

**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 la dispersión de ondas superficiales a partir de
ruido sísmico ambiental en el norte del Golfo de California.**

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

Presenta:

Jesús Adrián Farfán Ruvalcaba

Ensenada, Baja California, México
2020

Tesis defendida por

Jesús Adrián Farfán Ruvalcaba

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de tesis

Miembros del comité

M.C. José Guadalupe Acosta Chang

Dr. Juan Manuel López Mariscal



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

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Jesús Adrián Farfán Ruvalcaba © 2020

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Jesús Adrián Farfán Ruvalcaba** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Estudio de la dispersión de ondas superficiales a partir de ruido sísmico ambiental en el Norte del Golfo de California

Resumen aprobado por:

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de tesis

Presento resultados de un estudio de dispersión de ondas Rayleigh en la región Norte del Golfo de California, México basado en correlaciones cruzadas entre pares de estaciones de la Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN) que registraron de manera simultánea ruido sísmico ambiental. Aplicando un método de inversión por ajuste de funciones de Bessel al espectro real de las correlaciones se obtuvieron curvas de dispersión de velocidad de fase promedio de la región. Los resultados que se obtuvieron son consistentes con estudios previos y al igual que en estos se observó que para periodos menores a 10 s las velocidades de fase muestran importantes variaciones. Se utilizó un rango de periodos entre 10 y 42 s para encontrar velocidades de fase y se calcularon velocidades promedio de onda P y S mediante el uso de la ecuación de dispersión de ondas Rayleigh para el caso de una capa de agua sobre un semiespacio. Así mismo, usé una variante de esta ecuación para calcular un espesor promedio de corteza muestreada. Los valores de velocidad de onda S y profundidad promedio estimados fue de 4.20 km/s y 12.97 km, respectivamente, los cuales coinciden con los valores de velocidad de onda S mapeados en otros estudios. Los resultados obtenidos en esta tesis demuestran que es posible obtener información sobre la naturaleza oceánica o continental de la corteza de la región del Golfo de California a partir del ruido sísmico ambiental, lo que abre una puerta a estudios posteriores que incluyan al ruido sísmico como parte de las técnicas complementarias en el estudio de corteza.

Palabras clave: ruido sísmico, Golfo de California, curvas de dispersión, función de Bessel

Abstract of the thesis presented by **Jesús Adrián Farfán Ruvalcaba** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Seismology.

Study of the dispersion of surface waves from seismic ambient noise in the Northern Gulf of California

Abstract approved by:

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Thesis Director

I present results from a study of Rayleigh wave dispersion in the northern region of the Gulf of California, Mexico, based on cross-correlations between pairs of stations of the Broadband Seismic Network of the Gulf of California (RESBAN) that simultaneously recorded environmental seismic noise. I applied an inversion method that fits Bessel functions to the real component of the spectrum of the cross-correlations to obtain dispersion curves and with those the average phase velocity of the region were obtained. These results are consistent with previous studies and, it was also observed that for periods shorter than 10 s the phase velocities show significant variations. Periods ranging between 10 and 42 s were used to find phase velocities. And average P and S wave velocities were calculated by using the Rayleigh wave dispersion equation for the case of a layer of water over a half space. Likewise, a variant of this equation is also used to calculate an average thickness of the sampled crust. The S wave velocity values and average depth estimated was 4.20 km/s and 12.97 km, respectively, which matches the S wave velocity values reported in other studies. The results obtained in this thesis show that it is possible to obtain information of the oceanic or continental nature of the crust of the Gulf of California region from ambient seismic noise, which opens a door to subsequent regional studies that include seismic noise as part of complementary techniques in the study of the crust.

Keywords: seismic noise, Gulf of California, dispersion curves, Bessel function

Dedicatoria

A mis padres por sus oraciones diarias y su amor incondicional.

A Bianca por su amor, motivación y gran apoyo desde el principio de este viaje.

*A Vita y a Moncho por su amistad, hospitalidad y alimentos que hicieron sobrellevables la
pandemia.*

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico recibido sin el cual no hubiera sido posible el desarrollo de este proyecto de tesis. **(Número de CVU 896300)**.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), por el espacio de trabajo, la formación y apoyo recibidos.

Agradezco al Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla por su guía, asesoramiento y apoyo a lo largo del desarrollo del proyecto de tesis y de mi estancia en Ensenada. Me deja un gran aprendizaje.

Al Mtro. José Guadalupe Acosta Chang por las risas, los consejos, la orientación en el procesamiento de datos y sus enriquecedoras anotaciones.

Al Dr. Juan Manuel López Mariscal por sus observaciones y comentarios que me ayudaron a mejorar mi trabajo.

A los técnicos de RESBAN Juan Antonio Mendoza Camberos y Arturo Pérez por el apoyo con los datos de lecturas y la instrumentación.

A Euclides y Gustavo por enseñarme cómo operar algunos sismógrafos y los consejos de programación.

Al personal administrativo y a todas las personas que de alguna manera directa o indirecta contribuyeron en hacer posible este trabajo.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Marco tectónico.....	2
1.2 Estudios sísmicos previos en el norte del Golfo de California.....	3
1.3 Hipótesis.....	12
1.4 Objetivos.....	13
1.4.1 Objetivos generales	13
1.4.2 Objetivos particulares.....	13
Capítulo 2. Marco teórico	14
2.1 Ondas sísmicas.....	14
2.1.1 Ondas Rayleigh.....	15
2.1.2 Movimiento de partícula.....	17
2.1.3 Ecuación de dispersión.....	20
2.1.4 Ondas Rayleigh en una capa de fluido sobre un semi-espacio.....	25
2.2 Principio de interferometría de ruido sísmico.....	27
2.2.1 Interferometría de ondas sísmicas en 1D.....	28
2.3 El espectro de correlación y la velocidad de fase.....	30
Capítulo 3. Metodología.....	33
3.1 Obtención de los datos	33
3.2 Cálculo de correlaciones cruzadas de ruido sísmico.....	35
3.3 Cálculo de velocidad de fase promedio.....	37
3.4 Cálculo de velocidades de cuerpo promedio y espesor de la corteza muestreada.....	39

Capítulo 4 . Resultados.....	42
4.1 Velocidades promedio y espesor de corteza para el caso regional.....	42
4.2 Velocidades promedio y espesor de corteza para el área del Golfo.....	44
4.3 Velocidades promedio y espesor de corteza para el área del Continente.....	46
Capítulo 5 . Discusión.....	49
5.1 Comparación con estudios previos de la región.....	49
5.2 Comparación con otros ambientes tectónicos.....	51
5.3 Residuales.....	54
5.4 Trabajo futuro.....	55
Capítulo 6 . Conclusiones.....	56
Literatura citada.....	57
Anexos.....	60

Lista de figuras

Figura		Página
1	Límite entre las placas del Pacífico y Norteamérica en la región norte del Golfo de California. Las líneas rojas representan la zona donde el límite es transformante, las líneas verdes para las zonas donde el límite es divergente. La flecha negra indica la dirección del movimiento relativo de la placa del Pacífico respecto a la placa de Norteamérica. Modificado de USGS (2020).....	2
2	Mapa de los perfiles sísmicos estudiados por Thatcher y Brune (1973). Los puntos representan los epicentros de los sismos considerados, los triángulos son las estaciones que los registraron, las líneas negras resaltadas son los trayectos de las ondas sísmicas registradas, las líneas negras más finas representan fallas transcurrentes y la doble línea representa zonas de extensión con posibles fallas divergentes. Tomado de Thatcher y Brune (1973).....	4
3	Mapa de la zona de estudio del proyecto de González-Fernández <i>et al.</i> (2005). El trayecto de 280 km se encuentra acotado con corchetes y se representa con una línea gris de mayor grosor que las demás, las líneas punteadas representan fallas normales, las líneas lisas son fallas transformantes y las líneas discontinuas representan fallas transformantes inactivas. Tomado de González-Fernández <i>et al.</i> (2005).....	5
4	Mapa del proyecto de López-Pineda <i>et al.</i> (2007). Se muestran las tres líneas de costa estudiadas, los asteriscos señalan la ubicación de los epicentros de los eventos considerados. Tomado de López-Pineda <i>et al.</i> (2007).....	6
5	Ejemplo del proceso de inversión en la estación NE75 para el evento del 12 de marzo del 2003 de Mw 6.2, se muestran valores predichos por el modelo y estimados de dispersión de velocidad de grupo con barras de error. Tomado de López-Pineda <i>et al.</i> (2007).....	7
6	Mapa del área estudiada por Zhang <i>et al.</i> (2007). Se observa el límite entre placas marcado con una línea negra resaltada y escalonada. Con flechas negras se indican las direcciones relativas de los desplazamientos de las placas. Las estaciones sísmicas se representan con triángulos blancos. Tomado de Zhang <i>et al.</i> (2007).....	8
7	Modelo de velocidades de corte obtenido por Zhang <i>et al.</i> (2007). El modelo de referencia se muestra con la línea punteada. Los resultados de cada modelo a no mas de una desviación estándar de la media se muestran en líneas grises. Los 1000 mejores modelos se graficaron en cian y el mejor de todos los modelos ajustados se representa en rojo. Tomado de Zhang <i>et al.</i> (2007).....	8
8	Mapas tomográficos de velocidad de fase de onda Rayleigh obtenidos por Zhang <i>et al.</i> (2007). Se muestran indicadas por colores las anomalías isotrópicas, y con barras negras las direcciones de propagación rápida. También se indica en cada mapa el límite entre las placas, el periodo y la velocidad de fase de referencia. Tomado de Zhang <i>et al.</i> (2007).....	9

9	Perfiles sísmicos en el área de la cuenca Consag. Las líneas rojas representan los perfiles sísmicos realizados por PEMEX, y las líneas azules los perfiles sísmicos de Ulloa 99. En color blanco aparece la cuenca Consag en la parte superior, debajo de ésta las Cuencas Delfín superior e inferior respectivamente. Tomado de González-Escobar <i>et al.</i> (2014).....	10
10	Distribución de la sismicidad considerada por el estudio de Di Luccio <i>et al.</i> (2014). Los puntos blancos son sismos de magnitudes entre 4.2 y 6.5 registrados por la red NARS-Baja, estaciones en Sonora y Sinaloa, así como estaciones al sur de California y Arizona señaladas con letras negras y fondo blanco. En negro se aprecia el sistema de grietas predominante en el GoC. En Blanco se señalan las micro placas Magdalena y Guadalupe. Tomado de Di Luccio <i>et al.</i> (2014).....	11
11	Modelos de inversión de onda S (Línea continua) a partir de dos modelos diferentes (líneas discontinuas), en color negro es un modelo especial para estructura del manto. Tomado de Di Luccio <i>et al.</i> (2014).....	12
12	Principales tipos de ondas sísmicas. A la izquierda se pueden observar las ondas de cuerpo P y S y a la derecha las ondas de superficie Love y Rayleigh. Las flechas rojas alargadas indican la dirección de propagación de cada onda. Se ilustra en cada caso el tipo de movimiento que afecta al medio conforme la onda se desplaza en éste. Modificado de ©Encyclopædia Britannica (2020).....	15
13	Geometría de las interacciones de superficie libre de dos ondas planas incidentes, a) Onda P incidente con un ángulo i_1 , que genera una onda P y una onda SV reflejadas con sus respectivos ángulos i_2 y j_2 , b) Similar que en a) pero la onda incidente es una SV. α , β y ρ son propiedades del semi-espacio. Modificado de Lay y Wallace (1995).....	16
14	Movimiento de partícula en la superficie $x_3=0$ de un sólido de Poisson generado por la suma de los movimientos vertical y horizontal u_3 y u_1 respectivamente. Modificado de Stein y Wysession (2003).....	19
15	Variación del movimiento de partícula con respecto a la profundidad. Se ejemplifica el punto donde el movimiento horizontal es 0 y a partir de ese punto el movimiento total cambia de retrogrado a progrado. Modificado de Shearer (2009).....	19
16	Onda SH reflejada constantemente en una capa homogénea de espesor H y propiedades ρ_1, β_1 ; sobre un semi-espacio de propiedades ρ_2, β_2 . La superficie libre se encuentra en $x_3 = 0$ y la interfaz entre la capa y el semi-espacio se encuentra en $x_3 = H$. SH_1^+ es la onda reflejada en la interfaz, SH_1^- es la onda reflejada en la superficie libre y SH_2^- es la dirección de la onda si se transmitiera al semi-espacio. Modificado de Shearer (2009).....	22
17	Ejemplo de una solución gráfica para la ecuación 13. Cada intersección entre curvas representa una solución correspondiente a parámetros del material preestablecidos. Para cada valor de ω se tiene un número finito de soluciones. Las primeras soluciones tienen valores de c más cercanos a β_1 mientras que las últimas soluciones tienen valores próximos a β_2	24

18	Geometría de una capa de agua sobre un semi-espacio, con los parámetros de densidad, velocidad de ondas P y ondas S correspondientes. Dado que en el agua no se transmiten las ondas de corte no se considera el parámetro β_a para la capa de agua. Al lado derecho las expresiones para las lentitudes verticales aparentes respectivas. Modificado de Lay y Wallace (1995).....	25
19	Ejemplo de interferometría de onda directa en 1D. a) Una fuente impulsiva situada en $x = x_F$ emite una onda plana en un tiempo $t = 0$, la cual se desplaza hacia la derecha a lo largo del eje x. b) La respuesta o función de Green que observa un receptor en x_A . c) Al igual que en el inciso b) con el receptor situado en x_B . d) Respuesta observada en x_B de una fuente en x_A obtenida mediante la correlación cruzada de las respuestas en b) y en c). Modificado de Wapenaar <i>et al.</i> (2010).....	28
20	Ubicación de las estaciones sísmicas (triángulos) de RESBAN en la zona norte del Golfo de California. Los nombres de las estaciones aparecen en letras blancas. Las fronteras entre placas son distinguidas por una línea de colores según el tipo de interacción en el límite: divergente (verde), transformante (rojo), convergente (azul). La Flecha negra indica la dirección del movimiento relativo de la placa del Pacífico respecto a la placa Norteamericana. Modificado de USGS (2020).....	33
21	Ejemplo de Grafica de Bode para el sismómetro Trillium 120Q/QA. Proporcionado por el equipo técnico de RESBAN.....	34
22	Resultado del pre-procesamiento para una hora de datos de la estación PPXB. Izquierda se muestran los datos en el dominio del tiempo para dato crudo, cambio a unidades físicas y remoción de tendencias, Taper, Filtro pasa-banda de 0.02 a 4 Hz. Derecha, el espectro de frecuencias respectivo en cada paso.....	36
23	Efecto del apilamiento en las correlaciones entre la estación PLIB y SLG. Superior, correlación de una hora de datos. Inferior, FCR resultado del apilamiento de todas las correlaciones de una hora correspondiente a los 3 meses de grabaciones.....	37
24	Ajuste de la función de Bessel a la dispersión de amplitudes de frecuencia por distancia. El ajuste se hace para un periodo de 40 s (0.025 Hz) utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani <i>et al.</i> , 2018) para Matlab®. Los puntos azules son las amplitudes normalizadas recuperadas de cada espectro de correlación para la frecuencia de 0.025 Hz. En color rojo se muestra la función de Bessel que obtuvo el mejor ajuste.....	38
25	Curva de dispersión de velocidad de fase en función del periodo, obtenida de los ajustes de funciones de Bessel a las amplitudes espectrales de las correlaciones de 28 estaciones. En color azul se muestra la curva original y en color rojo la curva suavizada. El cálculo y la gráfica se realizaron utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani <i>et al.</i> , 2018) para Matlab®.....	39
26	Curva de dispersión de velocidad de onda P obtenida mediante la ecuación de dispersión 21.....	40
27	Curva de dispersión de velocidad de onda S asociada a la velocidad de onda P obtenida mediante la ecuación de dispersión 21.....	40

28	Mapa de la región con el total de 28 correlaciones. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.....	43
29	Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas para el caso Regional.....	43
30	Comportamiento de los residuales en función del periodo para el caso regional... ..	44
31	Mapa con las 15 correlaciones que atraviesan el GoC. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.....	45
32	Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas a partir de 15 correlaciones para el caso Golfo.....	45
33	Comportamiento de los residuales en función del periodo para el área del Golfo..	46
34	Mapa con las 10 correlaciones en las costas de Sonora que constituyen el caso Continente. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.....	47
35	Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas a partir de 10 correlaciones para el caso Continente.....	47
36	Comportamiento de los residuales en función del periodo para el área Continente.....	48
37	Comparativo entre las tres curvas de dispersión calculadas y una curva de dispersión generada a partir de los datos de Zhang <i>et al.</i> (2007), La gráfica comparativa se realizó utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani <i>et al.</i> , 2018) para Matlab®.....	49
38	Comparativo entre las curvas de dispersión para el caso Regional y una curva de dispersión a partir de los datos de Zhang <i>et al.</i> (2007). La gráfica comparativa se realizó utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani <i>et al.</i> , 2018) para Matlab®.....	50
39	Mapa de velocidad de onda S elaborado por Di Luccio <i>et al.</i> (2014).....	51
40	Amplitudes observadas (en azul) y esperadas (en rojo) para un periodo de 24 s de 630 correlaciones al sur de Suecia. Modificado de Sadeghisorkhani <i>et al.</i> (2018).....	52
41	Curva de dispersión de velocidad de fase promedio obtenida mediante inversión por función de Bessel para 630 pares de estaciones al sur de Suecia. Modificado de Sadeghisorkhani <i>et al.</i> (2018).....	52
42	Ajuste de la función de Bessel a las amplitudes observadas a un periodo de 20 s por 55 pares de estaciones al norte de Suecia. Modificado del tutorial anexo al trabajo de Sadeghisorkhani <i>et al.</i> (2018)	53
43	Curva de dispersión de velocidad de fase promedio obtenida mediante inversión por función de Bessel para 55 pares de estaciones al norte de Suecia. Modificado del tutorial anexo al trabajo de Sadeghisorkhani <i>et al.</i> (2018).....	54

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el caso Regional obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 29. y las ecuaciones 21 y 29.....	60
2	Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el área del Golfo obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 32. y las ecuaciones 21 y 29.....	61
3	Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el área Continental obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 35. y las ecuaciones 21 y 29.....	62

Capítulo 1. Introducción

Ya sea solo por interés científico o por la búsqueda de recursos naturales el golfo de California ha sido objeto de diversos estudios con la intención de comprender los fenómenos geológicos que han transformado y que siguen transformando la región haciéndola sísmicamente activa. Explicar los mecanismos que han ido desprendiendo la península de Baja California es fundamental para mejorar el entendimiento del proceso de separación continental, y el Golfo de California es un lugar donde dicho proceso se puede estudiar directamente (Persaud *et al.*, 2007).

El proceso de extensión de la litosfera es muy activo en la región norte del Golfo de California y ha generado variaciones importantes en la corteza (Persaud *et al.*, 2007) las cuales han sido reveladas empleando diferentes técnicas de exploración con las que se puede estimar el grosor de la corteza en un área determinada. Las técnicas más empleadas en la zona para determinar la estructura de la corteza se basan en la sísmica de refracción y reflexión, así como en el uso de funciones receptor. Ya sea utilizando como fuente los terremotos o generando ondas sísmicas de manera artificial. La intención de estas técnicas es obtener en superficie lecturas de ondas sísmicas que se propagan de un punto a otro, las cuales contienen información de las propiedades elásticas del material por el cual se propagan.

Cabe mencionar que cada método tiene sus propios inconvenientes y limitaciones, por un lado, los sismos son impredecibles y los trayectos quedan limitados a la ubicación de la fuente, por otro lado, estudios que usan una fuente artificial y que superan esas desventajas son muy costosos. Sin embargo, desde la década de los 2000 una nueva técnica comenzó a tomar relevancia, la cual complementa los estudios basados en la prospección sísmica. Esta nueva técnica aprovecha el ruido sísmico ambiental, que es una fuente permanente de vibraciones propagándose en la corteza y las cuales son registradas de manera continua por una red de estaciones sísmicas.

En la actualidad la Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN), que forma parte de la Red Sísmica de CICESE, mantiene una cobertura de estaciones sísmicas que hace posible iniciar estudios de ruido sísmico alrededor del Golfo de California. Las características de la red RESBAN y su base de datos brindan información útil de la región para estudios de la corteza, del manto superior y anisotropía entre otros (Castro *et al.*, 2018).

1.1 Marco tectónico.

El Golfo de California (GoC), como se muestra en la Figura 1, se encuentra en el límite entre dos placas tectónicas, la placa del Pacífico y la Placa Norteamericana. Esta región se ha formado por un proceso de ruptura continental a partir de la reorganización entre los límites de las placas Farallón y Norteamericana (Sawyer *et al.*, 2007), cambiando de un margen de convergencia oblicua entre estas dos placas a uno de cizalla transtensional entre la placa del Pacífico y la Placa Norteamericana que ha derivado en la transferencia de la península de Baja California a la placa del Pacífico (Fletcher y Munguía, 2000). Estos procesos tectónicos han dado origen a un sistema predominantemente transtensional de ruptura en el Golfo de California que lo vinculan al sistema de fallas de San Andrés al norte del golfo como una continuación de este sistema (González-Fernández *et al.*, 2005).

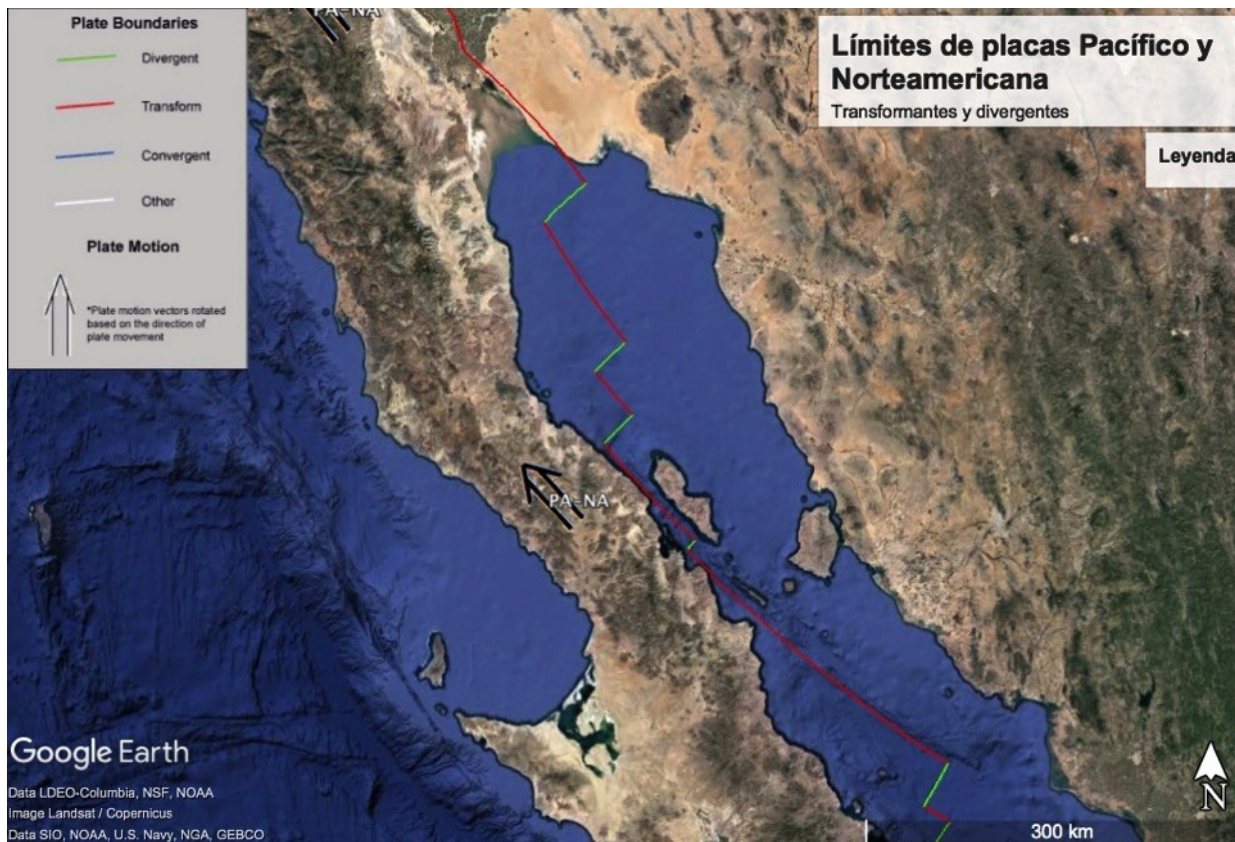


Figura 1. Límite entre las placas del Pacífico y Norteamérica en la región norte del Golfo de California. Las líneas rojas representan la zona donde el límite es transformante, las líneas verdes para las zonas donde el límite es divergente. La flecha negra indica la dirección del movimiento relativo de la placa del Pacífico respecto a la placa de Norteamérica. Modificado de USGS (2020).

Este sistema de fallas activas del GoC ha propiciado diferencias significativas en la corteza, generando una composición heterogénea y cambiante, pasando de una corteza oceánica en el sur del golfo, a una corteza continental adelgazada al norte del golfo, con un patrón de propagación complejo (Thatcher y Brune, 1973). Los mecanismos de adelgazamiento de la corteza continental, tales como el flujo de la corteza inferior y la oceanización, tienen implicaciones particulares sobre el tipo de corteza oceánica o continental que se espera encontrar dentro del golfo (Persaud *et al.*, 2007). La corteza continental, al llegar a un espesor crítico debido a fenómenos geotérmicos, se rompe. Lo anterior da paso a material proveniente del manto que pronto comienza a generar nuevo piso oceánico (Lizarralde *et al.*, 2007). Todos estos factores provocan que la región sea tectónica y sísmicamente activa y han generado sistemas de fallas.

1.2 Estudios sísmicos previos en el norte del Golfo de California.

En 1964, Richard Phillips utilizando refracción sísmica pudo inferir que en la región poco profunda del norte del Golfo de California la corteza consta de 4 capas, la primera de ellas de sedimento no consolidado con una velocidad de onda P de 2.1 km/s y un espesor de 1.5 km, la segunda capa de sedimentos semiconsolidados con una velocidad de 4.1 km/s y un grosor de 2.0 km, una capa de basamento con una velocidad de 5.4 km/s y espesor de 4.3 km, y un manto superior con una velocidad de 6.7 km/s y un grosor de corteza total aparente de 25 km. Mientras que para las regiones central y sur del golfo se pudieron encontrar dos capas, una de material no consolidado de 1.3 km de espesor y otra con un material de velocidad de 5.8 km/s y espesor de 6.2 km. También llegó a la conclusión de que la estructura en la parte norte del Golfo de California es similar a la frontera continental frente al sur de California mientras que en la sección sur la estructura se relaciona más con la del este del Pacífico, al sur del golfo (Phillips, 1964).

Para el año de 1973, Thatcher y Brune realizaron un estudio de dispersión de ondas sísmicas superficiales utilizando sismos de magnitudes de alrededor de 5 mb. Emplearon registros del modo fundamental de la onda Rayleigh para periodos entre 10 y 40 segundos y del primer modo más alto con periodos entre 6 y 10 segundos. En este estudio las ondas Love no se tomaron en cuenta para determinar la estructura cortical ya que registraban velocidades muy por encima de lo habitual.

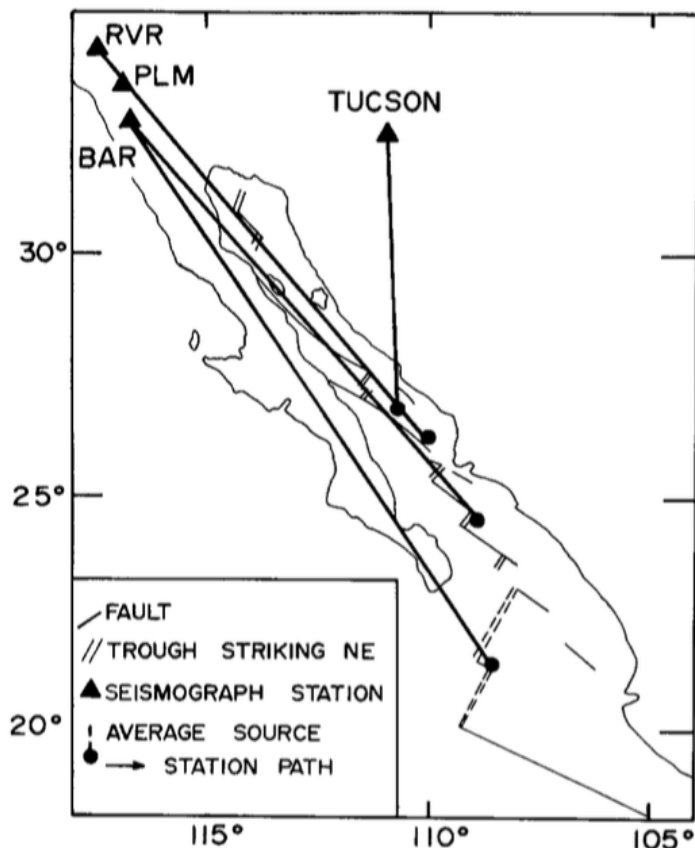


Figura 2. Mapa de los perfiles sísmicos estudiados por Thatcher y Brune, (1973). Los puntos representan los epicentros de los sismos considerados, los triángulos son las estaciones que los registraron, las líneas negras resaltadas son los trayectos de las ondas sísmicas registradas, las líneas negras más finas representan fallas transcurrentes y la doble línea representa zonas de extensión con posibles fallas divergentes. Tomado de Thatcher y Brune (1973).

Al Igual que Philips (1964), encontraron que en la zona norte del GoC el grosor promedio de la corteza es de unos 25 km, tanto para la península de Baja California como para el trayecto en Sonora (ver Figura 2). En el GoC detectaron variaciones en la estructura cortical, desde una normal con un grosor de 20 km para las regiones del golfo central y noreste, hasta una corteza casi oceánica de 9 km en las zonas más profundas (Thatcher y Brune, 1973). La Figura 2 muestra los perfiles que consideraron para hacer este estudio.

Por su parte en el 2005, González-Fernández y colaboradores realizaron otro estudio de la corteza en el norte del GoC empleando refracción y reflexión sísmica, entre otros métodos, a lo largo de un trayecto de 280 km como se muestra en la Figura 3, encontrando un grosor de 19 km cerca de la costa, el

cual disminuye a un rango de entre 14 y 17 km bajo las cuencas Delfín y Tiburón superiores respectivamente. Estos autores observan que la extensión del GoC evoluciona de un núcleo complejo en la Cuenca Tiburón Superior a una grieta estrecha en la cuenca Delfín Superior (González-Fernández *et al.*, 2005).

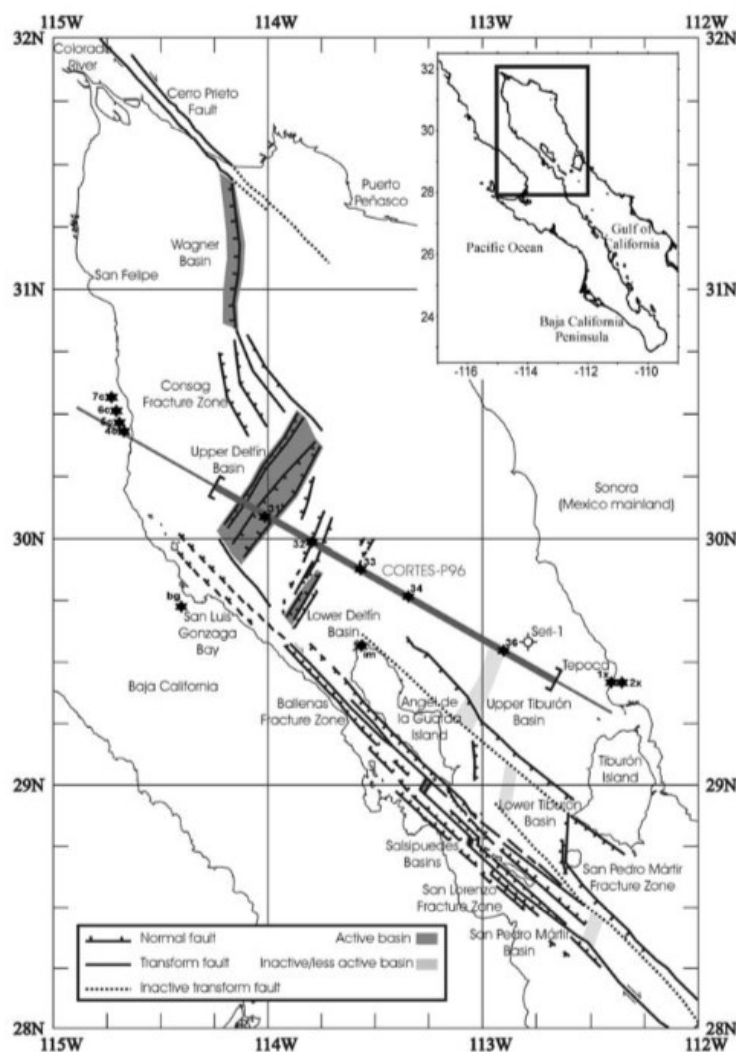


Figura 3. Mapa de la zona de estudio del proyecto de González-Fernández *et al.* (2005). El trayecto de 280 km se encuentra acotado con corchetes y se representa con una línea gris de mayor grosor que las demás, las líneas punteadas representan fallas normales, las líneas lisas son fallas transformantes y las líneas discontinuas representan fallas transformantes inactivas. Tomado de González-Fernández *et al.* (2005).

Para el 2007, Persaud y colaboradores utilizan telesismos registrados por el arreglo de estaciones NARS-Baja (Trampert *et al.*, 2003; Clayton *et al.*, 2004) y mediante Funciones de Receptor mapearon el grosor de la corteza en los márgenes continentales del GoC encontrando variaciones de 21 a 37 km al

Moho. Mostrando que la corteza continental en el margen oriental de la península de Baja California es más delgada en una franja de menos de 50 km cercana al golfo (Persaud *et al.*, 2007).

López-Pineda y colaboradores también en 2007 publicaron estimaciones de grosor de la corteza en tres líneas de costa, como se muestra en la Figura 4, obtenidas mediante dispersión de ondas superficiales de sismos con Mw mayor o igual a 5.6 registrados por el arreglo NARS-Baja y RESBAN entre 2002 y 2004. Analizaron ondas superficiales del modo fundamental con periodos entre 10 y 40 segundos. Sus resultados revelan una profundidad máxima al Moho de 47 km, adelgazándose la corteza con un espesor de 30 km en el este de la Península de Baja California y 20 km en el oeste de Sonora. También mencionan estos autores que se revela una coincidencia entre las estructuras del este de la Península de Baja California y las de Sonora y Sinaloa, lo que sugiere un desplazamiento dextral de aproximadamente 275 km (López-Pineda *et al.*, 2007).

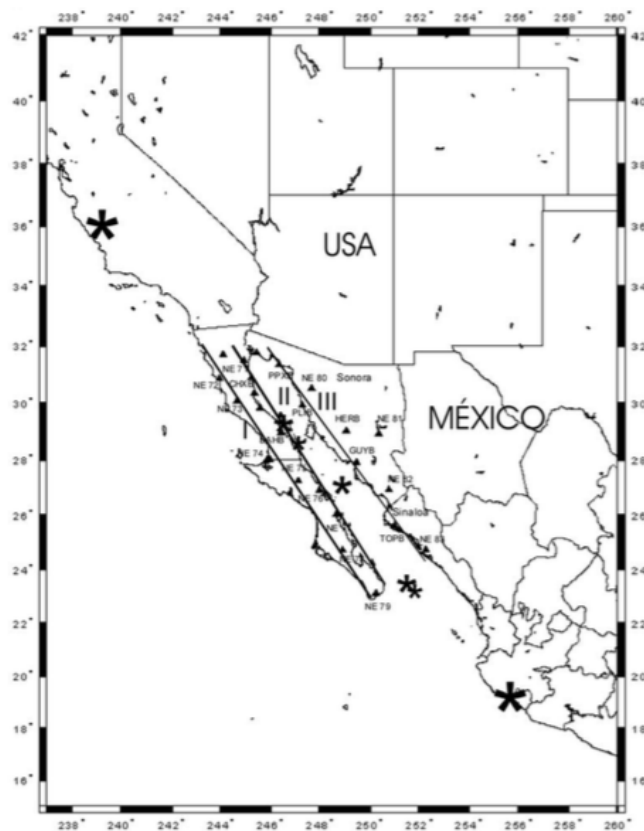


Figura 4. Mapa del proyecto de López-Pineda *et al.* (2007). Se muestran las tres líneas de costa estudiadas, los asteriscos señalan la ubicación de los epicentros de los eventos considerados. Tomado de López-Pineda *et al.* (2007).

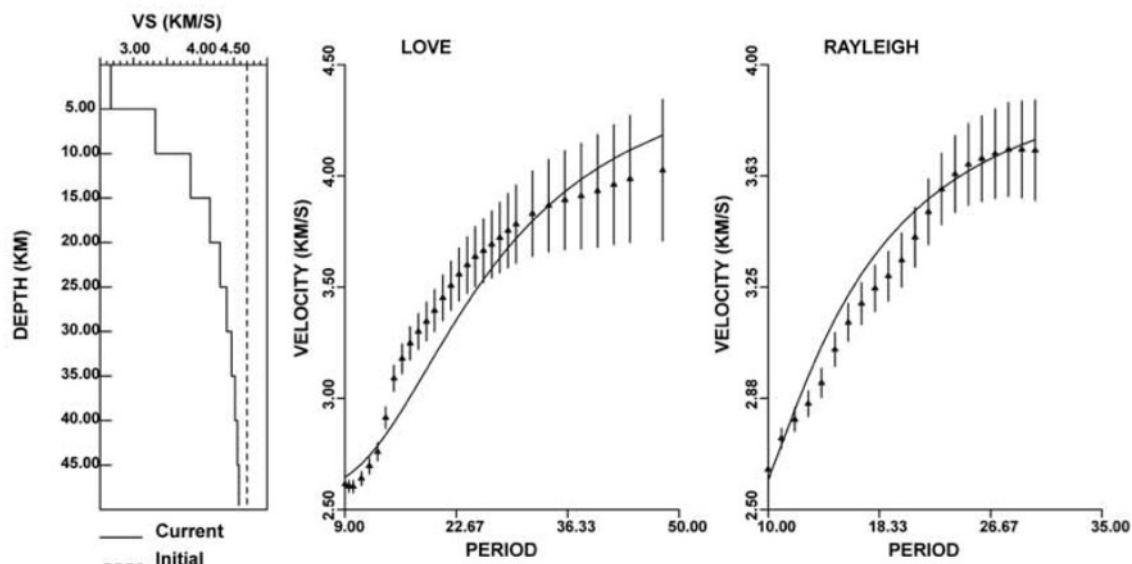


Figura 5. Ejemplo del proceso de inversión en la estación NE75 para el evento del 12 de marzo del 2003 de Mw 6.2, se muestran valores predichos por el modelo y estimados de dispersión de velocidad de grupo con barras de error. Tomado de López-Pineda *et al.* (2007).

La Figura 5 muestra la estructura cortical obtenida por López-Pineda *et al.* (2007) usando las curvas de dispersión de las ondas Love y Rayleigh, obtenidas para la estación NE75, que está sobre la línea de la península (ver Figura 5), con datos de un sismo de 6.2 Mw. Este procedimiento se hizo para cada estación. La primera gráfica a la izquierda en la Figura 5 muestra el modelo de velocidades obtenido mediante la inversión de datos partiendo de un modelo de prueba (línea punteada). La segunda y tercer gráfica en la Figura 5 muestran con líneas continuas los valores predichos por el modelo para dispersión de velocidades de grupo de ondas Love y ondas Rayleigh, los puntos son los valores estimados a partir de las observaciones con sus respectivas barras de error para cada periodo (López-Pineda *et al.*, 2007).

En 2007, Zhang *et al.*, publicaron una tomografía de ondas superficiales utilizando dispersión de ondas superficiales de sismos con Mw mayor o igual a 5, registrados por la red NARS-Baja y RESBAN con el arreglo de estaciones que se muestra en la Figura 6. Zhang *et al.* (2007) encuentran que al norte del Golfo de California la capa gruesa de sedimento de baja velocidad afecta a las velocidades de fase de periodo corto de aproximadamente 10 s, y en el periodo de 14 s predominan las variaciones en el grosor de la corteza. También mencionan que está diferenciada la corteza al sur del golfo como oceánica y más delgada que al norte del GoC donde la estructura es más compleja por los procesos de adelgazamiento (Zhang *et al.*, 2007).

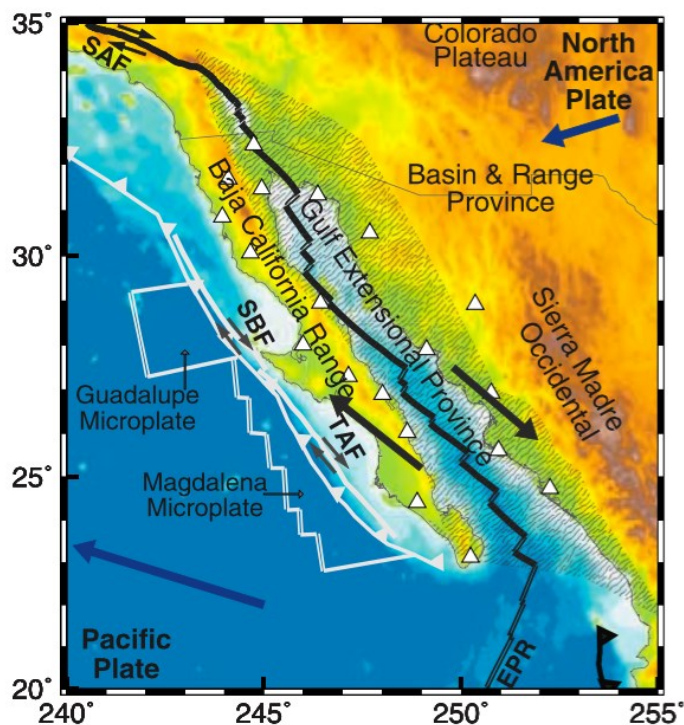


Figura 6. Mapa del área estudiada por Zhang *et al.* (2007). Se observa el límite entre placas marcado con una línea negra resaltada y escalonada. Con flechas negras se indican las direcciones relativas de los desplazamientos de las placas. Las estaciones sísmicas se representan con triángulos blancos. Tomado de Zhang *et al.* (2007).

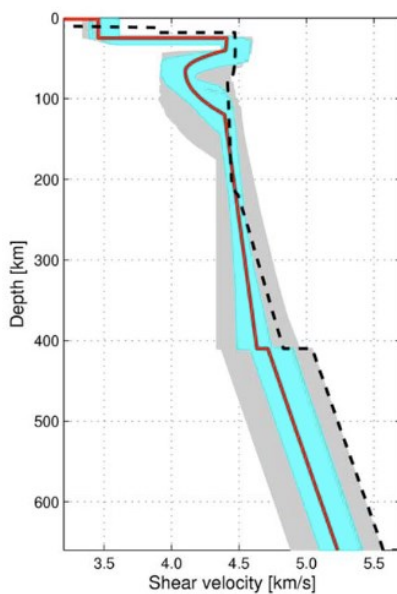


Figura 7. Modelo de velocidades de corte obtenido por Zhang *et al.* (2007). El modelo de referencia se muestra con la línea punteada. Los resultados de cada modelo a no más de una desviación estándar de la media se muestran en líneas grises. Los 1000 mejores modelos se graficaron en cian y el mejor de todos los modelos ajustados se representa en rojo. Tomado de Zhang *et al.* (2007).

La Figura 7 muestra en línea roja el resultado del modelo de velocidades para la corteza obtenido mediante un proceso de inversión partiendo de un modelo de prueba que es la línea punteada. En la Figura 8 se muestran imágenes tomográficas para velocidades de fase de onda Rayleigh obtenidas por Zhang *et al.* (2007).

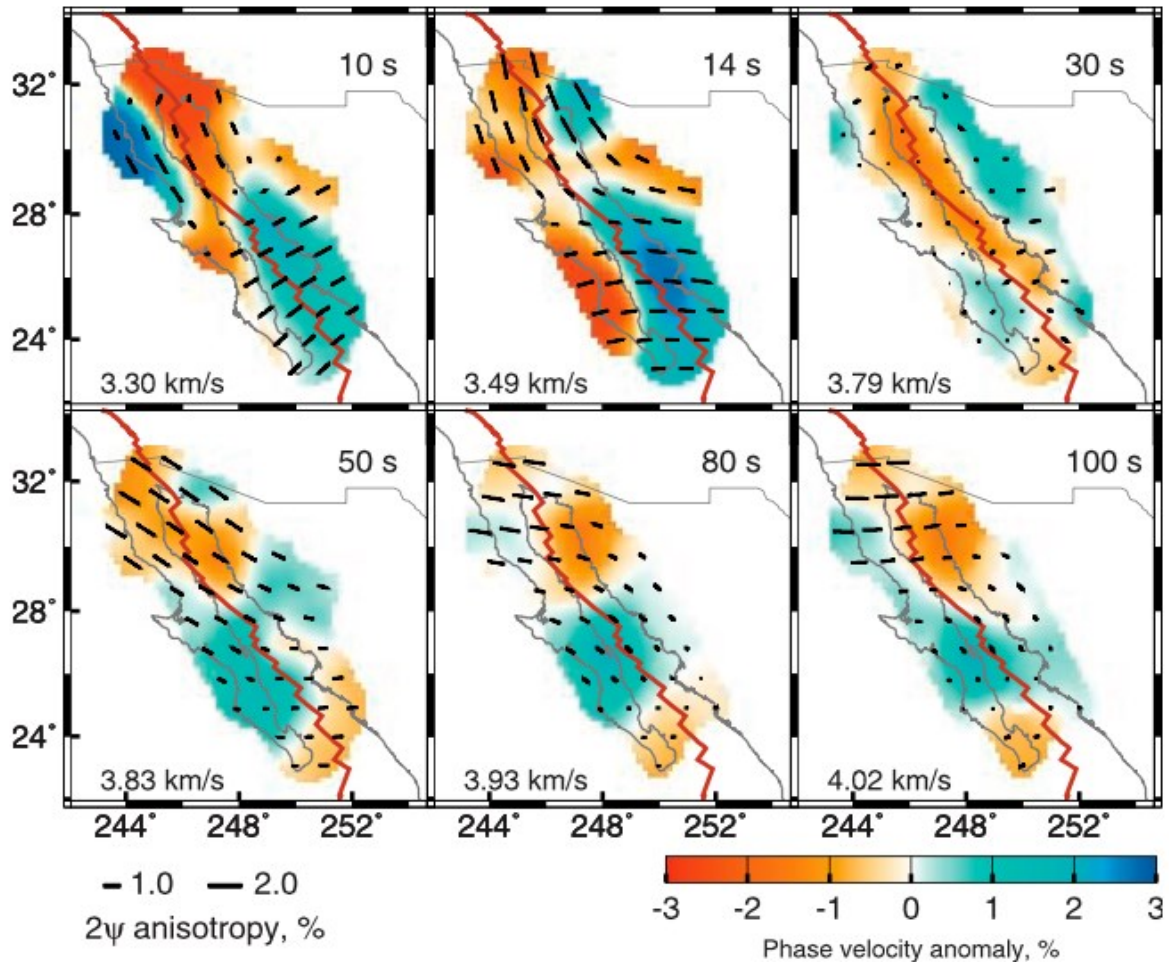


Figura 8. Mapas tomográficos de velocidad de fase de onda Rayleigh obtenidos por Zhang *et al.* (2007). Se muestran indicadas por colores las anomalías isotrópicas, y con barras negras las direcciones de propagación rápida. También se indica en cada mapa el límite entre las placas, el periodo y la velocidad de fase de referencia. Tomado de Zhang *et al.* (2007).

En el año 2014, González-Escobar y colaboradores analizaron los datos obtenidos en los estudios de reflexión sísmica realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en el norte del Golfo de California en la década de los 70's, encontrando una posible evidencia de nueva corteza oceánica al detectar la existencia de material intrusivo en la cuenca Consag bajo 4 km de sedimento (González-Escobar *et al.*, 2014).

La cuenca de Guaymas es la cuenca más cercana donde se ha identificado la corteza oceánica, sin embargo, se encuentra a 500 km al sureste por lo que éste hallazgo es un dato revelador (González-Escobar *et al.*, 2014). En la Figura 9 se muestra un mapa del área de estudio, así como un comparativo entre las líneas de perfiles sísmicos por PEMEX y las obtenidas en el experimento Ulloa 99 (Persaud *et al.*, 2003).

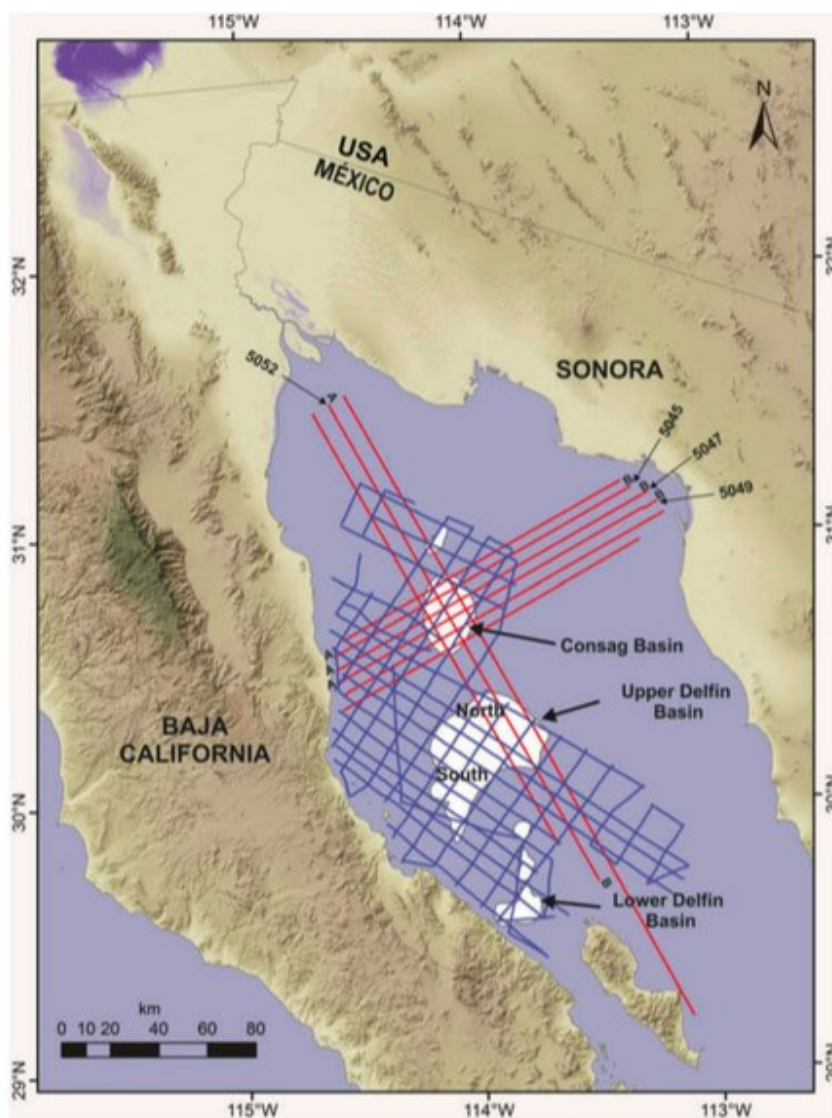


Figura 9. Perfiles sísmicos en el área de la cuenca Consag. Las líneas rojas representan los perfiles sísmicos realizados por PEMEX, y las líneas azules los perfiles sísmicos de Ulloa 99. En color blanco aparece la cuenca Consag en la parte superior, debajo de ésta las Cuencas Delfín superior e inferior respectivamente. Tomado de González-Escobar *et al.* (2014).

También en el 2014, Di Luccio *et al.*, hacen un estudio de estructura litosférica en el GoC basado en mediciones de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh producidas por sismos locales y

regionales. Se estudiaron periodos entre 10 y 150 s de 76 sismos entre 4.2 y 6.5 de magnitud distribuidos a lo largo de la frontera entre placas y en las costas del Pacífico frente a la península de Baja California como se muestra en mapa de la Figura 10. Con estos datos obtienen dos modelos de inversión para velocidades de onda de corte que se muestran en la Figura 11. Los modelos se construyen partiendo de dos modelos previos, uno de los cuales es enfocado a estructura del manto.

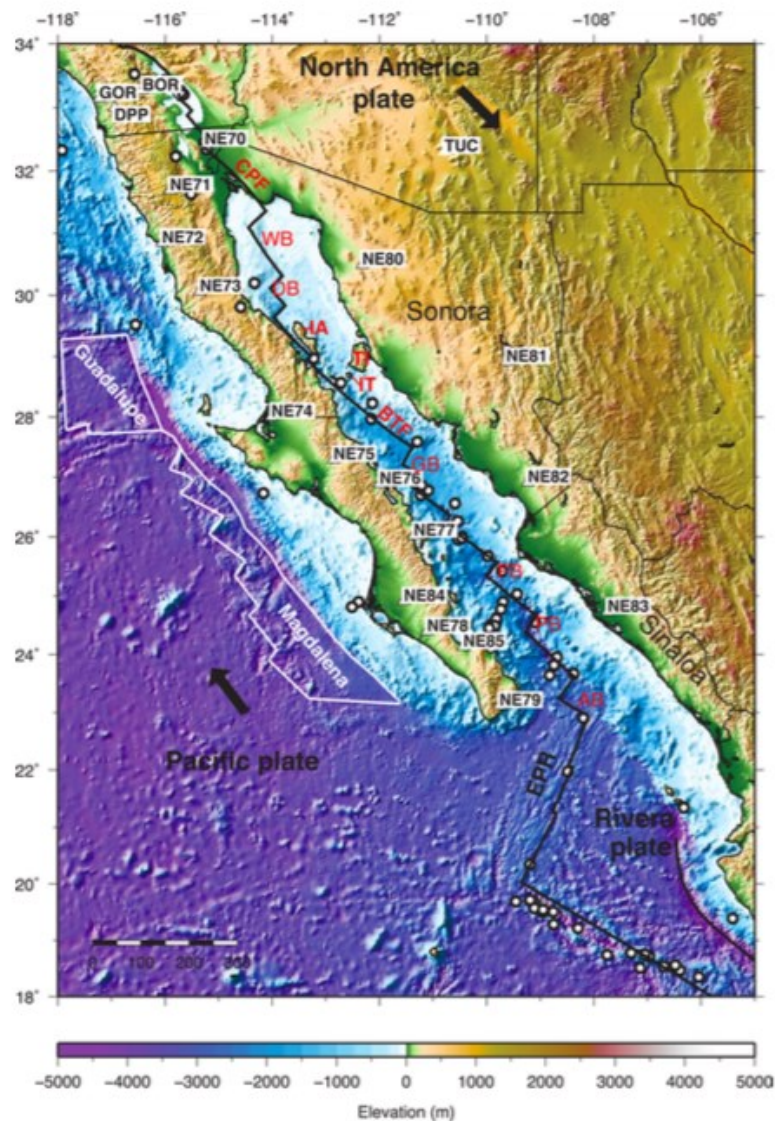


Figura 10. Distribución de la sismicidad considerada por el estudio de Di Luccio *et al.* (2014). Los puntos blancos son sismos de magnitudes entre 4.2 y 6.5 registrados por la red NARS-Baja, estaciones en Sonora y Sinaloa, así como estaciones al sur de California y Arizona señaladas con letras negras y fondo blanco. En negro se aprecia el sistema de grietas predominante en el GoC. En blanco se señalan las micro placas Magdalena y Guadalupe. Tomado de Di Luccio *et al.* (2014).

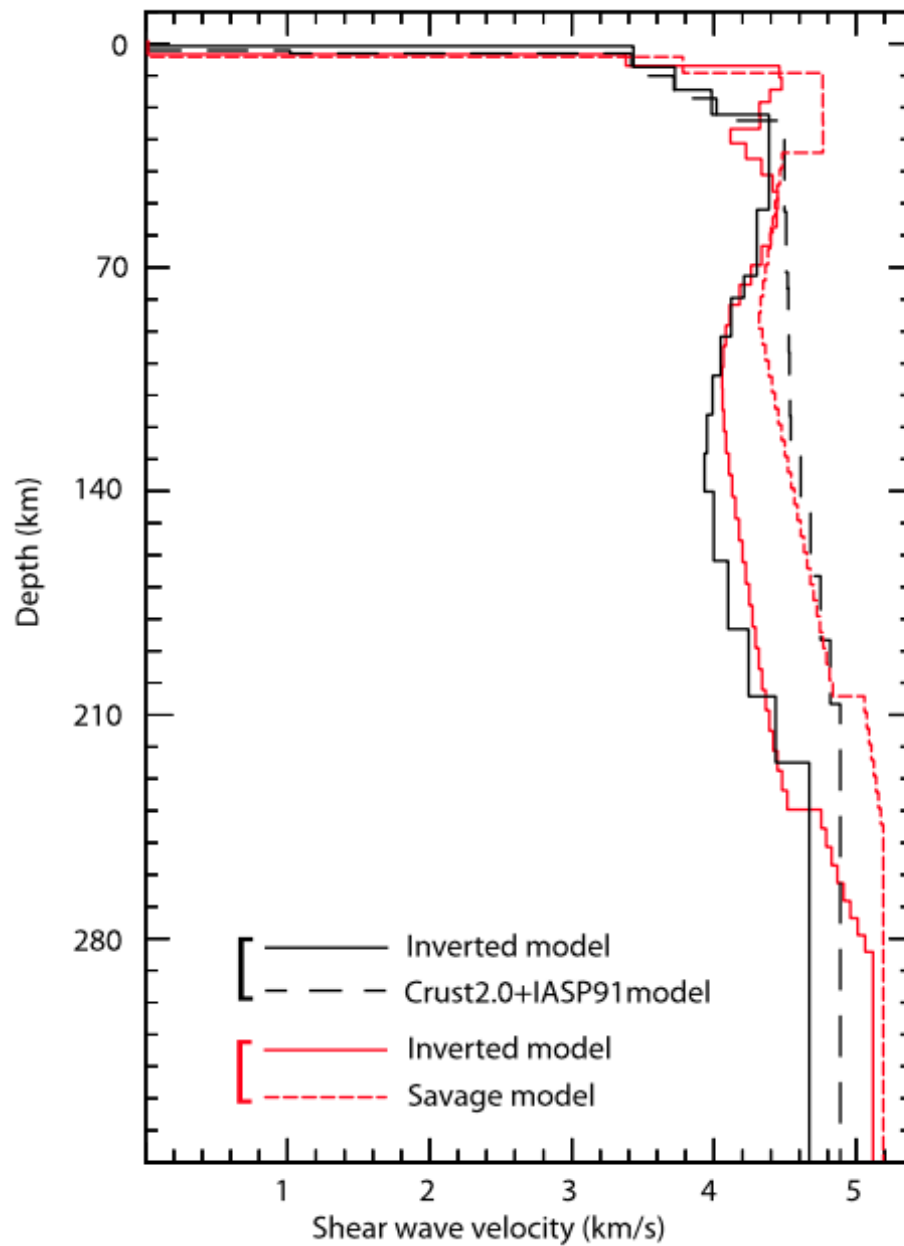


Figura 11. Modelos de inversión de onda S (Línea continua) a partir de dos modelos diferentes (líneas discontinuas), en color negro es un modelo especial para estructura del manto. Tomado de Di Luccio *et al.* (2014).

1.3 Hipótesis

La hipótesis que voy a probar en esta tesis es que registros continuos de ruido ambiental permiten obtener información sobre la naturaleza oceánica o continental de la corteza en la zona norte del Golfo de California mediante la obtención de curvas de dispersión de las ondas superficiales.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivos generales

- Estudiar la naturaleza de la corteza en la zona norte del Golfo de California mediante el análisis del ruido sísmico ambiental registrado por las estaciones de RESBAN.
- Validar el uso de ruido sísmico como método para obtener características de dispersión de ondas superficiales en la región del Golfo de California.

1.4.2. Objetivos específicos

- Encontrar funciones de correlación entre pares de estaciones a partir de los registros de ruido sísmico ambiental.
- Construir curvas de dispersión que proporcionen la información necesaria para inferir el tipo de corteza presente en la región norte del GoC mediante el análisis de la velocidad de fase.
- Estimar el espesor promedio de la corteza en la región norte del GoC

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son un tipo de onda mecánica que se propaga en medios con propiedades elásticas como lo es la Tierra. Este tipo de ondas elásticas se clasifican en dos grupos principales, las ondas de cuerpo y las ondas superficiales.

Las ondas de cuerpo se caracterizan por propagarse al interior de los medios elásticos en forma de ondas de compresión o también como ondas de cizalla. Las ondas de compresión se propagan de manera más rápida por lo que, cuando ocurre un sismo, son las primeras en registrarse en los sismógrafos, por ello se les conoce también como ondas primarias (ondas P). Las ondas de cizalla o de corte son un poco más lentas que las ondas P y llegan a los sismógrafos justo detrás de éstas por ello se les conoce como ondas secundarias (ondas S), otra de sus características es que las ondas S no se propagan en los fluidos. (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Stein y Wysession, 2003).

Las ondas superficiales son aquellas que se generan a partir de la interacción entre ondas P y ondas S por condiciones de frontera asociada a una superficie libre de esfuerzos y a una estratificación en capas del medio que propician que gran parte de la energía sísmica quede atrapada en estas capas propagándose a lo largo de la superficie.

Dentro de las ondas superficiales se encuentran las ondas Rayleigh (en honor al físico John William Strutt: Lord Rayleigh, quien predijo su existencia en 1885) que combinan el desplazamiento de ondas S y ondas P generando un movimiento elipsoidal parecido al de las olas en el mar, sin embargo, en las ondas Rayleigh el movimiento de partícula es retrogrado cuando éstas se propagan en sentido positivo del eje horizontal. Otro tipo de ondas superficiales son las ondas Love (en honor al Matemático Augustus Edward Hough Love, quien predijo su existencia en 1911) que presentan un movimiento puramente de cizalla, transversal respecto a su dirección de propagación, paralelo a la superficie y se desplazan un poco más rápido que las ondas Rayleigh (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Stein y Wysession, 2003). En la Figura 12 se ilustra el tipo de movimiento que cada una de estas ondas sísmicas genera en el medio en el cuál se propagan.

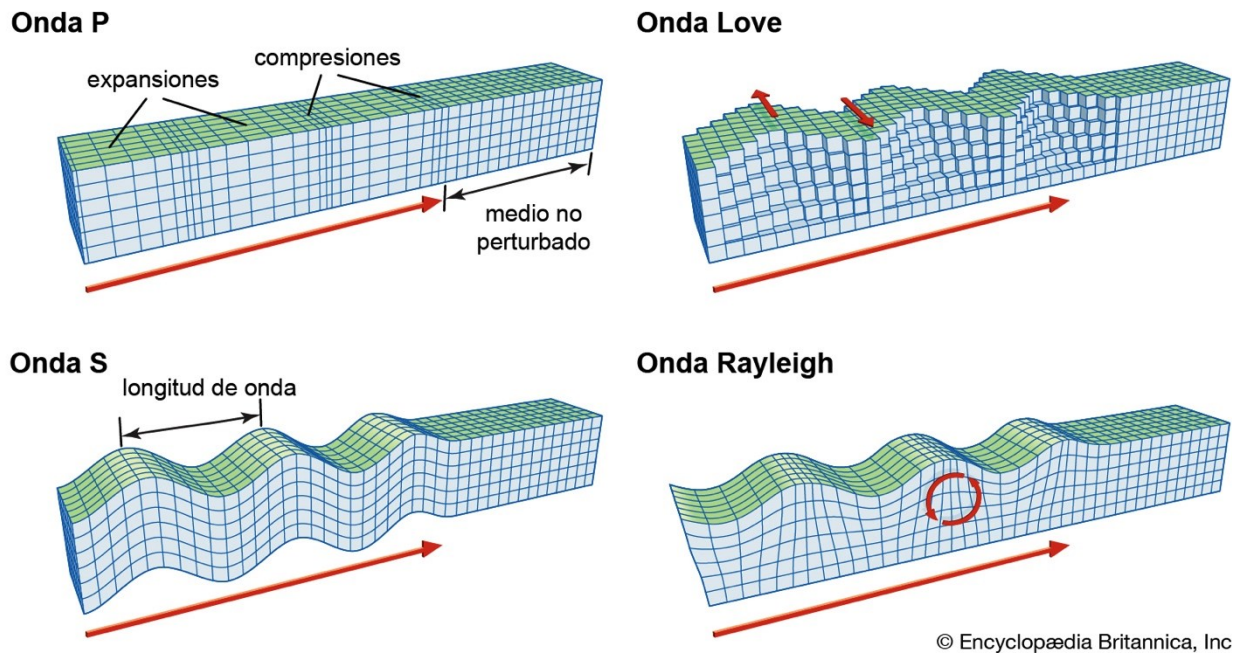


Figura 12. Principales tipos de ondas sísmicas. A la izquierda se pueden observar las ondas de cuerpo P y S y a la derecha las ondas de superficie Love y Rayleigh. Las flechas rojas alargadas indican la dirección de propagación de cada onda. Se ilustra en cada caso el tipo de movimiento que afecta al medio conforme la onda se desplaza en éste. Modificado de ©Encyclopædia Britannica (2020).

2.1.1 Ondas Rayleigh

Dado que la Tierra no es un cuerpo infinito sino que tiene una forma cuasi elipsoidal limitada, las ondas sísmicas que viajan en el interior de ésta se encuentran con una discontinuidad del medio para propagarse y son reflejadas en esta frontera. En otras palabras, el campo de desplazamiento creado por un desequilibrio del estado de los esfuerzos queda limitado por la superficie que está libre de estos, ya que la interacción con la atmósfera es despreciable.

Las ondas incidentes coexisten de manera simultánea con las ondas reflejadas en la superficie libre, esto genera un factor multiplicativo en la amplitud del movimiento total llamado función del receptor (Lay y Wallace, 1995). Para el caso de ondas planas P y S verticales (SV) que inciden en la superficie libre como se muestra en la Figura 13, las ondas se desplazan en un medio con una velocidad de ondas P (α), una velocidad de las ondas S (β) y una densidad (ρ) que las caracterizan. El desplazamiento hacia abajo en el eje x_3 se considera positivo y hacia arriba negativo. Las condiciones de la superficie libre implican que en $x_3=0$ los esfuerzos $\sigma_{33}=\sigma_{13}=\sigma_{23}=0$. Despreciando el movimiento en la dirección x_2 . Lay y Wallace (1995),

demuestran que una onda P puede quedar atrapada propagándose a lo largo de la superficie libre con una amplitud que decae exponencialmente al alejarse de la interfaz. A este tipo de ondas que decaen exponencialmente con la profundidad se les llama ondas evanescentes.

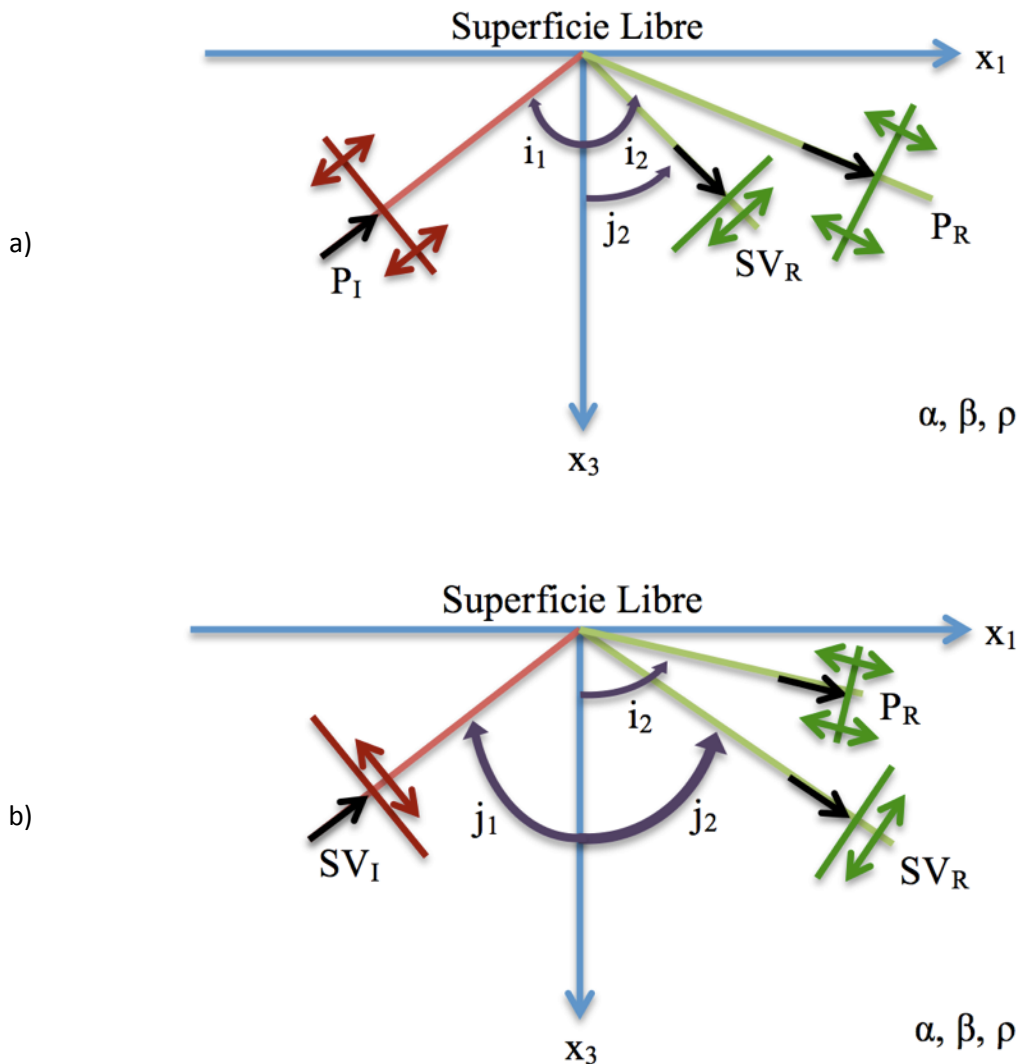


Figura 13 Geometría de las interacciones de superficie libre de dos ondas planas incidentes, a) Onda P incidente con un ángulo i_1 , que genera una onda P y una onda SV reflejadas con sus respectivos ángulos i_2 y j_2 , b) Similar que en a) pero la onda incidente es una SV. α , β y ρ son propiedades del semi-espacio. Modificado de Lay y Wallace (1995).

En 1887 Lord Rayleigh demostró que además de la función de receptor, las interacciones de las ondas evanescentes P y SV en la superficie libre generan una onda de interferencia P-SV acoplada, la cual se desplaza a lo largo de la superficie con una velocidad inferior a la onda de corte y sus amplitudes decaen

exponencialmente al alejarse del límite superficial (Lay y Wallace, 1995). Ésta onda es conocida como onda Rayleigh.

2.1.2 Movimiento de partícula

Como se ha mencionado anteriormente las ondas Rayleigh presentan un movimiento elíptico retrógrado, esto se debe a la combinación del movimiento producido por las ondas P y SV evanescentes. Lay y Wallace (1995), derivan las expresiones para el desplazamiento de la onda Rayleigh considerando amplitudes relativas en los potenciales de P y de SV, y manteniendo sólo los términos reales obteniendo las siguientes relaciones:

$$u_1 = -A\omega p \sin[\omega(px_1 - t)] \times \left[e^{-\omega\hat{q}_\alpha x_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\hat{q}_\beta x_3} \right]$$

$$u_3 = -A\omega p \cos[\omega(px_1 - t)] \times \left[c\hat{q}_\alpha e^{-\omega\hat{q}_\alpha x_3} + \frac{1}{2c\hat{q}_\beta} \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 2 \right) e^{-\omega\hat{q}_\beta x_3} \right]$$
(1)

Donde u_1 y u_3 representan el movimiento de partícula horizontal y vertical, respectivamente, A es la amplitud de la onda P, ω es la frecuencia angular asociada a c que es la velocidad de la onda Rayleigh, $p = 1/c$ la lentitud horizontal aparente, t es la variable temporal asociada al periodo, x_1 y x_3 son las variables espaciales de propagación de la onda Rayleigh, β es la velocidad de las ondas S y los términos \hat{q}_α y \hat{q}_β se relacionan con las lentitudes verticales aparentes de la forma:

$$q_\alpha = \sqrt{\frac{1}{\alpha^2} - p^2} = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{\alpha^2}} = i\hat{q}_\alpha$$

$$q_\beta = \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2} = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta^2}} = i\hat{q}_\beta$$
(2)

Para el caso de un sólido de Poisson se considera la relación de velocidades $c = 0.919\beta$, $\beta = 0.531\alpha$, con número de onda definido como $k = \omega p = \omega/c$, de esta manera al realizar las sustituciones correspondientes y simplificar un poco las ecuaciones (1) de movimiento de partícula se reducen a:

$$\begin{aligned} u_1 &= -Ak \sin(kx_1 - \omega t) \times [e^{-0.85kx_3} - 0.58e^{-0.39kx_3}] \\ u_3 &= -Ak \cos(kx_1 - \omega t) \times [0.85e^{-0.85kx_3} - 1.47e^{-0.39kx_3}] \end{aligned} \quad (3)$$

Con éste razonamiento Lay y Wallace (1995), demuestran que el desplazamiento de la onda de Rayleigh depende armónicamente de x_1 y exponencialmente de x_3 . De la misma manera siguiendo con el razonamiento en la superficie del sólido de Poisson, donde $x_3 = 0$, las expresiones se simplifican aún más:

$$\begin{aligned} u_1 &= -0.42Ak \sin(kx_1 - \omega t) \\ u_3 &= 0.62Ak \cos(kx_1 - \omega t) \end{aligned} \quad (4)$$

Lo que ayuda a analizar el movimiento de manera más sencilla. Stein y Wyession (2003), proponen ver el movimiento de la partícula ubicada en $x_1 = 0$ como una función del tiempo (t), considerando que entre el seno y el coseno hay un desfase de 90° y que el desplazamiento vertical u_3 es 1.5 veces mayor que el desplazamiento horizontal u_1 . Al combinar estos movimientos de partícula en la superficie se produce la forma cuasi-elipsoidal que se muestra en la Figura 14 donde se puede apreciar que el periodo T del movimiento consta de 4 momentos en los que la partícula se encuentra en un extremo de cada función. Es decir, se inicia en $t = 0$ con un máximo en u_3 (considerando el movimiento hacia abajo como positivo) y $u_1 = 0$. Al primer cuarto del movimiento se tiene que $t = T/4$, $u_3 = 0$ y un máximo en u_1 . Para los siguientes dos cuartos del movimiento la relación es similar pero con mínimos en cada caso que son los extremos opuestos respectivamente.

Después del análisis del movimiento en la superficie ya se puede retomar el movimiento de partícula que plantean las ecuaciones 3.

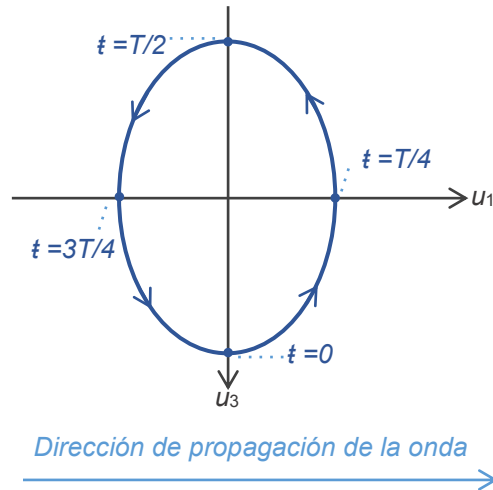


Figura 14 Movimiento de partícula en la superficie $x_3=0$ de un sólido de Poisson generado por la suma de los movimientos vertical y horizontal u_3 y u_1 respectivamente. Modificado de Stein y Wyssession (2003).

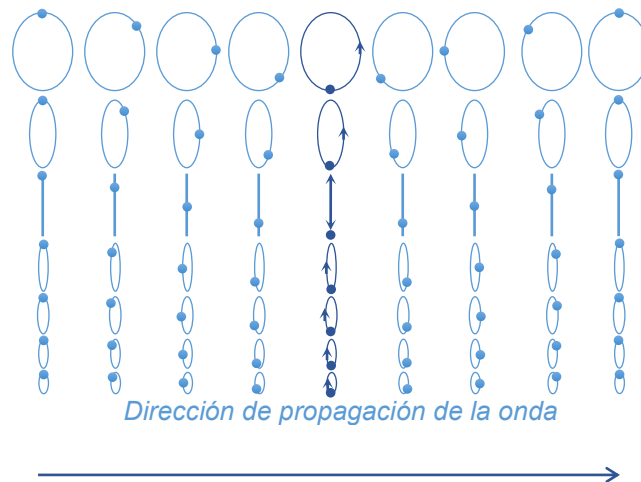


Figura 15 Variación del movimiento de partícula con respecto a la profundidad. Se ejemplifica el punto donde el movimiento horizontal es 0 y a partir de ese punto el movimiento total cambia de retrogrado a progrado. Modificado de Shearer, 2009.

En la Figura 15 se muestra la manera en que el movimiento de partícula varía con respecto a la profundidad. A una profundidad proporcional a la longitud de la onda Rayleigh (λ) de $\lambda/5$ el movimiento horizontal decae a cero manteniendo solo el movimiento vertical y se genera un punto de inflexión para

el movimiento retrogrado ya que a mayores profundidades a partir de este punto se recupera un poco el movimiento horizontal pero en sentido opuesto lo que cambia el movimiento total de retrogrado a progrado. Sin embargo, ambos movimientos continúan desvaneciéndose y a una profundidad de $\lambda/2$ el movimiento horizontal solo es 10% de lo que era en la superficie y el movimiento vertical 30% de lo que era también en la superficie (Lay y Wallace, 1995).

2.1.3 Ecuación de Dispersión

Se ha mencionado que las ondas Rayleigh pueden existir en la superficie de un semi-espacio homogéneo al ser producto de una combinación de ondas P y SV que satisfacen la condición de superficie libre sin necesidad de interactuar con las ondas SH. Para que esto suceda se busca describir cómo es que la energía queda atrapada y no se propaga lejos de la superficie mediante el uso de los potenciales:

$$\begin{aligned}\phi &= Ae^{[-\omega\hat{q}_\alpha x_3]}e^{[i\omega t(px_1-t)]} \\ \psi &= Be^{[-\omega\hat{q}_\beta x_3]}e^{[i\omega t(px_1-t)]}\end{aligned}\tag{5}$$

(Lay y Wallace, 1995)

donde ϕ es el potencial para ondas P y ψ el potencial para las ondas SV. Estas ecuaciones deben cumplir que $c < \beta < \alpha$ para que el desplazamiento decaiga con la profundidad (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Stein y Wysession, 2003), así mismo deben satisfacer el desvanecimiento de los esfuerzos en la superficie libre mediante la condición de continuidad entre las componentes del esfuerzo con lo que se obtiene el sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned}A[(\lambda + 2\mu)q_\alpha^2 + \lambda p^2] + B(2\mu p q_\beta) &= 0 \\ A(2p q_\alpha) + B(p^2 - q_\beta^2) &= 0\end{aligned}\tag{6}$$

(Lay y Wallace, 1995)

Una solución útil para este sistema se puede obtener haciendo que el determinante del sistema valga cero, y la solución se puede escribir en términos de las velocidades:

$$\frac{c^2}{\beta^2} \left[\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + c^2 \left(\frac{24}{\beta^2} - \frac{16}{\alpha^2} \right) - 16 \left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) \right] = 0 \quad (7)$$

(Lay y Wallace, 1995)

A la ecuación 7 se le conoce como la función de Rayleigh (Shearer, 2009) y permite obtener una solución encontrando un valor de c entre 0 y β , asociado a valores predeterminados de α y β . Usando esta función con las condiciones de un sólido de Poisson se puede encontrar que para este tipo de materiales $c = 0.9194 \beta$.

La ecuación 7 brinda la relación de velocidades de las ondas Rayleigh para un semi-espacio homogéneo donde existe una sola velocidad para todas las frecuencias. Sin embargo, cuando el medio es más complicado la velocidad de la onda se puede ver como una función de la frecuencia. Esta nueva relación es mucho más sencilla de explicar mediante las ondas Love las cuales necesitan de al menos una capa sobre un semi-espacio para existir, como se muestra en la Figura 16, y solo dependen de la interacción de ondas SH (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Stein y Wysession, 2003).

Para este caso no es necesario usar los potenciales de las ondas S, ya que el análisis se puede hacer partiendo de los desplazamientos de la onda SH que satisfacen la ecuación de onda (Lay y Wallace, 1995). Se tiene entonces que en la capa homogénea el desplazamiento de la onda SH se puede escribir como la suma de una onda que sube y otra onda que baja, y en el semi-espacio solo se tendría una onda que baja, de tal forma que el sistema de ecuaciones para el desplazamiento sería:

$$V_1 = B_1^- e^{[i\omega(px_1 + \rho_{\beta_1} x_3 - t)]} + B_1^+ e^{[i\omega(px_1 - \rho_{\beta_1} x_3 - t)]} \quad (8)$$

$$V_2 = B_2^- e^{[i\omega(px_1 + \rho_{\beta_2} x_3 - t)]}$$

(Lay y Wallace, 1995)

donde V_1 es el desplazamiento de la onda SH en la capa superficial y V_2 el desplazamiento de la onda SH en el semi-espacio. B_1^- es la amplitud de la onda reflejada en la superficie libre, B_1^+ es la amplitud de la onda reflejada en la frontera con el semi-espacio y B_2^- es la amplitud de la onda SH transmitida en el semi-

espacio. Las lentitudes aparentes verticales q_{β_1} y q_{β_2} asociadas a la capa y al semi-espacio respectivamente.

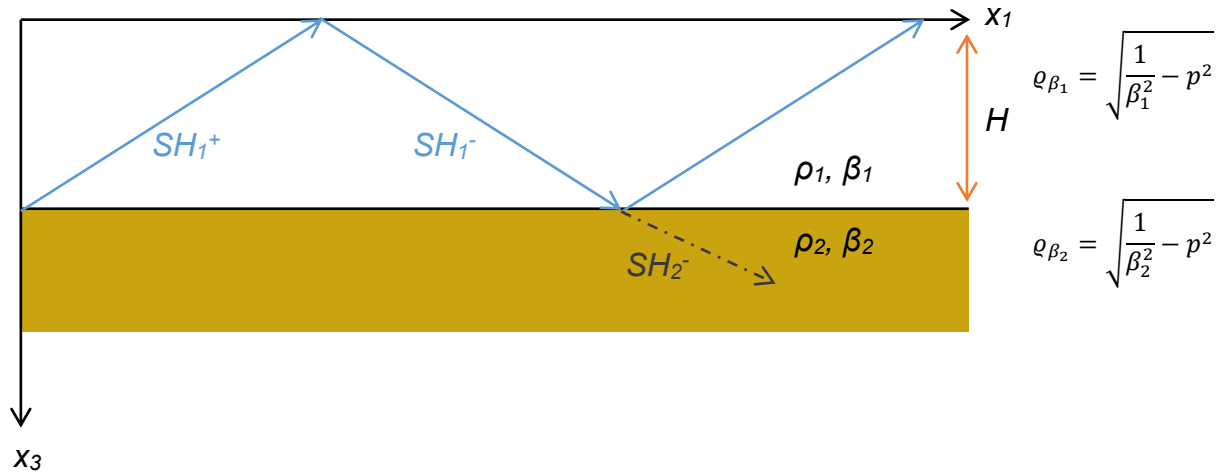


Figura 16 Onda SH reflejada constantemente en una capa homogénea de espesor H y propiedades ρ_1, β_1 ; sobre un semi-espacio de propiedades ρ_2, β_2 . La superficie libre se encuentra en $x_3 = 0$ y la interfaz entre la capa y el semi-espacio se encuentra en $x_3 = H$. SH_1^+ es la onda reflejada en la interfaz, SH_1^- es la onda reflejada en la superficie libre y SH_2^- es la dirección de la onda si se transmitiera al semi-espacio. Modificado de Shearer (2009).

Como se muestra en la Figura 16, la energía de la onda SH es totalmente reflejada continuamente en las dos fronteras de la capa quedando atrapada. Para los esfuerzos en $x_3 = 0$ se tiene la condición de superficie libre y en $x_3 = H$ se presenta la condición de continuidad en la frontera. También en $x_3 = H$ se presenta la continuidad del desplazamiento V_2 . Aplicando estas tres condiciones en las ecuaciones 8 se obtienen las siguientes tres relaciones:

$$B_1^- = B_1^+ \quad (9)$$

$$B_1^- \mu_1 q_{\beta_1} [e^{i\omega q_{\beta_1} H} - e^{-i\omega q_{\beta_1} H}] = B_2^- \mu_2 q_{\beta_2} e^{i\omega q_{\beta_2} H} \quad (10)$$

$$B_1^- [e^{i\omega q_{\beta_1} H} + e^{-i\omega q_{\beta_1} H}] = B_2^- e^{i\omega q_{\beta_2} H} \quad (11)$$

(Lay y Wallace, 1995)

donde μ_1 y μ_2 son los módulos de rigidez de la capa de material y del semi-espacio respectivamente.

Al reescribir los exponenciales como funciones trigonométricas y dividir la ecuación 10 sobre la ecuación 11 se obtiene:

$$\tan(\omega \varrho_{\beta_1} H) = \frac{\mu_2 \varrho_{\beta_2}}{i \mu_1 \varrho_{\beta_1}} = \frac{\mu_2 \hat{\varrho}_{\beta_2}}{\mu_1 \varrho_{\beta_1}} \quad (12)$$

$$\text{donde } \varrho_{\beta_2} = \sqrt{\frac{1}{\beta_2^2} - \frac{1}{c^2}} = i \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}} = i \hat{\varrho}_{\beta_2}$$

(Lay y Wallace, 1995)

ϱ_{β_1} tiene una relación similar a ϱ_{β_2} , por lo que la expresión 12 puede escribirse en términos de las propiedades del material como:

$$\tan\left(H\omega \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}\right) = \frac{\mu_2 \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}} \quad (13)$$

(Lay y Wallace, 1995)

Esta ecuación es conocida como la ecuación de dispersión de las ondas Love y establece las relaciones entre las propiedades de los medios con la velocidad de la onda y su frecuencia. Para que la solución sea real, se debe cumplir que $\beta_1 < c < \beta_2$.

La ecuación 13 puede tener múltiples soluciones como se muestra en la Figura 17 donde se presenta la solución gráfica para ambos lados de la ecuación. En color azul se muestra la función tangente que es periódica, y en color verde con línea punteada se muestra el lado derecho de la expresión 13. Para la tangente se considera $y = H \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}$ por lo tanto la función se grafica como $\tan(\omega y)$. Cada punto en el que las curvas se cruzan es una solución de la ecuación de dispersión para un valor determinado de ω .

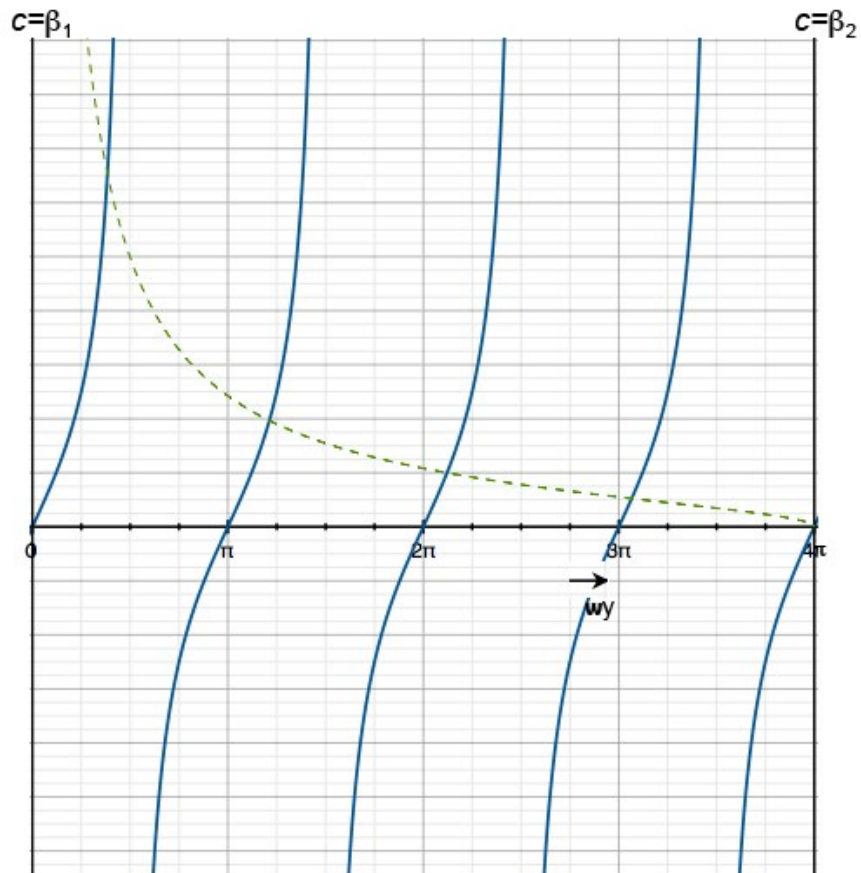


Figura 17 Ejemplo de una solución gráfica para la ecuación 13. Cada intersección entre curvas representa una solución correspondiente a parámetros del material preestablecidos. Para cada valor de ω se tiene un número finito de soluciones. Las primeras soluciones tienen valores de c más cercanos a β_1 mientras que las últimas soluciones tienen valores próximos a β_2 .

Las soluciones de la ecuación 13 se numeran de izquierda a derecha conforme aparecen en el ejemplo de la Figura 17, el número de solución n comienza en $n=0$, a ésta solución se le conoce como modo fundamental (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Stein y Wysession, 2003), mientras que se denomina sobretonos o modos altos a los siguientes valores de n los cuales representan oscilaciones horizontales en el trayecto de la onda que dividen a la capa de material según la dirección del desplazamiento en diferentes capas asociadas a los nodos del desplazamiento horizontal V_2 a lo largo del trayecto de la onda SH.

2.1.3 Ondas Rayleigh en una capa de fluido sobre un semi-espacio.

La Figura 18 muestra la geometría para el caso de una capa de agua sobre un semi-espacio, para el cual se puede derivar la ecuación de dispersión de las ondas Rayleigh.

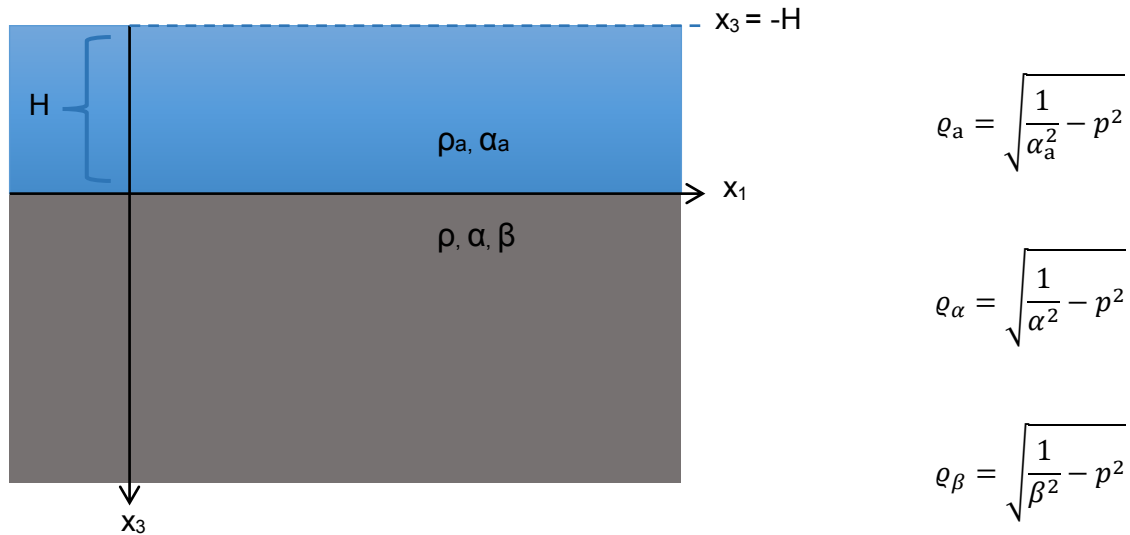


Figura 18 Geometría de una capa de agua sobre un semi-espacio, con los parámetros de densidad, velocidad de ondas P y ondas S correspondientes. Dado que en el agua no se transmiten las ondas de corte no se considera el parámetro β_a para la capa de agua. Al lado derecho las expresiones para las lentitudes verticales aparentes respectivas. Modificado de Lay y Wallace (1995).

H es el espesor de la capa de agua, la superficie libre se encuentra en $x_3 = -H$ y $x_3 = 0$ es donde se encuentra la interface entre la capa de agua y el semi-espacio. Se asume que los movimientos en la capa de agua son producidos solo por las ondas P que suben y bajan en esta, ya que las ondas S no se transmiten en el agua. Por ello se contará con un potencial en la capa de agua y dos para el sólido de la forma:

$$\phi_a = A_a^+ e^{i\omega(px_1 - q_a x_3 - t)} + A_a^- e^{i\omega(px_1 + q_a x_3 - t)} \quad (14)$$

$$\phi = A e^{i\omega(px_1 + q_\alpha x_3 - t)} \quad (15)$$

$$\psi = B e^{i\omega(px_1 + q_\beta x_3 - t)} \quad (16)$$

(Lay y Wallace, 1995)

A_a^+ y A_a^- son las amplitudes de las ondas que suben y bajan respectivamente en la capa de agua donde no existen esfuerzos de corte, la condición de superficie libre $\sigma_{33} = 0$ se encuentra en $x_3 = -H$, la frontera entre la capa y el semi-espacio ubicada en $x_3 = 0$ brinda la condición de continuidad para el desplazamiento u_3 y la componente del esfuerzo σ_{33} mientras que $\sigma_{13} = 0$. Para este caso no se considera la continuidad de u_1 en $x_3 = 0$.

Aplicando la condición de superficie libre se tiene:

$$A_a^+ = -A_a^- e^{-2i\omega\varrho_a H} \quad (17)$$

(Lay y Wallace, 1995)

Usando la expresión 17 en la condición de continuidad para u_3 en la interface se llega a la siguiente expresión:

$$2A_a^+ \varrho_a e^{i\omega\varrho_a H} \cos(\omega\varrho_a H) = A\varrho_\alpha + Bp \quad (18)$$

(Lay y Wallace, 1995)

De la continuidad de σ_{33} se tiene:

$$-2i\rho_a e^{i\omega\varrho_a H} \sin(\omega\varrho_a H) = A(\rho\alpha^2\varrho_\alpha^2 + \lambda p^2) + 2B\mu p\varrho_\beta \quad (19)$$

(Lay y Wallace, 1995)

Y de $\sigma_{13} = 0$

$$2Ap\varrho_\alpha + B(p^2 - \varrho_\beta^2) = 0 \quad (20)$$

(Lay y Wallace, 1995)

Las expresiones 18, 19 y 20 forman un sistema de ecuaciones que relaciona la velocidad de las ondas Rayleigh con la frecuencia y con las amplitudes de los potenciales. Continuando con la lógica descrita en el apartado 2.1.3 una solución útil que no sea la trivial se obtienen al hacer cero el determinante del sistema y con un poco de álgebra la expresión que se deriva es:

$$\tan\left(H\omega\sqrt{\frac{1}{\alpha_a^2}-\frac{1}{c^2}}\right) = \frac{\rho_a\beta^4\sqrt{c^2/\alpha_a^2-1}}{\alpha\rho c^4\sqrt{1-c^2/\alpha^2}} \times \left[\left(4\sqrt{1-c^2/\alpha^2}\sqrt{1-c^2/\beta^2}\right) - \left(2-\frac{c^2}{\beta^2}\right)^2 \right] \quad (21)$$

(Lay y Wallace, 1995)

Esta ecuación proporciona la relación de dispersión de las ondas Rayleigh para el caso establecido y al igual que con las soluciones para las ondas de Love existirá el modo fundamental y los sobretonos en la capa de agua ya que para cada frecuencia se tendrá un número finito de velocidades que brinden solución a la ecuación de dispersión. Cabe mencionar que para longitudes de onda muy grandes las ondas Rayleigh no detectan la capa de agua. Las longitudes de onda que cumplen con esta característica son de la forma $\Lambda = 2\pi/k$, donde $k = \omega\sqrt{1/\alpha_a^2 - 1/c^2}$, sin embargo, bajo la condición de que las velocidades $\alpha_a < c < \beta < \alpha$ se cumple que las ondas son evanescentes en el semi-espacio (Lay y Wallace, 1995).

2.2 Principio de interferometría de ruido sísmico

Se le llama ruido sísmico al registro temporal continuo del desplazamiento del terreno que es generado por una fuente que no es identificable, por lo que no contiene eventos sísmicos como un terremoto o una explosión. Sin embargo, queda superpuesto en todos los datos sísmicos registrados (Curtis *et al.*, 2006; Gaité, 2013). Este ruido sísmico consiste en campos de ondas sísmicas difusas que se reflejan y refractan en las mismas estructuras del subsuelo que las ondas excitadas por fuentes activas (Curtis *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2007).

La respuesta del medio a un pulso es llamada función de Green en honor a Matemático George Green quien en 1828 introdujo el uso de respuestas de impulso en representaciones de campo (Wapenaar *et al.*, 2010). Esta respuesta a una fuente impulsiva se puede extraer del ruido sísmico ambiental mediante la correlación cruzada asumiendo que las fuentes de dicho ruido están uniformemente distribuidas (Shapiro y Campillo, 2004; Gerstoft *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2007). La interferometría de ruido sísmico trata

de encontrar información coherente sobre la estructura de la Tierra a partir de la correlación cruzada de registros sísmicos entre dos estaciones receptoras, es decir, encontrar la función de Green entre estas estaciones (Curtis *et al.*, 2006; Wapenaar *et al.*, 2010; Gaité, 2013).

2.2.1 Interferometría de ondas sísmicas en 1D

El caso más sencillo de explicar es el análisis de la interferometría en 1D de una onda directa que se ilustra en la Figura 19, en donde se supone que una onda plana se propaga con una velocidad constante c en un medio elástico y homogéneo.

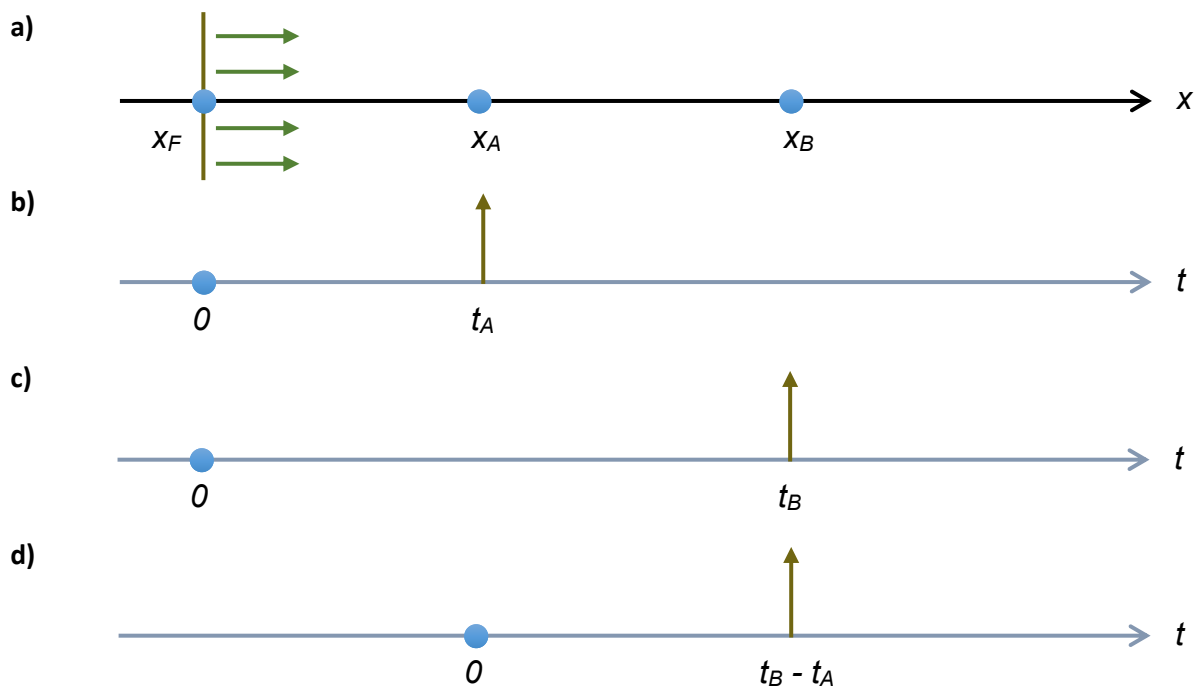


Figura 19 Ejemplo de interferometría de onda directa en 1D. a) Una fuente impulsiva situada en $x = x_F$ emite una onda plana en un tiempo $t = 0$, la cual se desplaza hacia la derecha a lo largo del eje x . b) La respuesta o función de Green que observa un receptor en x_A . c) Al igual que en el inciso b) con el receptor situado en x_B . d) Respuesta observada en x_B de una fuente en x_A obtenida mediante la correlación cruzada de las respuestas en b) y en c). Modificado de Wapenaar *et al.* (2010).

En la Figura 19 a) la onda es radiada por una fuente impulsiva ubicada sobre el eje x en la posición x_F a un tiempo $t = 0$. La onda plana se propaga hacia la derecha sobre el eje x en dirección de dos receptores ubicados en las posiciones x_A y x_B respectivamente. Posteriormente en la Figura 19 b) se muestra la

respuesta impulsiva que es registrada por el receptor en x_A en función del tiempo. Se denotará a esta respuesta como $G_{AF}(t)$, que hace referencia a una función de Green entre un receptor A y una fuente F asociada a un tiempo t (Wapenaar *et al.*, 2010).

La distancia recorrida sobre la velocidad de desplazamiento de la onda indicará el tiempo en que la respuesta impulsiva asociada a la función Green es registrada. Para el inciso b) de la Figura 19 sería $t_A = (x_A - x_F)/c$ de la misma forma en el inciso c) se tendría $t_B = (x_B - x_F)/c$. De esta manera se puede vincular a la función de Green para ambos receptores con una función delta de Dirac de la forma $G_{AF}(t) = \delta(t - t_A)$ y $G_{BF}(t) = \delta(t - t_B)$ respectivamente.

Para el caso del inciso d) de la Figura 19 se observa un impulso producto de la correlación cruzada entre los registros de los receptores en x_A y x_B . Para esta correlación el tiempo significativo es el que transcurre entre el registro de la respuesta en x_A y el registro de la respuesta en x_B de la forma $t_B - t_A = (x_B - x_A)/c$ por lo que se puede concluir que la correlación entre x_A y x_B es una función de Green de la forma $G_{BA}(t)$ de donde se tiene que la respuesta observada en x_B proviene de una fuente ubicada en x_A . De estas relaciones también se puede observar que al conocer el tiempo y la distancia el valor de la velocidad de propagación de la onda c se puede calcular por lo que no es necesario conocerlo previamente. De la misma manera al correlacionar los datos de dos estaciones una se convierte en la fuente virtual de lo que observa la otra por lo que la posición real de la fuente x_F y el tiempo absoluto en el que fue emitida la onda t_F tampoco requieren ser conocidos previamente.

De manera más formal Wapenaar *et al.*, (2010) establece que es posible definir a la correlación cruzada como una convolución entre dos funciones de la forma:

$$\begin{aligned} G_{BF}(t) * G_{AF}(-t) &= \int_{-\infty}^{\infty} G_{BF}(t + \tau) \cdot G_{AF}(\tau) d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t + \tau - t_B) \delta(\tau - t_A) d\tau \\ &= \delta(t - (t_B - t_A)) = \delta\left(t - \frac{(x_B - x_A)}{c}\right) = G_{BA}(t) \end{aligned} \quad (22)$$

En donde se demuestra que el resultado de convolucionar estas dos respuestas es la función de Green entre los receptores en x_A y x_B que es la razón por la cual también se le conoce como “obtención de la función de Green” a la interferometría sísmica (Wapenaar *et al.*, 2010).

Para el caso en que la fuente emite una ondícula en lugar de un impulso la respuesta registrada en cada receptor sería la convolución de la función de Green con la función de la fuente $f(t)$, pudiéndola reescribir de la forma $u_A(t) = G_{AF}(t) * f(t)$ y $u_B(t) = G_{BF}(t) * f(t)$ respectivamente, obviando a F en el subíndice por simplicidad. Entonces de la ecuación 22 se tiene:

$$G_{BA}(t) * F(t) = u_B(t) * u_A(-t) \quad (23)$$

(Wapenaar *et al.*, 2010)

En esta ecuación $F(t) = f(t) * f(-t)$ que es la autocorrelación de la función de la fuente. Bajo este principio, Wapenaar *et al.* (2010), demuestran que para dos fuentes de ruido donde el campo de ondas de una se desplaza a la derecha hacia los receptores y el campo de ondas de la otra se desplaza a la izquierda también hacia los receptores, la correlación de las respuestas en x_A y en x_B da como resultado la suma de la función de Green entre los receptores y su versión inversa en el tiempo convolucionada con la autocorrelación del ruido quedando:

$$[G_{BA}(t) + G_{BA}(-t)] * F_R(t) = \langle u_B(t) * u_A(-t) \rangle \quad (24)$$

(Wapenaar *et al.*, 2010)

donde $F_R(t)$ es la autocorrelación del ruido, y los corchetes $\langle \cdot \rangle$ representan el promedio del conjunto.

2.3 El espectro de correlación y la velocidad de fase

La transformada de Fourier de la correlación cruzada de dos funciones en el dominio del tiempo es igual al producto de la transformada de Fourier de la primera función por el complejo conjugado de la transformada de Fourier de la segunda función quedando:

$$cc_{BA}(t) = u_B(t) * u_A(-t) \quad (25)$$

$$\mathcal{F}[cc_{BA}(t)] = \mathcal{F}[u_B(t)] \mathcal{F}[u_A(-t)]$$

$$CC_{BA}(\omega) = U_B(\omega) \cdot U_A^*(\omega)$$

Esta es una propiedad que la hereda de la convolución al cambiar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. A la correlación en el dominio de la frecuencia se le conoce como espectro de correlación. Dado que la correlación es una medida de la similitud entre dos señales también es común que se les llame coherencia, generalmente al normalizarlas.

En 1957 el sismólogo Keiiti Aki establece las bases para la interferometría de ruido sísmico al desarrollar su método de autocorrelación espacial (SPAC por sus siglas en inglés) para microtemores, en donde relaciona el espectro de ondas en el espacio y en el tiempo según las propiedades del medio en el cual se propagan. Así mismo mediante el análisis de fases, muestra que es posible asociar una función de Bessel con la función de correlación espacial entre dos estaciones A y B separadas una distancia r (Aki,1957; Sánchez-Sesma y Campillo, 2006; Prieto *et al.*, 2009) de la siguiente manera:

$$\langle U_A(\omega) \cdot U_B^*(\omega) \rangle = |F(\omega)|^2 J_0(kr) \quad (26)$$

(Prieto *et al.*, 2009)

donde los corchetes $\langle \cdot \rangle$ representan el promedio del conjunto, $U_A(\omega)$ y $U_B(\omega)$ son los movimientos del suelo en el dominio de la frecuencia angular ω registrados por las estaciones A y B, * indica complejo conjugado, $|F(\omega)|^2$ es la densidad espectral promedio del campo, J_0 es la función de Bessel de primer tipo y orden cero (Sánchez-Sesma y Campillo, 2006), y k es el número de onda.

Partiendo de este punto Prieto *et al.* (2009), proponen que es posible utilizar un método de inversión para extraer la dispersión de velocidad de fase de las correlaciones de ruido sísmico de las ondas Rayleigh, asociando la parte real de la coherencia (γ) con una función de Bessel de orden cero (J_0) de la siguiente forma:

$$\mathcal{Re} [\gamma(f, r)] = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right) \quad (27)$$

(Prieto *et al.*, 2009)

donde \mathcal{Re} indica que se toma la parte real, f es la frecuencia, r es la distancia entre estaciones y $c(f)$ es la velocidad de fase. Para esta relación el residual se calcula como:

$$\varepsilon(f) = \mathcal{Re} [\gamma(f, r)]_{obs} - J_0 \left(\frac{2\pi f r}{c(f)} \right) \quad (28)$$

(Prieto *et al.*, 2009)

en donde el subíndice *obs* hace referencia al valor observado. De estas ecuaciones se puede apreciar que al obtener valores observados de la coherencia y conocer la distancia entre estaciones es posible encontrar valores de velocidad que satisfagan la relación para una frecuencia dada generando una curva de dispersión para velocidades de fase.

Capítulo 3. Metodología

3.1 Obtención de los datos

Los datos para este estudio fueron obtenidos de la base de datos de la red RESBAN de 8 estaciones situadas en la región norte del GoC como se muestra en la Figura 20. Estos archivos abarcan un periodo de grabación de 92 días comprendido por los meses de octubre, noviembre y diciembre del 2018.

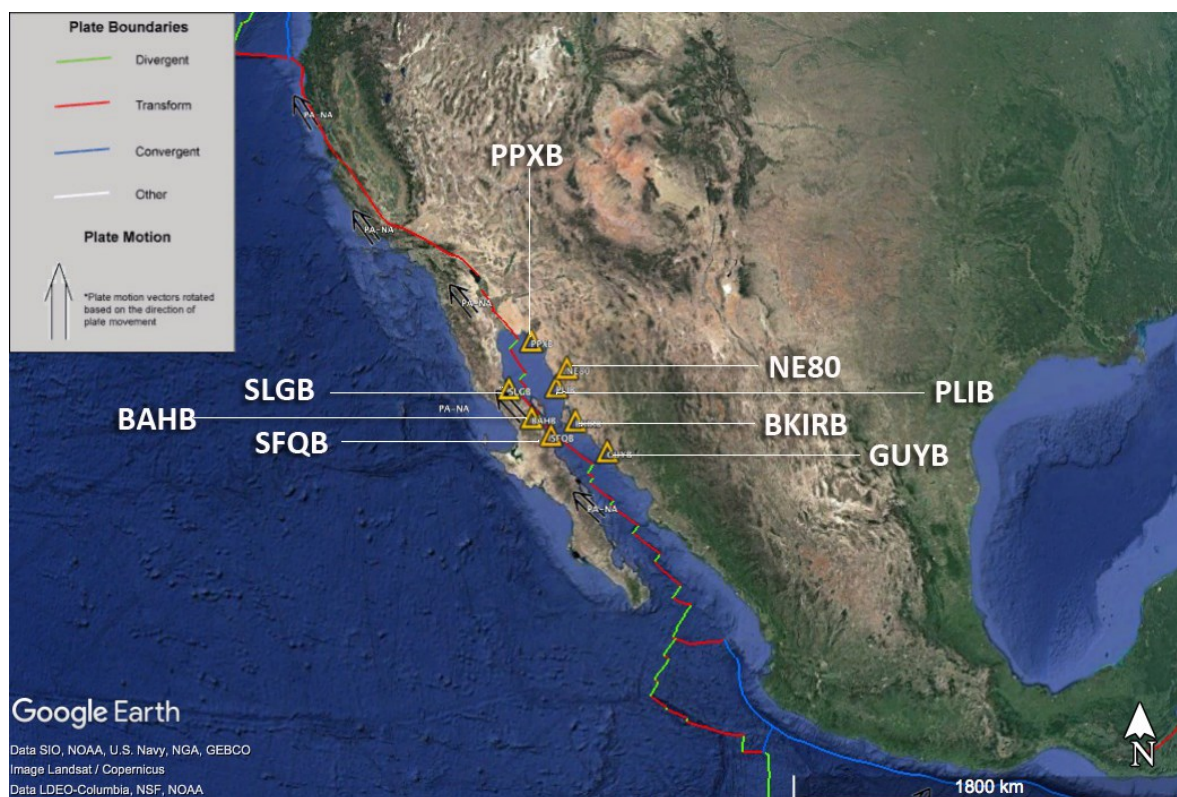


Figura 20 Ubicación de las estaciones sísmicas (triángulos) de RESBAN en la zona norte del Golfo de California. Los nombres de las estaciones aparecen en letras blancas. Las fronteras entre placas son distinguidas por una línea de colores según el tipo de interacción en el límite: divergente (verde), transformante (rojo), convergente (azul). La Flecha negra indica la dirección del movimiento relativo de la placa del Pacífico respecto a la placa Norteamericana. Modificado de USGS (2020).

Las estaciones utilizadas fueron las localizadas en Bahía de los Ángeles (BAHB), Bahía de Kino (BKIRB), Guaymas (GUYB), Caborca (NE80), Puerto Libertad (PLIB), Puerto Peñasco (PPXB), San Francisquito (SFQB) y San Luis Gonzaga (SLGB). El rango de distancias entre estaciones varía desde los 73 km entre las estaciones NE80 y PLIB, hasta 466 km entre GUYB y PPXB. Cada estación cuenta con un sensor

y un digitalizador con una respuesta en frecuencia aproximadamente constante de 0.01 Hz a 50 Hz (0.01 s a 100 s), como se muestra en la Figura 21, a una razón de muestreo de 100 mps.

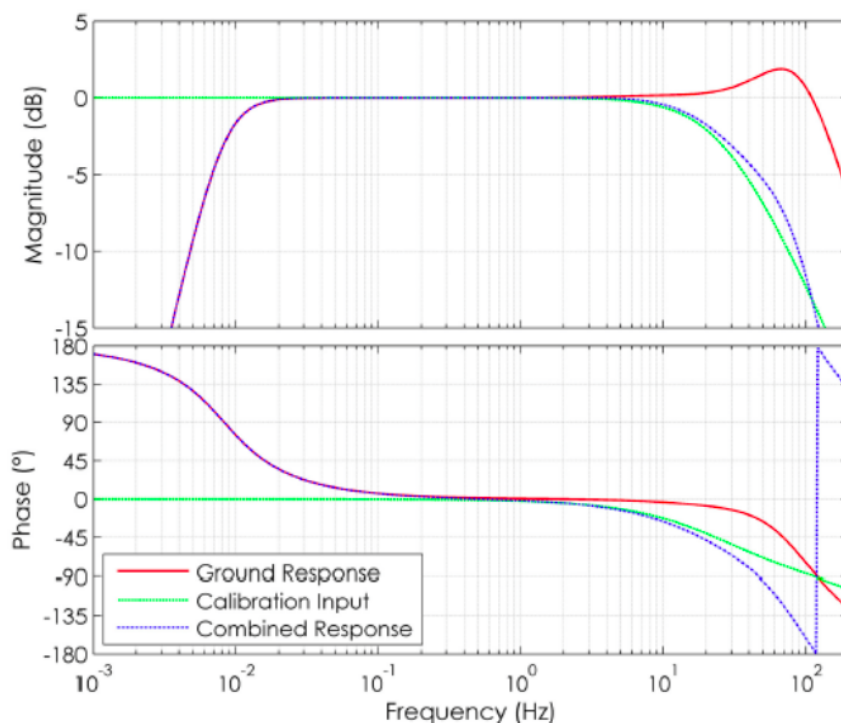


Figura 21 Ejemplo de Grafica de Bode para el sismómetro Trillium 120Q/QA. Proporcionado por el equipo técnico de RESBAN.

Para el año de recolección de los datos se contaba con sensores Trillium y digitalizador Centauro en estaciones BKIRB, PLIB, PPXB, SFQB y SLGB; sensores Streckeisen y digitalizador Reftek en las estaciones BAHB, GUYB; y sensor Guralp y digitalizador Reftek en la estación NE80.

Para poder utilizar los datos de las grabaciones se procesaron los datos crudos para homogeneizar los formatos de archivos sin alterar el dato crudo, debido a que cada tipo de instrumento almacena los datos en un formato diferente.

3.2 Cálculo de correlaciones cruzadas de ruido sísmico

El proceso de obtención de las correlaciones cruzadas constó de varios pasos que se describen a continuación. Primero se obtuvieron los registros de velocidad de cada estación en paquetes de 60 minutos de grabación con 360,000 muestras cuidando que el tiempo de inicio y fin de cada paquete de datos sea el mismo en todas las estaciones para garantizar la congruencia temporal. Se descartaron los archivos que por diversas razones como fallos en la instrumentación, no contaran con el número de muestras completo ya que estos archivos pueden contener errores que afecten la calidad de las correlaciones.

Posteriormente se aplicó un pre-procesamiento al dato crudo para remover alteraciones artificiales en los datos, como la respuesta instrumental o anomalías debidas a variaciones en el voltaje que pudieran introducir datos corruptos que modifiquen la calidad de las correlaciones. En este caso las frecuencias de interés se encuentran dentro del rango de respuesta plana de los instrumentos (Figura 21) por lo que se consideró innecesario remover la respuesta instrumental ya que posteriormente los datos serían filtrados en la banda de frecuencias deseada.

El primer paso realizado para el preprocesamiento de las trazas consistió en una conversión de unidades de cuentas digitales a unidades físicas, para el caso de velocidad será cm/s. Las cuentas son el dato crudo que graba el dispositivo y el motivo de hacer este cambio de unidades es porque cada instrumento debido a sus características de fábrica posee una relación distinta entre voltajes, cuentas y unidades físicas, por lo que una cuenta no tiene el mismo peso en instrumentos distintos. Los factores de conversión para cada caso fueron proporcionados por el equipo técnico de RESBAN.

El siguiente paso fue la remoción de tendencias en las trazas de una hora comenzando por remover la media para centrar cada traza en cero, ya que por efectos de señales de periodo más grandes a una hora o alguna anomalía en la grabación pudiera estar desplazada toda la información por arriba o por abajo del eje horizontal haciendo que las amplitudes de interés tengan valores alterados. Remover la media no altera la forma de la señal en las distancias de pico a pico y ajusta los datos con una media de cero respecto al eje vertical. Después de remover la media se procede a remover la tendencia de los datos para retirar cualquier alteración en la distribución de los mismos con la finalidad de tener una traza mejor distribuida respecto a la media.

A continuación, se suavizaron los extremos de la señal con una función desvanecedora (taper) cosenoidal para posteriormente hacer un filtrado pasa-banda entre 0.02 y 4 Hz, (0.25 y 50 s) que es la banda de interés y con ello se eliminan todas las señales fuera de ese rango de los datos que pudieran haber obscurecido el ruido sísmico en la banda deseada. De esta manera la correlación entre pares de estaciones estará contemplando datos más uniformes en cuanto a sus características lo que mejorará la calidad de las correlaciones. La Figura 22 muestra los pasos del pre-procesamiento en una traza de datos y el efecto que tiene en el espectro de frecuencias.

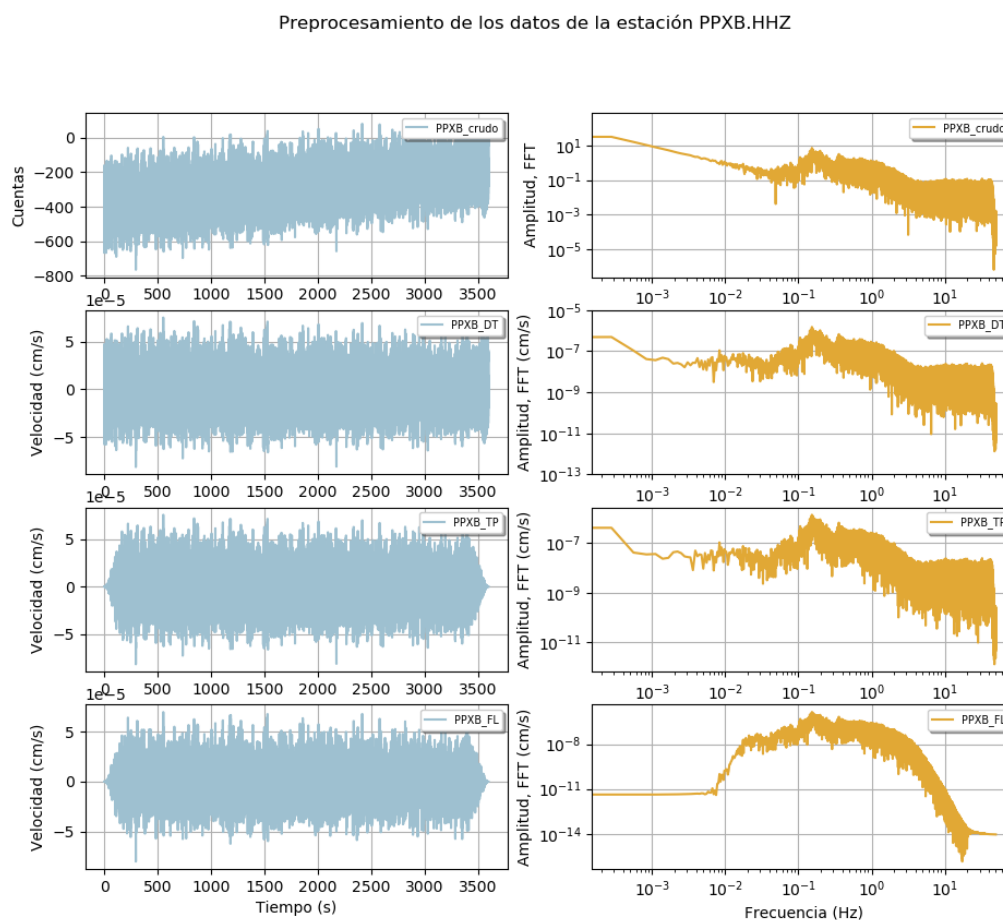


Figura 22 Resultado del pre-procesamiento para una hora de datos de la estación PPXB. Izquierda se muestran los datos en el dominio del tiempo para dato crudo, cambio a unidades físicas y remoción de tendencias, Taper, Filtro pasa-banda de 0.02 a 4 Hz. Derecha, el espectro de frecuencias respectivo en cada paso.

Finalizado el preprocesamiento se comenzó con la etapa de correlación de los datos entre pares de estaciones. En total se generaron 28 pares de estaciones. Cada correlación se normalizó respecto a la desviación estándar lo que permite obtener una interpretación más sencilla entre un rango de -1 a 1 para

todas las correlaciones. Idealmente cada par de estaciones produciría un total de 2,208 correlaciones por los 3 meses, sin embargo, como ya se mencionó, algunos archivos fueron descartados por no contar con datos suficientes por lo que en promedio fueron 2,100 correlaciones por cada par de estaciones. El proceso de correlación genera un archivo con el doble de muestras que los originales, por lo que cada correlación tiene un total de 720,001 muestras.

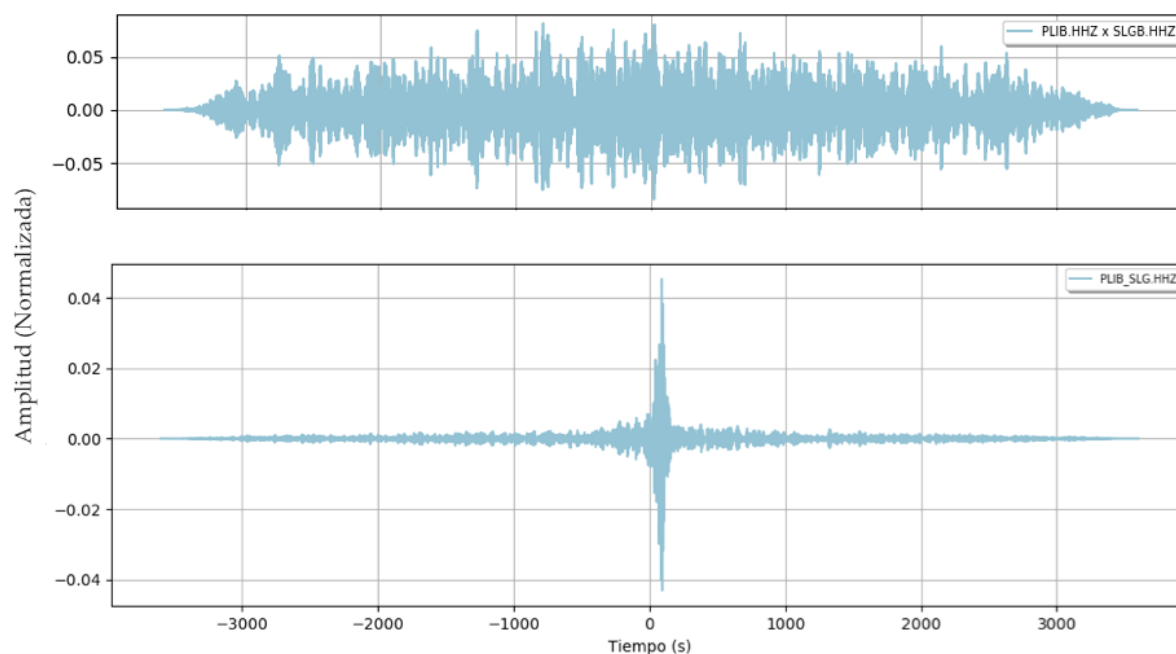


Figura 23 Efecto del apilamiento en las correlaciones entre la estación PLIB y SLG. Superior, correlación de una hora de datos. Inferior, FCR resultado del apilamiento de todas las correlaciones de una hora correspondiente a los 3 meses de grabaciones.

Una sola correlación de ruido sísmico no es muy reveladora por lo que para hacer emerger las coincidencias todas las correlaciones de cada par de estaciones se apilan en una sola y se promedian para obtener una función de correlación de ruido (FCR) asociado a cada par de estaciones. El efecto del apilamiento se muestra en la Figura 23.

3.3 Cálculo de velocidad de fase promedio

Para obtener la curva de dispersión de velocidad de fase promedio se siguió la metodología propuesta por Sadeghisorkhani *et al.* (2018), basada en el método de inversión desarrollado por Prieto *et*

al. (2009), el cual trata de extraer información del espectro de correlación mediante un ajuste por función de Bessel.

Una vez que se obtienen las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones se extrajo la parte real del espectro de cada correlación para emplear la relación descrita en la ecuación 27. Filtrando los espectros de correlación se obtuvo de cada uno la amplitud normalizada a una frecuencia deseada y se organizó según la distancia entre estaciones. Posteriormente se aplicó el método directo para la obtención de velocidades; para ello, para cada frecuencia seleccionada, se calcularon funciones de Bessel en función de la distancia entre estaciones, una para cada velocidad propuesta dentro del rango entre 2 y 5 km/s para ondas superficiales. Siguiendo el criterio establecido por la ecuación 28 se calcularon los diferenciales para cada par de estaciones respecto a la función de Bessel y el vector resultante se minimizó utilizando la norma L2. De esta manera la función de Bessel con el mejor ajuste es la que mejor satisface las correlaciones empíricas y por tanto a partir de ésta se tomó la velocidad asociada con el periodo considerado. En la Figura 24 se muestra el resultado de este procedimiento aplicado para un periodo de 40 s (0.025 Hz).

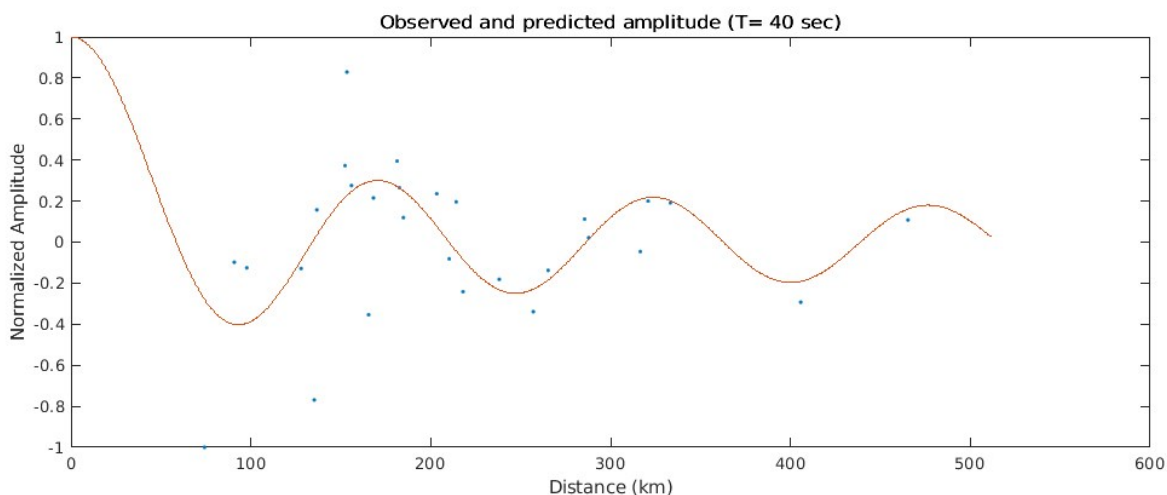


Figura 24 Ajuste de la función de Bessel a la dispersión de amplitudes de frecuencia por distancia. El ajuste se hace para un periodo de 40 s (0.025 Hz) utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani *et al.*, 2018) para Matlab®. Los puntos azules son las amplitudes normalizadas recuperadas de cada espectro de correlación para la frecuencia de 0.025 Hz. En color rojo se muestra la función de Bessel que obtuvo el mejor ajuste.

Este procedimiento se repitió para cada valor del periodo de interés dentro de un rango de 10 a 42 s con incremento de un segundo, lo que resultó en la curva de dispersión de velocidad de fase, como promedio regional, que se muestra en la Figura 25. Como parte del procedimiento, a los resultados se les

aplicó un suavizado para obtener una curva de dispersión más estable con la finalidad de poder usar estos datos para calcular valores de velocidad de ondas P y velocidad de ondas S, así como estimar el espesor promedio de la corteza muestreada.

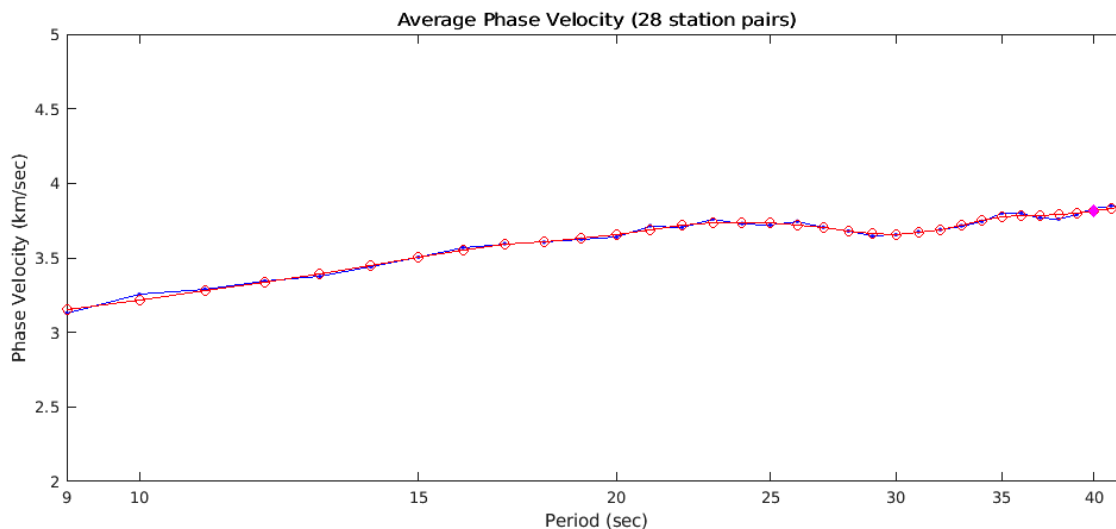


Figura 25 Curva de dispersión de velocidad de fase en función del periodo, obtenida de los ajustes de funciones de Bessel a las amplitudes espectrales de las correlaciones de 28 estaciones. En color azul se muestra la curva original y en color rojo la curva suavizada. El cálculo y la gráfica se realizaron utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani *et al.*, 2018) para Matlab®.

3.4 Cálculo de velocidades de cuerpo promedio y espesor de la corteza muestreada

Empleando la ecuación de dispersión 21 para ondas Rayleigh para el caso de una capa de agua sobre un semi-espacio se buscó obtener la velocidad de onda P (α) y velocidad de onda S (β). En la capa de agua se asume una velocidad $\alpha_a = 1.5$ km/s, una densidad $\rho_a = 1000$ kg/m³ y una altura de columna de agua promedio para la el área de estudio $H = 209.6$ m, proporcionada por el Dr. Manuel López Mariscal (López-Mariscal M., comunicación personal, 30 de marzo del 2020).

Tomando el material del semi-espacio como un sólido de Poisson con una densidad promedio $\rho = 2700$ kg/m³, se realizaron aproximaciones a ambos lados de la ecuación de dispersión 21 utilizando los datos de la curva de dispersión de velocidad de fase observada y bajo la condición $\alpha_a < c < \beta < \alpha$ y con la relación $\beta = \alpha/1.73$. Para esto se empleó un rango de velocidades de α para la corteza entre 5.56 y 8 km/s con el que se probaron cada par de datos relacionados de velocidad de fase y periodo (c, T).

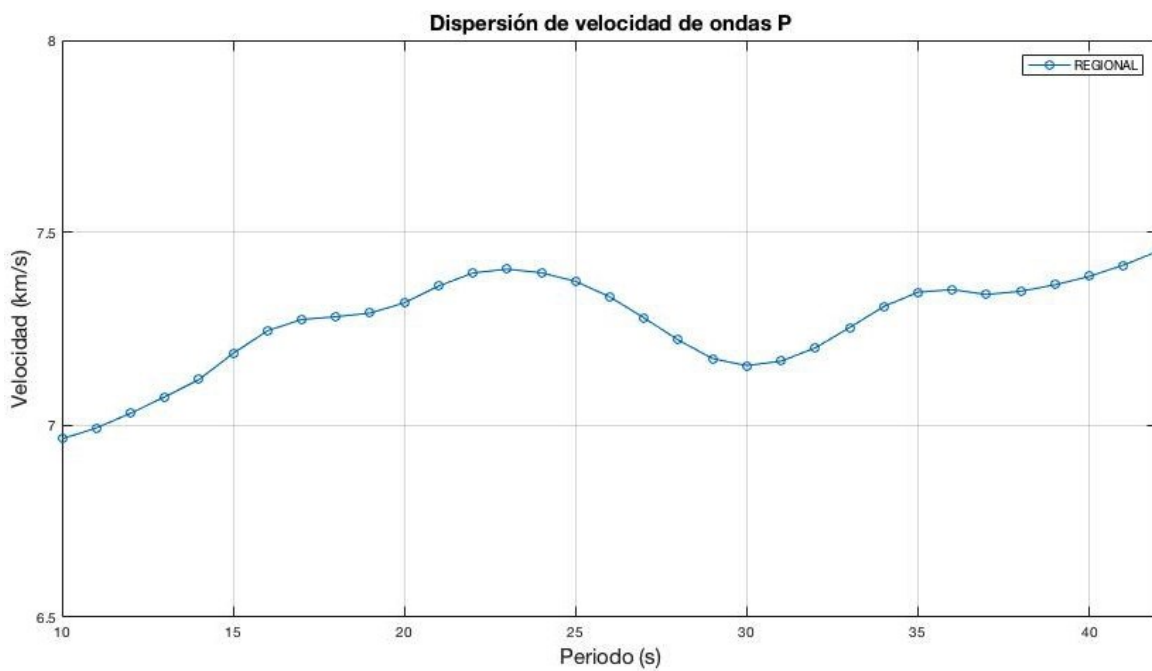


Figura 26 Curva de dispersión de velocidad de onda P obtenida mediante la ecuación de dispersión 21.

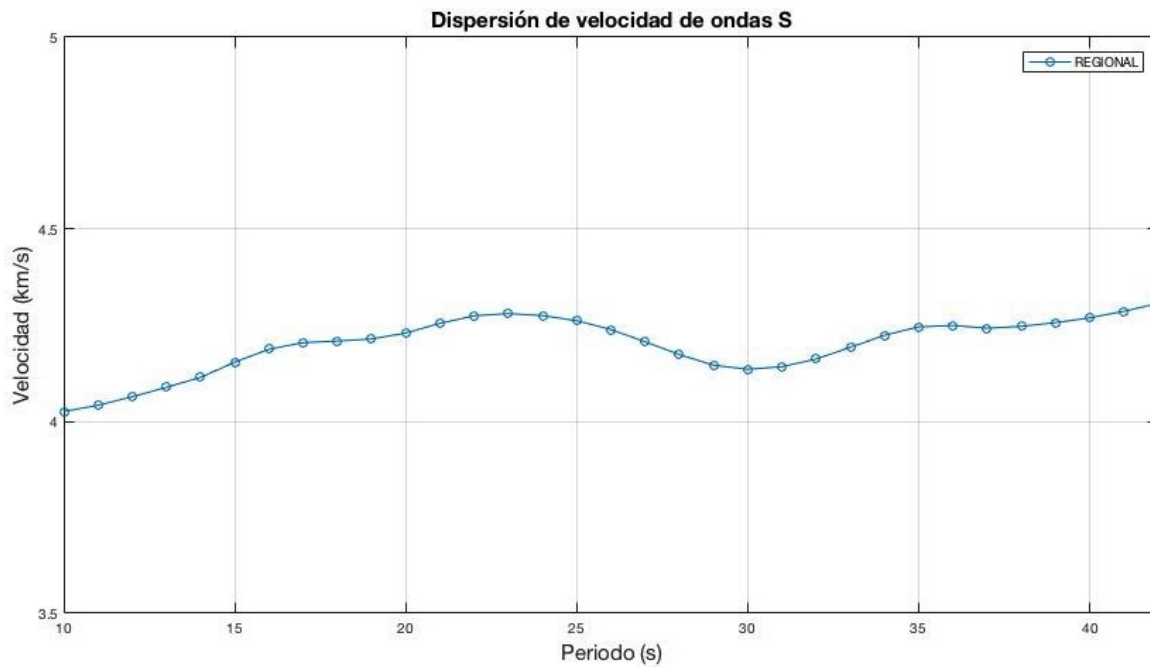


Figura 27 Curva de dispersión de velocidad de onda S asociada a la velocidad de onda P obtenida mediante la ecuación de dispersión 21.

El valor de α que produce la mínima diferencia entre ambos lados de la ecuación es el que se toma en cuenta con su respectiva velocidad β asociada, obteniendo una curva de dispersión para α y para β como se muestra en la Figura 26 y Figura 27 respectivamente. Con esta relación de periodos y velocidades se cumple que las ondas Rayleigh tienen una longitud suficientemente grande para ser insensibles a la capa de agua.

Después de obtener las velocidades para cada periodo, se trabajó nuevamente con la ecuación de dispersión 21 pero ahora considerando una capa de material en lugar de la capa de agua con $\rho_a = \rho/2.5$, $\alpha_a = \beta/2$ para despejar H de la siguiente forma

$$\gamma = \left[\frac{\beta^4 \sqrt{4c^2/\beta^2 - 1}}{(2.5)\alpha c^4 \sqrt{1 - c^2/\alpha^2}} \right] \times \left[\left(4\sqrt{1 - c^2/\alpha^2} \sqrt{1 - c^2/\beta^2} \right) - \left(2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right)^2 \right] \quad (29)$$

$$H = \frac{\tan^{-1}(\gamma)}{\omega \sqrt{\frac{4}{\beta^2} - \frac{1}{c^2}}}$$

Utilizando los valores de velocidades obtenidos previamente se empleó la ecuación 29 para calcular un aproximado del espesor de la corteza muestreado por las ondas Rayleigh.

Capítulo 4. Resultados

Aplicando la metodología que se explica en el capítulo 3 se organizaron 3 áreas de estudio según el trayecto de las correlaciones entre pares de estaciones. 1) Se determinó como regional al área comprendida por el total de 28 correlaciones, 2) el área del golfo consta de 15 correlaciones entre estaciones que cruzan el GoC y 3) el área del continente consta de 10 correlaciones en las costas de Sonora.

Considerando la distancia vertical a la superficie a la que el movimiento elíptico de las ondas Rayleigh cambia con la profundidad perdiendo sensibilidad, se puede estimar un rango de penetración de 5.7 a 22 km para la banda de periodos utilizado de 10 a 42 s. Las longitudes de onda para estos periodos varían de 28 a 111 km aproximadamente y la distancia entre estaciones que, como se ha mencionado, también varía de 74.4 a 466.1 km permite tener una cobertura aceptable para el rango de longitudes de onda.

4.1 Velocidades promedio y espesor de corteza para el caso regional

En la Figura 28 se puede observar el mapa con el total de correlaciones entre pares de estaciones, cada una marcada con una línea roja. Como ya se ha mencionado para el caso regional se consideraron el total de las 28 correlaciones, cada una de las cuales representa el promedio de todas las combinaciones de ventanas de tiempo para cada par de estaciones, a partir de las cuales se determinó la velocidad de fase promedio (Figura 25) y posteriormente se calcularon las velocidades promedio α y β . Las tres curvas de dispersión de velocidad se muestran en la Figura 29.

Los residuales obtenidos del ajuste de la función de Bessel para determinar la velocidad de fase se muestran en la Figura 30 en función del periodo. Se puede apreciar un comportamiento irregular de los residuales mostrando mayor dispersión a periodos cortos en contraste con una aparente estabilidad en el comportamiento de los residuales a periodos mayores a los 23 s.

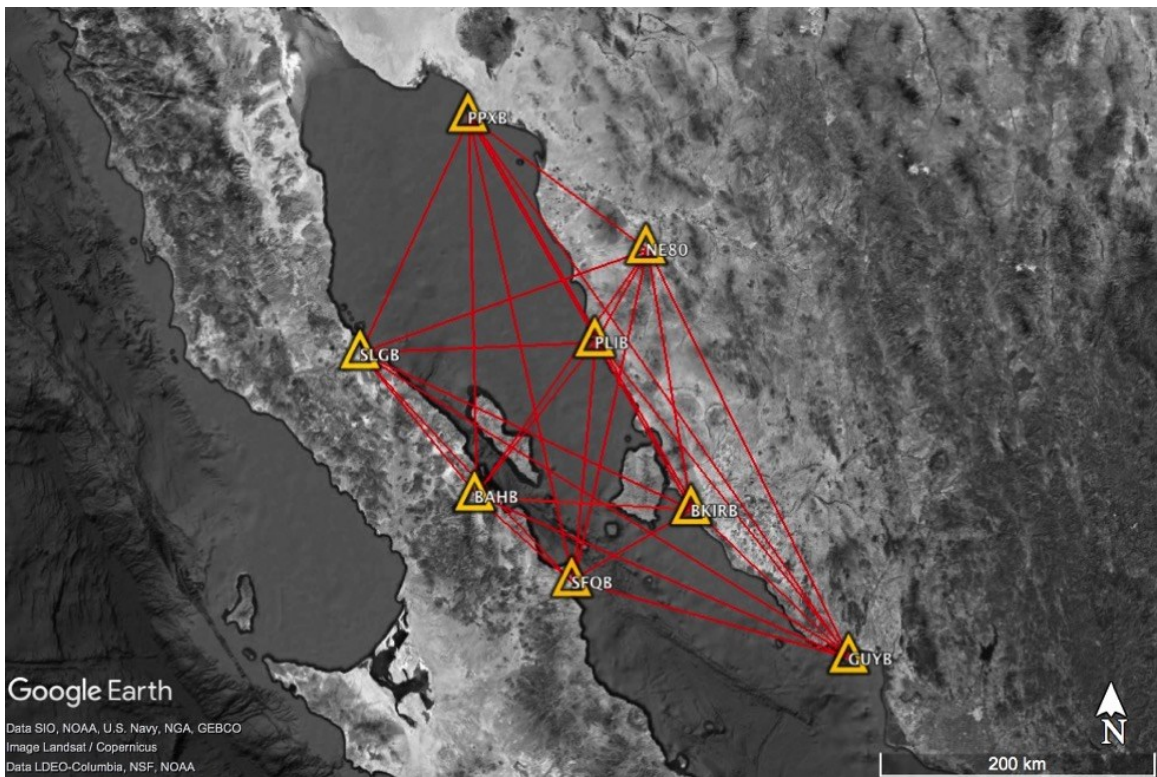


Figura 28 Mapa de la región con el total de 28 correlaciones. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.

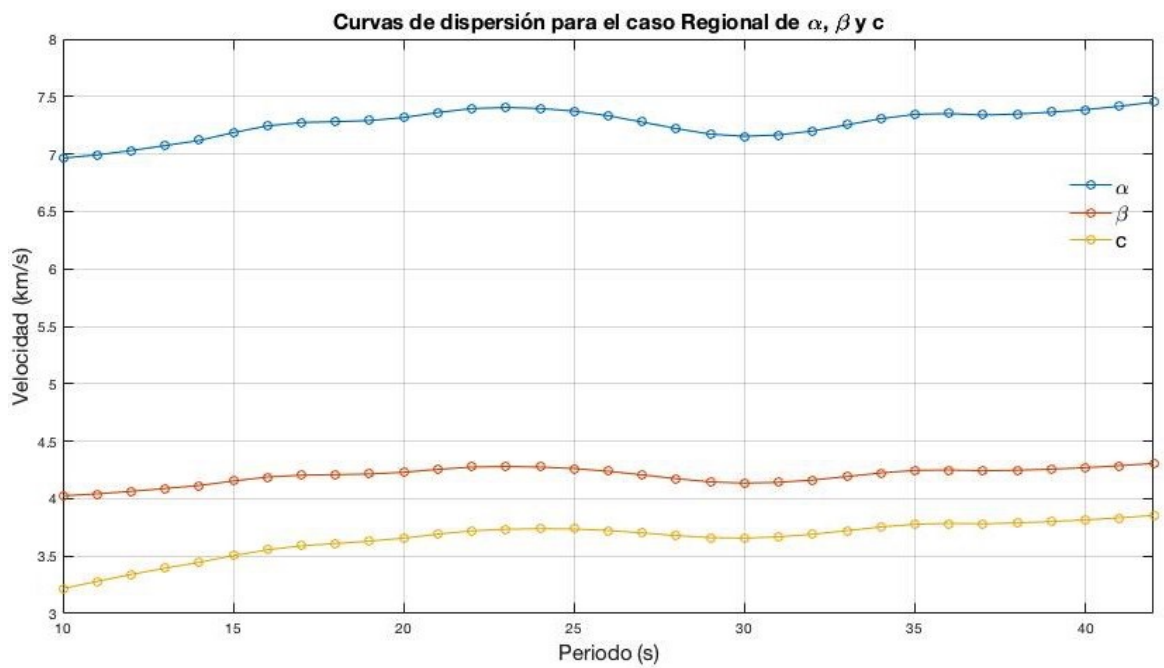


Figura 29 Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas para el caso regional. Figuras 25 a 27.

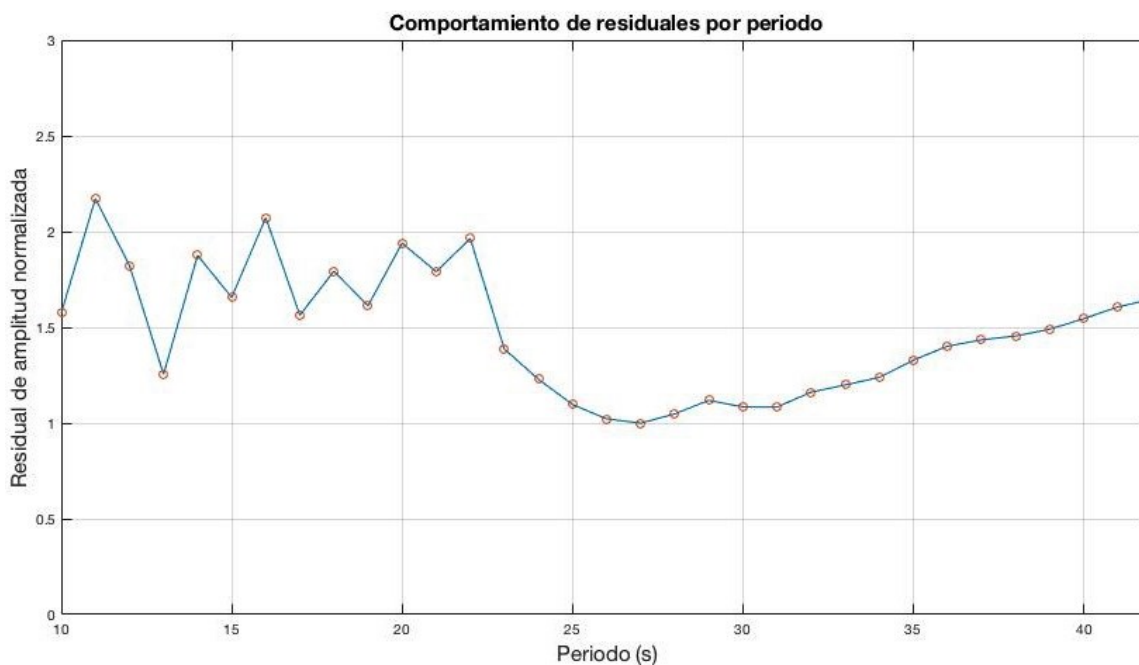


Figura 30 Comportamiento de los residuales obtenidos del ajuste de la función de Bessel, en función del periodo para el caso regional.

Con los datos de las curvas de dispersión de velocidad (Figura 29) se estimó un promedio de velocidades de cuerpo de $\alpha = 7.27 \text{ km/s}$ y $\beta = 4.20 \text{ km/s}$ así como un espesor de corteza promedio para el área de estudio de aproximadamente 13 km . La relación de datos obtenidos se puede consultar en la Tabla A.1 de los Anexos.

4.2 Velocidades promedio y espesor de la corteza para el área del golfo

Para este caso solo se tomaron en cuenta las correlaciones de los 15 pares de estaciones cuyas líneas de unión atravesen principalmente el GoC, las cuales se pueden observar como líneas en color rojo sobre el mapa de la Figura 31.

Partiendo de estas correlaciones se extrajo la curva de dispersión para velocidades de fase con la que posteriormente se calcularon las dispersiones de velocidades de ondas de cuerpo. Estos resultados se muestran en la Figura 32 en la que se pueden apreciar ligeras variaciones con respecto a las curvas de la Figura 29 para el caso Regional.

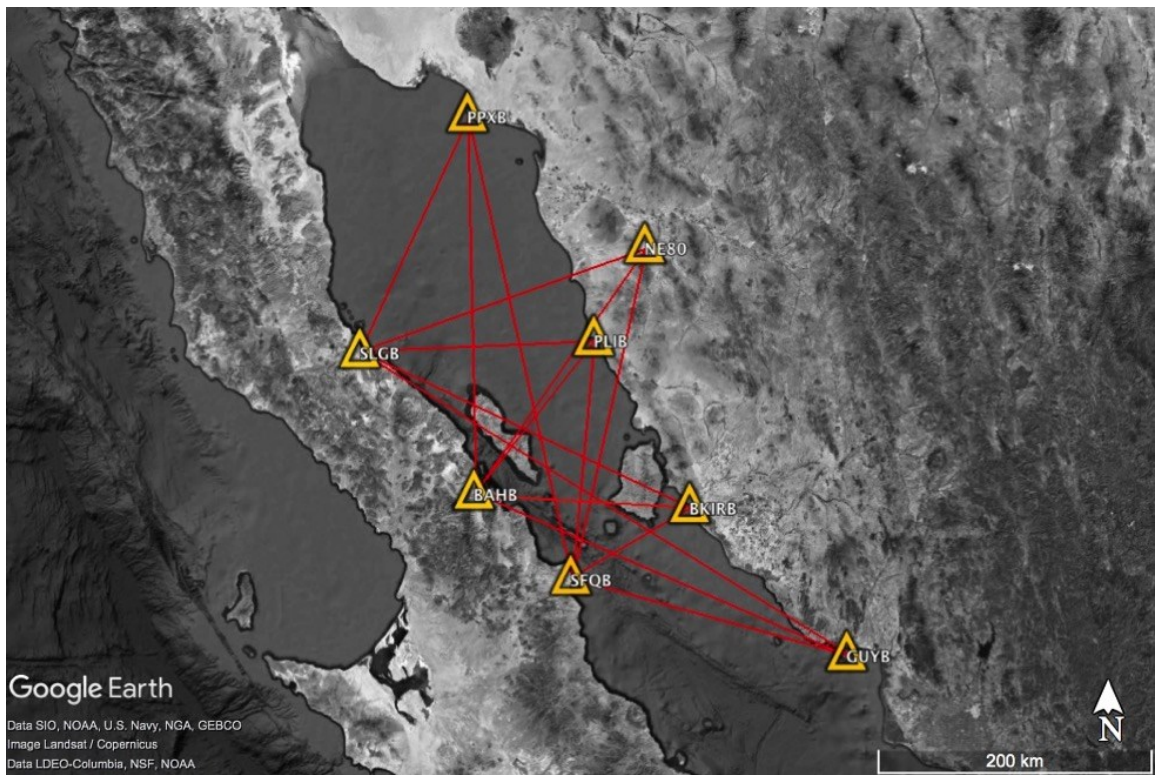


Figura 31 Mapa con las 15 correlaciones que atraviesan el GoC. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.

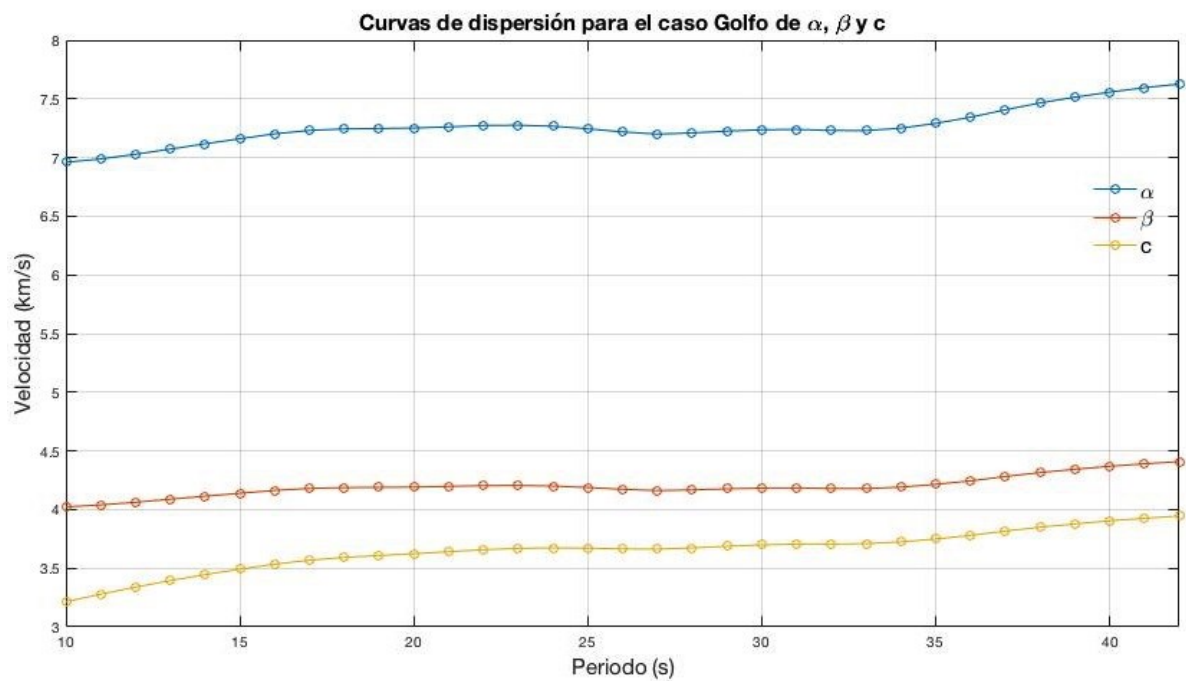


Figura 32 Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas a partir de 15 correlaciones para el caso Golfo.

El comportamiento de los residuales de amplitud del ajuste de la función de Bessel para el cálculo de velocidades de fase promedio en el área del golfo se muestra en la Figura 33. Los residuales para este caso presentan un comportamiento particularmente variable en todos los periodos, sin embargo cada uno de estos datos es el mejor ajuste para la función de Bessel respecto a los datos observados en esta área.

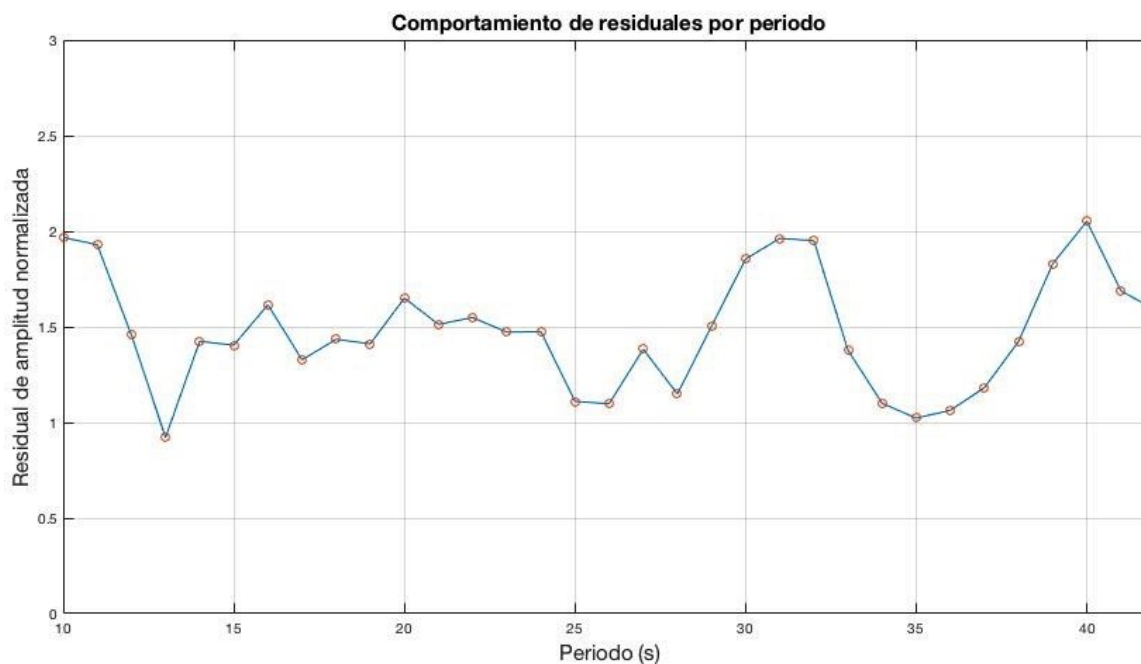


Figura 33 Comportamiento de los residuales en función del periodo para el área del Golfo.

De las relaciones de velocidades mostradas en la Figura 32 se calculó una velocidad promedio de onda P, $\alpha = 7.26 \text{ km/s}$, una velocidad promedio de onda S, $\beta = 4.20 \text{ km/s}$, y un espesor promedio de la corteza de $H = 12.97 \text{ km}$. La relación de los datos obtenidos se puede consultar en la Tabla A.2 de los Anexos.

4.3 Velocidades promedio y espesor de corteza para el área del continente

El área continente queda definida por las 10 correlaciones que se observan en la Figura 34 y a partir de las cuales se obtuvieron las curvas de dispersión que se muestran en la Figura 35.

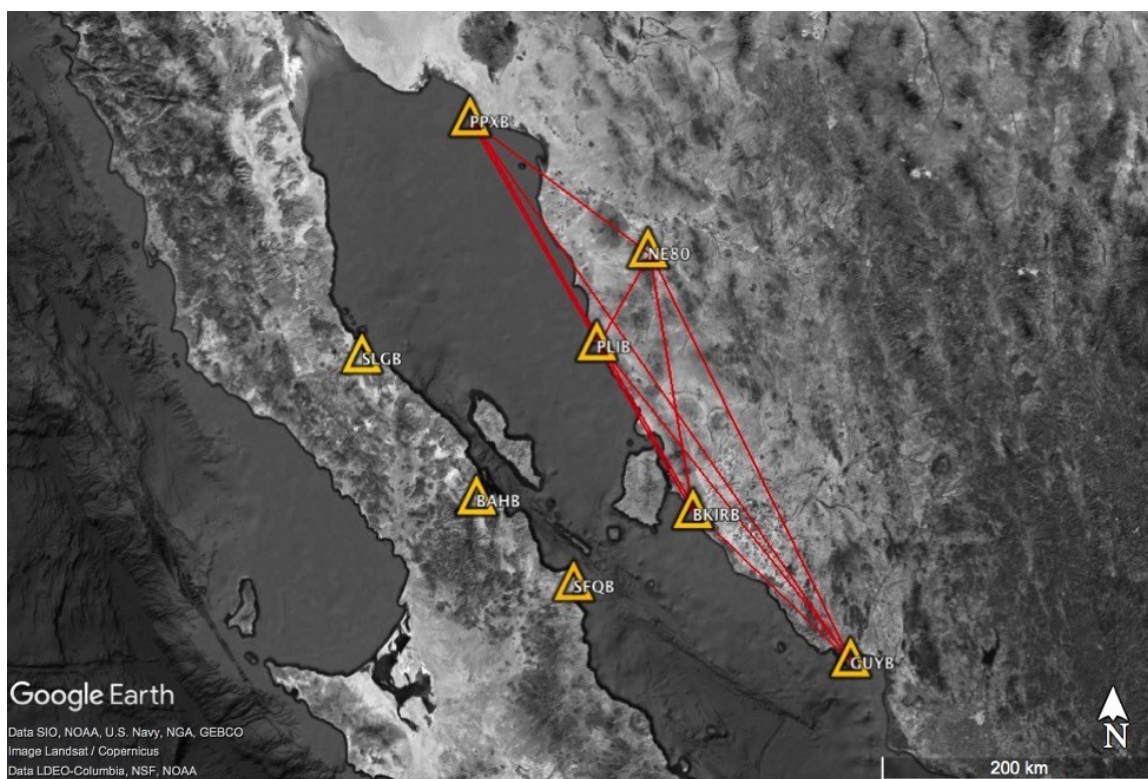


Figura 34 Mapa con las 10 correlaciones en las costas de Sonora que constituyen el área del continente. Los triángulos amarillos señalan la ubicación de las estaciones sísmicas. Las líneas rojas representan las correlaciones entre estaciones.

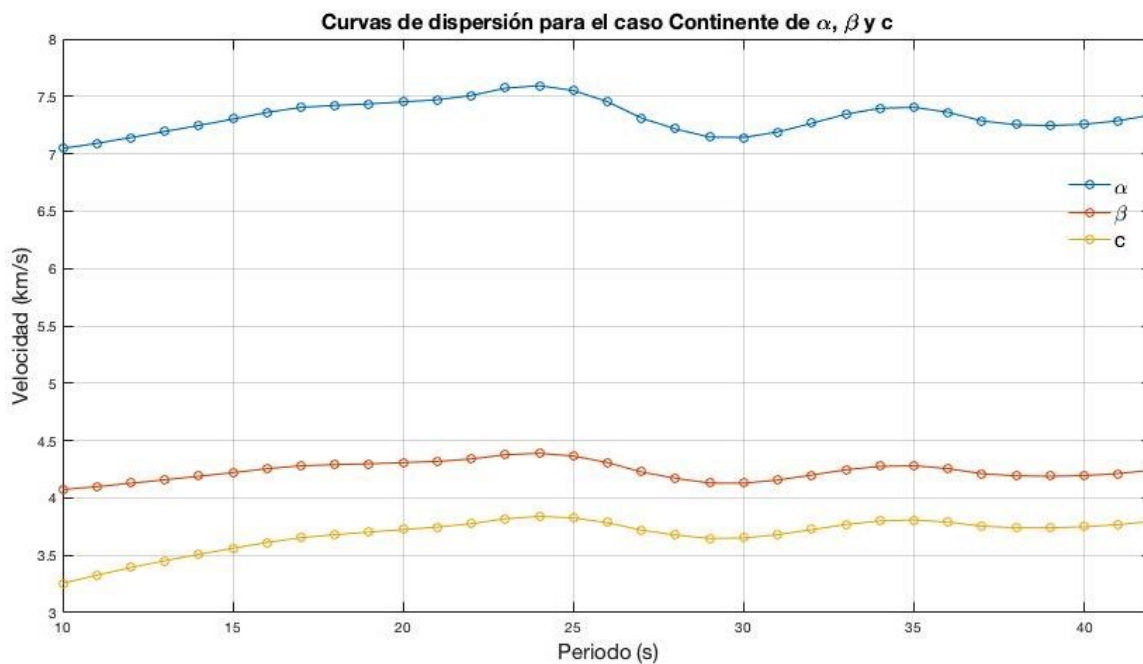


Figura 35 Curvas de dispersión de las velocidades α , β y c obtenidas a partir de 10 correlaciones para el caso Continente.

En la Figura 35 se aprecian algunas ligeras variaciones con respecto a las curvas de dispersión de los casos anteriores (Figuras 29 y 32), sin embargo, las curvas se encuentran en rangos similares a estas.

El comportamiento de los residuales del ajuste de la función de Bessel se muestra en la Figura 36. Puede apreciarse que la magnitud en general de los residuales es menor en comparación con los casos anteriores, sin embargo, el cálculo es de menor resolución por contar solo con 10 correlaciones, aún así se observa un comportamiento más estable para los residuales por encima de los 23 s que en el caso del golfo y parecido al caso regional.

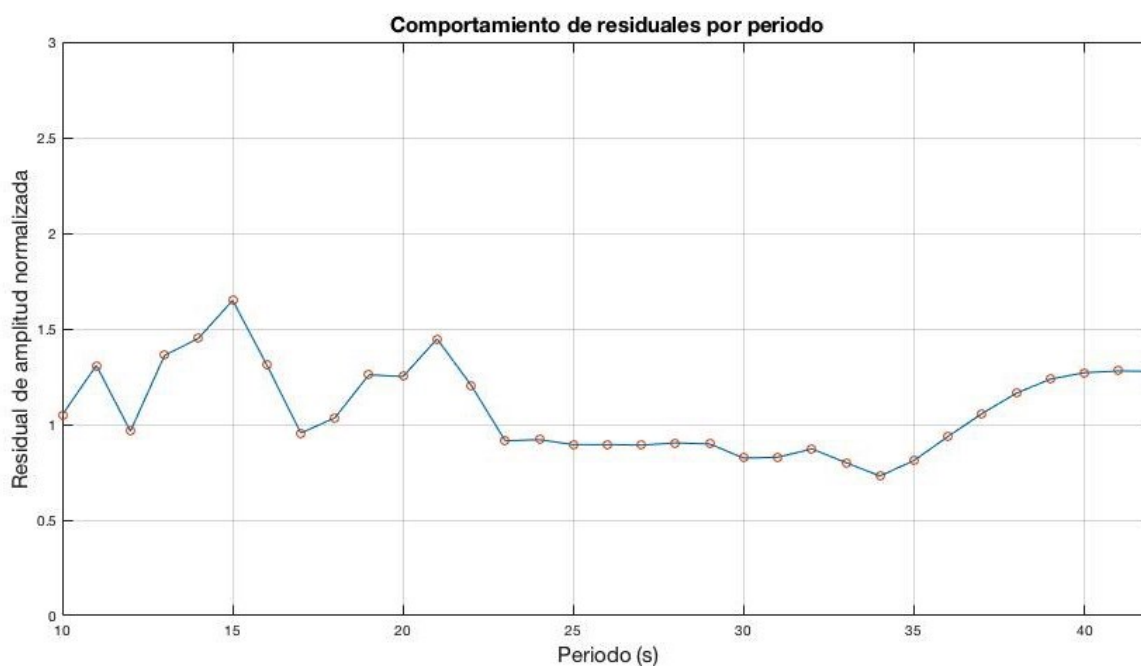


Figura 36 Comportamiento de los residuales en función del periodo para el área Continente.

Los datos obtenidos de las curvas de dispersión de velocidad para el área continente de la Figura 35 se emplearon para calcular una velocidad promedio de onda P, $\alpha = 7.32 \text{ km/s}$, una velocidad promedio de onda S, $\beta = 4.23 \text{ km/s}$, y un espesor promedio de la corteza muestreada similar que las anteriores de $H = 12.97 \text{ km}$. La relación de los datos obtenidos se puede consultar en la Tabla A.3 en de los Anexos.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Comparación con estudios previos en la región

Zhang *et al.* (2007) estudiaron la zona comprendida entre la península de Baja California y el GoC. Partiendo de sus resultados, se generó una curva de dispersión de velocidades de fase de las ondas Rayleigh con la intención de compararla con las curvas obtenidas con los resultados de este estudio.

La Figura 37 muestra el comparativo entre las curvas de dispersión Regional, Golfo, Continente y Zhang *et al.* (2007) en donde se puede apreciar que el comportamiento de las curvas calculadas para este estudio no se alejan mucho de los resultados de Zhang *et al.* (2007).

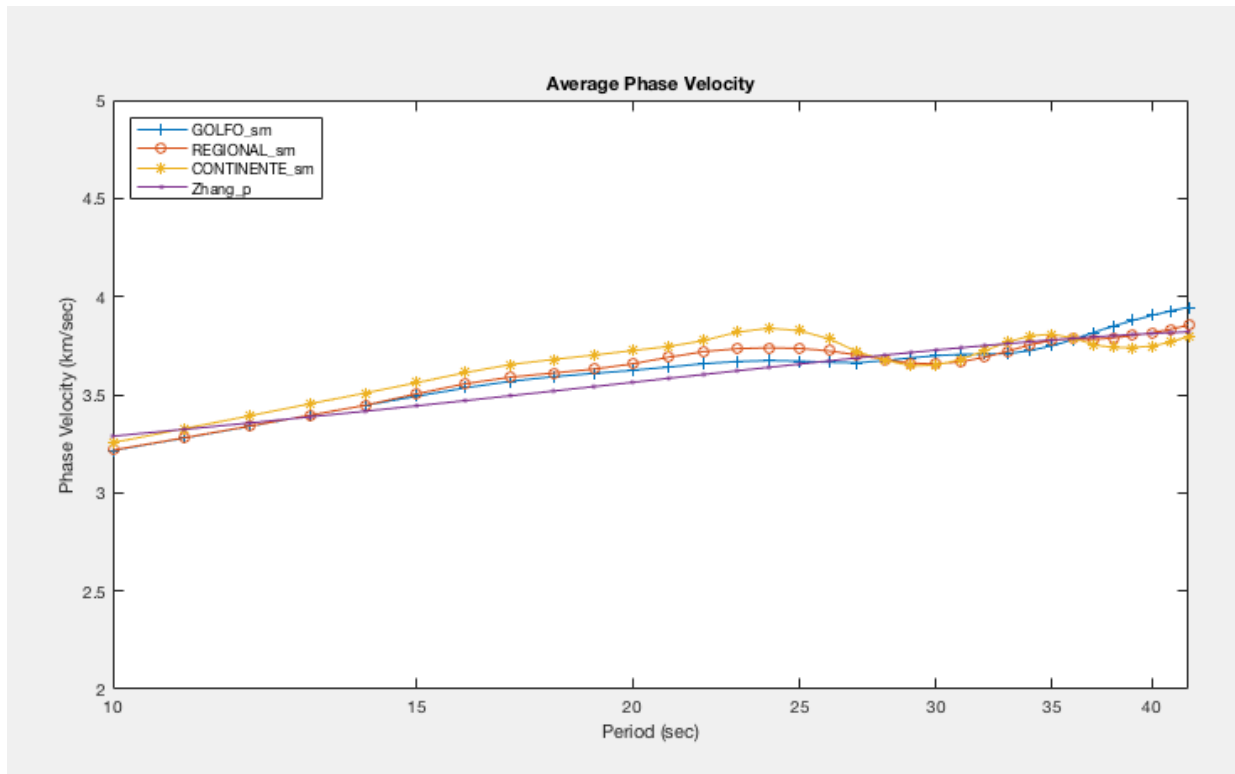


Figura 37 Comparativo entre las tres curvas de dispersión calculadas y una curva de dispersión generada a partir de los resultados de Zhang *et al.*(2007), La gráfica comparativa se realizó utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani *et al.*, 2018) para Matlab®.

Dado que el estudio realizado por Zhang *et al.* (2007) abarca una región más amplia y general es pertinente hacer una comparación solo con la curva de dispersión regional como se muestra en la Figura

38, ya que ésta al incluir mayor número de correlaciones es la que presenta una mejor resolución al obtener velocidades de fase y abarca un área mayor.

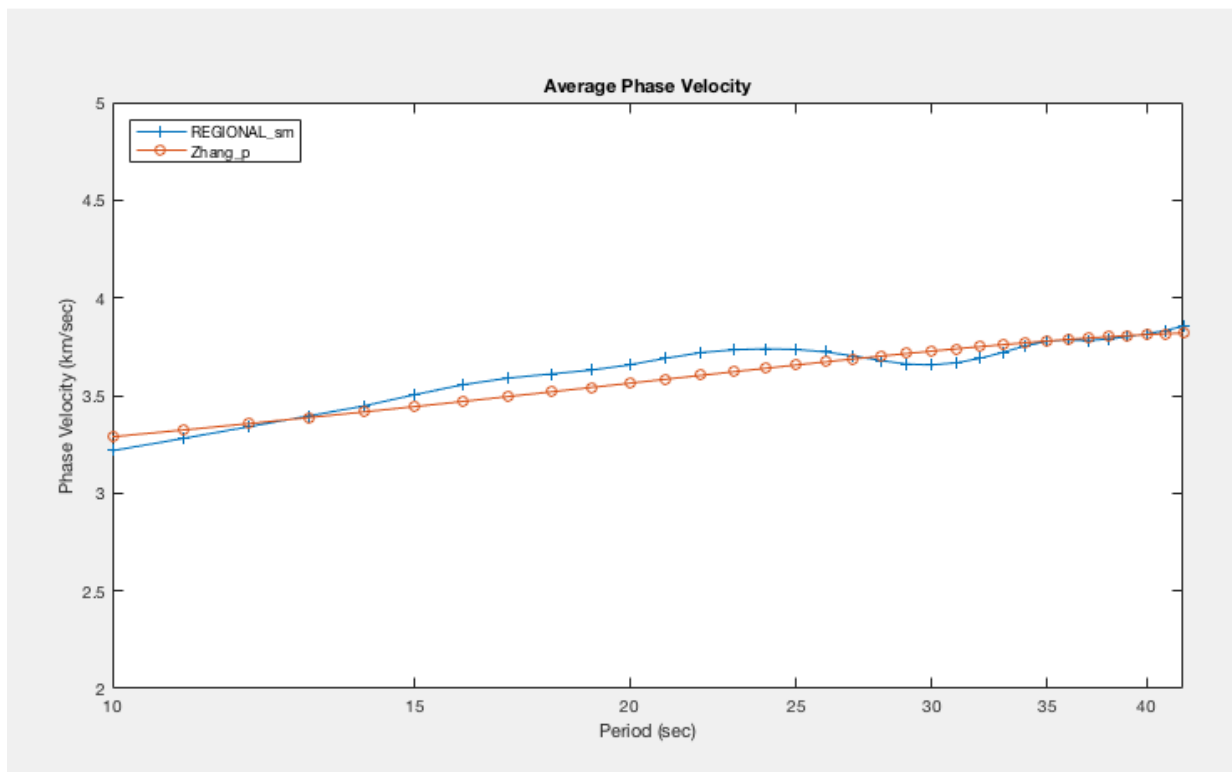


Figura 38 Comparativo entre las curvas de dispersión para el caso Regional y una curva de dispersión a partir de los datos de Zhang *et al.*, (2007). La gráfica comparativa se realizó utilizando la paquetería GSpecDisp (Sadeghisorkhani *et al.*, 2018) para Matlab®.

Los residuales para este caso (Figura 30) son consistentes con lo que se ha encontrado en estudios como el de Zhang *et al.* (2007). Donde encuentran que para periodos menores a 14 s la heterogeneidad de la corteza en la zona complica las estimaciones de las curvas de dispersión.

Los resultados obtenidos para la velocidad de onda S también son consistentes con el estudio realizado por Di Luccio *et al.* (2014), quienes reportan mapas de velocidad de onda de corte en distintos intervalos de profundidad. En la Figura 39 se muestra uno de los mapas elaborado en dicho estudio, correspondiente a un rango de profundidad entre 10 y 20 km donde se puede apreciar que en la zona norte del GoC las velocidades de la onda S varían entre 4 y 4.2 km/s aproximadamente que es muy similar a los obtenidos en los tres casos (regional, golfo, continente) asociados a un espesor de corteza muestreado de 12.97 km. Estos resultados, que son tan similares para las tres regiones se deben a que la distribución de fuentes de ruido abarca un área de muestreo más ancha que el obtenido mediante perfiles

de refracción o de estudios de ondas de cuerpo. La cobertura de los pares de estaciones usadas están localizados muy cerca de la costa, por lo que muestrean no solo la parte continental sino también parte de la estructura del GoC. El ruido proveniente del Golfo es predominante en el rango de periodos estudiado y se registra tanto en las costas de Sonora como en la costa este de la península de Baja California. Por este motivo las curvas de dispersión de velocidad de fase promedio (Figura 37) que se obtuvieron del ruido sísmico son muy parecidas y en consecuencia también los cálculos de velocidades promedio de onda de cuerpo y espesores promedio de corteza muestreada.

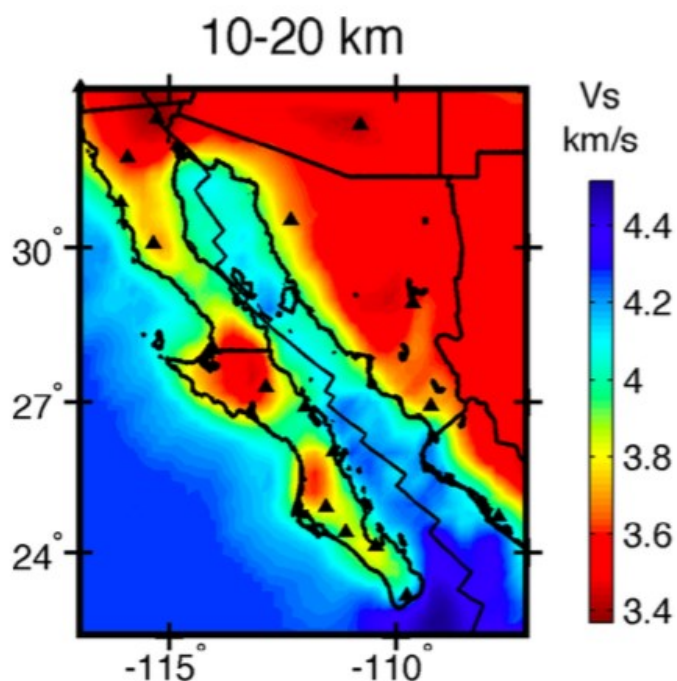


Figura 39 Mapa de velocidad de onda S elaborado por Di Luccio *et al.* (2014).

5.2 Comparación con otros ambientes tectónicos

Sadeghisorkhani *et al.* (2018) presentan un caso de estudio ideal para el método de ajuste de la función de Bessel, el cual consta de 630 correlaciones entre pares de estaciones de la Red Sísmica Nacional Sueca (SNSNS por sus siglas en inglés) ubicadas al sur de Suecia. En la Figura 40 se puede observar el ajuste para un periodo de 24 s. Las amplitudes normalizadas de los 630 espectros de correlación generan un patrón de dispersión en puntos azules bastante claro al cual se ajusta una función de Bessel en color rojo.

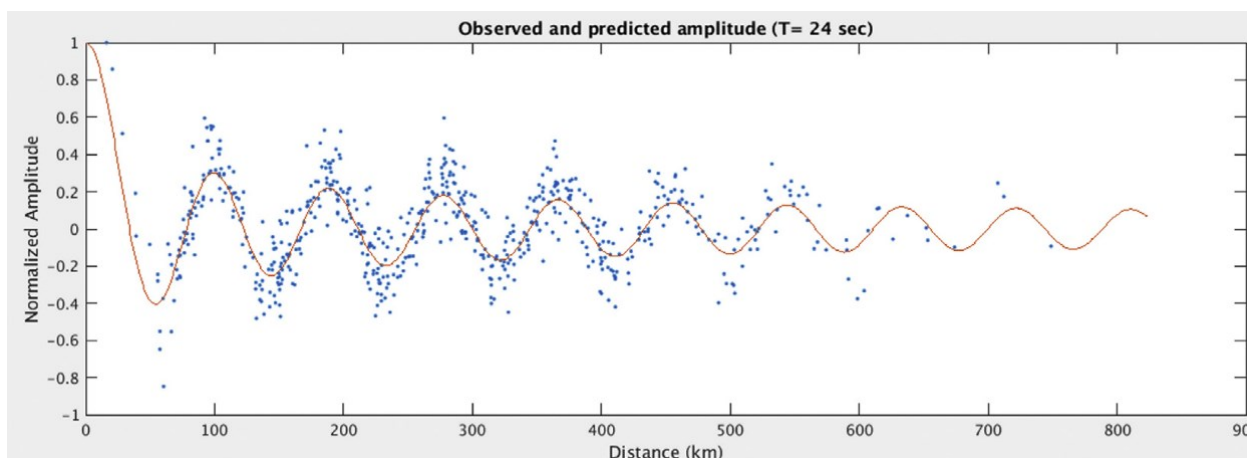


Figura 40 Amplitudes observadas (en azul) y esperadas (en rojo) para un periodo de 24 s de 630 correlaciones al sur de Suecia. Modificado de Sadeghisorkhani *et al.* (2018).

De la Figura 40 se puede concluir que a mayor número de correlaciones con distancias entre estaciones distintas y bien distribuidas dentro de un rango determinado, es posible obtener ajustes con mayor resolución. Sin embargo, otro factor que influye en el comportamiento de las correlaciones es el ambiente tectónico. Como se muestra en la Figura 41, para este caso el proceso de inversión para obtener velocidades de fase del ajuste con la función de Bessel produce una curva de dispersión bastante estable a periodos cortos por debajo de los 10 s. En contraste, para la región del norte del GoC obtener datos estables por debajo de los 10 s no fue posible.

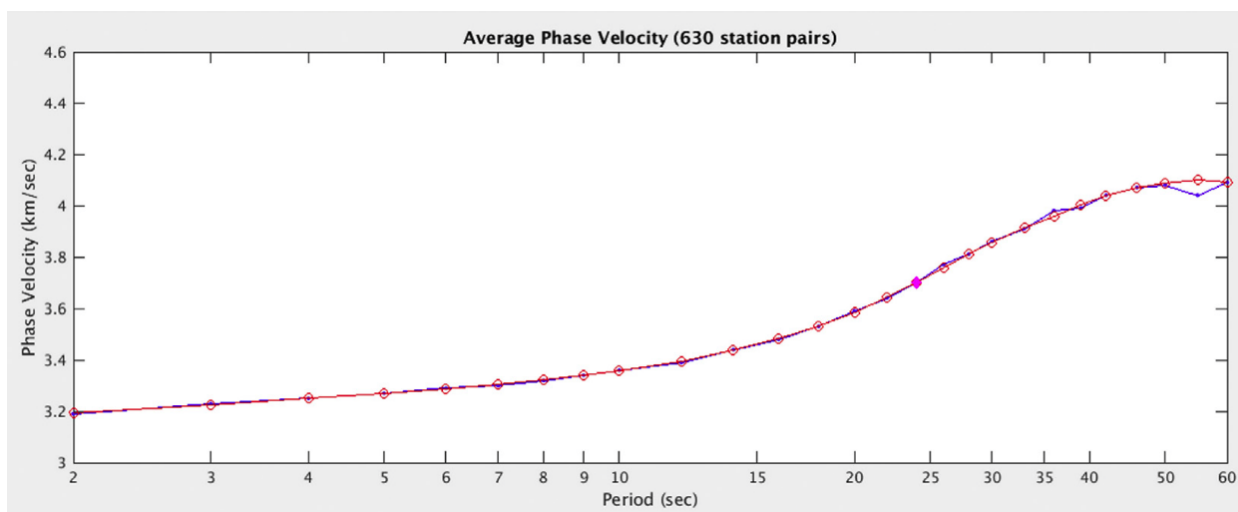


Figura 41 Curva de dispersión de velocidad de fase promedio obtenida mediante inversión por función de Bessel para 630 pares de estaciones al sur de Suecia. En azul la curva obtenida original, en rojo el resultado después de aplicar un suavizado a la curva. Modificado de Sadeghisorkhani *et al.* (2018).

Suecia se encuentra dentro de una zona “estable” sobre la placa Euroasiática, mientras que el GoC se encuentra sobre la frontera entre dos placas y es producto del sistema transtensional de ruptura por la interacción de éstas. Estas condiciones geológicas juegan un papel determinante en la obtención de curvas de dispersión.

En el mismo trabajo Sadeghisorkhani *et al.* (2018) presentan otro caso de aplicación del método para 55 pares de estaciones al norte de Suecia donde utilizan correlaciones de 4001 muestras de un año de grabación continuo. En la Figura 42 se puede apreciar una gran diferencia en el patrón de dispersión con respecto al caso ideal de 630 pares de estaciones donde a simple vista se observó un patrón de comportamiento. Para este caso no solo se reduce el número de correlaciones si no que también se reduce la distancia entre estaciones. El resultado es una dispersión de puntos cuyo patrón no es tan sencillo de ver como el caso ideal, sin embargo existe y al hacer el ajuste de la función de Bessel se observa como esta dispersión de puntos está ordenada en torno a una función de Bessel.

En la Figura 43 se observa la curva de dispersión de velocidad de fase promedio que se obtiene del ajuste de la función de Bessel en todos los periodos de interés, para el caso de 55 pares de estaciones de Sadeghisorkhani *et al.* (2018). El resultado sigue siendo una curva consistente desde los periodos cortos hasta los 30 s donde el menor número de correlaciones provoca que el efecto de la distancia entre estaciones y longitudes de onda esperados castigue la resolución para el grupo de estaciones más cercanas, lo que se ve reflejado en los periodos más altos de la curva que se corrige con la suavización.

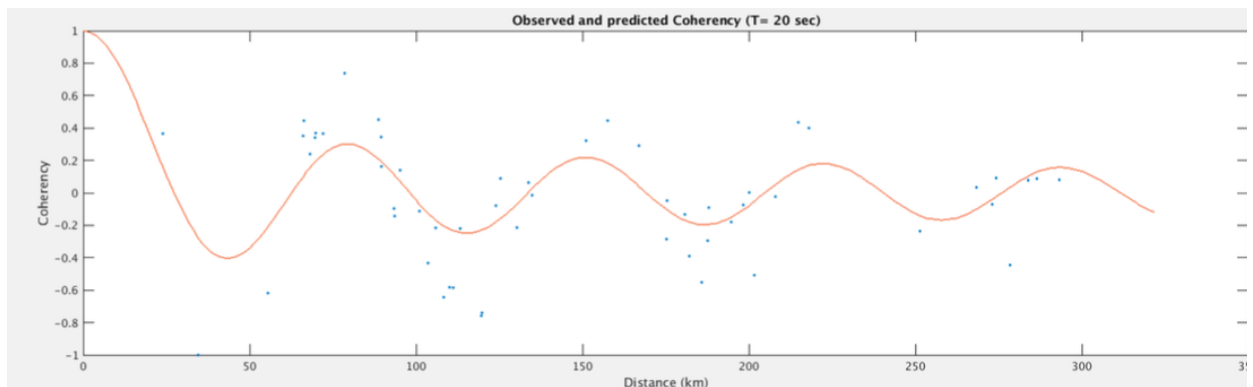


Figura 42 Ajuste de la función de Bessel (color rojo) a las amplitudes observadas (color azul) a un periodo de 20 s por 55 pares de estaciones al norte de Suecia. Modificado del tutorial anexo al trabajo de Sadeghisorkhani *et al.* (2018).

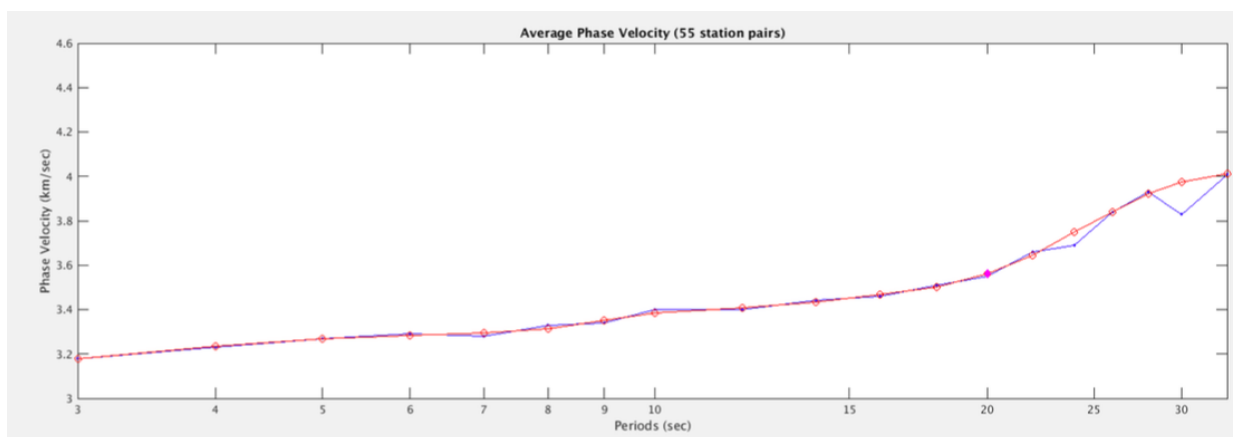


Figura 43 Curva de dispersión de velocidad de fase promedio obtenida mediante inversión por función de Bessel para 55 pares de estaciones al norte de Suecia. En azul la curva obtenida original, en rojo el resultado después de aplicar una suavización a la curva. Modificado del tutorial anexo al trabajo de Sadeghisorkhani *et al.*, (2018).

Nuevamente a diferencia de la curva de dispersión para la región norte del GoC se observa que en la zona norte de Suecia es posible obtener estimaciones de velocidad a periodos por debajo de los 10 s. Esto es debido a las diferencias entre los ambientes tectónicos.

Cabe mencionar que en los dos casos de estudio de Suecia se hicieron comparaciones con modelos sintéticos para las mismas regiones, encontrando grandes similitudes en los resultados y comportamientos de las curvas de dispersión, con lo que prueban la robustez del método incluso para casos con menor número de pares de estaciones que el caso ideal.

5.3 Residuales

El hecho de que los modelos de corteza y velocidades sean muy similares en los casos: regional, golfo y continente sugiere que el volumen de corteza muestreado es el mismo, esto debido a la naturaleza de los microtemores que no necesariamente delimita el volumen de corteza observado a la cobertura de los segmentos entre pares de estaciones.

El caso de los residuales en el área regional cuenta con las contribuciones en residuales tanto del área del golfo como del área continental, por ello es que las magnitudes en general de los residuales son mayores en el caso regional, sin embargo, presentan un comportamiento más estable que los residuales en el área del golfo y más parecido a los residuales en el área continental. La diferencia en el

comportamiento de los residuales se deriva del hecho que son áreas de estudio distintas. Podría pensarse que la particular variabilidad en los residuales para el caso del golfo está asociada a que en esta área se encuentra la transición de la corteza continental a corteza oceánica por lo que los espesores y tipo de corteza son muy variables en esta zona; mientras que en la parte continental se asocia con una distribución de corteza más estable. Sin embargo, es complicado hacer una interpretación muy puntual o detallada de los datos de ruido sísmico debido a su naturaleza espacial y temporal muy dispersa, por lo que la interpretación de los residuales aún queda abierta.

5.4 Trabajo futuro

A partir de la obtención de curvas de dispersión se puede pensar en el desarrollo de modelos de inversión para la corteza más complejos que incluyan más de una capa, derivar mapas tomográficos de velocidades a diferentes periodos que puedan servir como complemento a las observaciones realizadas con otros métodos aprovechando que es una fuente de datos constante y permanente.

Capítulo 6. Conclusiones.

Se demostró que es posible extraer información útil sobre la corteza terrestre a partir del ruido sísmico ambiental registrado por las estaciones de RESBAN en la región norte del GoC. Sin embargo, no es posible hacer estimaciones puntuales debido a la naturaleza del ruido sísmico. El uso de registros de una hora es suficiente para recuperar la función de Green entre pares de estaciones, sin embargo, un aspecto clave es el número de correlaciones que se puedan apilar. Para este caso se utiliza un promedio de 2100 correlaciones apiladas por cada par de estaciones. Aún así considero que el resultado de las correlaciones puede mejorar incrementando capacidad de cómputo y tiempo de procesamiento para incluir periodos de grabación más largos.

La similitud de los modelos de velocidades obtenidos en las tres regiones evidencia la falta de resolución espacial del ruido sísmico debido a su naturaleza. La distribución ilimitada de las fuentes de ruido permite que el ancho de muestreo sea mayor que el de las ondas de cuerpo y no quede definido solo por los segmentos de pares de estaciones.

A pesar de no contar con una arreglo denso de estaciones en la región norte del GoC, la calidad de los datos y la variedad en las distancias entre pares de estaciones ayudaron a que las aproximaciones mediante la función de Bessel proporcionaran velocidades de fase muy similares a las obtenidas en otros estudios de la región (Zhang *et al.*, 2007; Di Luccio *et al.*, 2014) lo que valida el estudio y deja una ventana abierta a posibles experimentos similares incrementando el número de estaciones y variando las distancias con algunas redes temporales alrededor del GoC que brinden mayor resolución en áreas más reducidas.

Al igual que en otros estudios (e.g. Zhang *et al.*, 2007) se encuentra que para la zona norte del GoC a periodos cortos, por debajo de los 10s, se complica la estimación de la curva de dispersión lo cual se ha atribuido en los mismos estudios a las heterogeneidades en la corteza y la tasa de sedimentación de la región.

Literatura citada

- Aki K. 1957. *Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors*. Earthquake Research Institute, 35, 415-456.
- Castro R., Mendoza-Camberos A., y Pérez-Vertti A. 2018. *The Broadband Seismological Network (RESBAN) of the Gulf of California, Mexico*. Seismological Research Letters, 89(2A)338-344, doi: 10.1785/0220170117.
- Clayton R., Tappert J., Rebollar C., Ritsema J., Persaud P., Paulssen H., Pérez-Campos X., Wettum A., Pérez-Vertti A., y DiLuccio F. 2004. *The NARS-Baja array in the Gulf of California Rift Zone*. Margins Newsletter (13) 1-4.
- Curtis A., Gerstoft P., Sato H., Snieder R., y Wapenaar K. 2006. *Seismic interferometry – turning noise into signal*. The Leading Edge, 25, 1082-1092, <https://doi.org/10.1190/1.2349814>.
- Di Luccio F., Persaud P., y Clayton R. 2014. *Seismic structure beneath the Gulf of California: a contribution from group velocity measurements*. Geophysical Journal International, 199, 1861-1877, doi: 10.1093/gji/ggu338.
- Encyclopædia Britannica 2020. *Sitio web de la Encyclopædia Britannica*. Recuperado en mayo 2020 de: <https://www.britannica.com/science/seismic-wave/images-videos#/media/1/532925/210259>.
- Fletcher J., y Munguía L. 2000. *Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California*. Tectonics, 19(6) 1107-1123. Paper number 1999TC001131.
- Gaite B. 2013. *Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid
- Gerstoft P., Sabra K., Roux P., Kuperman W., y Fehler M. 2006. *Green's functions extraction and surface wave tomography from microseisms in southern California*. Geophysics, 71(4)SI23-SI31 doi:10.1190/1.2210607.
- González-Escobar M., Suárez-Vidal F., Sojo-Amezquita A., Gallardo-Mata C., y Martín-Barajas A. 2014. *Consag Basin: northern Gulf of California, evidence of generation of new crust, based on seismic reflection data*. International Geology Review, 1-17, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.941023>.
- González-Fernández A., Dañobeitia J. J., Delgado-Argote L. A., Michaud F., Córdoba D., y Bartolomé R. 2005. *Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California*. Journal of Geophysical Research, 110, 1-17, doi:10.1029/2003JB002941.
- Lay T., y Wallace T. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, an imprint of Elsevier, 1995. 116-147.

- Lin F., Ritzwoller M., Townend J., Bannister S., y Savage M. 2007. *Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand*. Geophysics Journal International, 1-18, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x .
- Lizarralde D., Axen G., Brown H., Fletcher J., González-Fernández A., Harding A., Holbrook W., Kent G., Paramo P., Sutherland F., y Umhoefer P. 2007. *Variation in styles of rifting in the Gulf of California*. Letters - Nature Publishing Group. 448, 466-469.
- Lopez-Pineda L., Rebollar C. Y Quintanar L. 2007. *Crustal thickness estimates for Baja California, Sonora, and Sinaloa, Mexico, using disperse surface waves*. Journal of Geophysical Research, 112, 1-13, B04308, doi:10.1029/2005JB003899.
- Persaud P., Stock J., Steckler M., Martín-Barajas A., Diebold J., González-Fernández A., y Mountain G. 2003. *Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico*. Journal of Geophysical Research, 108(B7)1-17, doi:10.1029/2002jb001937.
- Persaud P., Pérez-Campos X., y Clayton R. 2007. *Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions*. Geophysics Journal International, 687-699, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03412.x.
- Phillips R. 1964. *Seismic Refraction Studies in Gulf of California*. Marine Geology of the Gulf of California. Pub. Id: A144 (1964) 90-121.
- Prieto G., Lawrence J., y Beroza G. 2009. *Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field*. Journal of Geophysical Research, 114, 1-15, doi:10.1029/2008JB006067.
- RESBAN 2020. *Sitio web de la Red de Estaciones Sísmicas de Banda Ancha del Golfo de California (RESBAN)*. Recuperado en mayo de 2020 de: <http://resban.cicese.mx/>.
- Sadeghisorkhani H., Gudmundsson O., y Tryggvason A., 2018. *GSpecDisp: A matlab GUI package for phase-velocity dispersion measurements from ambient-noise correlations*. Elsevier, 2017 - Computers and Geosciences 110, 41–53, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.09.006>.
- Sánchez-Sesma F., y Campillo M. 2006. *Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem*. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3)1182-1191, doi:10.1785/0120050181.
- Sawyer D., Coffin M., Reston T., Stock J., y Hopper J. 2007. *COBBOOM: The Continental Breakup and Birth of Oceans Mission*. Workshop Reports, Scientific Drilling, (5) 13-25, doi:10.2204/iodp.sd.5.02.2007.
- Shapiro N., y Campillo M. 2004. *Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise*. Geophysical Research Letters, 31, 1-4, doi:10.1029/2004GL019491 .
- Shearer P. 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, Segunda Edición, 215-240.
- Stein S., y Wysession M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing, Primera publicación, 86-99.

- Thatcher W., y Brune J. 1973. *Surface waves and crustal structure in the Gulf of California Region*. Bulletin of the Seismological Society of America. 63(5)1689-1698.
- Tampert J., Paulsen H., Wettum A., Ritsema J., Clayton R., Castro R., Rebollar C., y Pérez-Vertti A. 2003. *New Array Monitors Seismic Activity near the Gulf of California in México*. EOS, Trans. Am. Geoph. Union, 84(4)29-32.
- USGS 2020. *Sitio web de U.S. Geological Survey (USGS)*. Recuperado en abril de 2020 de: <https://www.usgs.gov/>.
- Wapenaar K., Draganov D., Snieder R., Campman X., y Verdel A. 2010. *Tutorial on seismic interferometry: Part 1 – Basic principles and applications*. Geophysics, 75(5)75A195-75A209, doi:10.1190/1.3457445 .
- Zhang X., Paulssen H., Lebedev S., y Meier T. 2007. *Surface wave tomography of the Gulf of California*. Geophysical Research Letters, 34, 1-5, doi:10.1029/2007GL030631.

Anexos

Tabla 1 Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el caso Regional obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 29. y las ecuaciones 21 y 29.

PERIODO (s)	Velocidad de fase c (km/s)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	H (km)
10	3.22	6.96	4.03	12.98
11	3.28	6.99	4.04	12.98
12	3.34	7.03	4.06	12.98
13	3.39	7.07	4.09	12.98
14	3.45	7.12	4.11	12.98
15	3.50	7.19	4.15	12.98
16	3.56	7.24	4.19	12.98
17	3.59	7.27	4.20	12.97
18	3.61	7.28	4.21	12.97
19	3.63	7.29	4.21	12.97
20	3.66	7.32	4.23	12.97
21	3.69	7.36	4.26	12.97
22	3.72	7.40	4.27	12.97
23	3.73	7.40	4.28	12.97
24	3.74	7.40	4.28	12.97
25	3.74	7.37	4.26	12.97
26	3.72	7.33	4.24	12.97
27	3.70	7.28	4.21	12.97
28	3.68	7.22	4.17	12.97
29	3.66	7.17	4.15	12.97
30	3.66	7.15	4.14	12.97
31	3.67	7.17	4.14	12.97
32	3.69	7.20	4.16	12.97
33	3.72	7.25	4.19	12.97
34	3.75	7.31	4.22	12.97
35	3.78	7.35	4.25	12.97
36	3.78	7.35	4.25	12.97
37	3.78	7.34	4.24	12.97
38	3.79	7.35	4.25	12.97
39	3.80	7.36	4.26	12.97
40	3.82	7.39	4.27	12.97
41	3.83	7.42	4.29	12.97
42	3.85	7.45	4.31	12.97

Tabla 2 Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el área del Golfo obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 32. y las ecuaciones 21 y 29.

PERIODO (s)	Velocidad de fase c (km/s)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	H (km)
10	3.22	6.96	4.02	12.98
11	3.28	6.99	4.04	12.98
12	3.34	7.03	4.06	12.98
13	3.39	7.07	4.09	12.98
14	3.45	7.12	4.11	12.98
15	3.49	7.16	4.14	12.98
16	3.53	7.20	4.16	12.98
17	3.57	7.23	4.18	12.98
18	3.59	7.24	4.19	12.98
19	3.61	7.25	4.19	12.97
20	3.62	7.25	4.19	12.97
21	3.64	7.26	4.20	12.97
22	3.66	7.27	4.20	12.97
23	3.67	7.28	4.21	12.97
24	3.67	7.27	4.20	12.97
25	3.67	7.25	4.19	12.97
26	3.66	7.22	4.17	12.97
27	3.66	7.20	4.16	12.97
28	3.67	7.21	4.17	12.97
29	3.69	7.23	4.18	12.97
30	3.70	7.24	4.18	12.97
31	3.71	7.24	4.18	12.97
32	3.71	7.23	4.18	12.97
33	3.71	7.23	4.18	12.97
34	3.72	7.25	4.19	12.97
35	3.75	7.29	4.21	12.97
36	3.78	7.34	4.24	12.97
37	3.82	7.41	4.28	12.97
38	3.85	7.47	4.32	12.97
39	3.88	7.51	4.34	12.97
40	3.90	7.56	4.37	12.97
41	3.93	7.60	4.39	12.97
42	3.95	7.63	4.41	12.97

Tabla 3 Relaciones de velocidades y grosor de corteza para el área Continental obtenidas a partir de los datos de la curva de dispersión de la Figura 35. y las ecuaciones 21 y 29.

PERIODO (s)	Velocidad de fase c (km/s)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	H (km)
10	3.26	7.05	4.07	12.98
11	3.33	7.09	4.10	12.98
12	3.39	7.14	4.13	12.98
13	3.45	7.19	4.16	12.98
14	3.51	7.25	4.19	12.98
15	3.56	7.30	4.22	12.98
16	3.61	7.36	4.25	12.98
17	3.65	7.40	4.28	12.98
18	3.68	7.42	4.29	12.97
19	3.70	7.43	4.30	12.98
20	3.72	7.45	4.31	12.97
21	3.75	7.47	4.32	12.97
22	3.78	7.51	4.34	12.97
23	3.82	7.57	4.38	12.97
24	3.84	7.59	4.39	12.97
25	3.83	7.55	4.36	12.97
26	3.78	7.45	4.31	12.97
27	3.72	7.31	4.23	12.97
28	3.68	7.22	4.17	12.97
29	3.65	7.15	4.13	12.97
30	3.65	7.14	4.13	12.97
31	3.68	7.19	4.16	12.97
32	3.72	7.27	4.20	12.97
33	3.77	7.35	4.25	12.97
34	3.80	7.40	4.28	12.97
35	3.81	7.40	4.28	12.97
36	3.79	7.36	4.26	12.97
37	3.75	7.29	4.21	12.97
38	3.74	7.25	4.19	12.97
39	3.74	7.25	4.19	12.97
40	3.75	7.26	4.19	12.97
41	3.77	7.29	4.21	12.97
42	3.80	7.34	4.24	12.97