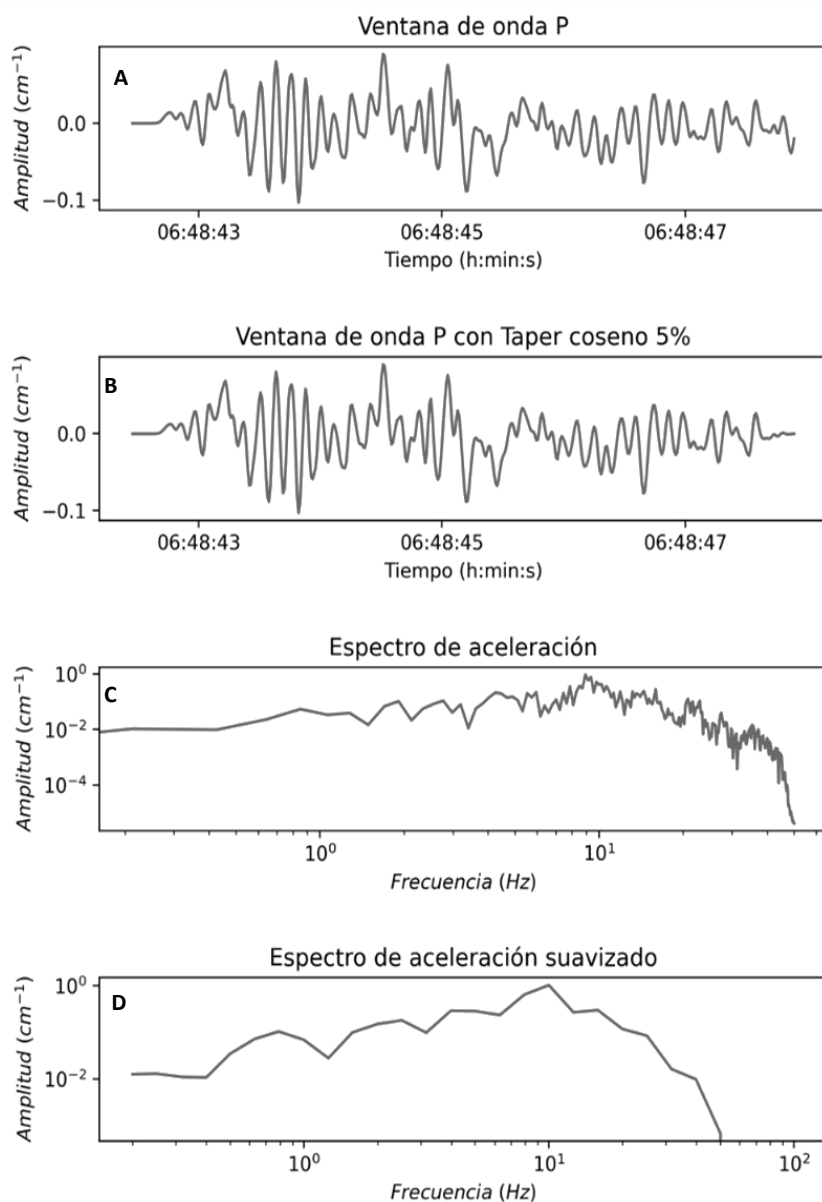
Posteriormente, se realizan los cortes de ventanas de las ondas de cuerpo. La longitud de ventana para onda P y S, después del arribo de dicha fase, varían en función de la distancia hipocentral. Siendo para onda P, 0.5 s antes y 2 s-31 s después del arribo de P; y para onda S, 0.5 s antes y 2 s-38 s después del arribo de onda S.

Por ejemplo, en la Figura 9 se observan tres sismos registrados en diferentes estaciones sísmicas. El evento de la Figura 9-PLIB corresponde al sismo ocurrido el 5 de diciembre del 2003 de magnitud M 4.7 y que se registró en la estación PLIB con una distancia hipocentral de 95 km. La longitud de ventana de onda P y S a partir del arribo de la fase es de 8 s y 7 s, respectivamente. El sismo en la Figura 9-PPXB) ocurrió el 22 de enero del 2012 de magnitud M 4.6 y se registró en la estación PPXB con una distancia hipocentral de 102 km; se seleccionó una duración de ventana de P y S, a partir del arribo correspondiente, de 10 s y 18 s, respectivamente. Y en la Figura 9-BAHB), se observa un evento sísmico que ocurrió el 12 de abril del 2012 de magnitud 4.7 y fue registrado en la estación BAHB con una distancia de 51 km donde se seleccionó una ventana de onda P y S de 3 s y 5 s, respectivamente.

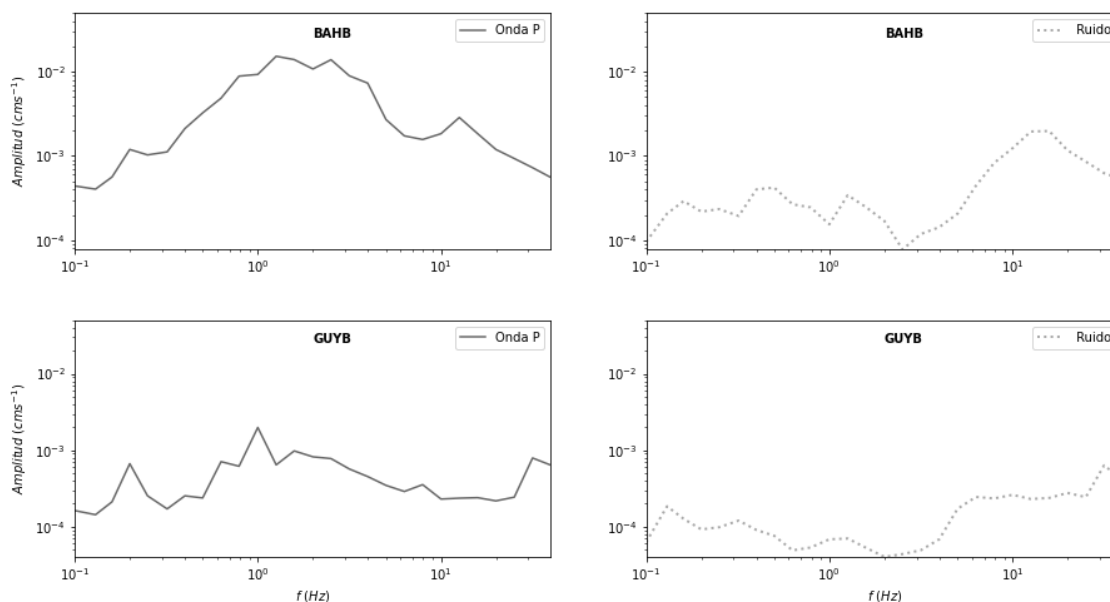
El siguiente paso consiste en la obtención de los espectros de aceleración de Fourier. Por lo tanto, al inicio y al final de los cortes de ventanas de onda P y S se les aplica un Taper cosenoidal del 5%. Posteriormente, se calcula la transformada rápida de Fourier para la obtención de los espectros de velocidad. Ya que los registros obtenidos son de velocidad, se obtienen los registros de aceleración por un factor de  $2\pi f$ . Luego, las amplitudes espectrales son suavizadas usando una banda de frecuencia variable de  $\pm 25\%$  sobre 25 frecuencias centrales definidas en un intervalo de 0.1 Hz y 25.12 Hz, equidistante en una escala logarítmica. Las amplitudes espectrales en la frecuencia central definida son el promedio de la amplitud dentro la banda de frecuencia correspondiente (Figura 10).

Para realizar un control de calidad en los datos, sólo se tomaron en cuenta los sismogramas que cumplieran una relación señal/ruido  $> 2$ . Por tal motivo, se obtuvieron espectros de ruido en las tres componentes para cada registro sísmico correspondiente. Es decir, para cada evento sísmico las longitudes de las ventanas de ruido para onda P y S son del mismo tamaño de las ventanas de onda P y S, respectivamente. Donde el final de la ventana de ruido de onda P y S es el inicio del arribo de onda P y S menos 0.5 s para ambas fases. En la Figura 11 y Figura 12, se observan los espectros de aceleración y de ruido suavizados del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 registrados en la estación BAHB y GUYB. En la Figura 11, los gráficos de la izquierda corresponden a los espectros de onda P y los gráficos de la derecha a los espectros de ruido de las componentes verticales.

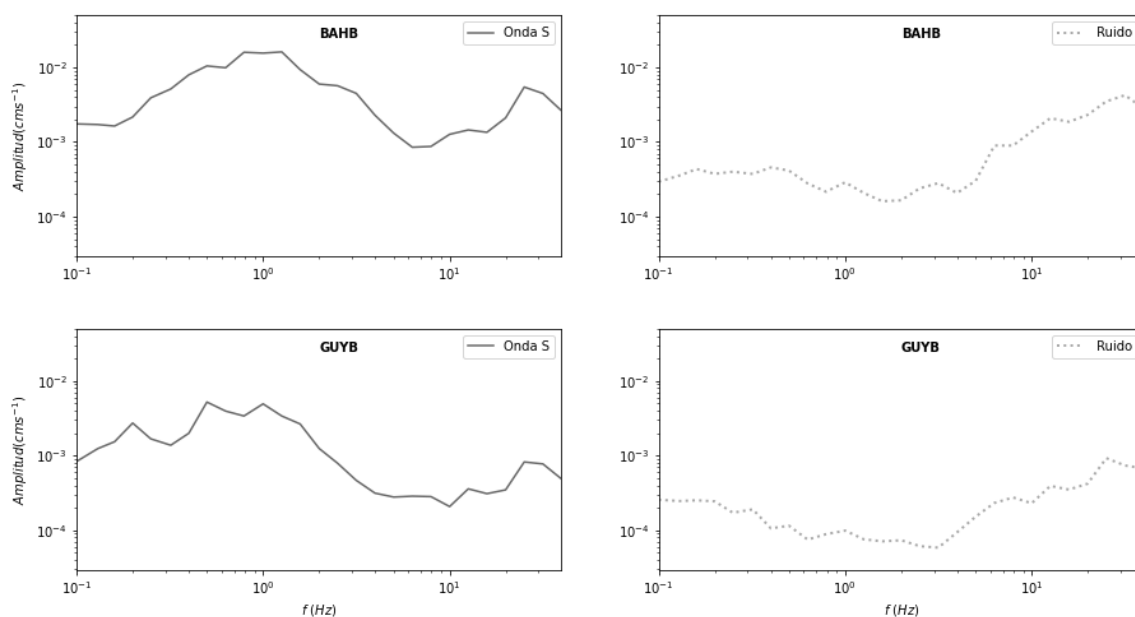
Cabe mencionar, que se realizó la suma vectorial de las componentes horizontales (N-S y E-W) de los espectros de aceleración y los espectros de ruido para cada registro sísmico correspondiente. Así, en la Figura 12, los gráficos de la izquierda corresponden a los espectros de las componentes horizontales de onda S suavizados y los gráficos de la derecha a los espectros de ruido de las componentes horizontales suavizadas.



**Figura 10.** A) Corte de Ventana de onda P. B) Corte de ventana de onda P con un Taper del 5 %. C) Espectro de aceleración de onda P. D) Espectro de aceleración de onda P suavizado con una ventana móvil de  $\pm 25\%$ .



**Figura 11. Espectros de aceleración de onda P.** Espectros de aceleración del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 registrado en la estación BAHB y GUYB de magnitud 4.6. Las figuras de la izquierda corresponden a los espectros de amplitud de las ventanas de onda P y los gráficos de la derecha contienen la amplitud espectral de ruido sísmico en cada estación de registro.



**Figura 12. Espectros de aceleración de onda S.** Espectros de aceleración del sismo ocurrido el 22 de enero del 2012 registrado en la estación BAHB y GUYB. Las figuras de la izquierda corresponden a los espectros de amplitud de las ventanas de onda S y los gráficos de la derecha contienen la amplitud espectral de ruido sísmico en cada estación de registro.

### 3.3 Funciones de atenuación no paramétricas

Una vez terminado el pre-procesado de los datos sísmicos, se reescribe la ecuación 10 para cada evento  $i$  registrado a cierta distancia  $j$  obteniéndose un sistema de ecuaciones para cada frecuencia fija  $f$ . Donde  $f$  toma valores de las frecuencias consideradas. Por consiguiente, para solucionar cada sistema de ecuaciones se reescribe en forma matricial de acuerdo con la ecuación 12. De acuerdo con la ecuación 12, las restricciones en la matriz  $\Gamma$  están dadas por los pesos  $\omega_1$  y  $\omega_2$ . El peso  $\omega_1$  es el encargado que a distancia cero ( $r = 0$ ) no exista atenuación; es decir, en la fuente sísmica las ondas sísmicas no sufren atenuación, ya que aún no se han propagado por el medio. Posteriormente, el peso  $\omega_2$  es el encargado de que la función de atenuación  $A(f, r)$  sea suave para todo el rango de distancia y para cada frecuencia fija  $f$ ; este valor se determinó de forma visual al resolver la ecuación 12, ya que  $\omega_2$  tuvo diferentes valores de entrada siendo  $\omega_2 = 20$  el peso adecuado para todas las funciones de atenuación no paramétricas.

Cabe destacar que otro parámetro importante en el suavizamiento de las funciones de atenuación es el incremento en distancia, es decir  $\Delta r$ , siendo  $\Delta r = 10 \text{ km}$ . Ya que si  $\Delta r < 10 \text{ km}$  las funciones de atenuación serían menos suaves y dichas ondulaciones estarían relacionadas con el efecto de sitio lo cual es inconsistente con el método no paramétrico (ecuación 10). Por último, cabe mencionar que, aunque la distancia máxima de nuestros datos es 440 km, las funciones de atenuación se calcularon hasta una distancia de 350 km por los escasos de datos a distancias mayores de 350 km (Figura 6).

### 3.4 Función de dispersión geométrica

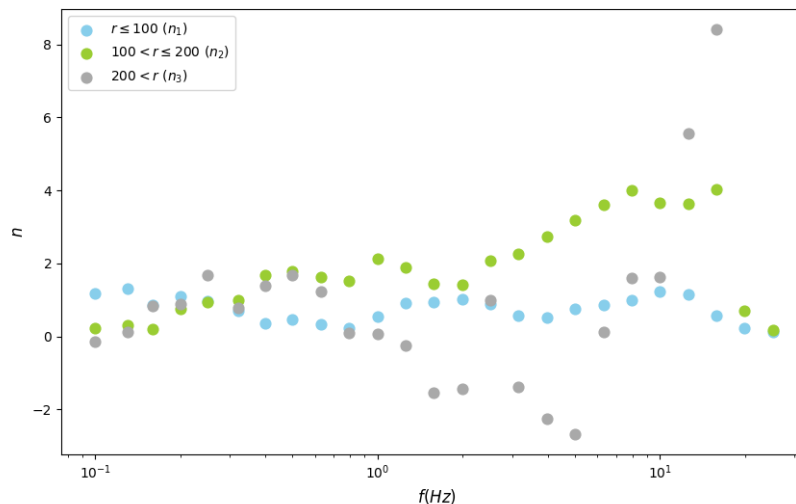
Una vez parametrizadas las funciones de atenuación es necesario definir las curvas de dispersión geométrica para la obtención de los valores del factor de calidad,  $Q$ . Se consideraron tres funciones de dispersión geométrica las cuales han sido normalizadas a una distancia de 30 km, ya que es la distancia hipocentral mínima en los datos. Primero se identificaron los puntos de inflexión de las curvas de atenuación obtenidas de las ondas P y S para determinar los intervalos donde las funciones empíricas cambian de pendiente y, posteriormente se definió una función que fuera continua (ecuación 18). Posteriormente, usando las funciones de atenuación de onda P se resolvió la ecuación 18 para la obtención de los coeficientes  $n_1$ ,  $n_2$  y  $n_3$  para las 25 frecuencias analizadas. En la Figura 13 se muestran los resultados de los coeficientes en función de la frecuencia lo cual sugiere que los coeficientes presentan una dependencia con la frecuencia.

$$G_1(r) = \begin{cases} \left(\frac{30}{r}\right)^{n_1} & r \leq 100 \text{ km} \\ \left(\frac{30}{100}\right)^{n_1} \left(\frac{100}{r}\right)^{n_2} & 100 \text{ km} < r \leq 200 \text{ km} \\ \left(\left(\frac{30}{100}\right)^{n_1} \left(\frac{100}{200}\right)^{n_2} \left(\frac{200}{r}\right)^{n_3}\right) & 200 \text{ km} < r \leq 350 \text{ km} \end{cases} \quad (18)$$

Por otra parte, se procedió a resolver nuevamente la ecuación 18, con las funciones de atenuación de onda P, con la suposición de que la función de dispersión geométrica no dependiera de la frecuencia; es decir, se obtuvo tres coeficientes de dispersión geométrica, uno para cada intervalo de distancia y para todo el rango de frecuencia. Sin embargo, la curva de dispersión geométrica obtenida no decaía suavemente con la distancia, y, además, la mayoría de los valores de  $Q$  obtenidos eran negativos lo cual no tiene sentido físico ya que este parámetro de atenuación es  $Q > 0$ , por tal motivo se rechazó una  $G_1(r)$  independiente de la frecuencia.

Posteriormente, se resolvió nuevamente la ecuación 18 usando las funciones de atenuación no paramétricas de onda S para las 25 frecuencias definidas para cada rango de distancia establecido. Sin embargo, se presentó nuevamente la situación donde la mayoría de los valores de  $Q$  eran negativos. Lo cual indica que las componentes horizontales son más sensibles que la componente vertical. Estos datos pueden indicar amplificación del terreno, por lo tanto, valores de  $Q < 0$  no tienen sentido físico.

**Figura 13. Distribución del coeficiente de dispersión geométrica con la frecuencia para ondas de cuerpo.**



De acuerdo con lo anterior, se resolvió la ecuación 8, para las ondas de cuerpo, usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia,  $G_1(r)$ , con los coeficientes  $n_1$ ,  $n_2$  y  $n_3$  obtenidos de



las funciones de las funciones de atenuación de onda P ya que esta función debe ser válida para las ondas de cuerpo, esto es P y S.

En segundo lugar, de acuerdo con Herrmann et al. (1983), las ondas sísmicas decaen para distancias locales ( $r < 100$  km) de la forma  $1/r$  y para distancias mayores de la forma  $1/\sqrt{r}$ . Por lo tanto, la función de dispersión geométrica esta dada de la siguiente forma:

$$G_2(r) = \begin{cases} \frac{30}{r}, & r \leq 100 \text{ km} \\ \frac{30}{\sqrt{100r}}, & 100 \text{ km} < r \leq 350 \text{ km} \end{cases} \quad (19)$$

La ecuación 19 representa una  $G_2(r)$  independiente de la frecuencia la cual esta normalizada a una distancia de 30 km y, además, representa una curva de dispersión geométrica suave y continua. Por ello, se resolvió la ecuación 8, para ondas de cuerpo, usando una función de dispersión geométrica,  $G_2(r)$ . En tercer lugar, se definió una tercer función de dispersión geométrica,  $G_3(r)$  independiente de la frecuencia, la cual representa el decaimiento de las ondas de las ondas de cuerpo para todo el rango de distancia de la forma:

$$G_3(r) = \begin{cases} \frac{30}{r}, & r \leq 350 \text{ km} \end{cases} \quad (20)$$

De igual manera, la ecuación 20 ha sido normalizada con un factor de 30 km. Y nuevamente se resolvió la ecuación 8 usando la función de dispersión geométrica,  $G_3(r)$ . Por último, las estimaciones de  $Q$  usando las ecuaciones 18, 19 y 20 nos permiten comparar si los valores del factor de calidad varían entre sí y también para fines de comparación con otros estudios.

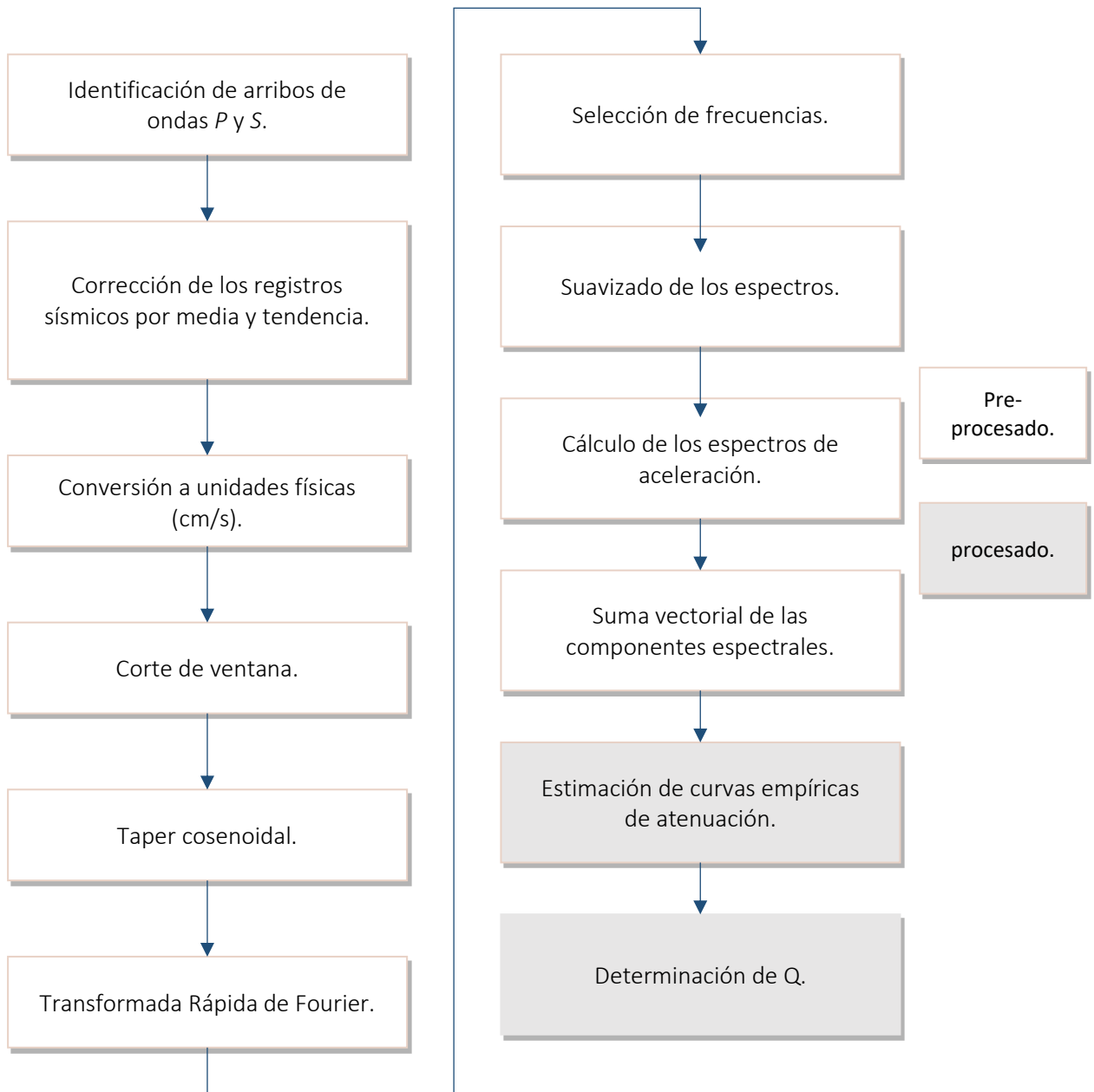
### 3.5 Factor de calidad $Q$

Las funciones de atenuación obtenidas en la sección anterior no involucran ningún parámetro físico, por consiguiente, son parametrizadas en función de la dispersión geométrica y el factor de calidad  $Q$ . La ventaja de obtener  $Q$  es que su inverso está relacionado con la atenuación del medio; es decir,  $1/Q$  nos proporciona la atenuación promedio del volumen muestreado en la región norte del Golfo de California. El sistema de ecuaciones (ecuación 16) para cada frecuencia fija  $f$  se resuelve a partir de un método de inversión por un ajuste lineal de mínimos cuadrados (Press et al., 1988) usando tres diferentes funciones

de dispersión geométrica; Es decir, se resuelve la ecuación 16 usando la función de dispersión geométrica descrita en la ecuación 18,19 y 20.

En primer lugar, se resuelve la ecuación 16 usando la función de dispersión geométrica descrita en la ecuación 18, debido a que los valores de los coeficientes,  $n_1$ ,  $n_2$  y  $n_3$  (Figura 13) muestran una fuerte dependencia con la frecuencia. En segundo lugar, para comparar nuestros resultados de  $Q$  con otros estudios en donde consideran una función de dispersión geométrica,  $G(r)$ , independiente de la frecuencia se resolvió la ecuación 16 usando como función de dispersión geométrica la ecuación 19. En tercer lugar, se resuelve nuevamente la ecuación 16 usando una  $G(r)$  independiente de la frecuencia y para todo el rango de distancia (ecuación 20).

Lo anterior ha permitido demostrar la variabilidad de los resultados y la importancia de una adecuada función de dispersión geométrica para la obtención de los valores de atenuación en la región de estudio. Después, para cada conjunto de datos de  $Q$ , resultado de resolver la ecuación 16 empleando las diversas  $G(r)$ , se procede a encontrar la relación entre el factor de calidad y la frecuencia ajustando el modelo de la ecuación 17 ( $Q(f) = Q_0 f a$ ). Por último, en la Figura 14 se muestra el diagrama de flujo que ilustra el pre-procesado y el procesado aplicado a los registros digitales. Lo anterior se realizó en el lenguaje de programación interpretado de Python y en el lenguaje de programación de Fortran.



**Figura 14.** Metodología del pre-procesado y procesamiento de los datos sísmicos.

## Capítulo 4. Resultados

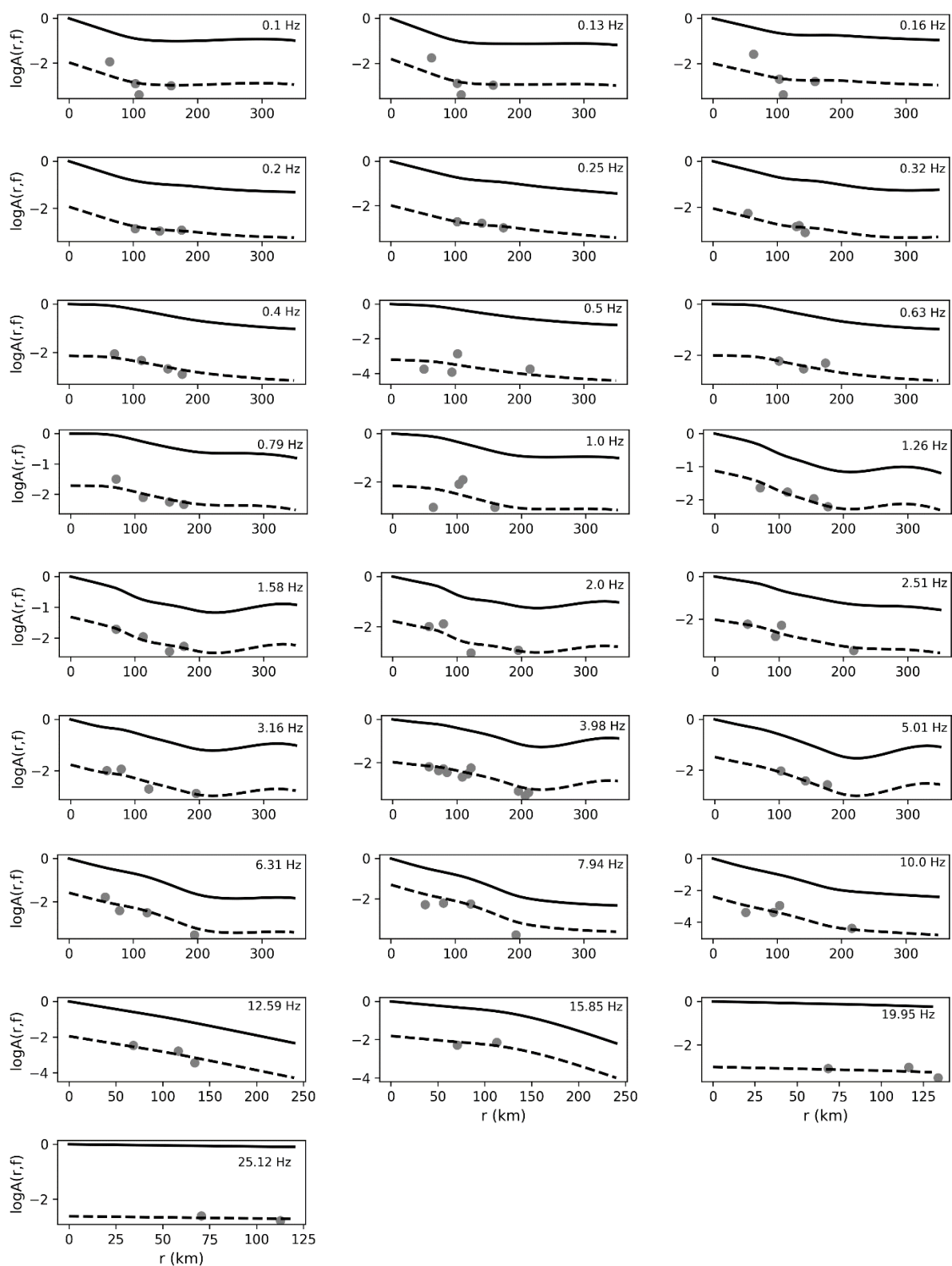
---

### 4.1 Funciones de atenuación no paramétricas

#### 4.1.1 Funciones de atenuación no paramétricas de onda P

En la Figura 15 se observan las funciones de atenuación de onda P para cada frecuencia definida  $f$ . Estas curvas empíricas se han definido en un rango de distancia  $r \leq 350$  km. Las curvas de 12.59 Hz y de 15.85 Hz están definidas hasta 250 km; y las de 19.95 Hz y de 25.12 Hz comprenden una distancia máxima de 130 km y 120 km, respectivamente. Una de las características que se observan de las funciones de atenuación son las pendientes de decaimiento de las curvas en los primeros 100 km. En primer lugar, las pendientes de las curvas de 19.95 Hz y 25.12 Hz son muy pequeñas, debido a que para esas frecuencias los datos son escasos, ya que los sismogramas con un intervalo de muestreo de 100 mps ( $f_N = 50$  Hz) comprenden sólo el 27 % de la base de datos, y, por ende, la cantidad de eventos utilizados en la inversión no son suficientes. En segundo lugar, el decaimiento de las curvas entre  $0.1 \text{ Hz} \leq f \leq 0.32 \text{ Hz}$  es muy pronunciado, lo cual indican que para este rango de frecuencia la onda P decae rápidamente en los primeros 100 km. En tercer lugar, las amplitudes de onda P entre  $0.4 \text{ Hz} \leq f \leq 1.0 \text{ Hz}$  decaen de forma gradual en comparación con las curvas para frecuencias  $f \geq 1.58 \text{ Hz}$  donde la pendiente de la curva de atenuación se vuelve más pronunciada.

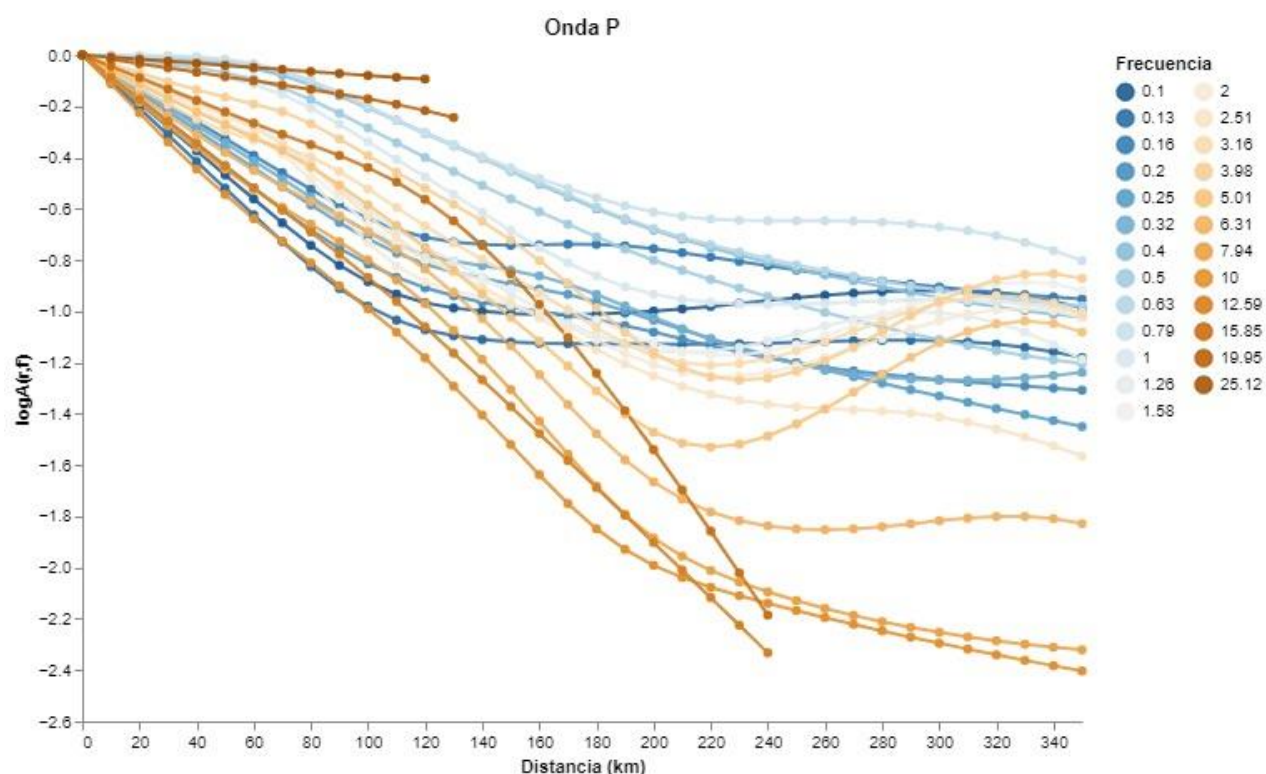
Otra característica de las funciones de atenuación son los puntos de inflexión (cambios de pendiente). Las funciones de atenuación que se encuentran en frecuencias menores de 0.25 Hz tienen punto de inflexión a 100 km. Las curvas comprendidas entre 0.32 Hz y 1.0 Hz tienen dos puntos de inflexión: a 100 km y a 200 km; para este rango de frecuencia y a distancia mayor de 200 km, las amplitudes de las ondas P se atenúan lentamente. En el rango de frecuencia entre 1.26 Hz y 5.01 Hz los puntos de inflexión se encuentran a 100 km y 200 km, siendo el segundo punto de inflexión el más marcado en las curvas de atenuación, y a distancia mayor de 200 km las amplitudes de onda P se amplifican hasta llegar a un máximo en 320 km, excepto para la función de atenuación a frecuencia 2.51 Hz.



**Figura 15.** Funciones empíricas de atenuación de onda P normalizadas (línea continua). Los puntos son las amplitudes observadas de cierto evento para cada frecuencia y la línea discontinua son las funciones de atenuación escaladas con su correspondiente término de fuente.

Las funciones de atenuación que se encuentran entre el intervalo de frecuencia  $6.31 \text{ Hz} \leq f \leq 10.0 \text{ Hz}$  presentan cambios de amplitud en 100 km y 200 km y para distancias mayores de 200 km las amplitudes de las funciones disminuyen de forma gradual. Entre el rango de frecuencia de 12.59 Hz y 15.85 Hz las curvas cambian en amplitud sólo a 100 km. Por consiguiente, el método paramétrico involucra que las funciones de atenuación sigan suavemente los datos observados con la distancia para cada frecuencia, y para ejemplificar lo anterior, primero se escogió un evento sísmico que se haya registrado en la mayoría de las estaciones (círculos grises) para cada rango de frecuencias definido (Figura 15).

Posteriormente, la función de atenuación para cada frecuencia (línea sólida) se escaló con el valor  $M_i(f)$  del evento determinado (línea discontinua). Figura 15 muestra que los datos observados, evento seleccionado para cada rango de frecuencia, se ajustan adecuadamente a las curvas de atenuación para las frecuencias 0.1 Hz, 0.2 Hz, 0.25 Hz, 0.32 Hz, 0.4 Hz, 0.63 Hz, 0.79 Hz, 1.26 Hz, 1.58 Hz, 2.0 Hz, 2.51 Hz, 3.16 Hz, 3.98 Hz, 5.01 Hz, 6.31 Hz, 7.94 Hz, 10.0 Hz, 12.59 Hz y 15.85 Hz y para las demás frecuencias se observa una dispersión de los datos observados, la cual está asociada con el efecto de sitio.



**Figura 16.** Funciones de atenuación de onda P obtenidas en 25 frecuencias entre 0.1 Hz y 25.12 Hz. Las curvas presentan diferentes puntos de inflexión a diferentes distancias hipocentrales.

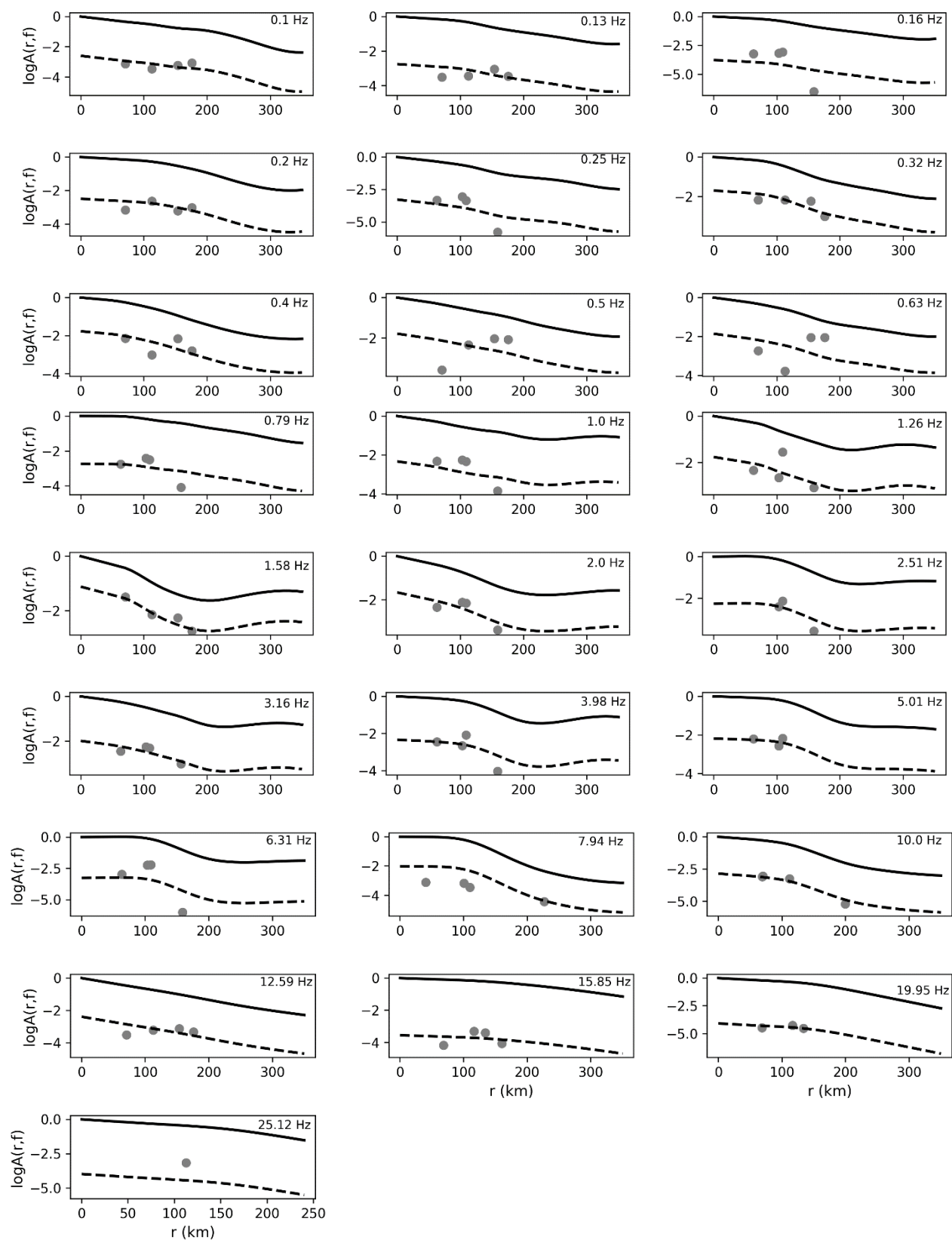
Por último, en la Figura 16, se muestran todas las curvas de atenuación para cada rango de frecuencia observándose cambios de amplitud a 100 km y 200 km. Para frecuencias menores a 0.79 Hz, las curvas de atenuación decaen en menor amplitud con la distancia hipocentral en comparación las curvas restantes. Las curvas de atenuación a frecuencias intermedias ( $0.79 \text{ Hz} \leq f \leq 5.01 \text{ Hz}$ ) aumentan en amplitud a 200 km alcanzando una máxima a 320 km.

#### 4.1.2 Funciones de atenuación no paramétricas de onda S

En la Figura 17 se observan las funciones de atenuación de onda S para cada frecuencia definida  $f$  y para un rango de distancia hipocentral de 350 km, excepto la curva de atenuación a frecuencia de 25.12 Hz, la cual está definida hasta una distancia de 240 km. Con base en la Figura 17, en primer lugar, se observan importantes cambios de pendientes de las funciones de atenuación en los primeros 100 km. Las amplitudes de onda S decaen suavemente con la distancia para frecuencias  $0.1 \text{ Hz} \leq f \leq 0.4 \text{ Hz}$ . Para frecuencias  $0.4 \text{ Hz} < f \leq 2.0 \text{ Hz}$ , las pendientes de las funciones de atenuación, en los primeros 100 km, empiezan a aumentar de forma gradual hasta llegar a las curvas de 2 Hz. Para frecuencias mayores a 2.51 Hz las ondas S empiezan a disminuir gradualmente en amplitud hasta alcanzar los 10 Hz. Cabe mencionar que las curvas de atenuación para frecuencias mayores a 15.85 Hz son diferentes de las demás en forma, debido a los pocos eventos disponibles durante la inversión de los datos.

Otra característica importante en la Figura 17, es el decaimiento de las ondas S para distancias mayores de 100 km. Las amplitudes de las funciones de atenuación a frecuencias menores de 1 Hz decaen de forma rápida con la distancia. Y para frecuencias  $f \geq 6.31 \text{ Hz}$  las funciones de atenuación de onda S decaen suavemente con la distancia. Por otra parte, para frecuencias  $1.26 \text{ Hz} \leq f \leq 3.98 \text{ Hz}$ , las amplitudes de las curvas aumentan en 200 km alcanzado un máximo a 320 km.

Otra de las cualidades que se presentan en las curvas de atenuación son los puntos de inflexión. Las funciones de atenuación de frecuencia  $f \leq 1.0 \text{ Hz}$  presentan dos puntos de inflexión: a 100 km y 200 km, siendo la de 200 km la más definida en comparación con el primer punto de inflexión. Las curvas que se encuentran en  $1.26 \text{ Hz} \leq f \leq 10.0 \text{ Hz}$  presentan claramente dos cambios de amplitud en 100 km y 200 km. Y las curvas de atenuación a frecuencias mayores de 12.59 Hz muestran sólo un cambio de pendiente a 200 km.

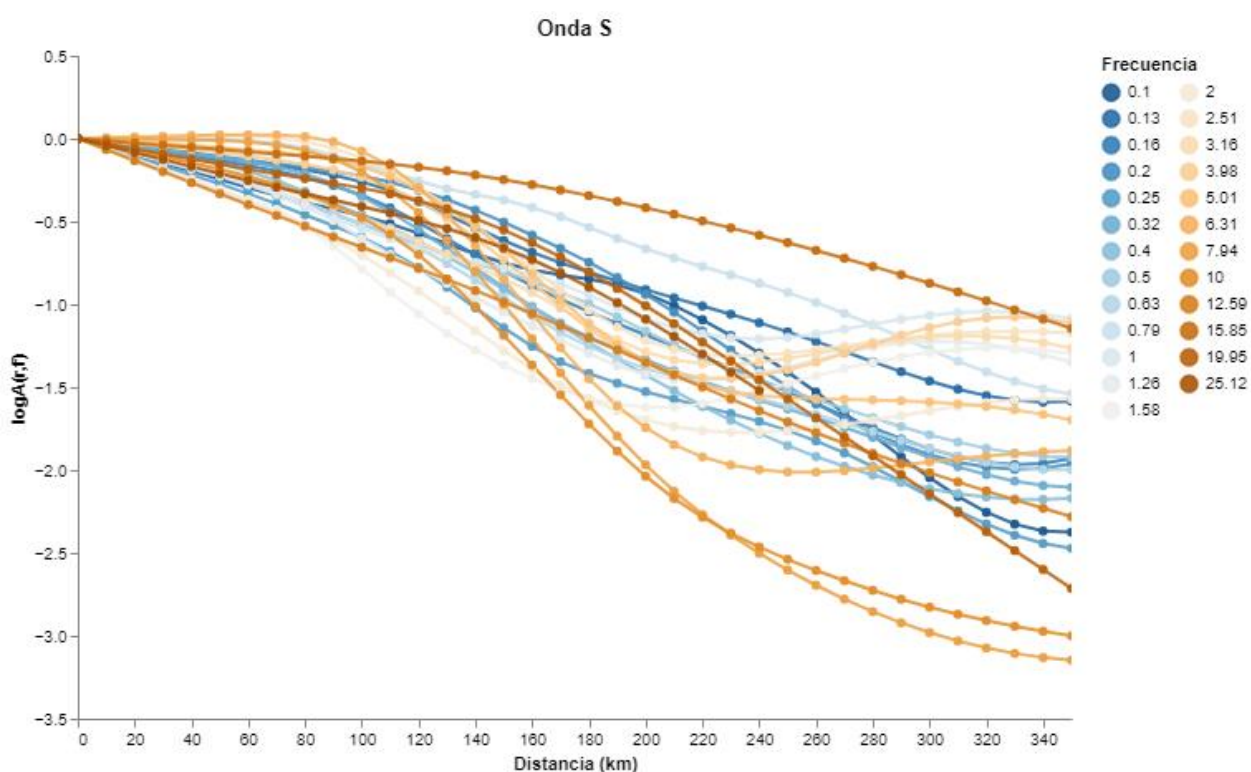


**Figura 17.** Funciones empíricas de atenuación de onda S normalizadas (línea continua). Los puntos son las amplitudes observadas de cierto evento para cada frecuencia y la línea discontinua son las funciones de atenuación escaladas con su correspondiente término de fuente.



Además, en la Figura 17 se muestran las amplitudes observadas de un evento sísmico para cada rango de frecuencia. El evento seleccionado se registró en la mayoría de las estaciones sísmicas. También se muestran las curvas de atenuación escaladas (línea discontinua) de acuerdo con el factor de escalamiento,  $M_i(f)$ , del sismo en cuestión.

En la Figura 18 se muestran todas las funciones de atenuación determinadas para cada frecuencia definida. Las curvas de atenuación entre las frecuencias 0.25 Hz y 10.0 Hz (frecuencias intermedias) presentan un aumento de amplitud a distancias mayores de 200 km en comparación con las funciones de atenuación restantes. Las funciones de atenuación a frecuencia menores de 0.25 Hz decaen con menor amplitud para todo el rango de distancia en comparación con las demás funciones de atenuación.

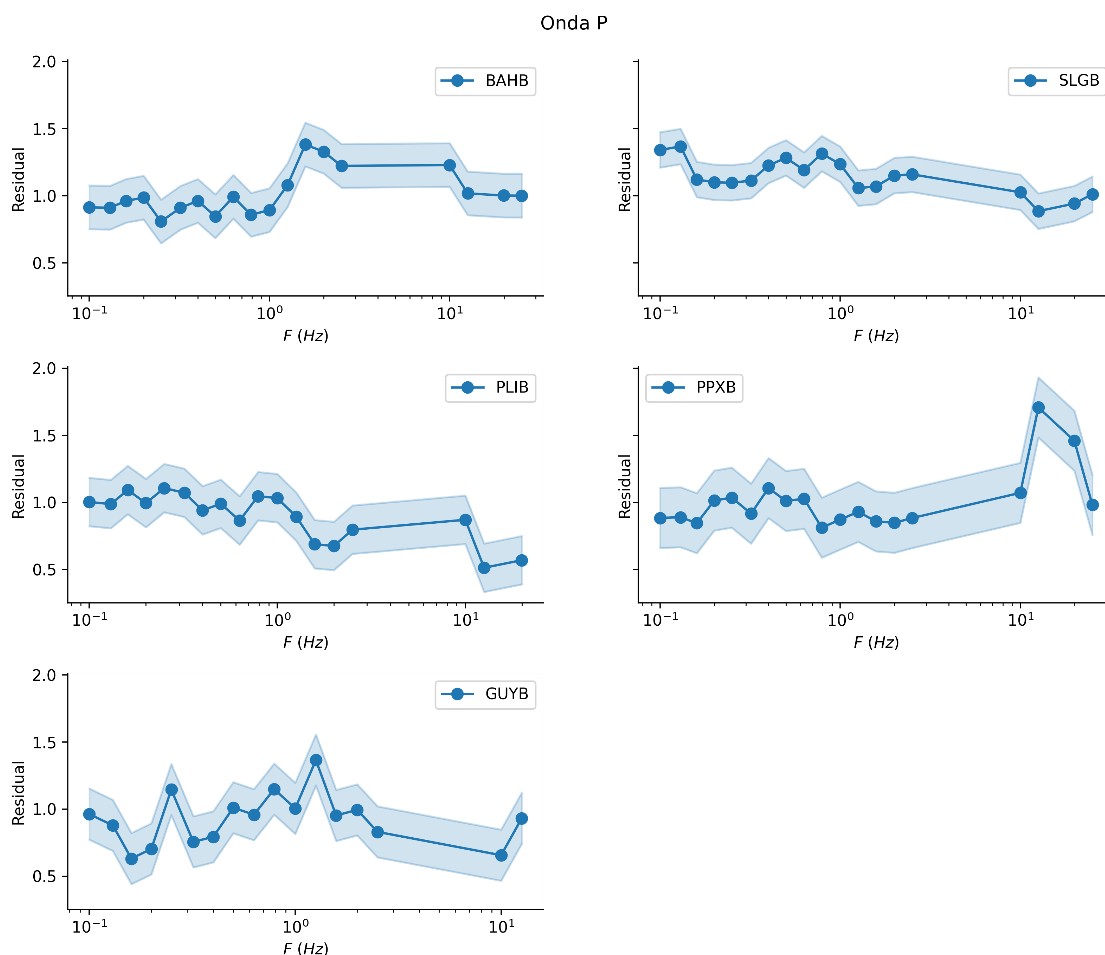


**Figura 18.** Funciones de atenuación de onda S obtenidas en 25 frecuencias entre 0.1 Hz y 25.12 Hz. Las curvas presentan diferentes puntos de inflexión a diferentes distancias.

## 4.2 Efecto de sitio

### 4.2.1 Efecto de sitio de onda P

En la Figura 19, se muestran los efectos de sitios de onda P  $\pm$  una desviación estándar,  $\sigma$ , obtenidos al emplear la ecuación 9. La estación BAHB presenta valores constantes del orden de 1 para frecuencias menores de 1.26 Hz y las frecuencias  $1.26 \text{ Hz} < f \leq 3.16 \text{ Hz}$  presentan un aumento de amplitud del orden de 0.5 en comparación con el resto de las estimaciones. La estación PLIB de igual manera presenta estimaciones de efecto de sitio del orden de 1, pero a frecuencias menores de 2.51 Hz y para frecuencias  $f > 10 \text{ Hz}$  las amplitudes de los residuales disminuyen hasta alcanzar estimaciones de 0.5. Además, en el intervalo de  $2.51 \text{ Hz} < f \leq 10 \text{ Hz}$  no hay estimaciones de sitio para dicha estación.



**Figura 19.** Residual de amplitud calculado para cada estación sísmica de las funciones de atenuación de onda P mostradas en la Figura 13.

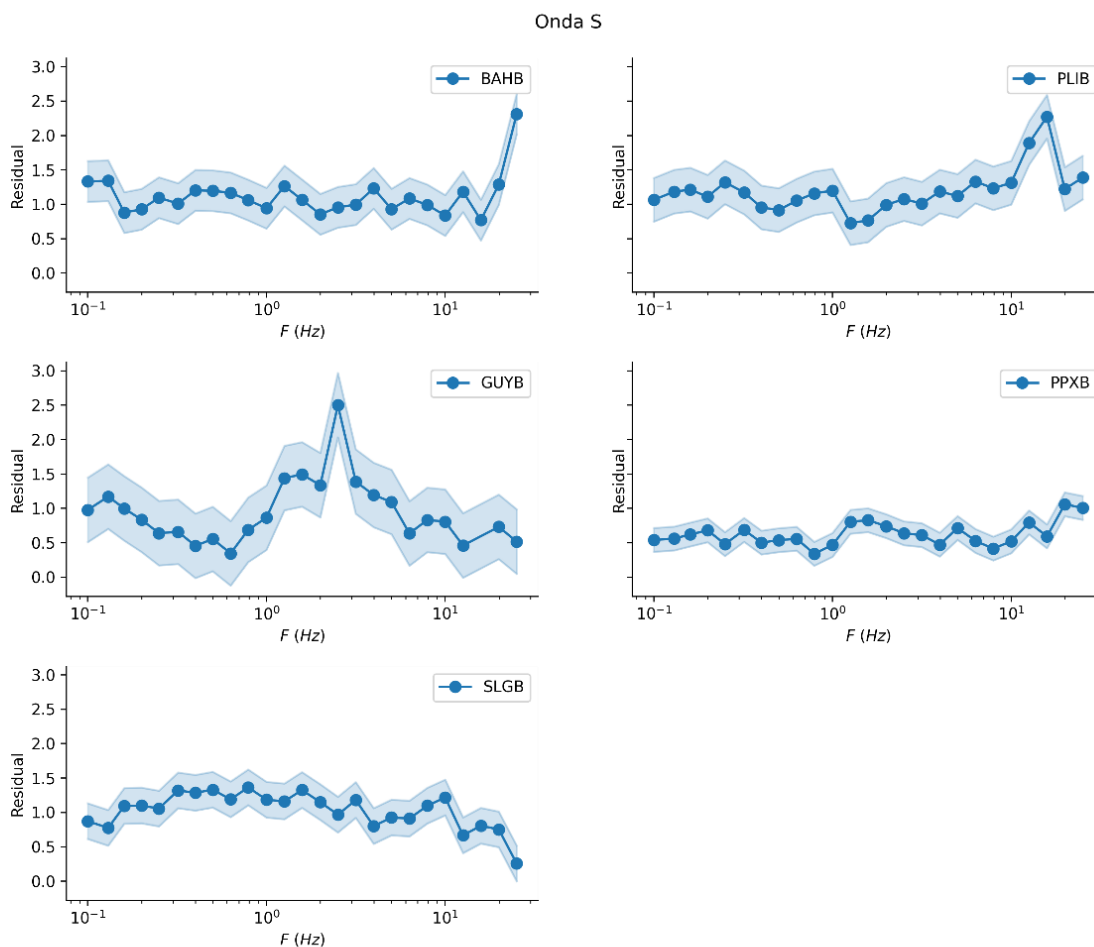
Las amplitudes de sitio en GUYB son del orden de 0.5 a 1.5 para todo el rango de frecuencia, aunque para frecuencias  $2.51 \text{ Hz} < f \leq 10 \text{ Hz}$  no existen estimaciones de amplitud. Para la estación SLGB, los valores de efecto de sitio rondan en el rango de amplitud de 1 y 1.5; sin embargo, el cambio es muy suave y por ello la curva es cuasi-constante. Además, en el rango de frecuencia de  $2.51 \text{ Hz} < f \leq 10 \text{ Hz}$  no existen estimaciones de sitio. Por último, la estación PPXB presenta valores de respuesta de sitio cercanos a 1 para frecuencias menores de 2.51 Hz y para frecuencias mayores a 10 Hz la respuesta de sitio es muy dispersa. Para el rango de  $2.51 \text{ Hz} < f \leq 10 \text{ Hz}$  no existen estimaciones de sitio.

#### 4.2.2 Efecto de sitio de onda S

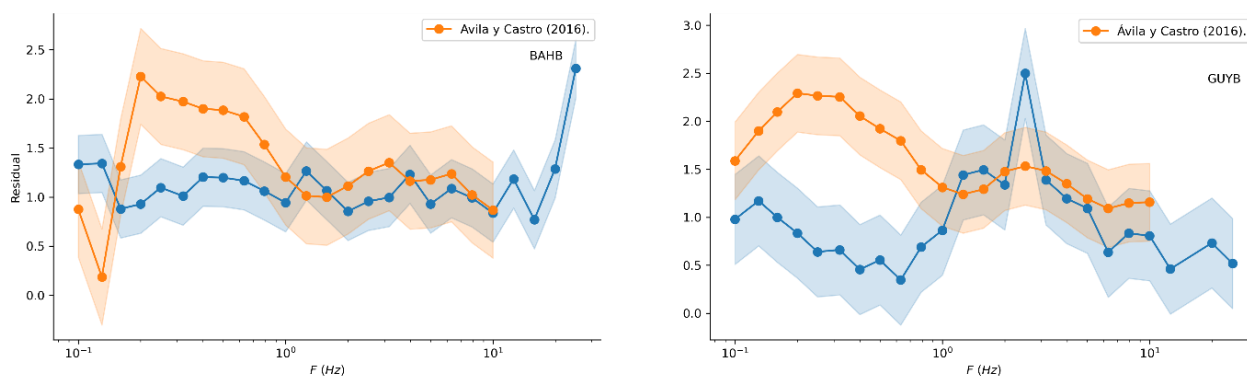
En la Figura 20 se presentan los resultados de efecto sitio de la onda  $S \pm$  una desviación estándar,  $\sigma$ , de las estaciones de registro. En la estación BAHB se observa que las estimaciones de la respuesta del sitio se encuentran alrededor de 0.5 y 1.5; Sin embargo, para la frecuencia de 25.12 Hz la amplificación del sitio es del orden de 2.5. En la estación GUYB, las respuestas de sitio rondan alrededor de 0.5 y 1, excepto para frecuencias intermedias ( $1.26 \text{ Hz} \leq f \leq 5.01 \text{ Hz}$ ) donde las amplitudes de amplificación del sitio están en el rango de 1 y 1.5 y a frecuencia de 2.0 Hz se alcanza una amplitud de 2.5.

En la estación de SLGB, los valores de respuesta del sitio se encuentran en el rango de 0.4 y 1.5 los cuales siguen un comportamiento suave a lo largo de todo el rango de frecuencia. Por otra parte, en la estación de PLIB, las estimaciones de sitio se encuentran en el intervalo de 0.5 y 1.5 y las frecuencias de 12.59 Hz y 15.85 Hz alcanzan amplitudes de sitio de 1.8 y 2.0, respectivamente. En la estación de PPXB, las estimaciones de sitio alcanzan valores entre 0.5 y 1.

En la Figura 21 se muestran las estimaciones de sitio de onda  $S \pm$  una desviación estándar obtenidas con la ecuación 9 y las de estimadas por Ávila-Barrientos y Castro (2016) para las estaciones BAHB y GUYB. En la estación de BAHB, las estimaciones de sitio difieren en ambos estudios para frecuencias  $0.16 \text{ Hz} \leq f \leq 1 \text{ Hz}$  y para frecuencias mayores a 1 Hz los valores de sitio coinciden en ambos trabajos. Por otra parte, en la estación GUYB, los datos estimados por Ávila-Barrientos y Castro (2016) son más grande por un orden de  $\sim 2$  para frecuencias  $f \leq 1.26 \text{ Hz}$  y para frecuencias mayores de 1.26 Hz las estimaciones de sitio son similares. Esta discrepancia en la respuesta del sitio se puede deber a las posibles diferencias en azimut y ángulo de incidencia de las ondas.



**Figura 20.** Residual de amplitud calculado para cada estación sísmica de las funciones de atenuación de onda S mostradas en la Figura 15.



**Figura 21.** Efecto de sitio de onda S  $\pm$  una desviación estándar obtenidos a partir del residual de los datos observados y las funciones de atenuación no paramétricas (color azul). Efecto de sitio de onda S  $\pm$  una desviación estándar calculados por Ávila et al., (2016) usando el cociente espectral H/V (color naranja).

### 4.3 Factor de calidad $Q$

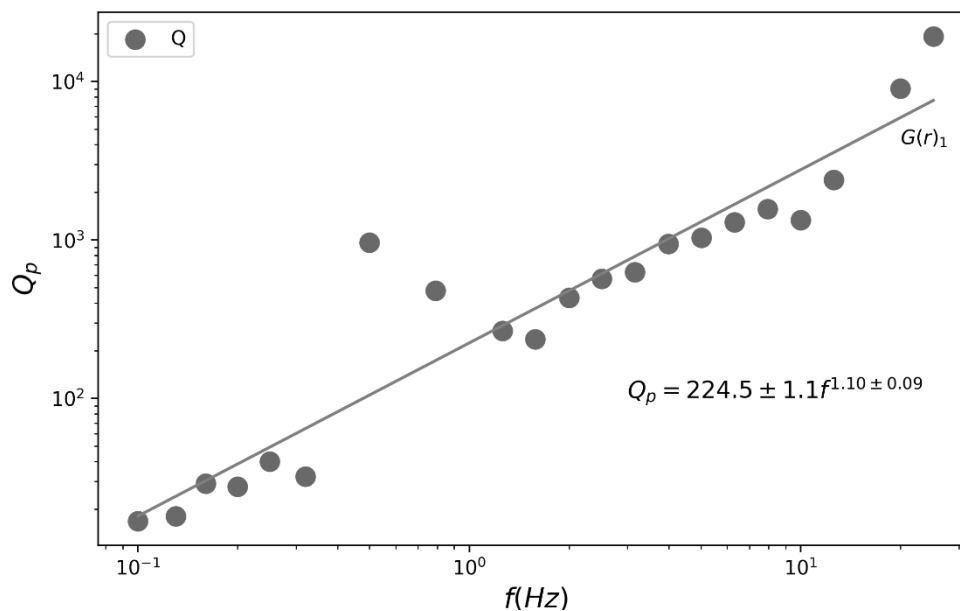
#### 4.3.1 Factor de calidad de onda P

En la Figura 22 se presentan las estimaciones del factor de calidad de onda P usando una función de dispersión geométrica que depende de la frecuencia,  $G(r)_1$ , asimismo, el ajuste lineal de los datos (ecuación 17) el cual se representa de la forma  $Q_p = 224.5 \pm 1.7 f^{1.10 \pm 0.09}$ . Se observa que el factor de calidad aumenta con la frecuencia de forma progresiva, alcanzando valores máximos entre 0.5 Hz y 0.79 Hz. En la Figura 23 se muestran los valores de  $Q$  usando la función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 19),  $G(r)_2$ , y también el ajuste lineal de los datos representado por  $Q_p = 146.5 \pm 1.1 f^{0.70 \pm 0.09}$ . Por otra parte, en la Figura 24 se observan las estimaciones del factor de calidad usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 20),  $G(r)_3$ , y de igual manera el ajuste lineal de  $Q$  dado por  $Q_p = 179.3 \pm 1.1 f^{0.60 \pm 0.10}$ . Cabe mencionar que para el intervalo de frecuencia  $0.4 \text{ Hz} \leq f \leq 1 \text{ Hz}$  las estimaciones de  $Q$  son negativas, así como para la frecuencia de 25.12 Hz, indicando que para estas frecuencias la atenuación es despreciable.

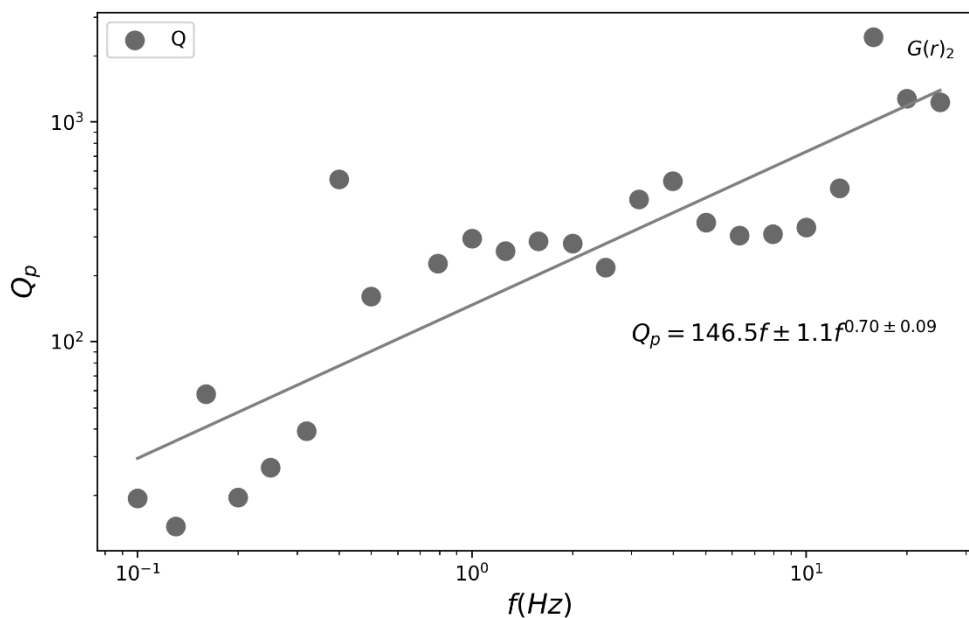
En la Figura 25 se representan los ajustes lineales obtenidos con los valores de  $Q$  estimados usando tres diferentes funciones de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ ,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ . Se observa que las estimaciones de  $Q$  con una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia,  $G(r)_1$ , son por lo general más grandes en comparación con los valores de  $Q$  usando  $G(r)_2$  (puntos azules) y  $Q$  usando  $G(r)_3$  (puntos naranjas). Los valores de  $Q$  usando  $G(r)_2$  son menos oscilantes que  $Q$  usando  $G(r)_3$ , aunque para cierto rango de frecuencia no haya datos de  $Q_{p3}$ . En la Tabla 3 se enlistan los valores de los ajustes de  $Q$  usando tres funciones de dispersión geométrica.

**Tabla 3.** Estimaciones de  $Q$  usando onda P mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados usando tres funciones de dispersión geométrica:  $G(r)_1$ ,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ . Donde  $Q_{p1}$  es resultado de usar  $G(r)_1$ ;  $Q_{p2}$  es resultado de usar  $G(r)_2$ ; y  $Q_{p3}$  es resultado de usar  $G(r)_3$ .

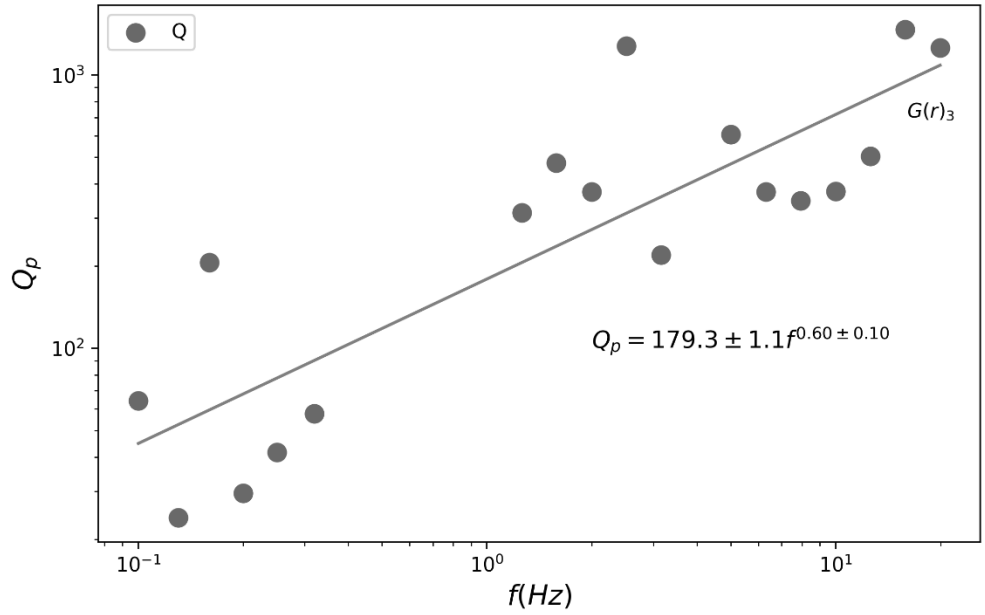
	Ajuste lineal	Banda de frecuencia (Hz)
$Q_{p1}$	$Q_p = 224.5 \pm 1.1 f^{1.10 \pm 0.09}$	0.1 Hz-25.12 Hz
$Q_{p2}$	$Q_p = 146.5 \pm 1.1 f^{0.70 \pm 0.09}$	0.1 Hz-25.12 Hz
$Q_{p3}$	$Q_p = 179.3 \pm 1.1 f^{0.60 \pm 0.10}$	0.1 Hz-19.95 Hz



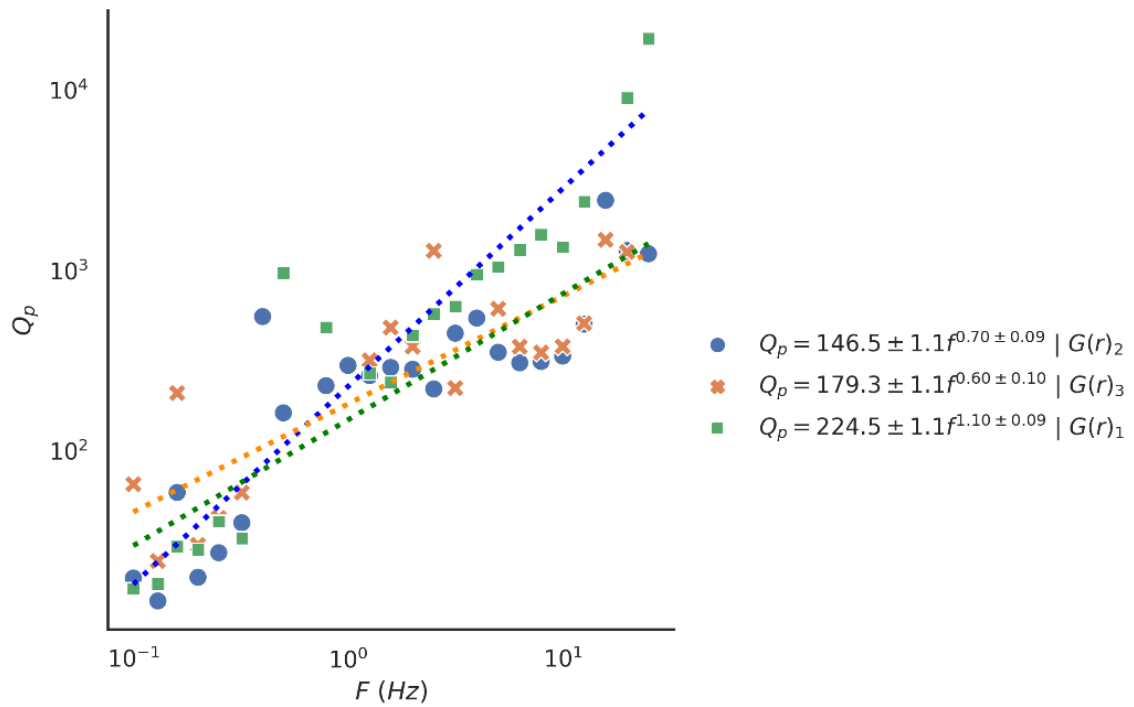
**Figura 22.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia (ecuación 18),  $G(r)_1$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.



**Figura 23.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 19),  $G(r)_2$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.



**Figura 24.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda P. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 20),  $G(r)_3$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.



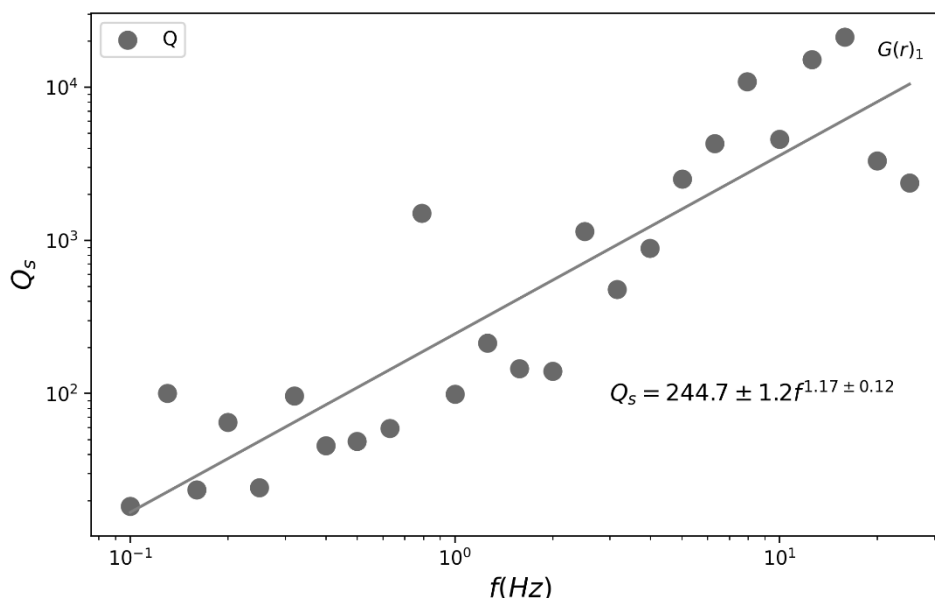
**Figura 25.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda P (obtenidos mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados).

### 4.3.2 Factor de calidad de onda S

En la Figura 26 se observan las estimaciones del factor de calidad de onda S usando una función de dispersión geométrica que depende de la frecuencia,  $G(r)_1$ , asimismo, el ajuste lineal de los datos el cual se representa de la forma  $Q_s = 244.7 \pm 1.2 f^{1.17 \pm 0.12}$ . Además, en la Figura 27 se muestran los valores de  $Q$  usando la función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , y también el ajuste lineal de los datos representado por  $Q_s = 170.7 \pm 1.1 f^{1.01 \pm 0.09}$ . Por otra parte, en la Figura 28 se observan las estimaciones del factor de calidad usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_3$ , y de igual manera el ajuste lineal de  $Q$  dado por  $Q_s = 233.6 \pm 1.2 f^{1.03 \pm 0.11}$ .

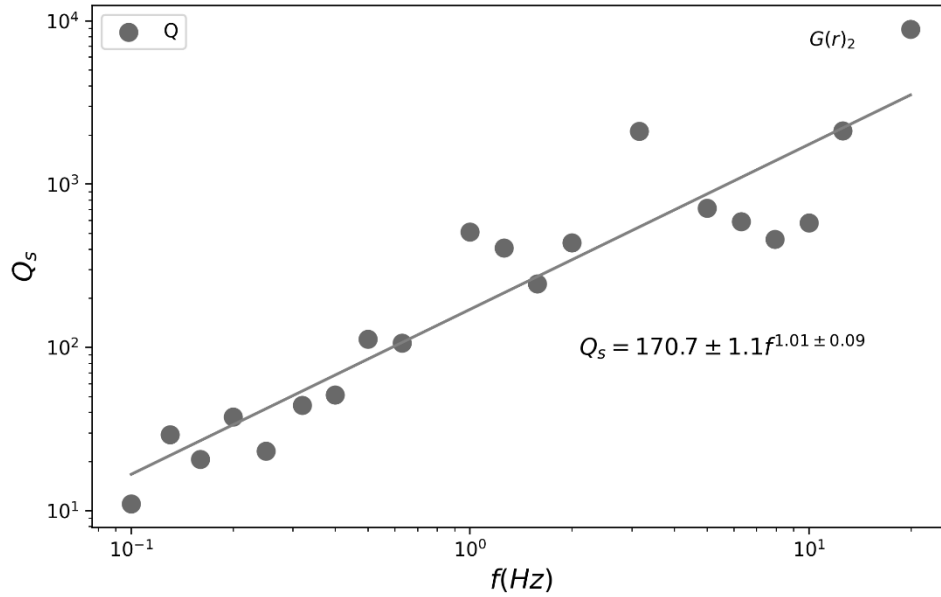
En la Figura 29 se representan los ajustes lineales obtenidos con los valores de  $Q$  estimados usando tres diferentes funciones de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ ,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$  (ecuaciones 18, 19 y 20). Se observa que las estimaciones de  $Q$  con una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia,  $G(r)_1$ , son por lo general más grandes y presentan una tendencia más oscilante en comparación con los valores de  $Q$  usando  $G(r)_2$  (puntos verdes) y  $Q$  usando  $G(r)_3$  (puntos naranjas). En la Tabla 4 se enlistan los valores de los ajustes de  $Q$  de onda S usando tres funciones de dispersión geométrica.

**Figura 26.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica

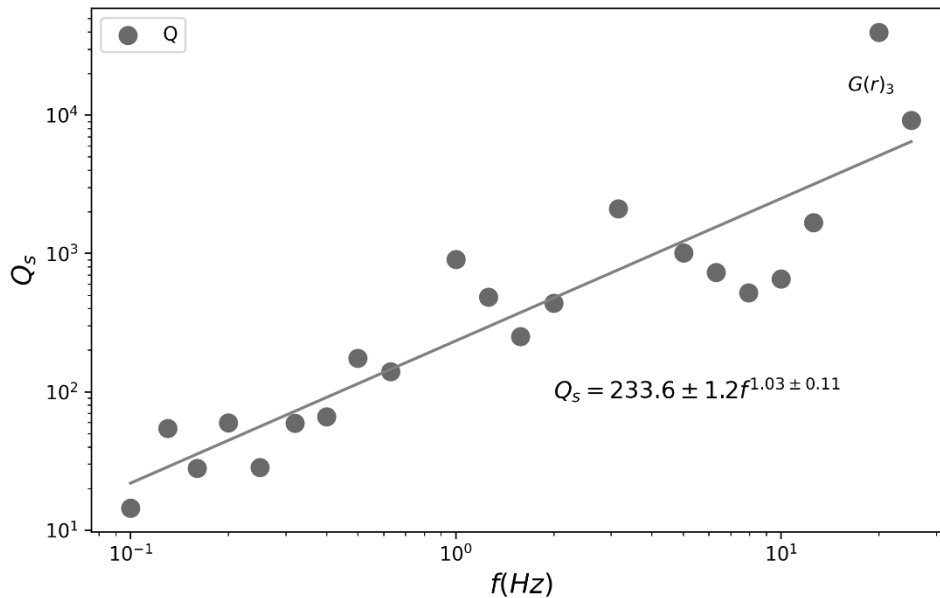


dependiente de la frecuencia (ecuación 18),  $G(r)_1$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.

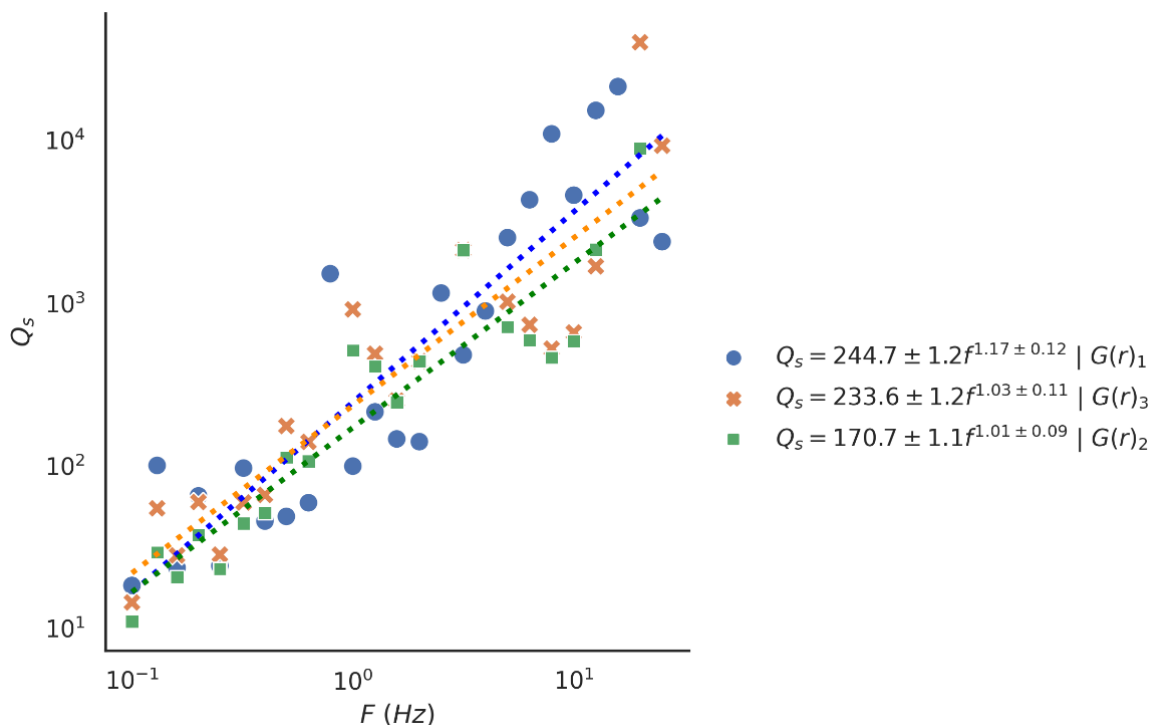




**Figura 27.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 19),  $G(r)_2$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.



**Figura 28.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S. Los puntos corresponden a los datos obtenidos de  $Q$  a partir de la inversión de las funciones de atenuación (ecuación 16) usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia (ecuación 20),  $G(r)_3$ . Además, la línea representa el ajuste lineal calculado por mínimos cuadrados.



**Figura 29.** Estimaciones del factor de calidad  $Q$  de onda S (obtenidos mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados).

**Tabla 4.** Estimaciones de  $Q$  usando onda S mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados usando tres funciones de dispersión geométrica:  $G(r)_1$ ,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ . Donde  $Q_{s1}$  es resultado de usar  $G(r)_1$ ;  $Q_{s2}$  es resultado de usar  $G(r)_2$ ; y  $Q_{s3}$  es resultado de usar  $G(r)_3$ .

	Ajuste lineal	Banda de frecuencia (Hz)
$Q_{s1}$	$Q_s = 244.7 \pm 1.2f^{1.17 \pm 0.12}$	0.1 Hz-25.12 Hz
$Q_{s2}$	$Q_s = 170.7 \pm 1.1f^{1.01 \pm 0.09}$	0.1 Hz-19.95Hz
$Q_{s3}$	$Q_s = 233.6 \pm 1.2f^{1.03 \pm 0.11}$	0.1 Hz-19.95 Hz

## 4.4 Atenuación

### 4.4.1 Atenuación de onda P

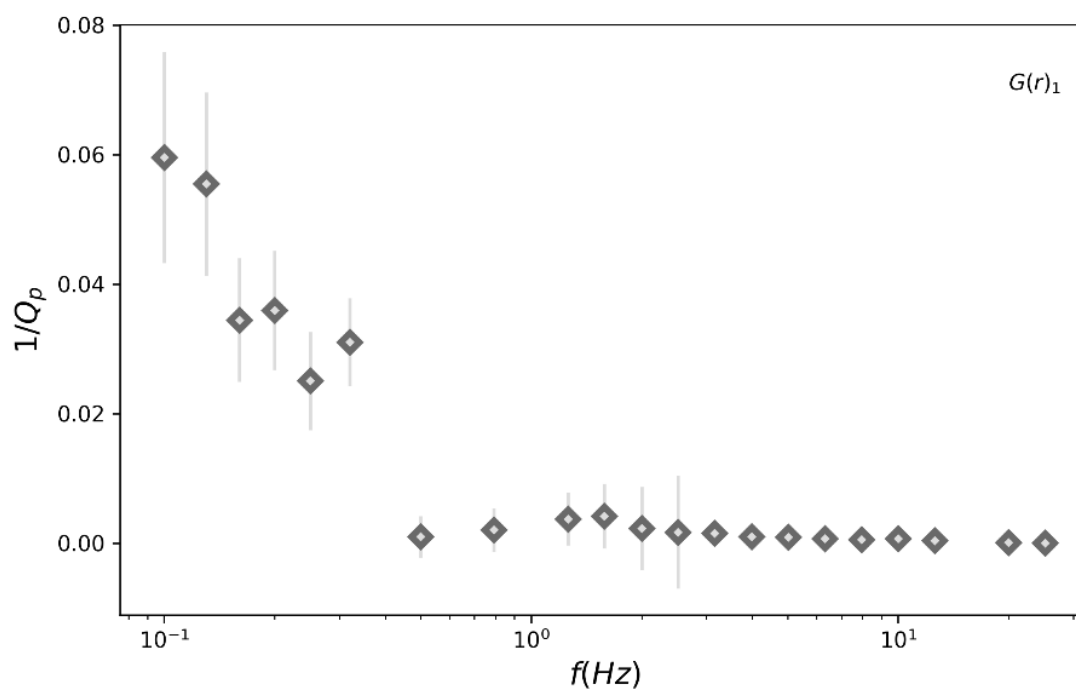
En la Figura 30 se muestran los valores de atenuación ( $1/Q$ ) de onda P, usando la función de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ , dependiente de la frecuencia. En la

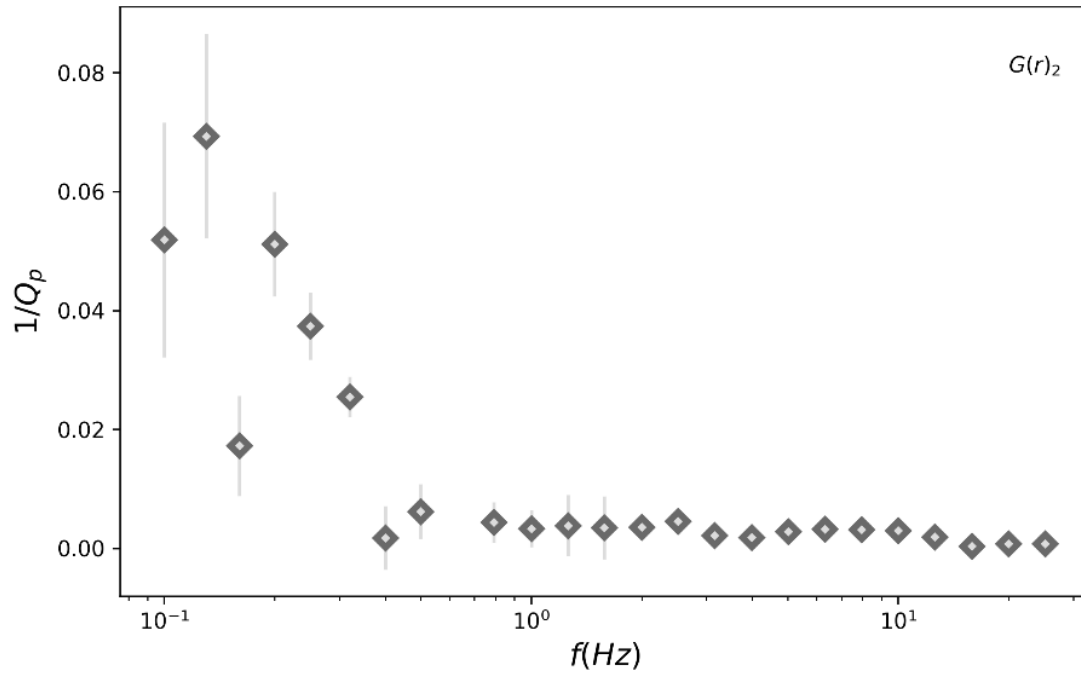
, se muestran los valores de atenuación usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_2$  y en la Figura 32, se muestran las estimaciones de atenuación usando la función de dispersión geométrica,  $G(r)_3$ , independiente de la frecuencia. Los valores de atenuación mostrados en la Figura 30 y

muestran un comportamiento similar para frecuencias  $f < 0.5$  Hz. Las estimaciones de atenuación que se observan en la Figura 32 de igual manera presentan una similitud con las Figura 30 y

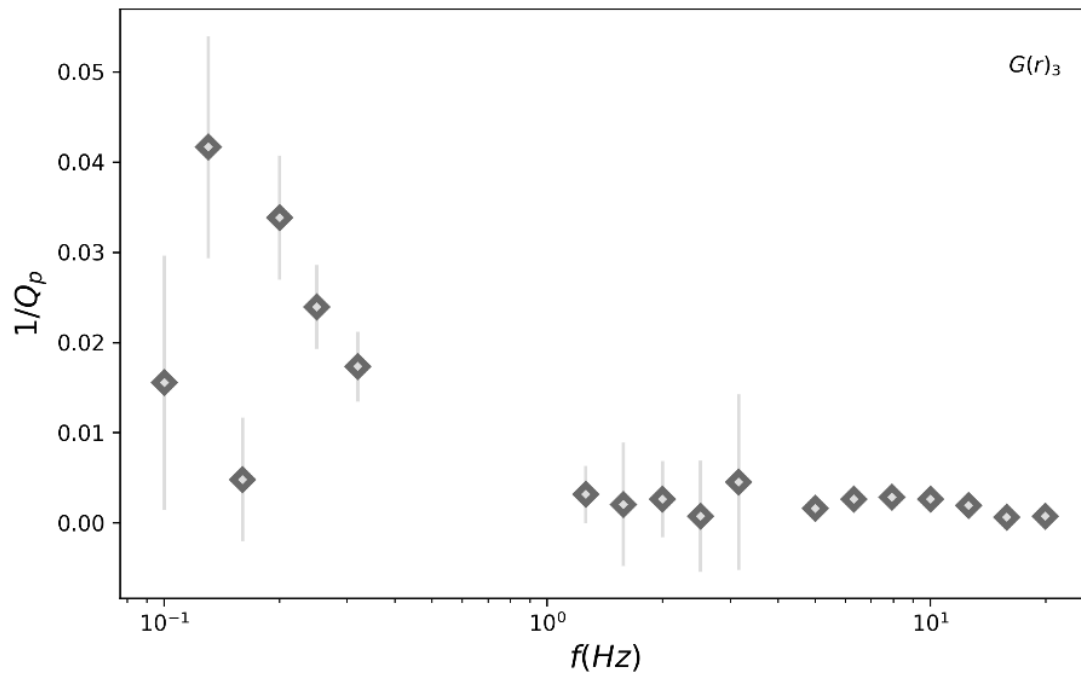
a frecuencias menores, ya que se presenta una brecha de datos en el rango entre  $0.32 \text{ Hz} \leq f \leq 1.26 \text{ Hz}$ , y por ende no se puede realizar una corroboración con todas las estimaciones de  $1/Q$  usando las diferentes funciones de dispersión geométrica. En la Figura 33 se muestran los valores de atenuación usando las tres funciones de dispersión geométrica  $G(r)_1, G(r)_2$  y  $G(r)_3$ .

**Figura 30.** Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ , dependiente de la frecuencia.





**Figura 31.** Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_2$ , independiente de la frecuencia.



**Figura 32.** Valores de atenuación de onda P,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_3$ , independiente de la frecuencia.

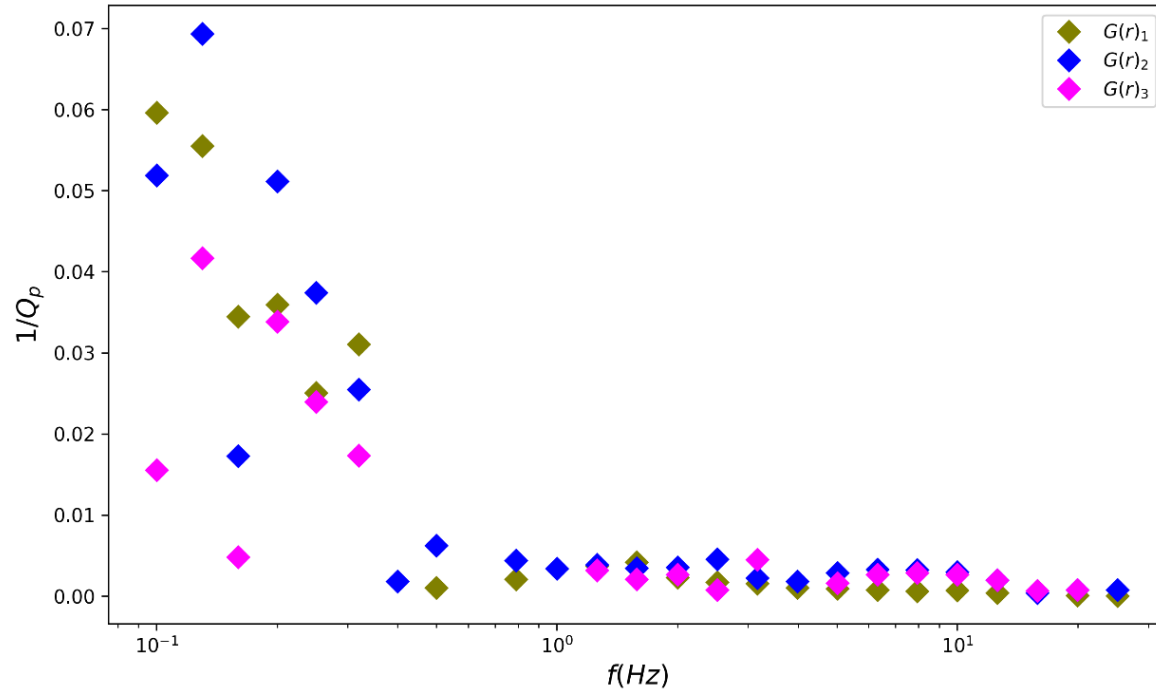
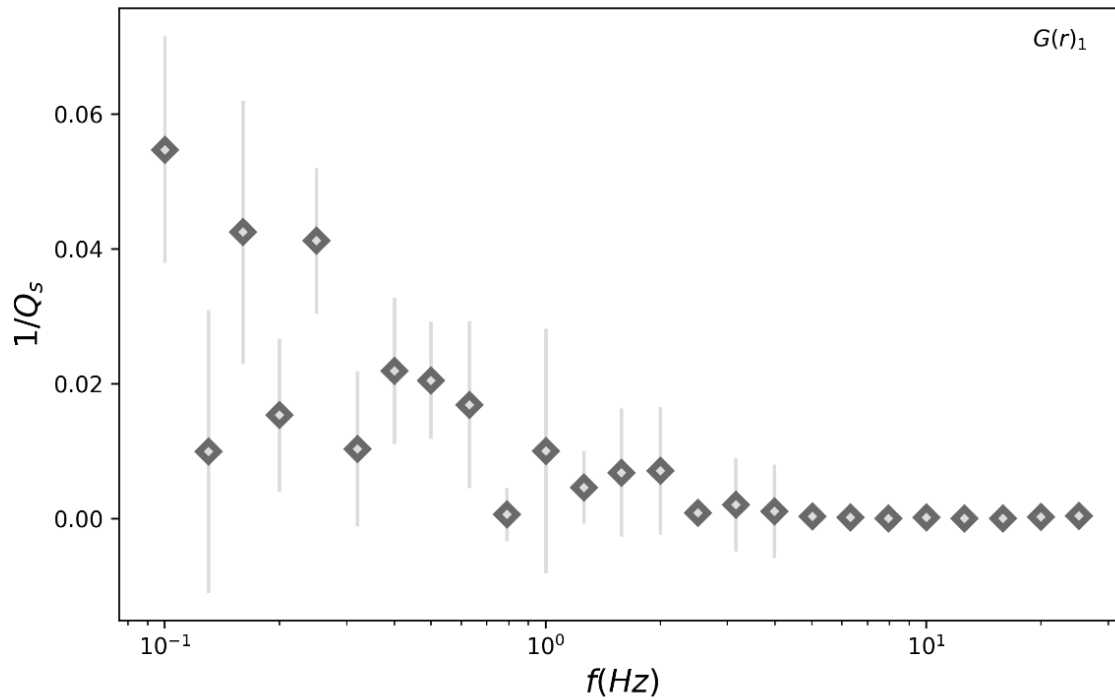


Figura 33. Atenuación de onda P usando las tres funciones de dispersión geométrica.

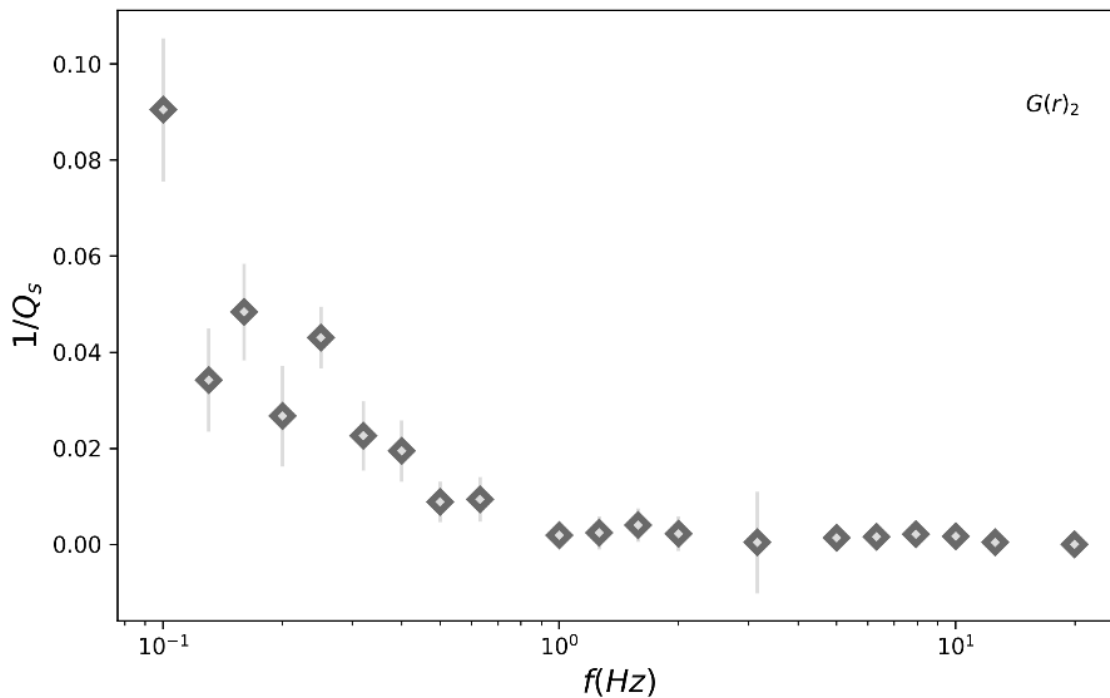
#### 4.4.2 Atenuación de onda S

En la Figura 34 se presentan los valores de atenuación ( $1/Q$ ) de la onda S, usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ , dependiente de la frecuencia. Y en la

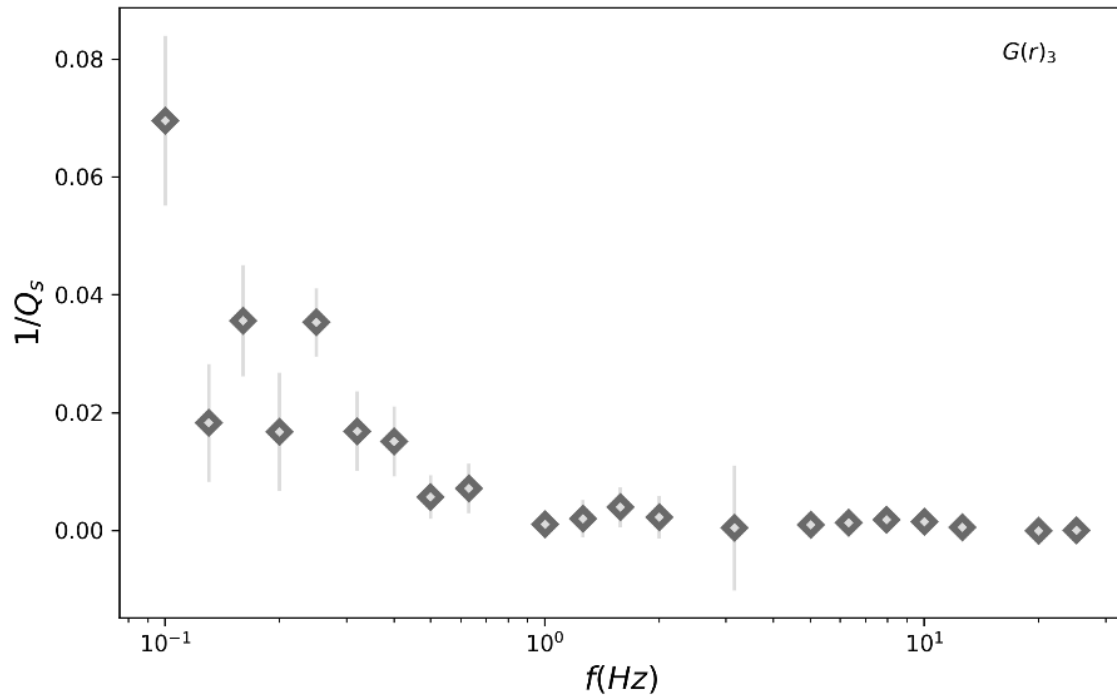
Figura 34. Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ , dependiente de la frecuencia., se muestran los valores de atenuación usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_2$ . Además, en la Figura 36, se muestran las estimaciones de atenuación usando la función de dispersión geométrica,  $G(r)_3$ , independiente de la frecuencia. En la Figura 37 se observa que las estimaciones de atenuación de onda S decaen en forma similar para frecuencias  $f \leq 1$  Hz y, además, los valores de atenuación oscilan en rangos similares de amplitud.



**Figura 34.** Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ , dependiente de la frecuencia.

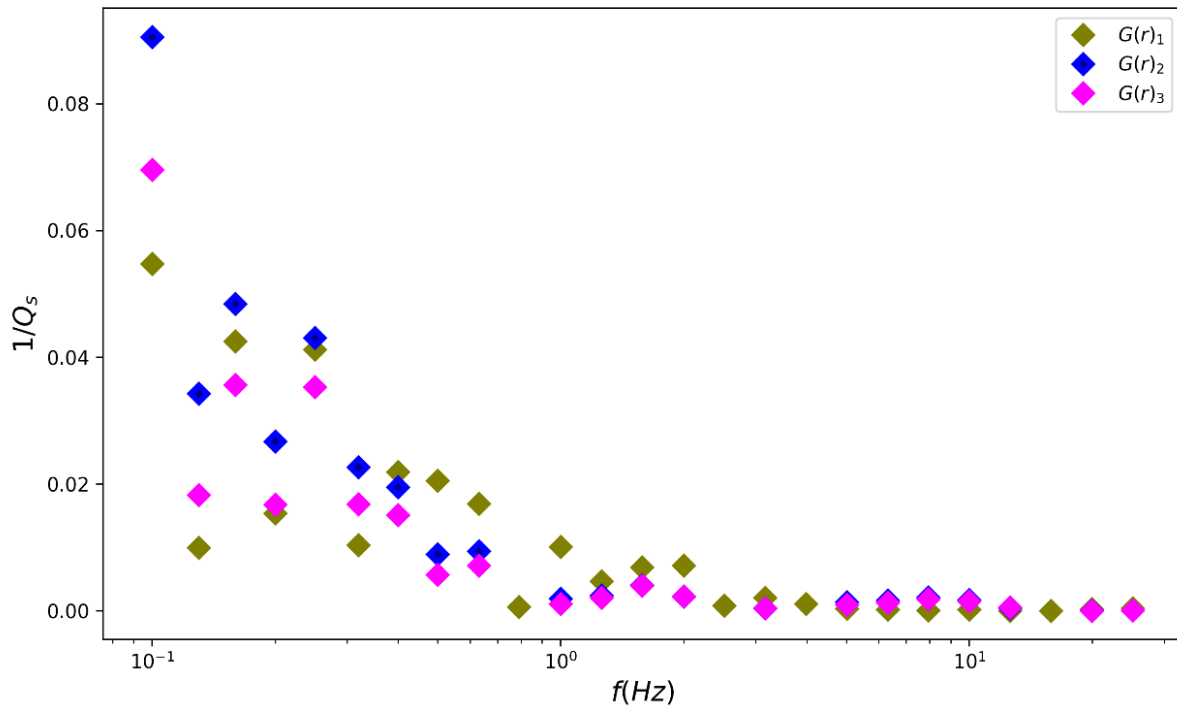


**Figura 35.** Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_2$ , independiente de la frecuencia.



**Figura 36.** Valores de atenuación de onda S,  $1/Q$ , con su correspondiente barra de error usando una función de dispersión geométrica,  $G(r)_3$ , independiente de la frecuencia.

**Figura 37.** Atenuación de onda S usando las tres funciones de dispersión geométrica.



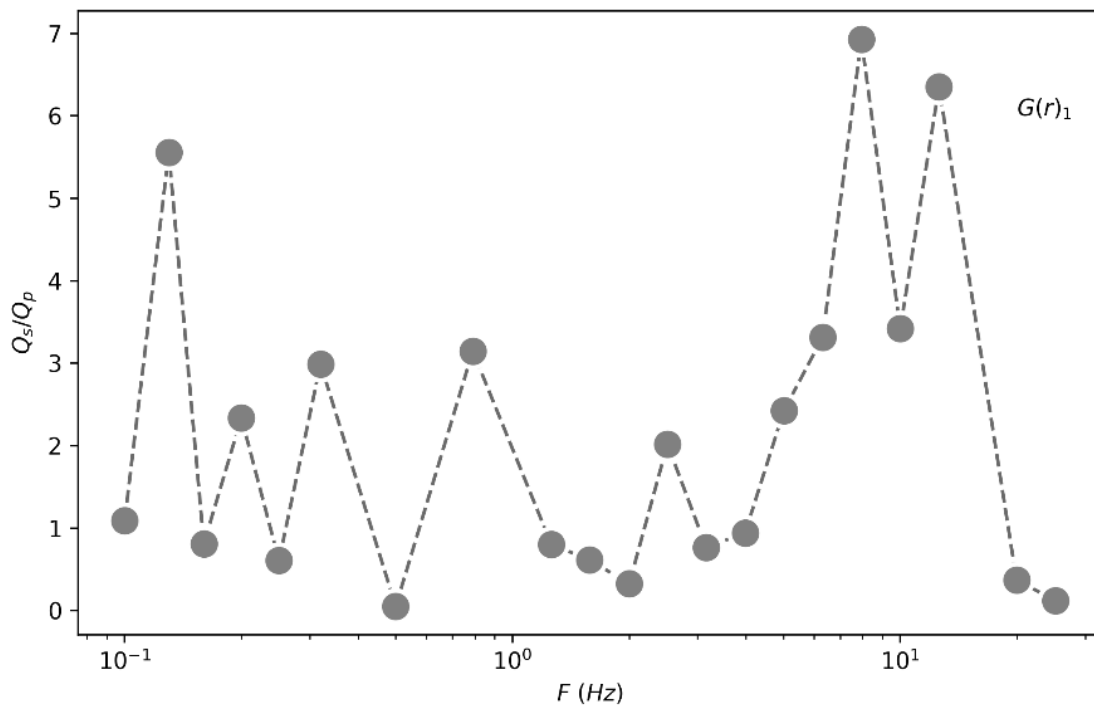
De acuerdo con Winkler y Nur (1979), la atenuación es un parámetro físico más sensible a altas temperaturas y al contenido de fluidos en las rocas que el cociente de velocidad  $V_p/V_s$ . En la

Figura 38 se muestran los cálculos de  $Q_s/Q_p$  usando una función de dispersión geométrica  $G(r)_1$ . En la Figura 39 y la Figura 40 se muestran las estimaciones de  $Q_s/Q_p$  usando como función de dispersión geométrica  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ , respectivamente.

Posteriormente, se calcularon los cocientes regionales de  $Q_s/Q_p$  para cada función de dispersión geométrica analizada. En la Tabla 5 se muestran los valores  $Q_s/Q_p$  promedios que muestrean el volumen de la zona de estudio como se ilustra en la Figura 8.

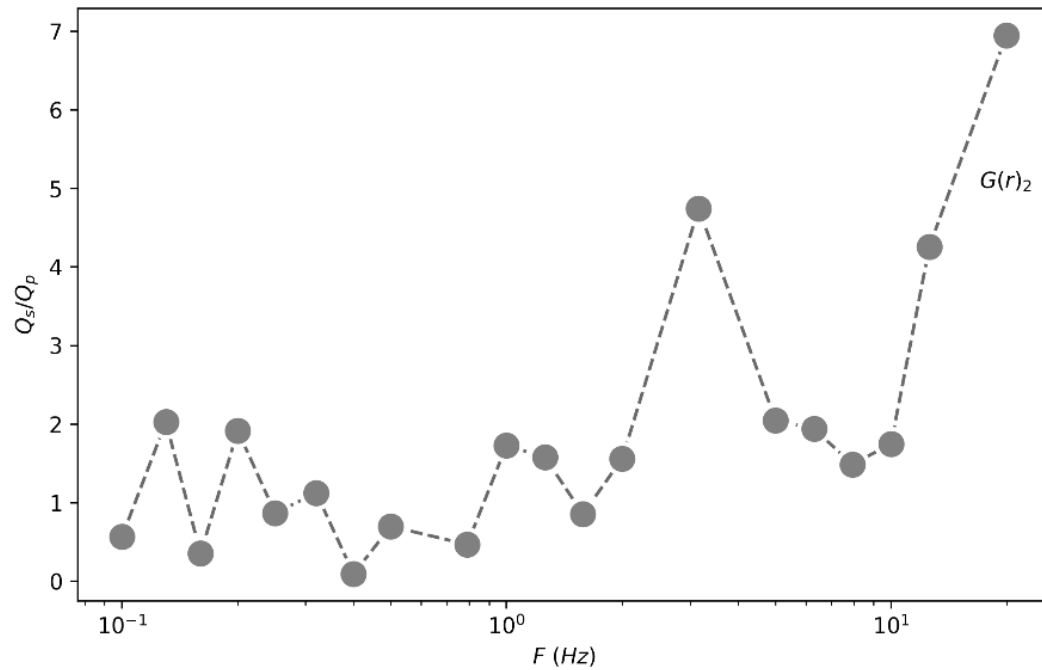
**Tabla 5.** Valores estimados de  $Q_s/Q_p$  en la zona de estudio mostrada en la Figura 7.

Función de dispersión geométrica	$Q_s/Q_p$		
	$G(r)_1$	$G(r)_2$	$G(r)_3$
Constante	2.1	1.8	1.9

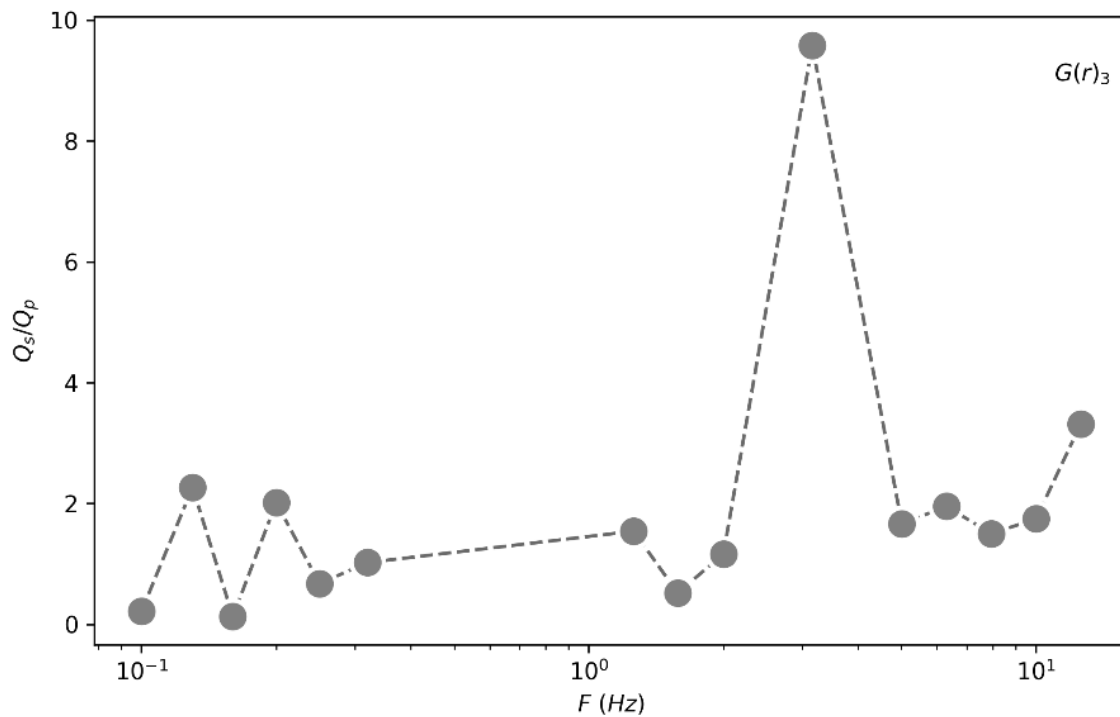




**Figura 38.** Cociente de  $Q_s/Q_p$  usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia  $G(r)_1$ , usando los valores de  $Q$  en la **Tabla 3** y **Tabla 4**.



**Figura 39.** Cociente de  $Q_s/Q_p$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia  $G(r)_2$ , usando los valores de  $Q$  en la **Tabla 3** y **Tabla 4**.



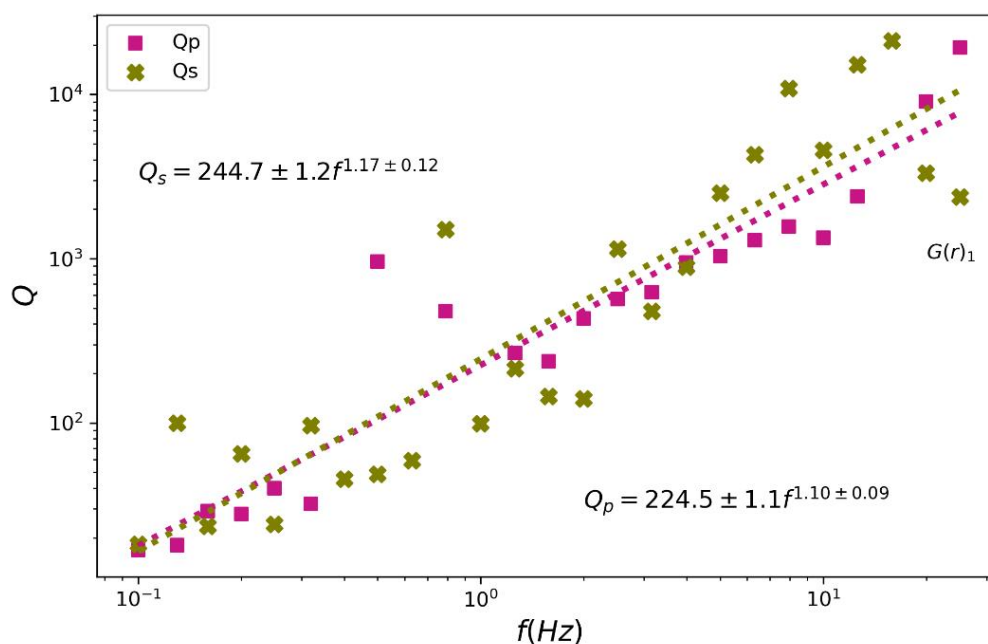
**Figura 40.** Cociente de  $Q_s/Q_p$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia  $G(r)_3$ , usando los valores de  $Q$  en la **Tabla 3** y **Tabla 4**.

De acuerdo con estudios experimentales de atenuación de ondas sísmicas en rocas, las rocas están saturadas totalmente cuando  $Q_s/Q_p < 1$  y con bajos contenido en fluidos para valores de  $Q_s/Q_p > 1$  (Toksoz et al., 1979; Johnston et al., 1979). Con base en la **Figura 41**, usando la función de dispersión geométrica  $G(r)_1$ , la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 224.5f^{1.10}$ ), mientras que la atenuación para ondas transversales es menor ( $Q_s = 244.7f^{1.17}$ ) y en relación con el cociente  $Q_s/Q_p \cong 2.1$  se sugiere que las rocas están parcialmente secas. De acuerdo con la **Figura 42**. Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Q_p < Q_s$

, usando la función de dispersión geométrica  $G(r)_2$ , la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 146.5f^{0.70}$ ) en comparación con la atenuación de las ondas S ( $Q_s = 170.7f^{1.01}$ ) y el cociente  $Q_s/Q_p \cong 1.8$  indica que las rocas contienen un volumen mínimo de fluidos.

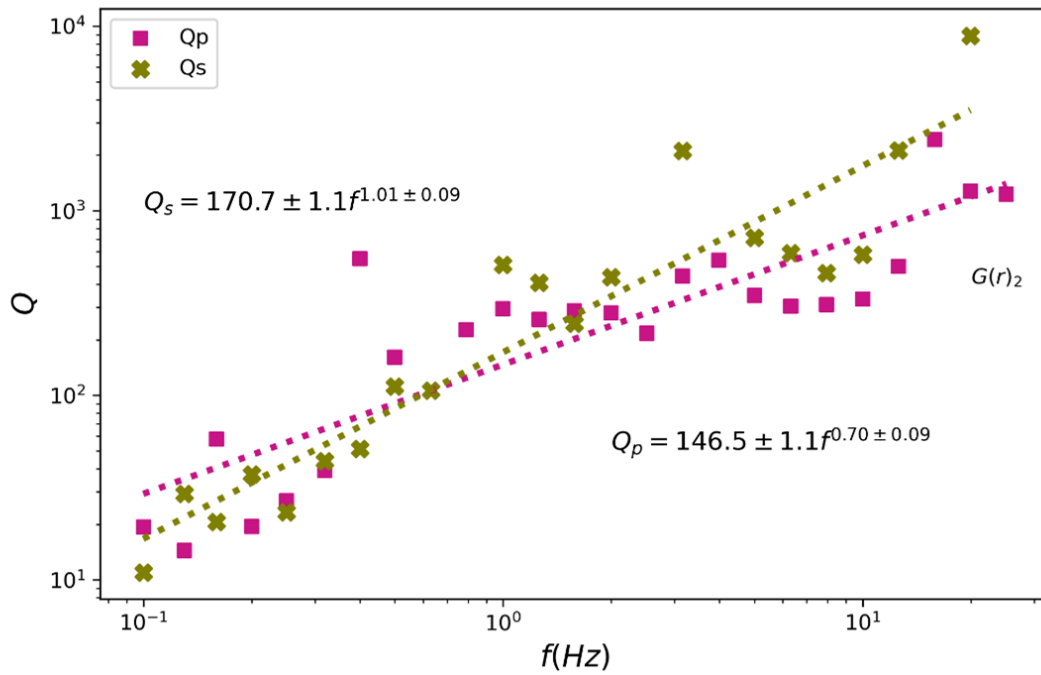
De acuerdo con las estimaciones del factor de calidad usando como referencia  $G(r)_3$  (**Figura 42**. Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Q_p < Q_s$

**Figura 43**), se observa que la atenuación de las ondas P es mayor ( $Q_p = 179.3f^{0.60}$ ) en comparación con la atenuación de las ondas S ( $Q_s = 233.6f^{1.03}$ ) y el cociente  $Q_s/Q_p \cong 1.9$  da indicios de rocas sin contenido de fluidos. En general, los valores de  $Q$  para ondas de cuerpo son relativamente grandes ( $Q >$

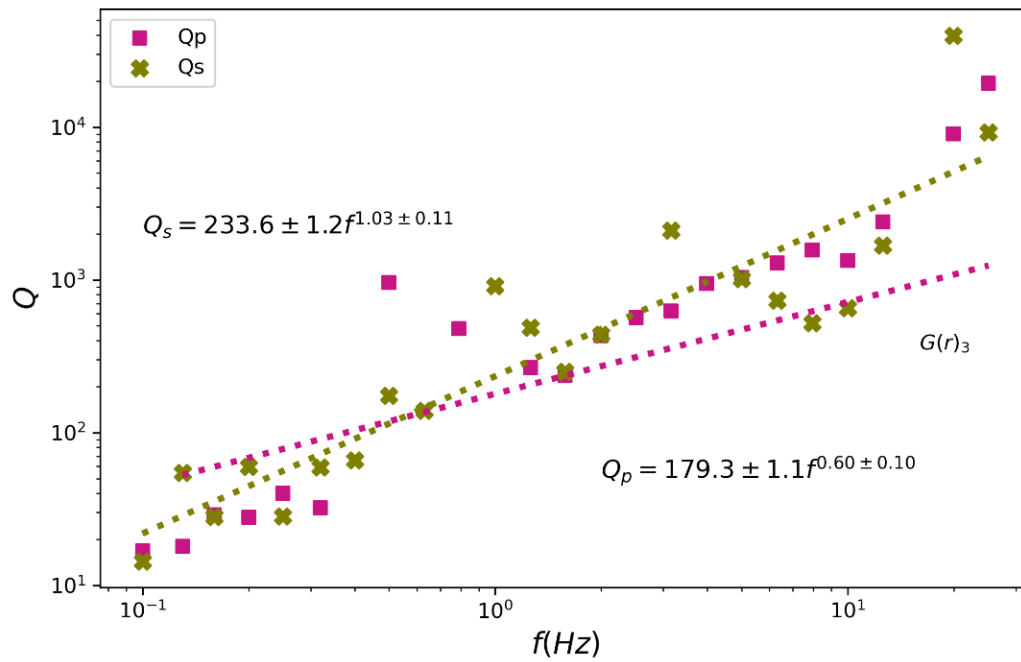


100) lo cual representa mayor resistencia de las rocas de la corteza a fracturarse. De acuerdo con Toksoz et al. (1979), en rocas secas  $Q_s$  es ligeramente mayor que  $Q_p$  y lo anterior se cumple cuando  $Q$  es obtenido con las tres funciones de dispersión geométrica,  $G(r)_1$ ,  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ .

**Figura 41.** Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia,  $G(r)_1$ , siendo  $Q_p < Q_s$ .



**Figura 42.** Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Q_p < Q_s$ .



**Figura 43.** Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_3$ , siendo  $Q_p < Q_s$ .

## Capítulo 5. Discusión

---

La zona norte del GoC está formada por cuencas de tipo pull-apart, mientras que la zona sur del GoC se caracteriza por dorsales oceánicas bien desarrolladas. Por lo tanto, en la parte sur del GoC yacen rocas más jóvenes en comparación con las rocas presentadas en la zona norte del GoC. De acuerdo con Sipkin y Jordan (1980), en zonas de creación de piso oceánico  $Q$  tiene bajos valores que en rocas antiguas (Anshu Jin et al., 1985). Lo anterior se corrobora en el presente trabajo, ya que las estimaciones de  $Q_p$  y  $Q_s$  obtenidas en el presente estudio son mayores en comparación con los valores obtenidos por Vidales-Basurto et al. (2014). Cabe mencionar que la relación entre la edad de la roca en corteza y  $Q$  no es tan clara, ya que es posible que una corteza más antigua este más fracturada como resultado de una gran deformación. Sin embargo, la cantidad de deformación también depende de que tan activa sea la región. En regiones activas los valores de  $Q$  son bajos en comparación con regiones estables (Aki, 1980), y la zona sur se distingue por ser una región sísmicamente más activa que la zona norte del GoC cumpliéndose lo anterior ( $Q_{GoC\ sur} < Q_{GoC\ norte}$ ).

De acuerdo con Mikami y Hirahara (1981), regiones con altos flujos de calor tienden a tener bajos valores de  $Q$  y las estimaciones de  $Q$  en la zona sur del GoC, de acuerdo con Vidales-Basurto et al. (2014), son menores con relación a las presentadas en la Tabla 3 y Tabla 4. En general, las estimaciones de  $Q$  obtenidas en el presente trabajo son mayores ( $Q > 100$ ) tanto para onda P y S (Tabla 3 y Tabla 4) y pruebas de laboratorio muestran que el factor de calidad de las ondas de cuerpo es mayor en rocas secas que en rocas saturadas (Johnston et al., 1979; Winkler y Nur, 1979).

**La atenuación de las ondas de cuerpo (Figura 41, Figura 42.** Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Q_p < Q_s$

**y Figura 42.** Estimaciones del factor de calidad  $Q_p$  y  $Q_s$  usando una función de dispersión geométrica independiente de la frecuencia,  $G(r)_2$ , siendo  $Q_p < Q_s$

Figura 43) en la zona norte del GoC es menor que en la zona sur, debido a la baja saturación de las rocas, ya que los fluidos en las rocas actúan como lubricantes en las fracturas facilitando el deslizamiento friccional y como resultado de esto se obtiene un decremento en  $Q$  (Castro et al., 1994). El bajo contenido de fluidos en rocas que yacen en el norte de GoC se debe a la alta tasa de sedimentación que

se presenta en las cuencas pull-apart. Además, los valores de  $Q_s/Q_p$  sugieren que el volumen regional está caracterizado por un bajo contenido de fluidos; Sin embargo, es interesante resaltar que incluso un porcentaje de saturación de agua puede causar un decremento en  $Q$  (Born, 2002).

Por otra parte, las estimaciones de atenuación usando tres diferentes funciones de dispersión geométrica muestran que las ondas P se atenúa más que las ondas S ( $Q_p < Q_s$ ). Sin embargo, al usar una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia se obtienen valores de  $Q$  en un rango amplio de frecuencia (0.1 Hz y 25.12 Hz) en comparación con los valores de  $Q$  obtenidos con  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$  (0.1 Hz y 19.85 Hz), ambas independiente de la frecuencia.

Datos experimentales también demuestran que la atenuación disminuye con el aumento de la presión, debido a la reducción de los poros en la matriz rocosa (Johnston et al., 1979; Winkler y Nur, 1979). La zona norte del GoC se caracteriza por la deposición de sedimentos en las cuencas de tipo pull-part donde a medida que continua la sedimentación se genera la litificación de rocas por condiciones de presión generando una disminución del poro por compactación y cementación.

Por último, el efecto de sitio en las componentes verticales es menos significativo que en las componentes horizontales. La respuesta de sitio en las componentes horizontales es significativa para las estaciones BAHB, PLIB y GUYB. En las estaciones BAHB y PLIB, la respuesta del sitio alcanza valores del orden de 2.5 a frecuencias altas, mientras que en la estación GUYB se presentan valores del orden de 2.5 a frecuencias intermedias.

## Capítulo 6. Conclusiones

---

Conocer la atenuación sísmica ha ayudado a comprender los procesos físicos involucrados en la absorción de energía de sísmica. Con la finalidad de contribuir al conocimiento de la atenuación en la zona norte del GoC, se estimó la atenuación de las ondas de cuerpo y los mecanismos físicos que la generan.

Las funciones de atenuación de onda P y S se definieron en un rango de frecuencia de 0.1 Hz-25.12 Hz. Las curvas empíricas de atenuación indican que, a frecuencias intermedias y altas, es decir, a profundidades someras, y a distancias mayores ( $r > 200$  km) existe un enriquecimiento en amplitud siendo más predominante en las ondas S. Lo anterior puede relacionarse con la respuesta de sitio de las ondas sísmicas cuando arriban en la corteza continental.

En general, de acuerdo con las estimaciones de efecto de sitio, a partir de los residuales de las funciones de atenuación con los datos observados, se observa que las componentes horizontales sufren una amplificación significativa en comparación con las componentes verticales siendo más predominante en las estaciones BAHB, PLIB y GUYB.

Con este trabajo se reafirma la importancia de instalar y mantener un mayor número de estaciones sismológicas para el monitoreo del Golfo de California, ya que en este trabajo sólo se contó con cinco estaciones para la determinación de  $Q$  en la zona norte del GoC.

Con base en las estimaciones de  $Q$ , es importante definir de forma adecuada la función de dispersión geométrica para la obtención de los valores de atenuación. Usar una función de dispersión geométrica dependiente de la frecuencia ayudó a obtener estimaciones de  $Q$  en un rango amplio de frecuencia y con el menor hueco de información (0.1 Hz-25.12 Hz) en comparación con los valores de  $Q$  usando las funciones de dispersión geométrica  $G(r)_2$  y  $G(r)_3$ .

Las diversas estimaciones de  $Q$  usando tres funciones de atenuación representan la múltiple diversidad de las trayectorias de las ondas P y S en la zona norte del GoC y dichos valores representan la calidad de la roca entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada (alcance de mapeo del suelo), la cual está en función con la distancia analizada.

En general, los valores de  $Q_p$  y  $Q_s$  obtenidos para la región norte del GoC son mayores ( $Q > 100$ ) que las estimaciones determinadas por Vidales-Basurto et al. (2014) para la región sur, y esta diferencia se refleja

en los diversos mecanismos de pérdida de energía de las ondas sísmicas en el GoC. De acuerdo con los resultados obtenidos de  $Q_s/Q_p$ , las rocas de la zona norte del GoC contienen menor contenido de fluidos en comparación con las rocas del sur de GoC, las cuales están parcialmente saturadas (Vidales-Basurto et al., 2014). Lo anterior se relaciona con el sistema de dorsales que está bien desarrollado en la zona sur que, en la zona norte, el cual fue interrumpido por la alta tasa de sedimentación que predomina en dicha zona.

De acuerdo con los resultados de  $Q_p$  y  $Q_s$  la zona norte del GoC es un sistema que presenta una presión litostática significativa generando el cierre de poros, y el cociente  $Q_s/Q_p$  indica la presencia de rocas con bajo contenido de fluidos. Lo anterior corrobora que la zona norte del GoC no presenta un sistema de dorsales bien desarrolladas como la zona sur del GoC, además, se caracteriza por tener un sistema complejo y una evolución tectónica diferente al sur del Golfo de California.



## Literatura citada

---

- Aki, K. 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 85(B11), pp. 6496–6504. doi: 10.1029/JB085IB11P06496
- Anshu Jin, Tianqing Cao, and Keiiti Aki. 1985. Regional change of coda Q in the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 90(B10), pp. 8651–8659. doi: 10.1029/JB090IB10P08651
- Aragón-Arreola, M. and Martín-Barajas, A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*. GeoScienceWorld, 35(6), pp. 571–574. doi: 10.1130/G23360A.1
- Ávila-Barrientos, L. and Castro, R. R. 2016. Site Response of the NARS-Baja and RESBAN Broadband Networks of the Gulf of California, México - Dialnet. *Geofísica Internacional*. Retrieved August 8, 2022, from <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=5399177>
- Axen, G. J. and Fletcher, J. M. 2010. Late Miocene-Pleistocene Extensional Faulting, Northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. [Http://Dx.Doi.Org/10.1080/00206819809465207](http://Dx.Doi.Org/10.1080/00206819809465207). Taylor & Francis Group, 40(3), pp. 217–244. doi: 10.1080/00206819809465207
- Bommer, J., Bray, J. D., Pitilakis, K., and Yasuda, S. 2009. *Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering* | springerprofessional.de. Springer. Retrieved August 8, 2022, from <https://www.springerprofessional.de/en/geotechnical-geological-and-earthquake-engineering/1551950>
- Born, W. T. 2002. The attenuation constant of earth materials. [Http://Dx.Doi.Org/10.1190/1.1443714](http://Dx.Doi.Org/10.1190/1.1443714). *Society of Exploration Geophysicists*, 6(2), pp. 132–148. doi: 10.1190/1.1443714
- Brune. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. John Wiley & Sons, Ltd, 75(26), pp. 4997–5009. doi: 10.1029/JB075I026P04997
- Castro, R. R., Anderson, J. G., and Singh, S. K. 1990. Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*. GeoScienceWorld, 80(6A), pp. 1481–1503. doi: 10.1785/BSSA08006A1481
- Castro, R. R., Carciumaru, D. D., Collin, M., Vetel, W., Gonzalez-Huizar, H., Mendoza, A., and Pérez-Vertti, A. 2021. Seismicity in the Gulf of California, Mexico, in the period 1901–2018. *Journal of South American Earth Sciences*. Pergamon, 106, pp. 103087. doi: 10.1016/J.JSAMES.2020.103087
- Castro, R. R., Condori, C., Romero, O., Jacques, C., and Suter, M. 2008. Seismic Attenuation in Northeastern Sonora, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. GeoScienceWorld, 98(2), pp. 722–732. doi: 10.1785/0120070062
- Castro, R. R., Mendoza-Camberos, A., and Pérez-Vertti, A. 2018. The Broadband Seismological Network (RESBAN) of the Gulf of California, Mexico. *Seismological Research Letters*. GeoScienceWorld, 89(2A), pp. 338–344. doi: 10.1785/0220170117
- Castro, R. R., Munguia, L., Rebollar, C. J., and Acosta, J. G. 1994. A comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, México. *Geofísica Internacional*, 33(3), pp. 373–383. doi: 10.22201/IGEOF.00167169P.1994.33.3.1178
- Castro, R. R., Rebollar, C. J., Inzunza, L., Orozco, L., Sánchez, J., Gálvez, O., Farfán, F. J., and Méndez, I. 1997. Direct body-wave Q estimates in northern Baja California, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Elsevier, 103(1–2), pp. 33–38. doi: 10.1016/S0031-9201(97)00017-4

- Castro, R. R., Singh, S. K., Joshi, A., and Singh, S. 2019. Shear-Wave Attenuation Study in the South Region of the Gulf of California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. GeoScienceWorld, 109(2), pp. 600–609. doi: 10.1785/0120180234
- Castro, R. R., Stock, J. M., Hauksson, E., and Clayton, R. W. 2017a. Active tectonics in the Gulf of California and seismicity ( $M > 3.0$ ) for the period 2002–2014. *Tectonophysics*. Elsevier, 719–720, pp. 4–16. doi: 10.1016/J.TECTO.2017.02.015
- Castro, R. R., Stock, J. M., Hauksson, E., and Clayton, R. W. 2017b. Active tectonics in the Gulf of California and seismicity ( $M > 3.0$ ) for the period 2002–2014. *Tectonophysics*. Elsevier, 719–720, pp. 4–16. doi: 10.1016/J.TECTO.2017.02.015
- Domínguez, T., Rebollar, C. J., and Fabriol, H. 1997. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. GeoScienceWorld, 87(5), pp. 1368–1374. doi: 10.1785/BSSA0870051368
- Dorsey, R. J. 2010. Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*. GeoScienceWorld, 38(5), pp. 443–446. doi: 10.1130/G30698.1
- Elders, W. A., Rex, R. W., Meidav, T., Robinson, P. T., and Biehler, S. 1972. Crustal Spreading in Southern California. *Science*. American Association for the Advancement of Science, 178(4056), pp. 15–24. doi: 10.1126/SCIENCE.178.4056.15
- Elders, W. A. and Sass, J. H. 1988. The Salton Sea Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 93(B11), pp. 12953–12968. doi: 10.1029/JB0931B11P12953
- Fenby, S. S. and Gastil, R. 1991. Geologic-Tectonic Map of the Gulf of California and Surrounding Areas: Chapter 6: Part II. Geological and Geophysical Maps. AAPG, pp. 79–83. Retrieved August 8, 2022, from <https://archives.datapages.com/data/specpubs/history1/data/a114/a114/0001/0050/0079.htm>
- Goff, J. A., Bergman, E. A., and Solomon, S. C. 1987. Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 92(B10), pp. 10485–10510. doi: 10.1029/JB0921B10P10485
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suarez-Vidal, F., and Martin-Barajas, A. 2009. Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections. [Http://Dx.Doi.Org/10.1080/00206810802615124](http://Dx.Doi.Org/10.1080/00206810802615124). *Taylor & Francis*, 51(2), pp. 133–144. doi: 10.1080/00206810802615124
- González-Fernández, A., Danobeitia, J. J., Delgado-Argote, L. A., Michaud, F., Córdoba, D., and Bartolomé, R. 2005. Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 110(B1), pp. 1–17. doi: 10.1029/2003JB002941
- Gürbüz, A. 2016. Pull-apart basins. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer Netherlands, Part 2, pp. 687–691. doi: 10.1007/978-94-007-6644-0\_116-1/COVER
- 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: Solid Earth*. John Wiley & Sons, Ltd, 106(B6), pp. 11151–11167. doi: 10.1029/2000JB900472
- Han, L., Hole, J. A., Stock, J. M., Fuis, G. S., Driscoll, N. W., Kell, A. M., Kent, G., Harding, A. J., Gonzalez-Fernandez, A., and Lazaro-Mancilla, O. 2013. *Crustal structure during active rifting in the central Salton Trough, California, constrained by the Salton Seismic Imaging Project (SSIP)*. Retrieved August 8, 2022, from <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFM.T11D2478H/abstract>
- Hauksson, E., Yang, W., and Shearer, P. M. 2012. Waveform Relocated Earthquake Catalog for Southern California (1981 to June 2011). *Bulletin of the Seismological Society of America*. GeoScienceWorld, 102(5), pp. 2239–2244. doi: 10.1785/0120120010

- Havskov, J. and Ottemöller, L. 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. In *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-90-481-8697-6\_1
- Helenes, J., Carreño, A. L., and Carrillo, R. M. 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*. Elsevier, 72(1–2), pp. 10–25. doi: 10.1016/J.MARMICRO.2009.02.003
- Herrmann, R., Seismological, A. K.-B. of the, and 1983, undefined. 1983. Short-period Lg magnitudes: Instrument, attenuation, and source effects. *Pubs.Geoscienceworld.Org*, 73(6), pp. 1835–1850. Retrieved August 8, 2022, from [https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-abstract/73/6A/1835/118573?casa\\_token=cVCL7qvjq\\_UAAAAA:1iOiS5j1NNH8YUh60Xpbl-cEA4Mq50goSDoFpzAeodQF0c4y5VCOJm8yJ-NnCv6xOphurtt-](https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-abstract/73/6A/1835/118573?casa_token=cVCL7qvjq_UAAAAA:1iOiS5j1NNH8YUh60Xpbl-cEA4Mq50goSDoFpzAeodQF0c4y5VCOJm8yJ-NnCv6xOphurtt-)
- Hough, S. E. and Anderson, J. G. 1988. High-frequency spectra observed at Anza, California: Implications for Q structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*. *GeoScienceWorld*, 78(2), pp. 692–707. doi: 10.1785/BSSA0780020692
- ISC. 2022, August 9. International Seismological Centre. On-Line Bulletin. . Retrieved August 8, 2022, from <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Johnston, D. H., Toksoz, M. N., and Timur, A. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms. *Society of Exploration Geophysicists*. *Society of Exploration Geophysicists*, 44(4), pp. 691–711. doi: 10.1190/1.1440970
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, 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* 2007 448:7152. *Nature Publishing Group*, 448(7152), pp. 466–469. doi: 10.1038/nature06035
- Lonsdale, P. and Winterer, E. L. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The Geological Society of America*, 499. Retrieved August 8, 2022, from <https://igppweb.ucsd.edu/~fialko/insar/Lonsdale1989.pdf>
- Mikami, N. and Hirahara, K. 1981. GLOBAL DISTRIBUTION OF LONG-PERIOD P-WAVE ATTENUATION AND ITS TECTONIC IMPLICATIONS. *Journal of Physics of the Earth*. *The Seismological Society of Japan, The Volcanological Society of Japan, The Geodetic Society of Japan*, 29(2), pp. 97–117. doi: 10.4294/JPE1952.29.97
- Noriega, R. 2016. *Seismic Attenuation Analysis using Lg waves and Ambient Noise Recording: Application to the Iberian Peninsula and Morocco*. University of Barcelona.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., and Mountain, G. S. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. *John Wiley & Sons, Ltd*, 108(B7). doi: 10.1029/2002JB001937
- Press, W. H., Teukolky, S. A., Vetterling William T., and Flannery, B. P. 1988. *Numerical recipes in C: the art of scientific computing*. In *Second Edition (Second Edition)*. Cambridge University Press, New York. Retrieved August 8, 2022, from <https://libgen.is/book/index.php?md5=1141B9EEAEBB4D6CC1845B83F4464768>
- Rebollar, C., Traslosheros, C., and Alvarez, R. 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. *GeoScienceWorld*, 75(5), pp. 1371–1382. doi: 10.1785/BSSA0750051371
- Serway, R. A. and Vuille, Chris. 2012. *Fundamentos de Física*. Novena Edición, Vol. 1. CENGAGE Learning.
- Sipkin, S. A. and Jordan, T. H. 1980. Regional variation of QScS. *Bulletin of the Seismological Society of America*. *GeoScienceWorld*, 70(4), pp. 1071–1102. doi: 10.1785/BSSA0700041071

- Stein, S. and Wysession, M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Stock, J. M. and Hodges, K. v. 1989. Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. John Wiley & Sons, Ltd, 8(1), pp. 99–115. doi: 10.1029/TC008I001P00099
- 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*. *GeoScienceWorld*, 103(1), pp. 487–506. doi: 10.1785/0120120080
- Thatcher, W. and Brune, J. N. 1971. Seismic Study of an Oceanic Ridge Earthquake Swarm in the Gulf of California. *Geophysical Journal International*. Oxford Academic, 22(5), pp. 473–489. doi: 10.1111/J.1365-246X.1971.TB03615.X
- Toksoz, M. N., Johnston, D. H., and Timur, A. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *Society of Exploration Geophysicists*. Society of Exploration Geophysicists, 44(4), pp. 681–690. doi: 10.1190/1.1440969
- van Wijk, J., Axen, G., and Abera, R. 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics*. Elsevier, 719–720, pp. 37–50. doi: 10.1016/J.TECTO.2017.04.019
- Vidales-Basurto, C. A., Castro, R. R., Huerta, C. I., Sumy, D. F., Gaherty, J. B., and Collins, J. A. 2014. An Attenuation Study of Body Waves in the South-Central Region of the Gulf of California, México. *Bulletin of the Seismological Society of America*. *GeoScienceWorld*, 104(4), pp. 2027–2042. doi: 10.1785/0120140015
- Winkler, K. and Nur, A. 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophysical Research Letters*. John Wiley & Sons, Ltd, 6(1), pp. 1–4. doi: 10.1029/GL006I001P00001
- Zhang, X., Paulssen, H., Lebedev, S., and Meier, T. 2007. Surface wave tomography of the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*. John Wiley & Sons, Ltd, 34(15), pp. 15305. doi: 10.1029/2007GL030631

## Anexos

---

De acuerdo con Stein y Wysession (2003), la Tierra puede considerarse como un oscilador armónico y el término de atenuación es introducido a partir de un amortiguamiento, por lo tanto, un sistema amortiguado se compone por un sistema masa resorte dada por la ley de Hooke:

$$F = -kx \quad (1)$$

Donde  $F$  es una fuerza restauradora;  $k$ , la constante de rigidez del resorte y  $x$ , el desplazamiento del resorte. Se aplica segunda ley de Newton para describir el movimiento de la masa,  $m$ :

$$F = ma \quad (2)$$

$$ma + ku(t) = 0 \quad (3)$$

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + ku(t) = 0 \quad (4)$$

Una vez que el movimiento empieza continuará indefinidamente oscilando a la frecuencia natural del sistema,  $\omega_0$ :

$$\omega_0 = \left(k/m\right)^{1/2} \quad (5)$$

Podemos añadir la atenuación al sistema añadiendo una fuerza de movimiento. El amortiguamiento es proporcional a la velocidad de la masa y es opuesta al movimiento. Por lo tanto, la ecuación 4 se escribe de la forma:

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t) = 0 \quad (6)$$

Donde  $\gamma$  es el factor de amortiguado. Definimos el factor de calidad:

$$Q = \omega_0/\gamma \quad (7)$$

Se reescribe la ecuación de la siguiente manera:

$$\frac{d^2u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad (8)$$

La solución de la ecuación diferencial homogénea de segundo grado cuando  $\omega_0 > \gamma$  es

$$u(t) = A_0 e^{-\omega_0 t / 2Q} \cos(\omega t) \quad (9)$$

El término exponencial expresa el decaimiento de la envolvente de la señal. Dado que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud:

$$E = \frac{1}{2} k A(t)^2 \quad (10)$$

$$E = \frac{1}{2} k A_0^2 e^{\omega_0 t / Q} \quad (11)$$

$$E = E_0 e^{-\omega_0 t / Q} \quad (12)$$

La solución de un oscilador armónico amortiguado incorpora un amortiguamiento a través del factor de calidad,  $Q$ . Y así, el término  $Q^{-1}$  tiene la ventaja que es directamente proporcional al amortiguamiento.

Así la solución al sistema oscilador armónico amortiguado, incorpora el amortiguamiento a través del parámetro  $Q$  o factor de calidad.  $Q$  se define como la fracción de energía pérdida por ciclo mediante la expresión:

$$Q = -\frac{2\pi E}{\Delta E} \quad (13)$$

Donde  $E$  es la energía del oscilador;  $\Delta E$ , energía pérdida en un ciclo. En forma diferencial la expresión anterior es:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{dE}{E} \frac{T}{dt} = \frac{T}{E} \frac{dE}{dt} \quad (14)$$

Donde  $T$  es el periodo de la onda y  $t$  es el tiempo transcurrido. Reacomodando e integrando la ecuación se obtiene:

$$E = \frac{E_0}{e^{-\omega r} Qv} \quad (15)$$

Donde  $E_0$  es la energía que parte de la fuente;  $\omega$ , la frecuencia angular;  $v$ , la velocidad de propagación de la onda. En virtud de que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud de la onda ( $E \sim A^2$ ), entonces:

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\omega t}{2Q}} \quad (16)$$

En esta expresión,  $A_0$  es la amplitud en la fuente ( $r = 0$ ) y  $A$  la amplitud de la onda a la distancia  $r > 0$  de la fuente (Stein y Wysession, 2003).