



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Modelado Sintético de
Correlaciones Cruzadas de
Ruido Sísmico**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

David Antonio Chang Sterling

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Martín Cárdenas Soto



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Dedicatoria

*Dedicado a
mis padres Luis y Odette
mi hermano Sergio
a Perla
y a mi perrito Kanji*

Agradecimientos

Agradezco a mi Familia por todo su amor, cariño y confianza en mí. A mi mamá por haberme apoyado en mis estudios y darme consejos para ser mejor estudiante y aprender mejor. A mi papá porque también me apoyo en mis estudios y aunque me presionaba para tener buenas calificaciones y terminar esta tesis, me ayudó a enfocarme mejor en mis estudios. A mi hermano que junto con todos sus consejos para la elaboración de esta tesis me ha sacado sonrisas y me he divertido mucho.

Agradezco a Perla por haberme ayudado con consejos y haberme acompañado durante toda la carrera estudiando, pasando momentos divertidos juntos y apoyándonos mutuamente en esta meta de ser ingenieros, gracias por todos los besos, abrazos, risas, y todo lo que me ha ayudado a sentirme motivado y con energía para terminar mi carrera de ingeniero y esta tesis.

A las tomodachis y amigos con los que he pasado muchos momentos divertidos y me preguntaban constantemente si ya había terminado mi tesis.

Agradezco al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, el apoyo y facilidades para la realización de esta tesis. Este trabajo ha sido gracias al apoyo de los proyectos UNAM-DGAPA: PAPIME-PE105520 y PAPIIT-IN117119.

Agradezco a mi Director de Tesis, el Dr. Martín Cárdenas Soto, que además de ayudarme a desarrollar esta tesis, guiándome y solucionando dudas que tenía para realizar este trabajo, fue mi profesor de la materia de Prospección Sísmica y hizo que me empezaran a llamar la atención los métodos sísmicos.

Agradezco a todos mis profesores, porque gracias a ellos he adquirido los conocimientos necesarios para ser ingeniero en especial al Dr. Mauricio Nava Flores que ayudó a que pudiera empezar a desarrollar esta tesis.

Agradezco a mis sinodales, que se tomaron el tiempo y dedicación para ayudarme a mejorar diferentes secciones de este trabajo de tesis.

Resumen

A fin de obtener una mejor comprensión del uso de microtemores o ruido sísmico ambiental en la exploración sísmica, en este trabajo aplico la interferometría de ruido sísmico ambiental a partir de modelos de velocidad sintéticos. Los modelos consideran capas horizontales con espesores a escalas de la corteza terrestre, una cuenca sedimentaria, y a un modelo de geología superficial.

En los modelos, el ruido sísmico es producido por una distribución aleatoria de fuentes que vibran independientemente dentro de un área delimitada. Para los modelos de corteza y cuenca, utilizo 2000 y 12000 fuentes respectivamente; y para el modelo superficial el número de fuentes es del orden de 24000. La distribución de fuentes permite que el ruido sísmico contenga frecuencias para alcanzar las profundidades del modelo impuesto.

Los resultados los analizo mediante curvas de dispersión extraídas de la correlación cruzada entre un par de estaciones. La forma de estas curvas describe la estructura estratificada de velocidad de ondas S de los modelos propuestos.

Índice general

Resumen	IV
Lista de figuras	VII
Introducción	1
1. Ruido Sísmico: Definición y Aplicaciones	3
1.1. Ruido Sísmico	3
1.2. Métodos de Medición del Ruido Sísmico	5
1.3. Aplicaciones del Ruido Sísmico	6
2. Correlaciones Cruzadas de Ruido Sísmico	8
2.1. Ondas Superficiales	8
2.2. Curvas de Dispersión	10
2.3. Funciones de Green	14
2.4. Correlaciones Cruzadas	16
2.5. Interferometría Sísmica	18

3. Metodología del Modelado Sintético	23
3.1. Sismograma Sintético	24
3.2. Función de Green	25
3.3. Muestreo y Filtrado del Sismograma Sintético	26
3.4. Tensor de Momento Sísmico	28
3.5. Modelado Sintético de Ruido Sísmico	30
3.6. Obtención de las curvas de dispersión	34
4. Resultados	36
4.1. Modelo de Corteza	36
4.2. Modelo de Cuenca	43
4.3. Modelo de Geología Superficial	49
4.4. Dispersión con ondas de Love	54
4.5. Profundidad de investigación	57
4.6. Frecuencias de muestreo y de filtrado	58
5. Conclusiones	60
Bibliografía	62

Índice de figuras

2.1. Frente de onda y movimientos de onda P, SV y SH	9
2.3. Correlaciones Cruzadas de Pequeñas señales de ruido sísmico sintético	20
2.4. Funciones de Green obtenida con correlaciones cruzadas $A \otimes B$ y $B \otimes A$ y utilizando el inverso de $A \otimes B$	22
3.1. Diagrama de los programas para generar el sismograma sintético . .	26
3.2. Gráfica del filtro aplicado con FREQLIMITS en SAC para la generación del sismograma	27
3.3. Componentes del tensor de momento sísmico	29
3.4. Mapa sintético que muestra las fuentes distribuidas aleatoriamente y los receptores	31
3.5. Ejemplo de sismograma sintético utilizando una fuente separada 200 kilómetros del receptor	32
4.1. Sismogramas de las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical del ruido sísmico sintético para el modelo de corteza.	37

4.2. Curva de dispersión teórica de las ondas de Love y Rayleigh del modelo de corteza	38
4.3. Función de Green del modelo de corteza	39
4.4. Función de Green del modelo de corteza filtrada entre 0.001 Hz y 0.08 Hz	39
4.5. Curva de dispersión del modelo de corteza	40
4.8. Curva de dispersión teórica de las ondas de Love y Rayleigh del modelo de cuenca	44
4.9. Función de Green del modelo de cuenca	45
4.10. Función de Green del modelo de cuenca filtrada entre 0.05 Hz y 1 Hz	45
4.11. Curva de dispersión del modelo de cuenca. Ruido Sísmico registrado en un área de 18 km x 18 km	46
4.12. Curva de dispersión del modelo de cuenca. Ruido Sísmico registrado en un área de 1600 km x 1600 km	47
4.15. Función de Green del modelo de geología superficial	50
4.16. Función de Green del modelo de geología superficial filtrada entre 0.4 Hz y 3 Hz	51
4.17. Curva de dispersión del modelo de geología superficial	52

Índice de tablas

4.1. Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas P y S del modelo de corteza propuesto por Herrmann	37
4.2. Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas P y S del modelo de cuenca	43
4.3. Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas p y s del modelo de geología superficial	50
4.4. Información estadística entre las curvas de dispersión realizadas con la Componente Vertical y con la componente Norte-Sur	55
4.5. Longitud de onda λ_x horizontal máxima que se podría detectar y profundidad máxima Z_v que se podría alcanzar en el arreglo de estaciones propuesto para los tres modelos	57
4.6. Frecuencias de muestreo y frecuencias de filtrado	58

Introducción

La exploración geofísica del subsuelo para fines geotécnicos, requiere obtener espesores de los estratos y valores de velocidad de propagación de ondas S. La mayoría de las veces, para conocer dichos valores de velocidad, se utilizan métodos que analizan la propagación de ondas superficiales. Por ejemplo: MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) (Park et al., 1999) y/o SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) (Heisey et al., 1982), los cuales utilizan una fuente controlada. No obstante, ahora, el uso del ruido sísmico da lugar a una serie de metodologías para extraer ondas superficiales de éste sin utilizar una fuente controlada.

En la actualidad existen muchos métodos que permiten caracterizar el subsuelo a partir del registro de ruido sísmico. Sin embargo, aunque se practican frecuentemente, no se comprende cabalmente si el modelo obtenido del subsuelo es el que representa al modelo real. Por lo anterior, es de utilidad realizar distintos modelos sintéticos que ayuden a entender mejor la propagación de las ondas y perfeccionar las técnicas de obtención de ruido sísmico.

En este trabajo simulo registros de ruido sísmico en medios que contienen características físicas de estratos superficiales. El objetivo es generar correlaciones cruzadas de ruido sísmico a fin de verificar las características de propagación observadas en profundidades de decenas de metros. Los resultados permiten discriminar entre efectos de propagación y aquellos derivados del tipo de procesamiento de datos, permitiendo inferir qué flujo de trabajo es el más adecuado para definir el modelo aproximado del subsuelo.

INTRODUCCIÓN

Para llevar a cabo el objetivo planteado, utilizo una serie de programas llamados *Computer Programs in Seismology* desarrollado por el Dr. Robert Herrmann de la universidad *Saint Louis University* en Missouri, Estados Unidos. Con este software realicé tres modelos sintéticos de diferentes medios: el primero fue uno a gran escala, considerando profundidades de investigación comparables con la corteza terrestre. El segundo modelo tiene dimensiones que pueden ser parecidas a las de una cuenca, y el tercer modelo involucra espesores más someros, en donde la profundidad de investigación no es mayor a 50 m.

En los primeros dos capítulos de este trabajo presento una introducción teórica acerca del ruido sísmico, algunos métodos para registrarlo y procesarlo. Menciono la definición de correlaciones cruzadas, Funciones de Green y su utilidad para conocer las características del subsuelo.

En los capítulos posteriores describo la metodología que utilicé para obtener las correlaciones cruzadas en cada modelo y los resultados que muestran cual es el mejor procedimiento dependiendo de la profundidad que se desea alcanzar.

Capítulo 1

Ruido Sísmico: Definición y Aplicaciones

En este capítulo presento la definición de ruido sísmico y describo algunos ejemplos de su aplicación en geofísica. En especial, abordo cuatro métodos de uso reciente que ilustran las técnicas de adquisición, procesamiento e interpretación para la caracterización del subsuelo.

1.1. Ruido Sísmico

En la tierra existen movimientos sísmicos que son imperceptibles para los humanos y algunos otros seres vivos, los cuales presentan desplazamientos muy pequeños que van desde 0.1 hasta 10 micrómetros (Okada, 2003). A estos movimientos se les denomina microsismos o microtemores, aunque este último es más usado para referirse a ruido sísmico generado por actividad volcánica, también se puede utilizar para ruido sísmico en general.

Estas pequeñas vibraciones sísmicas pueden ser generadas por fenómenos naturales o ambientales debidos a cambios en el clima como viento, lluvia, nieve, etc., las variaciones del oleaje del mar o cuerpos de agua. También el ruido sísmico puede ser provocado por actividades humanas, como uso de maquinaria, carros, fábricas, etc. Al ser estos movimientos generados normalmente por motores o máquinas, para Okada (2003), las frecuencias de estos microsismos registrados por este tipo de actividades son generalmente mayores a 1 Hz, y en cambio, los movimientos causados por fenómenos naturales son menores a 1 Hz.

Cuando se registran microtemores o ruido sísmico, es común que existan variaciones dependiendo del lugar en donde fue realizada la medición, la fecha y la hora del día. Las variaciones temporales de los microsismos son causadas por diversos factores, por ejemplo, en la noche las actividades humanas que pueden generar ruido sísmico son menos que durante el día; las variaciones en la presión atmosférica provocan cambios en el clima que generalmente, modifican los registros de ruido.

Como en el ruido sísmico el tipo de ondas sísmicas predominantes son las superficiales (Okada, 2003), es fácil obtener los valores de velocidades de ondas S. Ya que las ondas superficiales son compuestas de la interferencia de ondas P y S. Además, teniendo en cuenta que el ruido sísmico es generado por diferentes agentes, ya sean naturales o antropogénicos, no sólo es una fuente sísmica la generadora de movimientos, sino que son varias y al no saber la ubicación de cada una de ellas, se puede decir que estas fuentes sísmicas están distribuidas de forma aleatoria.

1.2. Métodos de Medición del Ruido Sísmico

Para obtener datos de ruido sísmico se utilizan acelerómetros o sismómetros. Este tipo de dispositivos pueden registrar tres componentes del movimiento: Este-Oeste, Norte-Sur, y la componente Vertical. En la figura 1.1 se muestra un sismograma de datos de ruido sísmico, en él se puede observar el registro de ruido en las tres componentes Este-Oeste, Norte-Sur, y la componente Vertical.

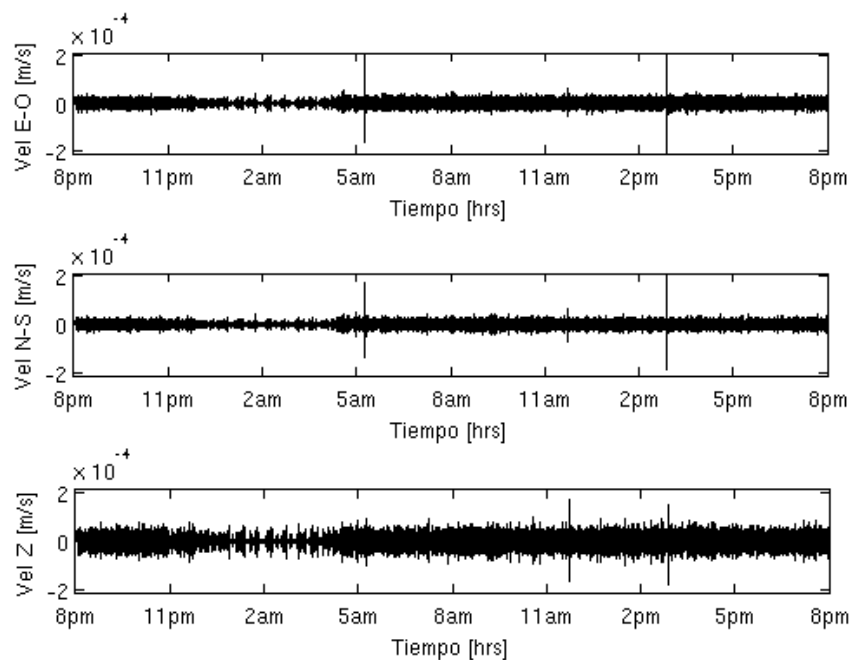


Figura 1.1: *Sismograma de Ruido Sísmico separado en sus componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical. Modificado de Pasten, Lezana, Leyton y Ruiz (2015).*

En los estudios de ruido sísmico normalmente se busca obtener el conjunto de ondas superficiales y separarlas del ensamble de ondas de cuerpo que se encuentran en la señal. Para hacer esto, se pueden usar filtros o procesamiento digital de señales. Los métodos que se usan, buscan obtener la dispersión de las ondas superficiales a partir del ruido sísmico. Con la información obtenida, se trazan curvas donde se representan las diferentes velocidades de fase y grupo dependiendo de la frecuencia a la cual se propaga la onda.

“El método F-K (Frequency-wavenumber Method) utiliza el espectro de frecuencias y el número de onda para detectar una onda relativamente fuerte o dominante en un conjunto de ondas a partir de un arreglo de estaciones o sismómetros ubicados de forma aleatoria. Como en los microtremores las ondas que predominan son las superficiales, éstas son las detectadas por este método” (Okada, 2003). En el método SPAC (Spatial Autocorrelation Method), propuesto por Aki (1957), a partir de un arreglo de estaciones organizados comúnmente de manera circular, se busca obtener un coeficiente de autocorrelación espacial para obtener una curva de dispersión.

También se puede utilizar el método HVSR (Nakamura, 1989) para el procesamiento de datos de microtremores, en el que se obtiene una función de transferencia a partir del cociente espectral de las componentes horizontales entre las componentes verticales de un sismograma de ruido sísmico. Esta función de transferencia se puede usar para obtener la frecuencia fundamental de vibración del suelo o para obtener el modelo de capas o estratos.

Otro método que se puede utilizar para procesar microsismos o ruido ambiental es utilizando Interferometría de Correlaciones Cruzadas de Ruido Sísmico, llamado Interferometría Sísmica (Claerbout, 1968), siendo este último el que se utilizó en el procesamiento de los datos sintéticos de ruido sísmico de este trabajo, y lo describiré más adelante.

1.3. Aplicaciones del Ruido Sísmico

Los microtremores o el ruido sísmico son utilizados en diferentes estudios de ingeniería sísmica y sismología, con aplicaciones en geotecnia, exploración geofísica y ciencias de la tierra. Por ejemplo, en ingeniería sismológica se pueden utilizar para estudiar los efectos de sitio o para obtener las diferentes aceleraciones sísmicas del terreno y así generar mapas de riesgo sísmico o de microzonificación

sísmica. En geotecnia se pueden utilizar para hacer también mapas de microzonificación geotécnica y encontrar la ubicación y posición de suelos duros que ayuden a desplantar o construir obras de ingeniería civil. En exploración geofísica el registro de microtemores puede ser utilizado para describir la distribución de capas o estratos en el subsuelo para que de esta forma se puedan encontrar con ayuda de estudios geológicos, zonas con recursos naturales que posteriormente podrán ser explotados. Aunque en exploración geofísica lo más usual es utilizar las técnicas tradicionales de sísmica de refracción y reflexión.

Capítulo 2

Correlaciones Cruzadas de Ruido Sísmico

En este capítulo, a fin de comprender el modelado realizado en este trabajo, se presentan las siguientes explicaciones teóricas acerca de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico y su relación con la interferometría sísmica. También se exponen detalles acerca de las curvas de dispersión, la utilidad de las Funciones de Green y una breve explicación acerca de las ondas superficiales, que a continuación se muestra.

2.1. Ondas Superficiales

Como mencioné en el Capítulo 1, el tipo de ondas predominantes en el ruido sísmico son las superficiales, que pueden ser de dos tipos: ondas de Rayleigh y ondas de Love. Las de tipo Rayleigh están formadas por la combinación de la propagación de ondas P y SV, mientras que las Love son creadas a partir de la interacción de ondas SH atrapadas cerca de la superficie.

Supongamos una onda plana que se propaga en la dirección x como se muestra en la Figura 2.1, las partículas en las ondas de Rayleigh realizan un movimiento en esa misma dirección x , además de moverse también en dirección vertical z . El eje z es normal al eje x y al plano xy . Las componentes radial y vertical en los registros de microtemores en tres componentes facilitan el análisis de las ondas de Rayleigh ya que esas componentes corresponden a la dirección de movimiento de las partículas.

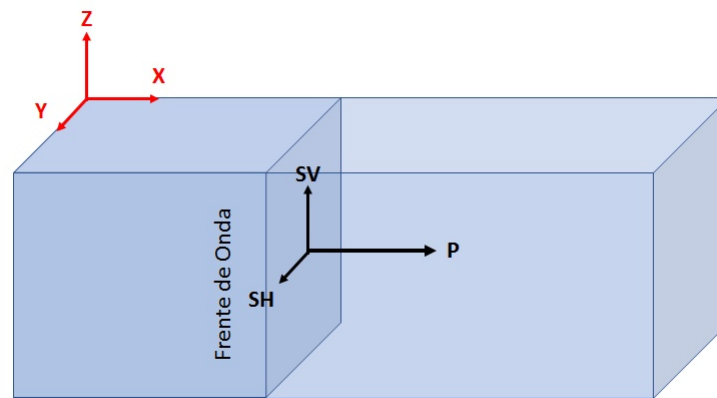


Figura 2.1: Dirección de los desplazamientos de las partículas de las ondas P, SH y SV del frente de onda propagándose por el eje x positivo

En cambio, las ondas de Love se caracterizan por tener partículas que se desplazan en dirección y , es decir, su desplazamiento es normal a la dirección de propagación y paralelo al plano xy . Con esto se puede notar que en los registros de ruido sísmico, la componente transversal es la que nos ayudaría a analizar este tipo de ondas.

2.2. Curvas de Dispersión

La dispersión expresa los cambios en la velocidad a la cual se propagan las ondas dependiendo de la frecuencia que tienen. Es posible representar gráficamente estas variaciones por medio de curvas de dispersión. A partir de éstas, se pueden llevar procesos de inversión para obtener las características de espesores y velocidades de las capas del subsuelo.

Para obtener las curvas de dispersión se hace el siguiente análisis basado en los trabajos de Ben-Menahem & Singh (2000) y Stein & Wysession (2003)

En un semiespacio isótropo homogéneo Ben-Menahem & Singh (2000) mencionan que las ecuaciones que rigen el movimiento de las partículas de las ondas P, SV y SH cuando se propagan en dirección del eje x son: 2.1 para propagación z positiva y 2.2 para un movimiento en dirección z negativa.

$$\begin{aligned}\vec{u}_P &= A(\vec{a}_x - r_\alpha \vec{a}_z) \exp [jk_x(c_x t - x + r_\alpha z)] \\ \vec{u}_{SV} &= B(r_\beta \vec{a}_x + \vec{a}_z) \exp [jk_x(c_x t - x + r_\beta z)] \\ \vec{u}_{SH} &= C\vec{a}_y \exp [jk_x(c_x t - x + r_\beta z)]\end{aligned}\quad (2.1)$$

$$\begin{aligned}\vec{u}_P &= A(\vec{a}_x + r_\alpha \vec{a}_z) \exp [jk_x(c_x t - x - r_\alpha z)] \\ \vec{u}_{SV} &= B(-r_\beta \vec{a}_x + \vec{a}_z) \exp [jk_x(c_x t - x - r_\beta z)] \\ \vec{u}_{SH} &= C\vec{a}_y \exp [jk_x(c_x t - x - r_\beta z)]\end{aligned}\quad (2.2)$$

En donde A, B y C son amplitudes de la onda, el vector $\vec{a}(x, y, z)$ indica la dirección del desplazamiento de la onda y r_α es la relación entre el número de onda vertical y horizontal de ondas P, expresada en la ecuación 2.3. De igual manera, r_β es un factor que indica la relación entre los números de onda vertical y horizontal, pero en este caso para las ondas de tipo S, esta relación se puede observar en la ecuación 2.4.

$$r_\alpha = \frac{k_z}{k_x} = \sqrt{\frac{c_x^2}{\alpha^2} - 1} \quad (2.3)$$

$$r_\beta = \frac{k_z}{k_x} = \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta^2} - 1} \quad (2.4)$$

A continuación se expone un análisis de dispersión de ondas de Love planteado por Stein & Wysession (2003). Como la propagación de este tipo de ondas sólo son conformadas por ondas SH, sólo es necesario estudiar el desplazamiento de ese tipo de onda.

En la figura 2.2 se muestra un modelo simple conformado por una capa y el semi-espacio. En la primera capa se propaga una onda incidente que después será reflejada en la interfase, por lo que el desplazamiento de esta onda se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$\vec{u} = \vec{a}_y [A \exp(-jr_1 k_x z) + B \exp(jr_1 k_x z)] e^{jk_x(c_x t - x)} \quad (2.5)$$

Donde r_1 representa la relación entre los números de onda vertical y horizontal para las ondas S.

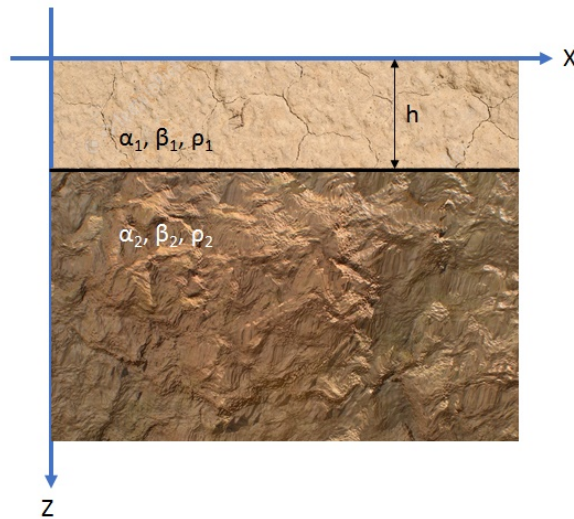


Figura 2.2: Modelo de una capa con espesor h , densidad ρ_1 y velocidades α_1, β_1 . Sobre un semi-espacio con densidad ρ_2 y velocidades α_2, β_2

Stein & Wysession (2003) explican que como en las ondas de Love la energía se debe quedar atrapada en la interfase, es necesario que el exponencial $\exp(-jk_x r_2 z)$ sea un número real negativo que decae con la profundidad. Lo anterior ocurre si la velocidad aparente c_x en dirección paralela al eje x es menor a la velocidad de onda S en el semiespacio, por lo tanto se deberá utilizar una relación de número de onda r_2 expresado de forma distinta a la ecuación 2.4.

$$r_2 = \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta_2^2} - 1} = -j\gamma_2 \quad (2.6)$$

En donde β_2 es la velocidad de onda S en el semiespacio y γ_2 es igual a:

$$\gamma_2 = \sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta_2^2}} \quad (2.7)$$

Con lo anterior se puede describir en una ecuación el movimiento de una onda en el semiespacio:

$$\vec{u} = C\vec{a}_y \exp(-\gamma_2 k_x z) e^{jk_x(c_x t - x)} \quad (2.8)$$

En la condición de frontera de la superficie libre $z = 0$, los esfuerzos tienen que ser igual a cero.

$$\begin{aligned} \sigma_{yz}(x, 0, t) &= \mu_1 \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} \right) (x, 0, t) = 0 \\ &= \mu_1 (ik_x r_1) (A - B) \exp[j(\omega t - k_x x)] = 0 \end{aligned} \quad (2.9)$$

Los desplazamientos y los esfuerzos deben ser continuos en la interface $z = h$. Con la ecuación 2.9 es posible ver que $A = B$. Entonces la ecuación que describe los desplazamientos en la capa y el semiespacio se puede formular utilizando las ecuaciones 2.5 y 2.8:

$$\begin{aligned} \vec{a}_y A [\exp(-jr_1 k_x h) + \exp(jr_1 k_x h)] e^{jk_x(c_x t - x)} &= C\vec{a}_y \exp(-\gamma_2 k_x h) e^{jk_x(c_x t - x)} \\ A [\exp(-jr_1 k_x h) + \exp(jr_1 k_x h)] &= C \exp(-\gamma_2 k_x h) \end{aligned} \quad (2.10)$$

Y la ecuación que define los esfuerzos es:

$$\mu_1(-jk_x r_1)A[\exp(-jr_1 k_x h) - \exp(jr_1 k_x h)] = \mu_2(-jk_x r_2)C \exp(-\gamma_2 k_x h) \quad (2.11)$$

Utilizando las fórmulas de Euler para expresiones trigonométricas

$2 \cos \phi = e^{j\phi} + e^{-j\phi}$ y $-2j \sin \phi = e^{-j\phi} - e^{j\phi}$ las ecuaciones 2.10 y 2.11 pueden representarse de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} 2A \cos(r_1 k_x h) &= C \exp(-\gamma_2 k_x h), \\ 2j\mu_1 r_1 A \sin(r_1 k_x h) &= -\mu_2 r_2 C \exp(-\gamma_2 k_x h) \end{aligned} \quad (2.12)$$

Al dividir las ecuaciones en 2.12 se obtiene:

$$\tan(r_1 k_x h) = \frac{-\mu_2 r_2}{j\mu_1 r_1} \quad (2.13)$$

El tipo de ecuaciones como la anterior 2.13, se les llama relaciones de dispersión porque representan la relación entre el número de onda y la velocidad. Y como el número de onda está relacionado con la frecuencia angular, se puede notar que con diferentes frecuencias existen velocidades distintas, por lo tanto aquí se aprecia la dispersión.

Considerando las ecuaciones 2.6, 2.7 y $k_x = \omega/c_x$ la relación de dispersión 2.13 se puede expresar de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \tan(r_1 k_x h) &= \frac{-\mu_2(-j\gamma_2)}{j\mu_1 r_1} = \frac{\mu_2 \gamma_2}{\mu_1 r_1} \\ \tan \left[\left(\frac{\omega h}{c_x} \right) \left(\frac{c_x^2}{\beta_1^2} - 1 \right)^{\frac{1}{2}} \right] &= \frac{\mu_2 (1 - c_x^2/\beta_2^2)^{1/2}}{\mu_1 (c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}} \end{aligned} \quad (2.14)$$

Definiendo una nueva variable $\xi = (h/c_x)(c_x^2/\beta_1^2 - 1)^{1/2}$ la relación 2.14 queda:

$$\tan(\omega \xi) = \frac{h\mu_2(1 - c_x^2/\beta_2^2)^{1/2}}{\mu_1 c_x \xi} \quad (2.15)$$

La solución a la ecuación 2.14 es la intersección de la curva $\tan(\omega\xi)$ con el lado derecho de la ecuación anterior. Al tratarse de una curva tangente, se pueden obtener varias soluciones dependiendo del valor de la frecuencia ω . Para una frecuencia ω en específico, el valor de ξ más pequeño con el cual existe una solución a la ecuación 2.14 permanece al modo fundamental, y las siguientes soluciones serán parte de modos superiores.

Stein & Wysession (2003) mencionan que con las eigenfunciones verticales de los modos, se puede saber la profundidad a la que llegaran las ondas superficiales dependiendo del modo de éstas, siendo el modo fundamental el que alcanzará menores profundidades. En la ecuación 2.16 se observa que con velocidades bajas, las longitudes de onda son más cortas y por lo tanto se propagan a profundidades más someras.

$$\lambda = \frac{2\pi c_x}{\omega} \quad (2.16)$$

De igual manera, las ondas con longitud de onda más grandes, se propagan a velocidades más grandes y alcanzan profundidades más grandes. También se puede notar que la frecuencia a la cual se propagan las ondas es inversamente proporcional a la longitud de onda, por lo tanto, con frecuencias bajas, la profundidad es mayor y con frecuencias altas, la profundidad es menor.

2.3. Funciones de Green

La Función de Green comúnmente se utiliza como un operador lineal para la resolución de ecuaciones diferenciales ordinarias no homogéneas con condiciones de frontera. En este caso la solución sería:

$$Y(x) = \int_a^b f(x')G(x', x)dx' \quad (2.17)$$

Donde $f(x')$ es una función conocida, y el término $G(x', x)$ es la Función de Green.

Pero en el caso de este trabajo las Funciones de Green se utilizan para la obtención de la curva de dispersión de ondas superficiales. Esta función se puede obtener mediante la correlación cruzada de ruido sísmico, y también describe la respuesta del campo de ondas de ruido sísmico debida a una fuente impulsiva, según Schuster (2009), y puede ser representada por la delta de Dirac, $\delta(x)$.

Un sismograma se puede representar por la función delta de Dirac, como se muestra en la ecuación 2.18.

$$u(x) = \int_a^b f(s)\delta(s-x)ds \quad (2.18)$$

Donde a es el tiempo inicial de la señal, b es el tiempo final y $f(s)$ es la respuesta de la fuente.

Observando las ecuaciones 2.17 y 2.18 se puede notar que la función $\delta(s-x)$ se puede representar como una función de Green.

$$\delta(s-x) = G(s,x) \quad (2.19)$$

Cuando se hace la convolución de la señal de ruido sísmico con la función delta de Dirac, es equivalente a realizar un desplazamiento de la señal en el tiempo. Según Schuster (2009), atrasar o adelantar la señal sísmica puede servir para mejorar la calidad y evitar la distorsión en los datos registrados.

Para retrasar la señal a unidades se podría realizar la siguiente operación:

$$f(x-a) = f(x) * \delta(x-a) \quad (2.20)$$

Donde el símbolo $*$ es el operador de convolución.

Para adelantar la señal a unidades se puede aplicar la siguiente ecuación:

$$f(x+a) = f(x) * \delta(x+a) \quad (2.21)$$

Con lo anterior, tomando en cuenta la analogía de la función delta de Dirac con la función de Green, es posible concluir que la función de Green puede ser una herramienta para obtener un desplazamiento en la señal de tal forma que parezca que un punto a es la fuente de la señal, a esto se le llama *fente virtual en a*.

Sánchez-Sesma et al. (2017) mencionan que la función de Green representa la característica fundamental del medio en el cual se propagan las ondas sísmicas, es por esto que en muchos trabajos de sísmica ha llegado a ser importante obtener esta función.

En este trabajo la función de Green se obtiene realizando correlaciones cruzadas entre dos estaciones virtuales que registran el ruido sintético, tratando de simular la manera de adquirir datos cuando se hace interferometría sísmica.

2.4. Correlaciones Cruzadas

La correlación cruzada es una operación realizada entre dos señales. Se puede definir matemáticamente en el dominio del tiempo con la siguiente ecuación:

$$f(t) \otimes g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t + \tau)d\tau \quad (2.22)$$

Como se puede notar la correlación cruzada se parece mucho a la convolución de señales, la diferencia es que la señal $g(t)$ no es necesario reflejarla con respecto al eje y es decir no es necesario hacer $g(t) = g(-t)$. A continuación en la ecuación 2.23 se presenta la ecuación matemática en el dominio del tiempo de la convolución de señales para que se aprecie mejor la diferencia entre estas operaciones.

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t - \tau)d\tau \quad (2.23)$$

Como el teorema de convolución expresa que realizar una convolución entre dos señales es equivalente a realizar la multiplicación entre ellas en el espectro de frecuencia, para obtener la correlación en este mismo dominio, es necesario aplicar a cada señal en el dominio del tiempo la transformada de Fourier, de esta forma se obtendrá $F(\omega)$ y $G(\omega)$, después se tiene que obtener el conjugado complejo de una de las dos funciones. En este caso, como ejemplo se usará el conjugado complejo de $F(\omega)$ el cual se representará como $F^*(\omega)$.

$$f(t) \otimes g(t) = F^*(\omega)G(\omega) \quad (2.24)$$

Como se puede observar, se obtiene el conjugado complejo de $G(\omega)$ o el de $F(\omega)$ y en cada caso se obtendrá un resultado distinto, esto quiere decir que la correlación cruzada no es una operación conmutativa, es decir $f(t) \otimes g(t)$ es diferente a $g(t) \otimes f(t)$.

$$f(t) \otimes g(t) = F^*(\omega)G(\omega)$$

$$g(t) \otimes f(t) = F(\omega)G^*(\omega)$$

Para demostrar que la ecuación 2.24 es verdadera definimos la transformada de Fourier como:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-j\omega t} dt \quad (2.25)$$

Reemplazando la ecuación 2.22 de la correlación cruzada en la ecuación 2.24 y redefiniendo $F(\omega)$ como $f(t) \otimes g(t)$ se obtiene:

$$f(t) \otimes g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[\int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t + \tau) d\tau \right] e^{-j\omega t} dt \quad (2.26)$$

En la ecuación anterior 2.26, se puede uno dar cuenta que la variable $f(\tau)$ no depende de t , por lo tanto se pueden cambiar el orden de integración de la siguiente manera:

$$f(t) \otimes g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \left[\int_{-\infty}^{\infty} g(t + \tau)e^{-j\omega t} dt \right] d\tau \quad (2.27)$$

Realizando un cambio de variable $m = t + \tau$ la ecuación anterior queda de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 f(t) \otimes g(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \left[\int_{-\infty}^{\infty} g(m) e^{-j\omega(m-\tau)} dm \right] d\tau \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \left[\int_{-\infty}^{\infty} g(m) e^{-j\omega m} e^{j\omega\tau} dm \right] d\tau \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \left[e^{j\omega\tau} \int_{-\infty}^{\infty} g(m) e^{-j\omega m} dm \right] d\tau \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) e^{j\omega\tau} G(\omega) d\tau
 \end{aligned} \tag{2.28}$$

En la ecuación anterior 2.28, se puede observar que $G(\omega)$ no depende de τ , por lo tanto 2.28, se puede escribir como:

$$f(t) \otimes g(t) = G(\omega) \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) e^{j\omega\tau} d\tau \tag{2.29}$$

En la ecuación 2.29, se puede notar que la integral corresponde a la transformada de Fourier conjugada de la señal $f(t)$, entonces 2.29 queda descrita como:

$$f(t) \otimes g(t) = F^*(\omega) G(\omega) \tag{2.30}$$

De esta manera se puede observar que la ecuación 2.24 es idéntica a la 2.30, por lo tanto se comprueba que la correlación cruzada en el dominio de Fourier se puede obtener multiplicando el conjugado complejo de una señal en el dominio de la frecuencia con otra señal en este mismo dominio.

2.5. Interferometría Sísmica

La interferometría sísmica es análoga a la estudiada en óptica, en donde se aplica el fenómeno de interferencia para tener una mejor imagen. En la interferometría sísmica se generan nuevas señales a partir de una fuente sísmica virtual creada correlacionando y sumando pares de señales sísmicas.

Existen diferentes tipos de interferometría sísmica, en una se utiliza una fuente controlada y en la otra se utiliza el ruido sísmico. Con los dos métodos se busca crear la fuente sísmica virtual antes mencionada, para que de esta forma se pueda tener información o datos con una mejor calidad que ayuden a la interpretación del subsuelo.

Este trabajo está basado en la interferometría de ruido sísmico, en donde se busca obtener una función de Green a partir de las correlaciones cruzadas de las señales de microsismos o ruido en el dominio del tiempo, es por esto que si la correlación cruzada se realiza en el dominio de frecuencias, es necesario aplicarle una transformada inversa de Fourier.

Con los datos registrados por los sismómetros se obtiene una parte causal tomando la segunda estación como fuente virtual, después se obtiene la parte anticausal tomando en cuenta la primera estación como fuente virtual, y luego se unen o apilan la señal causal y anticausal para obtener la función de Green, con la que se realizará la curva de dispersión de ondas superficiales para obtener las diferentes velocidades de grupo que varían con la frecuencia.

La curva de dispersión obtenida con la Función de Green puede ser de ondas de Rayleigh o de Love según la componente de ruido que se haya analizado, y también se le puede aplicar algún método de inversión de datos geofísicos para obtener el modelo de capas o estratos del subsuelo.

Suponiendo que se tienen datos de ruido sísmico en un receptor A y en un receptor B , y el registro de ambos fue de 2 horas, normalmente se busca separar la señal en ventanas de tiempo más pequeñas, posteriormente, si se considera necesario, se le aplica algún filtro a la señal.

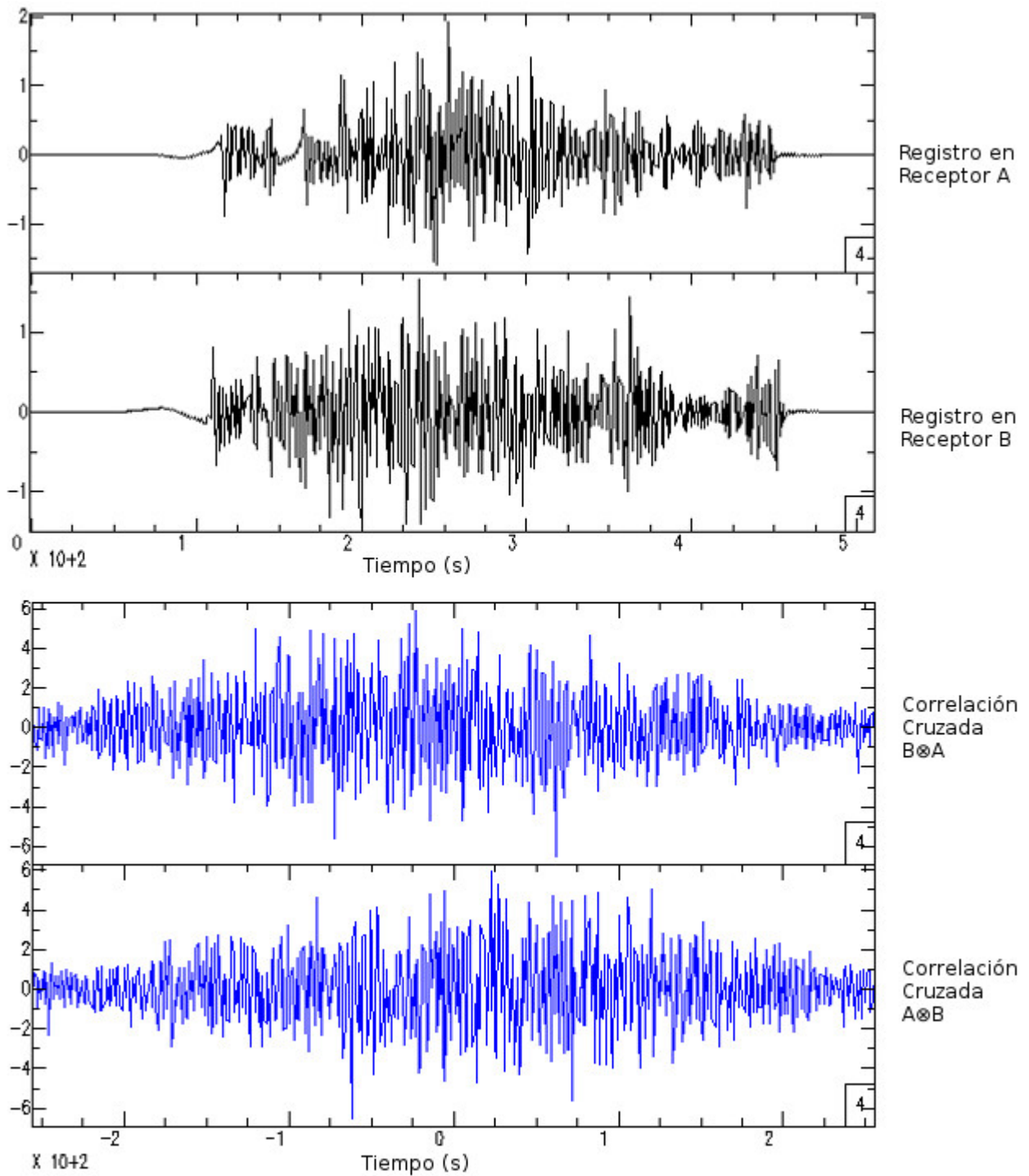


Figura 2.3: Las dos primeras señales de hasta arriba representan los registros sintéticos de ruido sísmico en los receptores A y B. En azul se muestran las correlaciones cruzadas de las señales.

Para realizar las correlaciones cruzadas, se elige una ventana en el registro del receptor A y otra del registro en B , y después se realiza la correlación cruzada $A \otimes B$ y $B \otimes A$.

Como se puede ver en la figura 2.3, haciendo la correlación cruzada $A \otimes B$, se obtiene la parte causal de la función de Green. Al realizar la correlación cruzada $B \otimes A$ se adquiere la parte anticausal.

Sin embargo, en este trabajo obtuve la correlación cruzada de la estación uno con la dos, y posteriormente apile la señal inversa, ya que de esta forma se obtiene una función de Green más simétrica.

En general, después de que se realizan las correlaciones cruzadas de cada ventana, se apilan todas, incluyendo las de la parte causal y anticausal, para finalmente obtener la función de Green, con la cual se puede obtener la curva de dispersión.

La figura 2.4 muestra una función de Green obtenida utilizando la correlación cruzada de $A \otimes B$ y su inverso, y la señal de abajo muestra la función de Green calculada con las correlaciones cruzadas $A \otimes B$ y $B \otimes A$. Como se puede observar, la función de Green obtenida de las dos maneras es casi la misma, y es por esta razón que en este trabajo se utiliza el inverso de la correlación cruzada.

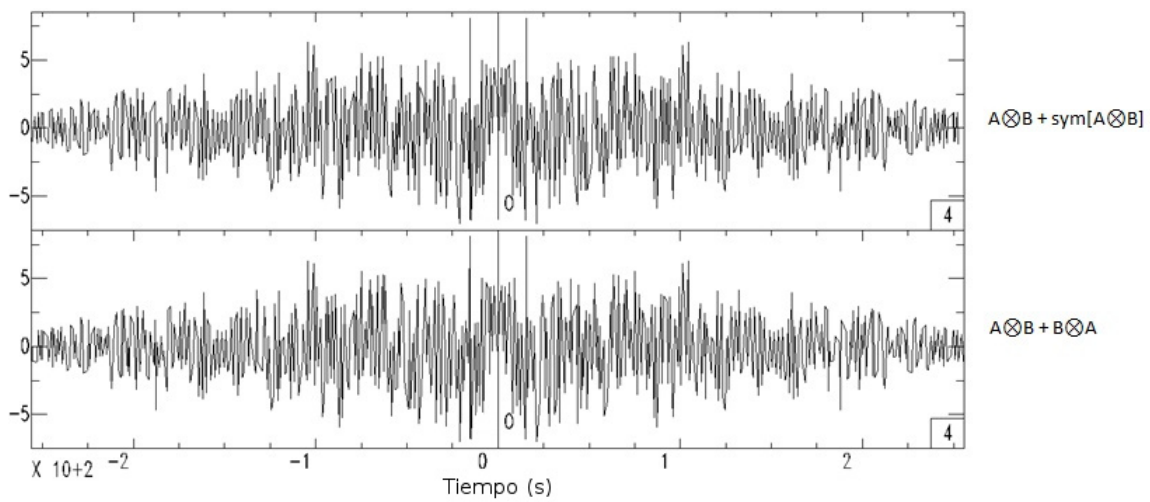


Figura 2.4: Funciones de Green obtenida con correlaciones cruzadas $A \otimes B$ y $B \otimes A$ y utilizando el inverso de $A \otimes B$

Capítulo 3

Metodología del Modelado Sintético

La emergencia de las ondas superficiales a partir de las correlaciones de datos de ruido sísmico depende en gran medida del preprocesamiento de los datos. El modelado directo es una forma de conocer qué factores contribuyen a cambios en la dispersión de ondas superficiales contenidas en el ruido. La generación de Funciones de Green sintéticas es una forma de comprender la respuesta del medio, y analizar los alcances de estas funciones para extraer las propiedades del subsuelo. En este trabajo se plantean tres modelos sintéticos para generar Funciones de Green y analizar las propiedades de dispersión de éstas. Para ello se utilizó como herramienta la serie de programas *Computer Programs in Seismology* realizados en la universidad *Saint Louis University* de Missouri, Estados Unidos por el Dr. Robert Herrmann. Los programas están desarrollados en FORTRAN y lenguaje C, y permiten generar sismogramas sintéticos a partir de un modelo inicial del subsuelo formado por capas horizontales.

Específicamente, para este trabajo utilizo un Script que está realizado en el Shell de Linux, en el cual se usan los programas mencionados anteriormente para generar un sismograma de ruido sísmico a partir de fuentes sintéticas ubicadas aleatoriamente en un espacio que puede medir varios kilómetros cuadrados. Dentro de esta área hay dos puntos que actúan como receptores que registran el ruido sísmico

sintético. A los sismogramas de ruido obtenidos por estas estaciones se les aplica correlaciones cruzadas para obtener una función de Green y a partir de ésta obtener las curvas de dispersión.

3.1. Sismograma Sintético

Una manera muy sencilla de realizar un sismograma sintético es hacer una convolución de una ondícula con eventos de reflexión representados mediante funciones impulso.

Aunque hacer un sismograma utilizando este método puede no ser muy efectivo cuando se quiere representar una señal que defina bien las características del subsuelo o de un modelo. Lo mejor sería utilizar la función de Green, la cual es útil para saber cual sería la respuesta ante alguna fuente sísmica.

Para obtener el sismograma sintético utilizando la función de Green, se tiene que hacer la convolución de ésta con la señal que representa la fuente sísmica, que podría ser una ondícula.

$$R(\omega) = G(\omega)S(\omega) \quad (3.1)$$

En donde $G(\omega)$ representa la función de Green y $S(\omega)$ es la señal sísmica.

Con la ecuación 3.1 se puede ver que la función de Green en el dominio de la frecuencia es equivalente a una función de transferencia $G(\omega) = H(\omega)$ y el término $X(\omega) = S(\omega)$ que puede representar la ondícula o la señal de la fuente sísmica en el dominio de Fourier.

$$Y(\omega) = H(\omega)X(\omega) \quad (3.2)$$

Con lo anterior se puede deducir que la Función de Green puede servir para representar la respuesta dinámica provocada por alguna fuente sísmica.

3.2. Función de Green

Para obtener las Funciones de Green necesarias para generar el sismograma sintético de ruido sísmico, en el Script se utilizan los programas **sprep96**, **sdisp96**, **spulse96**, **slegn96** y **sregn96** de *Computer Programs in Seismology*. El primero crea un archivo llamado *sdisp96.dat* introduciendo el tiempo de registro, la profundidad de la fuente y el receptor, el número de modos y el nombre del archivo que contiene el modelo del subsuelo, que en el caso de este trabajo es el archivo ASCII *CUS.mod*. El número de modos utilizados es 1, es decir, sólo el modo fundamental. Utilizando el archivo *sdisp96.dat*, con el programa **sdisp96** se calculan las curvas de dispersión a partir del modelo descrito por el archivo *CUS.mod*. El programa **sdisp96** devuelve dos archivos binarios con la dispersión de las ondas de Rayleigh (*sdisp96.ray*) y Love (*sdisp96 lov*). Con los archivos o ficheros binarios mencionados anteriormente, se calculan las eigenfunciones de las ondas superficiales: **sregn96** obtiene las eigenfunciones de la onda de Rayleigh y con **slegn96** se calculan las eigenfunciones para la onda de Love, y con esto se generan dos archivos nuevos: *sregn96.egn* y *slegn96.egn*. Finalmente, con la curva de dispersión y con las eigenfunciones se puede calcular la función de Green usando el programa **spulse96** para así obtener el sismograma.

La figura 3.1 muestra un diagrama de flujo que explica los programas y archivos antes mencionados necesarios para generar el sismograma sintético. Es importante mencionar que con la simulación de ruido sísmico se volverá a obtener la función de Green, pero esta vez utilizando correlaciones cruzadas, esto último es lo que normalmente se hace en la adquisición de datos reales de ruido sísmico.

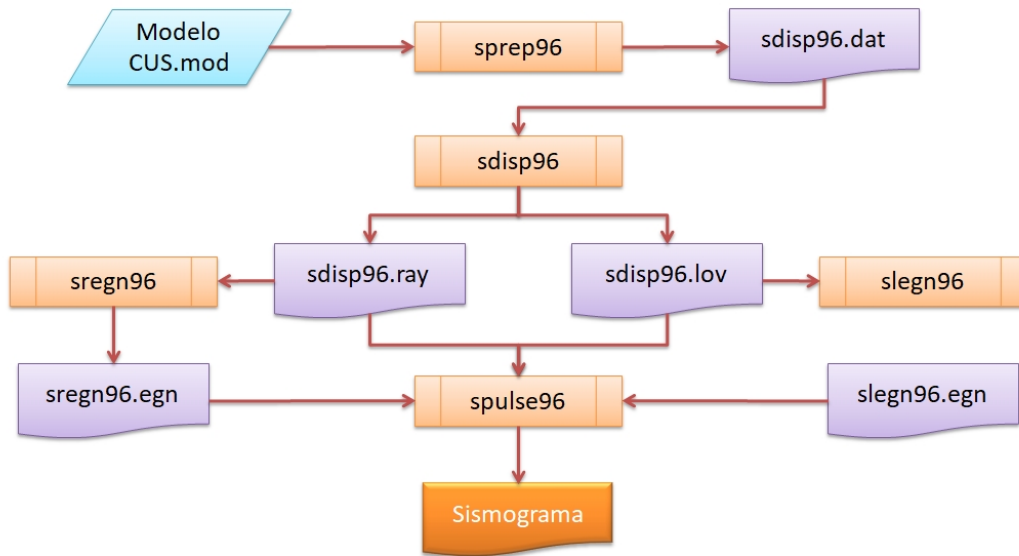


Figura 3.1: Diagrama de flujo de los programas y archivos de Computer Programs in Seismology necesarios para generar el sismograma sintético.

3.3. Muestreo y Filtrado del Sismograma Sintético

Al tratarse de un sismograma sintético digital, es necesario utilizar valores discretos, es por esta razón que se define un valor diferencial de tiempo **DT** y un número total de muestras en la señal **NPTS**, el cual deberá ser un múltiplo de 2 para que no existan errores de muestreo (Herrmann, 2002).

En el código del programa desarrollado en Shell de Linux también se seleccionan los límites de frecuencia **FREQLIMITS**, que son valores que definen un filtro para las fuentes que provocarán el ruido sísmico sintético, por lo tanto este filtro ayuda a controlar el rango de frecuencias que tendrá el ruido sísmico.

El manual de Seismic Analysis Code Users Manual (2013) indica que los valores que se deben escribir en los **FREQLIMITS** del programa SAC de IRIS son cuatro: f_1 , f_2 , f_3 y f_4 . La ventana de este filtro es como la de la figura 3.2.

En la gráfica de la figura 3.2 se puede ver que los valores que están entre f_1 y f_2 son la cuarta parte ascendente de ciclo de una función senoidal, los valores entre f_2 y f_3 son igual a uno, y la sección entre f_3 y f_4 es un cuarto de ciclo de la parte descendente de una función senoidal.

Según el manual de Seismic Analysis Code Users Manual (2013) los valores f_1 y f_2 son para especificar un filtro pasa-altas a bajas frecuencias, y f_3 y f_4 son para el filtro pasa-bajas a altas frecuencias. Es importante mencionar que estos dos últimos valores deben ser menores a la frecuencia de Nyquist.

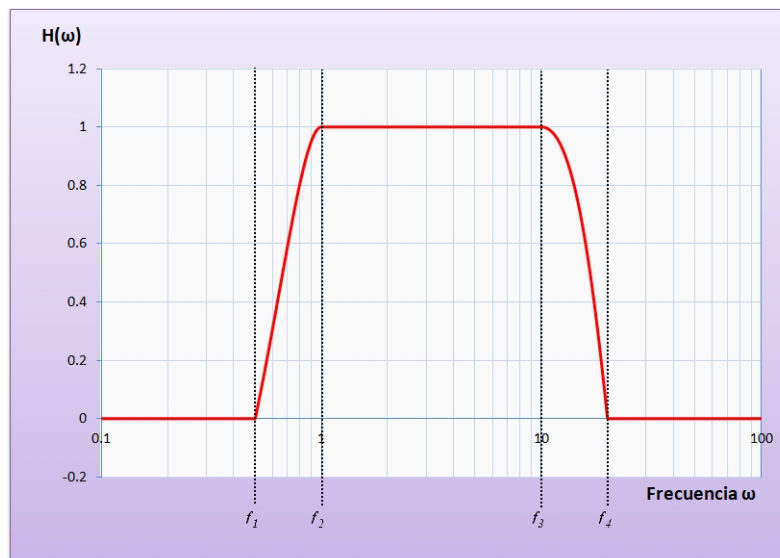


Figura 3.2: Gráfica semilogarítmica del filtro aplicado con *FREQLIMITS* en *SAC* para la generación del sismograma

Para evitar problemas de muestreo, se deberá seguir el Teorema de Nyquist para seleccionar el valor **DT**, es decir se debe seleccionar una frecuencia de muestreo F_s mayor o igual a dos veces la frecuencia máxima F_{max} para que no exista el problema conocido como aliasing.

$$F_s \geq 2F_{max} \quad (3.3)$$

Para el caso de la figura 3.2, los valores de f_1 , f_2 , f_3 y f_4 son 0,5, 1,0, 10 y 20 respectivamente, por lo tanto la frecuencia máxima F_{max} es 20, y aplicando el teorema de Nyquist (Ecuación 3.3), se selecciona una frecuencia de muestreo mayor o igual a 40. De esta forma utilizando la ecuación 3.4 el valor de **DT** tendrá que ser 0.025 para este caso.

$$DT = \frac{1}{F_s} \quad (3.4)$$

3.4. Tensor de Momento Sísmico

El tensor de momento sísmico se utiliza para describir las distintas direcciones de los vectores de momento sísmico, los cuales están formados por un par de fuerzas actuando una en sentido contrario a la otra, siendo aplicadas a una cierta distancia. La magnitud de estos vectores se puede calcular con el producto fd , en donde f es la fuerza y d la distancia que separa a los vectores de fuerza.

Este tensor se representa como se puede ver en la ecuación 3.5.

Para los elementos M_{xx} , M_{yy} y M_{zz} las fuerzas actúan sobre un mismo eje sin provocar torques separadas una distancia d . En cambio, los demás elementos del tensor sí generan torques, por ejemplo, el elemento M_{xy} tiene el par de fuerzas actuando en dirección del eje x pero están separadas una distancia d respecto al eje y

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

En la figura 3.3 se puede observar mejor como actúan los pares de fuerza de cada elemento del tensor de momento sísmico.

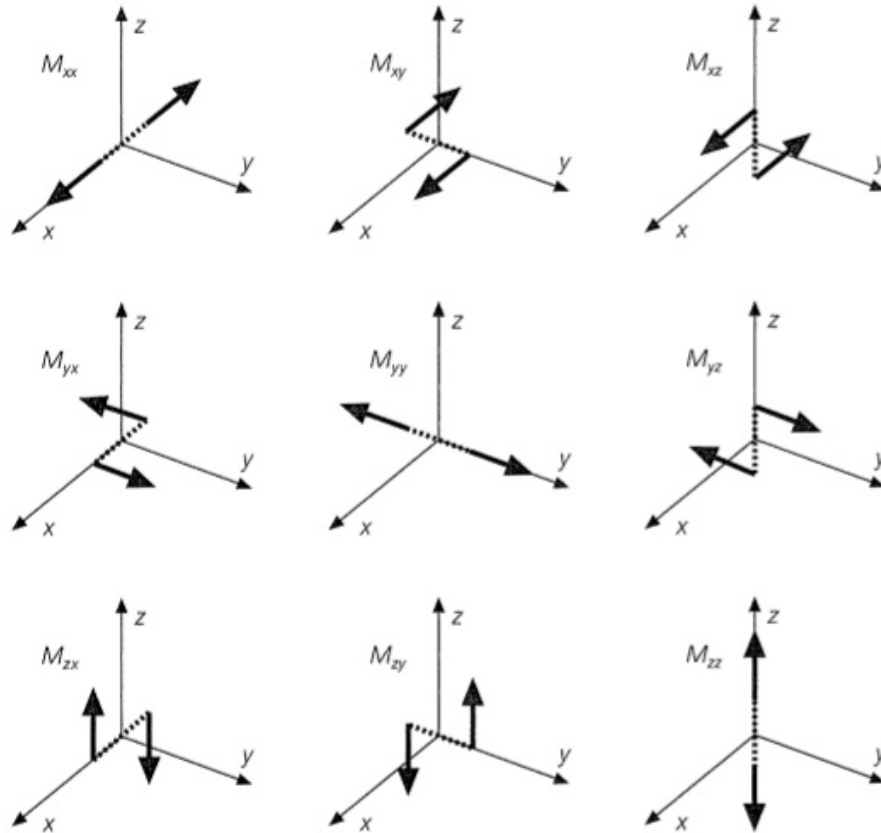


Figura 3.3: Tensor de momento sísmico representando gráficamente los pares de fuerzas. Recuperado de Stein & Wysession (2003)

Para calcular la magnitud de este tensor es necesario saber el valor de rigidez μ del subsuelo y la magnitud del vector de desplazamiento \vec{D} de la falla y el área de contacto S .

$$M_0 = \mu |\vec{D}| S \quad (3.6)$$

Como los tensores se pueden ocupar en cualquier sistema de coordenadas, la mejor forma de escribir el tensor es como se muestra en la ecuación, en donde el vector unitario \vec{n} es normal al plano de falla que provoca el sismo, y \vec{d} es un vector unitario que indica la dirección del desplazamiento del plano de falla.

$$M_{ij} = M_0 \begin{bmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{bmatrix} \quad (3.7)$$

El tensor de momento sísmico puede servir para describir los mecanismos focales, es decir, la posición y orientación de las fallas que provocaron algún terremoto. Aunque en este trabajo se usa para obtener sismogramas en las direcciones radial, transversal y vertical.

3.5. Modelado Sintético de Ruido Sísmico

El ruido sísmico sintético como había mencionado anteriormente se genera en un área determinada con pulsos en posiciones aleatorias adentro de ese espacio. Cuando existe una gran cantidad de estos pulsos se logran simular microsismos o microtemores que son registrados por los dos receptores igualmente sintéticos. En este trabajo utilizo 20 pulsos o fuentes ubicadas aleatoriamente por cada segmento de tiempo **NSRC**. Por ejemplo, si se utilizan 100 segmentos de tiempo **NSRC**, se tendrán un total de 2000 fuentes virtuales y el valor para **MAXSRC** sería 100. En la figura 3.4 se ve como están distribuidas estas fuentes y la posición de dos receptores separados 400 km.

En el código del script, después de definir el área en el que se encontrarán las fuentes y el número máximo de segmentos de tiempo **NSRC** que está expresado en la constante **MAXSRC**, se definen las posiciones de los receptores. Las ubicación de estos se irá moviendo dependiendo de la profundidad de investigación que se desee alcanzar.

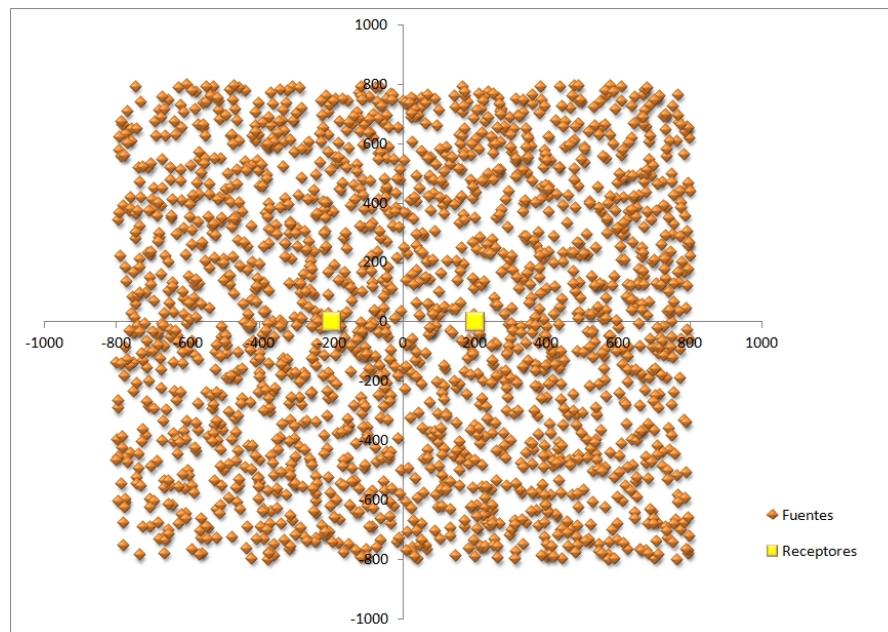


Figura 3.4: Mapa sintético que muestra las fuentes distribuidas aleatoriamente y los receptores: los puntos anaranjados son las fuentes y los amarillos los receptores

Cada una de las 20 fuentes que pertenece al segmento de tiempo **NSRC** son llamadas **SUBSOURCE** en el programa, éstas son ubicadas de manera aleatoria para simular el ruido sísmico. Después se calculan valores de distancia epicentral entre el receptor 1 y la fuente, obteniendo así **DIST1**; el azimut de la fuente al receptor1 o estación1 **AZ1**; y el azimut del receptor1 a la fuente **BAZ1**. De manera similar se obtienen los valores **DIST2**, **AZ2**, **BAZ2** tomando de referencia la estación2. Posteriormente se verifica que los valores de **DIST1** y **DIST2** sean mayores a una cierta distancia para evitar problemas con la expansión geométrica.

Para obtener el sismograma sintético se utiliza la función de Green generada con **spulse96** y además se usa un pulso parabólico con longitud $4Ldt$, en donde L es una constante para disminuir o aumentar la longitud del pulso, para este trabajo se le asignó el valor de 2 a dicha constante. Por lo tanto para este caso la longitud del pulso siempre será $8dt$, en donde dt se refiere al intervalo de muestreo. Este pulso es el que representa a la fuente sísmica, y la función de Green describe la

característica fundamental del subsuelo, por lo tanto utilizando estas dos se puede obtener el sismograma sintético.

En la figura 3.5 se muestra un ejemplo del sismograma sintético utilizando una sola fuente ubicada a 200 kilómetros del receptor.

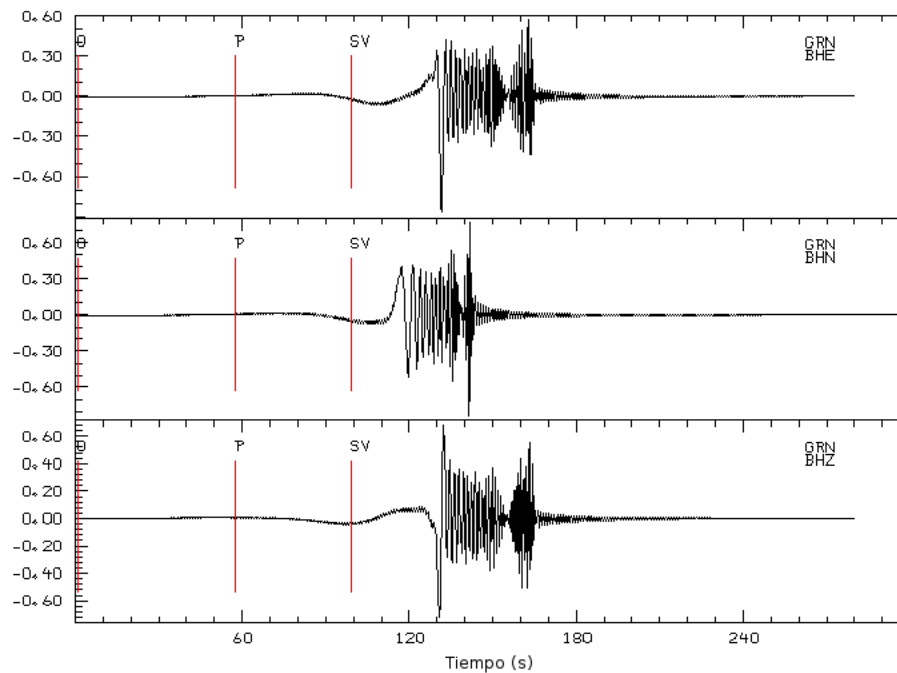


Figura 3.5: Ejemplo de sismograma sintético utilizando una fuente separada 200 kilómetros del receptor. Se muestran las tres componentes: vertical, radial y transversal

Con uno de los programas de **Computer Programs in Seismology** llamado **GSAC**, que está basado en el programa **SAC** de IRIS, se crean los sismogramas en sus componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical para cada fuente **SUBSOURCE**. Lo anterior se obtiene utilizando el tensor de momento sísmico y el sismograma generado por el programa **spulse96** y de esta manera se obtienen tres componentes para cada estación virtual.

Después de obtener los sismogramas para cada **SUBSOURCE** tanto para la estación 1 como para la estación 2, se aplica el filtrado explicado en la sección 3.3 (*Muestreo y Filtrado del Sismograma Sintético*) para cada sismograma de cada estación, en donde los límites de frecuencia del filtro están expresados por los valores de la variable **FREQLIMITS**.

Como el total de fuentes colocadas aleatoriamente en **SUBSOURCE** es 20, el número total de sismogramas obtenidos en este punto para cada estación, son 20 multiplicado por las 3 componentes: radiales, transversales y verticales. Luego de obtener estos sismogramas, para cada componente, se apilan las señales de cada fuente **SUBSOURCE** para formar un nuevo sismograma conformado por los eventos de las 20 fuentes.

Los nuevos sismogramas obtenidos son los que pertenecen a las 3 componentes de cada estación. Con estos se realizan las correlaciones cruzadas entre las dos estaciones. Los sismogramas que se utilizan son de las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical de la estación 1 con las tres componentes de la estación 2.

De esta manera se obtiene una señal de correlaciones cruzadas que puede ser análoga a la obtenida con una ventana de tiempo cuando este método se utiliza en la toma de datos reales en campo. Por lo tanto, en este trabajo se obtienen más señales de correlaciones cruzadas repitiendo el proceso de utilizar 20 fuentes colocadas aleatoriamente, apilar las señales y realizar las correlaciones cruzadas con los nuevos sismogramas. De esta manera se obtendrán muchas trazas de correlaciones cruzadas que serán iguales al número máximo de segmentos de tiempo, alojados en la constante **MAXSRC**. Por último se apilan las señales de las correlaciones cruzadas obtenidas para cada segmento de tiempo **NSRC**, para de esta manera sumar la aportación de todas las fuentes. La componente Este de la estación 1 con la Este de la estación 2 **E1E2**; la componente Norte de la estación 1 con la componente Norte de la estación 2 **N1N2**; y las componentes verticales de la estación 1 con las componentes verticales de la estación 2 **Z1Z2**.

A los demás componentes no se les realiza la correlación cruzada, ya que tienen una distinta dirección de desplazamiento y no son útiles para este estudio.

Para recuperar la función de Green se toma la señal de correlaciones cruzadas y se invierte con respecto al eje de velocidades, formando con cada componente los archivos **Z1Z2.rev**, **E1E2.rev** y **N1N2.rev**. Y después se apilan las señales de las correlaciones cruzadas **Z1Z2**, **E1E2** y **N1N2** con **Z1Z2.rev**, **E1E2.rev** y **N1N2.rev** respectivamente para formar finalmente las funciones de Green correspondientes a cada componente **Z1Z2.sym**, **E1E2.sym** y **N1N2.sym**.

3.6. Obtención de las curvas de dispersión

Las curvas de dispersión se obtienen con un programa que también lo realizó el Dr. Robert Herrmann de la universidad *Saint Louis University* de Missouri en Estados Unidos. Este programa llamado *Muliple Filter Technique* emplea un método descubierto por Dziwonski et al. (1969), que consiste en la aplicación múltiple de un filtro pasa bandas para obtener las diferentes velocidades de grupo U dependiendo de las diferentes frecuencias de las ondas superficiales.

Las funciones de Green obtenidas anteriormente son las señales a las que se les aplicó la técnica de filtrado múltiple *Muliple Filter Technique* (MFT). A dichas señales se les aplicó el filtro gaussiano que está expresado en la ecuación 3.8 (Herrmann, 1973), en donde α es un escalar que se utiliza para aumentar o disminuir la amplitud del filtro.

$$G(\omega) = \begin{cases} e^{-\alpha \frac{\omega^2}{\omega_0^2}} & |\omega| \leq \omega_c \\ 0 & |\omega| > \omega_c \end{cases} \quad (3.8)$$

Al valor de ω_c se le denomina frecuencia central, y es la frecuencia que corresponde a un valor específico de velocidad de grupo U , por lo tanto para obtener la curva de dispersión se deberá aplicar el filtro gaussiano sucesivamente cambiando el valor de la frecuencia central ω_c por los valores que pertenecen al dominio de frecuencias de la curva de dispersión.

Después de aplicar el filtro gaussiano en alguna frecuencia central ω_c , en el dominio del tiempo, se selecciona el valor de tiempo t_U en el cual la señal presenta un valor máximo. Con este valor y la distancia epicentral d (distancia entre la fuente y el receptor), se puede obtener el valor de la velocidad de grupo para la frecuencia central ω_c utilizando la ecuación 3.9.

$$U = \frac{d}{t_U} \quad (3.9)$$

Por lo tanto, como se había mencionado anteriormente, este filtro se debe aplicar muchas veces, obteniendo un nuevo valor para la velocidad de grupo U , con cada valor de frecuencia central ω_c y así obtener finalmente la curva de dispersión. De igual manera, si se utiliza la velocidad de fase en vez de la de grupo, se obtendrá la curva de dispersión para velocidad de fase.

Capítulo 4

Resultados

Los resultados que a continuación se presentan corresponden a tres modelos. El primer modelo que se utilizó fue uno que representa estratos con muy grandes espesores, con capas a escala de la corteza terrestre. El segundo modelo corresponde a espesores de capas que corresponden a una cuenca sedimentaria, en donde la profundidad de investigación es menor a un kilómetro. El tercer modelo es de estratos que corresponden a geología superficial, la profundidad de investigación para este modelo es de pocos metros, y se puede considerar representativo de proyectos de exploración para fines geotécnicos.

4.1. Modelo de Corteza

En la generación de ruido sísmico y extracción de la función de Green utilicé los programas *Computer Programs in Seismology*, realizados en la universidad *Saint Louis University* de Missouri, Estados Unidos. En el modelo de corteza reproduje los resultados realizados por el Dr. Robert Herrmann. La tabla 4.1 muestra las características del modelo.

$h(m)$	$v_p(m/s)$	$v_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$	ν
1000	5000	2890	2.5000	0.249
9000	6100	3520	2.7300	0.250
10000	6400	3700	2.8200	0.249
20000	6700	3870	2.9020	0.250
0	8150	4700	3.3640	0.251

Tabla 4.1: Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas P y S del modelo de corteza propuesto por Herrmann

Para obtener el sismograma sintético se utilizaron las curvas de dispersión teórica y el programa **spulse96**. En total se deben obtener dos sismogramas; uno para cada estación. En la figura 4.1 se muestran los sismogramas de la estación 1, en sus componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical.

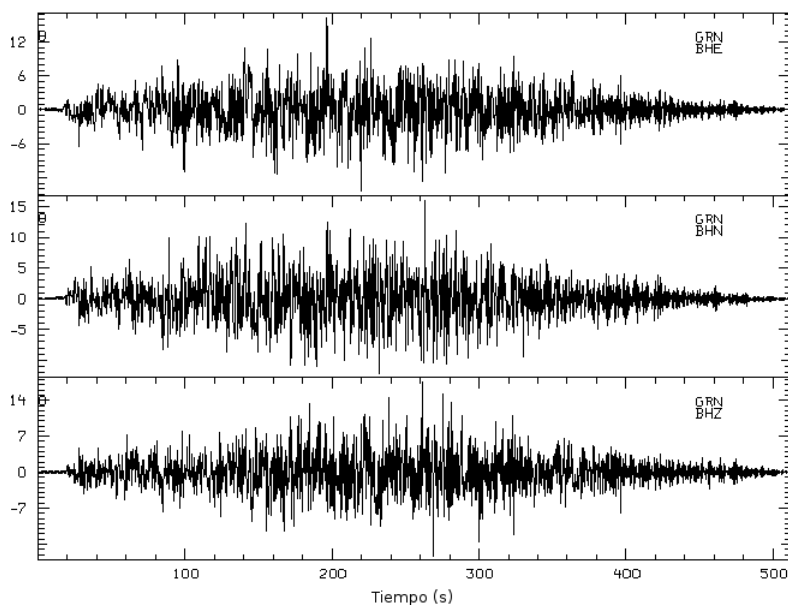


Figura 4.1: Sismogramas de las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical del ruido sísmico sintético, en donde la de hasta arriba es la Este-Oeste y la de hasta abajo la Vertical.

La dispersión teórica se puede conocer con las propiedades físicas de las capas que se describen en la tabla 4.1. En el modelo de corteza, la curva de dispersión teórica de las ondas de Love y Rayleigh se encuentra en la figura 4.2, donde se observa que las ondas de Love tienen valores más altos que las ondas de Rayleigh debido a que por naturaleza son ligeramente más rápidas que las ondas de Rayleigh.

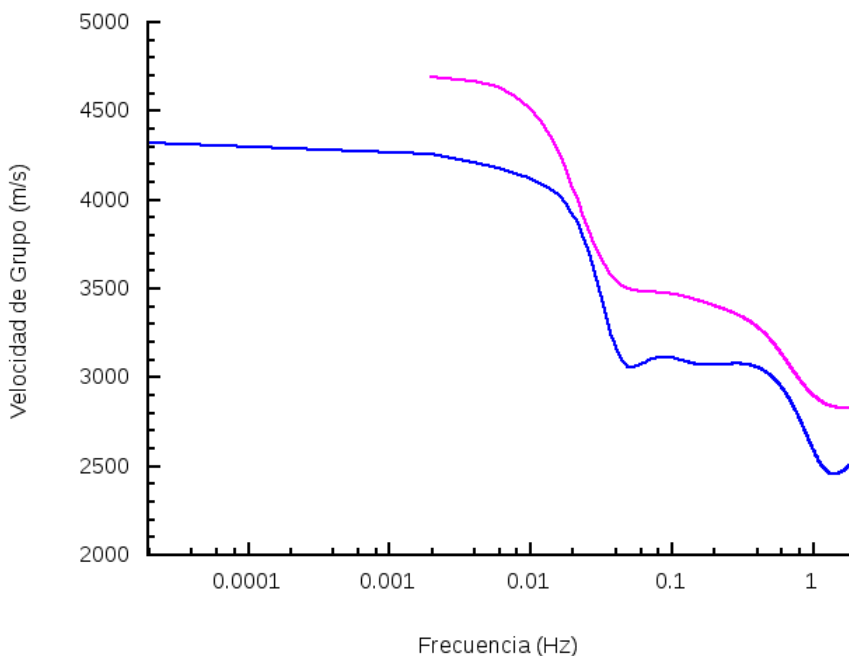


Figura 4.2: Curva de dispersión teórica de las ondas de Love y Rayleigh del modelo de corteza. La dispersión de las ondas de Love está marcada en magenta y la de Rayleigh en azul.

Comúnmente no se sabe la configuración de capas o estratos en el subsuelo, y para conocer la dispersión de las ondas superficiales se utiliza la función de Green obtenida a partir de la correlación cruzada. La figura 4.3 muestra la función de Green del modelo de corteza.

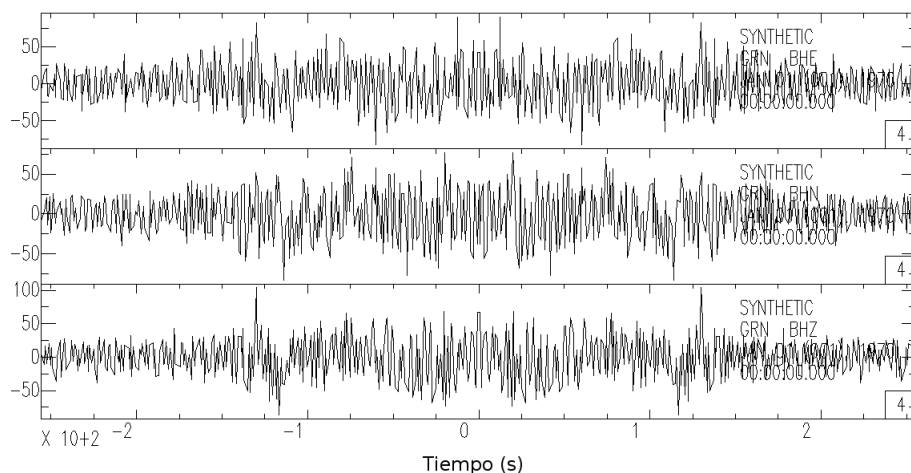


Figura 4.3: *Función de Green del modelo de corteza.*

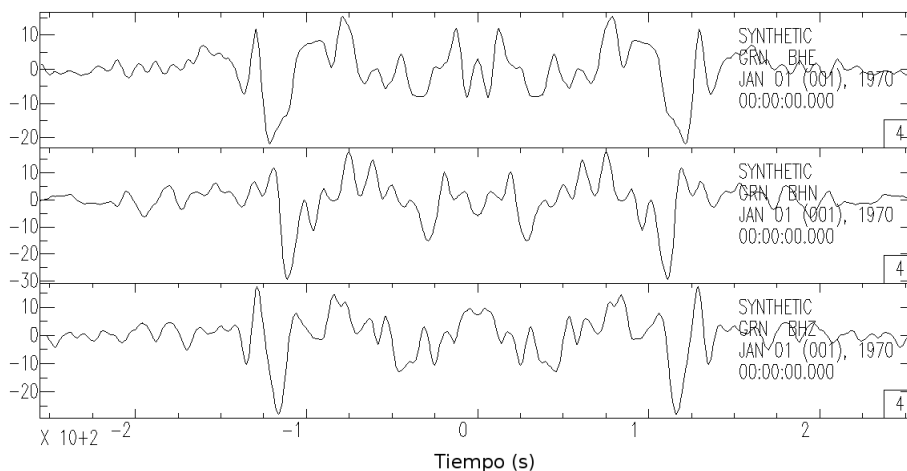


Figura 4.4: *Función de Green del modelo de corteza filtrada entre 0.001 Hz y 0.08 Hz. Con fuentes virtuales en -125 y 125 segundos*

Para ver mejor el tren de ondas de la función de Green filtré la señal con un filtro pasabanda entre 0.001 Hz y los 0.08 Hz. De esta manera se puede observar mejor en qué tiempo se presenta las funciones de Green (pulsos de correlación) obtenidas por las correlaciones cruzadas. En la figura 4.4, se notan los picos con gran amplitud de las funciones de Green en -125 y 125 segundos aproximadamente.

El espacio utilizado para generar las correlaciones cruzadas en este modelo es de 1600 km x 1600 km, donde se colocan aleatoriamente 2000 fuentes que generan el ruido sísmico. Las coordenadas de los receptores es (-200, 0) y (200, 0).

La curva de dispersión obtenida a partir de función de Green de la figura 4.3 se muestra en la figura 4.5.

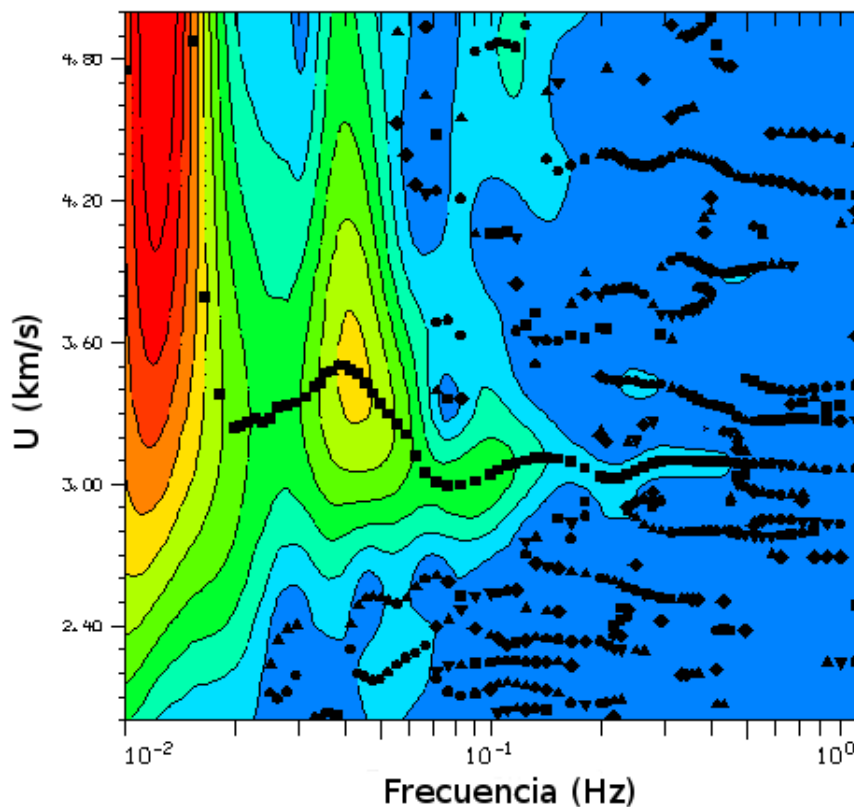


Figura 4.5: Curva de dispersión del modelo de corteza.

En la figura 4.5 se puede observar que las frecuencias más bajas están cerca de la velocidad de 4000 m/s, que corresponden a la velocidad de las ondas S en el semiespacio. En cambio las frecuencias más altas son las que pertenecen a la primera capa, y estas frecuencias tienen velocidades de aproximadamente 2900 m/s.

Para verificar que la curva de dispersión de la figura 4.5 representa bien las características de propagación de las ondas superficiales, realicé una comparación de la curva de dispersión obtenida con la función de Green, es decir la de la figura 4.5, con la curva de dispersión teórica. En la figura 4.6, se muestra la diferencia entre estas dos curvas. El coeficiente de correlación entre las dos curvas es 0,5638, y la raíz cuadrada del error cuadrático medio es 280,78.

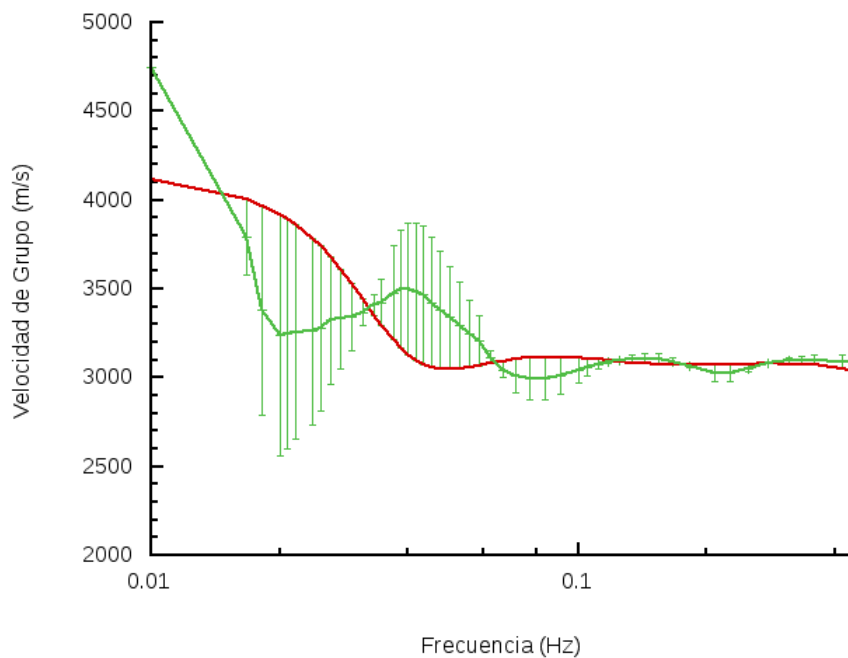


Figura 4.6: La curva de dispersión teórica del modelo de corteza está marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green está indicada con color verde.

Basándose en los datos estadísticos mencionados anteriormente, es posible ver que la curva de dispersión obtenida con el modelado sintético no es tan parecida a la curva de dispersión teórica y por lo tanto no describe perfectamente el subsuelo. Aunque aumentando el número de fuentes que generan el ruido sísmico, la curva de dispersión mejora.

Con 10 mil fuentes distribuidas aleatoriamente en un espacio de 1600 km x 1600 km, la curva de dispersión obtenida se aproxima más a la teórica. La raíz cuadrada del error cuadrático medio es 67,48 y el coeficiente de correlación es 0,977. En la figura 4.7 se puede ver la diferencia entre las curvas de dispersión teórica y la generada a través de la obtención de la función de Green con correlaciones cruzadas.

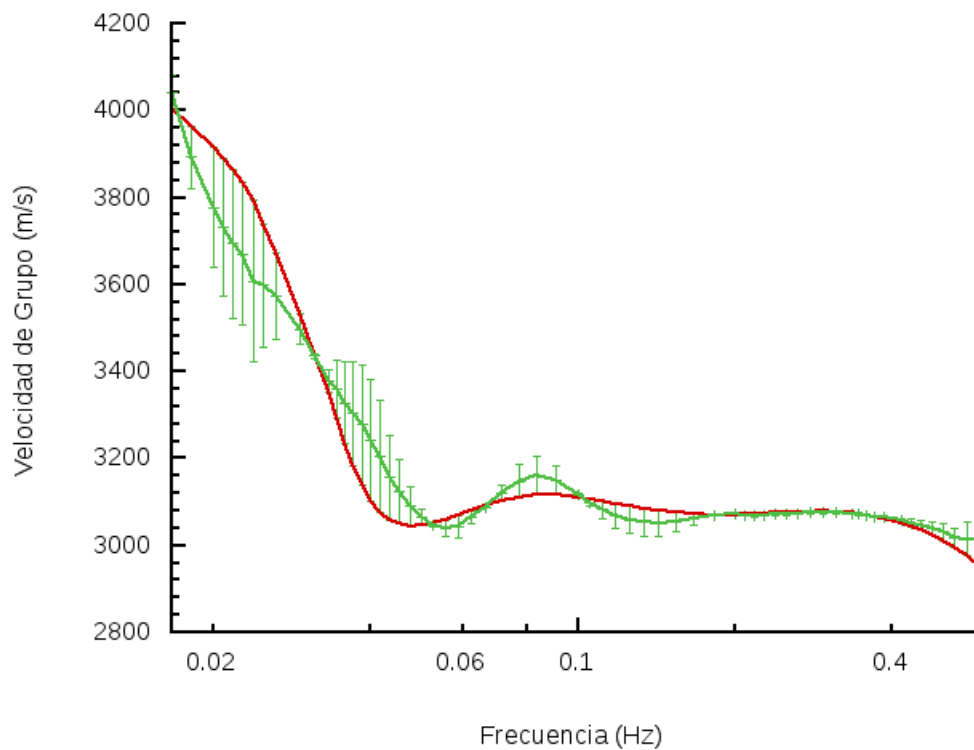


Figura 4.7: La curva de dispersión teórica del modelo de corteza está marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green está indicada con color verde.

4.2. Modelo de Cuenca

Este modelo está formado por 4 capas horizontales y el semiespacio. En la tabla 4.2 se muestran las propiedades de espesor de cada estrato, la densidad y la velocidad de ondas P y S.

$h(m)$	$v_p(m/s)$	$v_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$	ν
25	950	440	0.7000	0.363
50	1325	620	0.9800	0.360
175	1785	830	1.2000	0.362
350	2240	1040	1.6400	0.363
0	3100	1450	2.1240	0.360

Tabla 4.2: Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas P y S del modelo de cuenca

Como este modelo es más pequeño que el de corteza, la separación entre las estaciones que miden el ruido sísmico sintético es más pequeña. Esta distancia entre estaciones es de 6 km.

A continuación se muestra en la figura 4.8 las curvas teóricas de dispersión (Rayleigh y Love). Las ondas de Rayleigh se presentan en frecuencias más pequeñas que en las ondas de Love y además se observa que en frecuencias entre 0.4 y 1 las velocidades de la onda de Rayleigh son ligeramente mayores a las de Love.

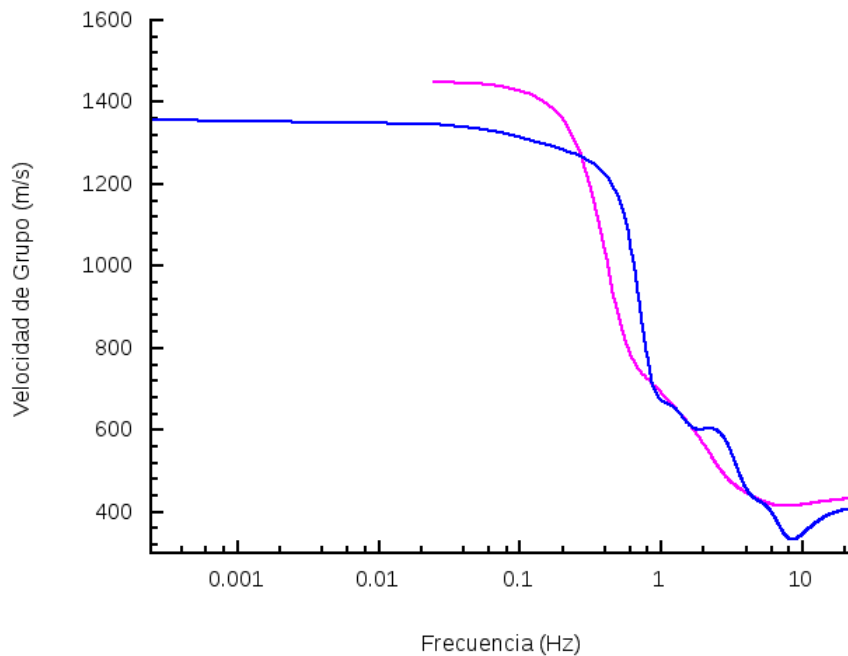


Figura 4.8: Curva de dispersión teórica de las ondas de Love y Rayleigh del modelo de cuenca. La dispersión de las ondas de Love está marcada en magenta y la de Rayleigh en azul.

Para obtener la curva de dispersión que pertenece al modelo propuesto, cambié los límites de frecuencia **FREQLIMITS** de la siguiente manera $f_1 = 0,03$, $f_2 = 0,06$, $f_3 = 5$ y $f_4 = 20$. Así las fuentes provocarán movimiento en frecuencias desde $0,03Hz$ hasta $20Hz$. Además es relevante tomar en cuenta, que estos rangos de frecuencia presentan valores mayores a los utilizados en el modelo de corteza, ya que de esta manera se aumenta la resolución y se disminuye la profundidad de investigación.

Los límites de frecuencia de las fuentes $f_1 = 0,03$ y $f_4 = 20$ corresponden al mínimo y máximo valor de frecuencia en la curva de dispersión teórica. Esto se puede notar en las figura 4.8. Si se utilizan otros valores de frecuencia no se obtendrán los valores correctos de dispersión después de procesar la función de Green.

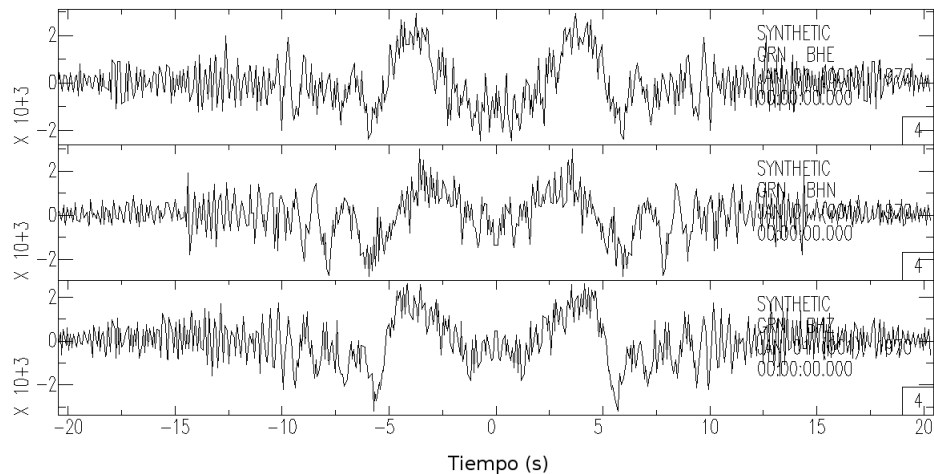


Figura 4.9: *Función de Green del modelo de cuenca.*

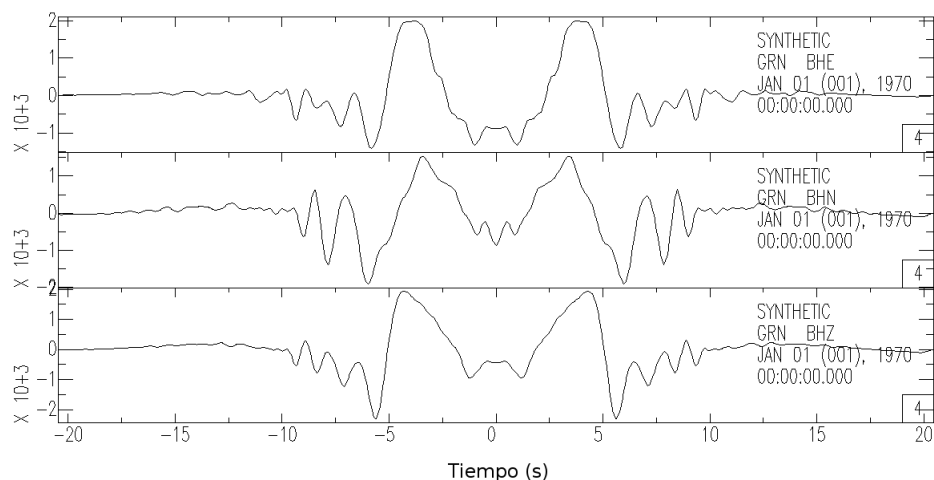


Figura 4.10: *Función de Green del modelo de cuenca filtrada entre 0.05 Hz y 1 Hz. Con fuentes virtuales en -3 y 3 segundos*

Debido a que la curva de dispersión mejora al aumentar el número de fuentes aleatorias, en este modelo utilicé más fuentes que en el de corteza, siendo en total 12000 el número de fuentes distribuidas aleatoriamente. Además, para evitar incrementar aún más la cantidad de fuentes, reduje el área a un cuadrado de 18 km x 18 km, y así se aumenta la cantidad de fuentes aleatorias por kilómetro cuadrado.

Con los parámetros anteriores se realizan las correlaciones cruzadas entre los dos receptores y se obtienen las funciones de Green de la figura 4.9.

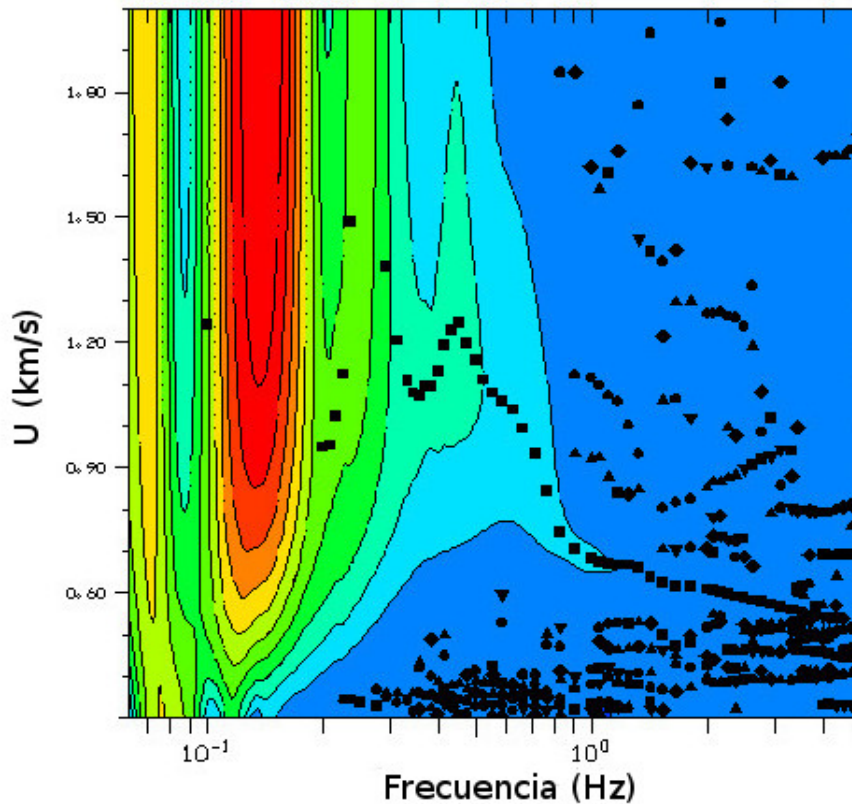


Figura 4.11: *Curva de dispersión del modelo de cuenca. Ruido Sísmico registrado en un área de 18 km x 18 km.*

En la figura 4.10 se presenta la función de Green filtrada entre 0.05 Hz y 1 Hz para verificar mejor donde están ubicadas las dos grandes picos de la parte causal y anticausal de la función de Green. Éstos se encuentran aproximadamente en -3 segundos y 3 segundos.

En la figura 4.11 y 4.12 se muestran distintas curvas de dispersión obtenidas a partir de las funciones de Green calculadas con las correlaciones cruzadas de ruido sísmico. La figura 4.11 muestra la curva de dispersión con una mayor densidad de fuentes que la figura 4.12, ya que en la primera, la distribución aleatoria de las

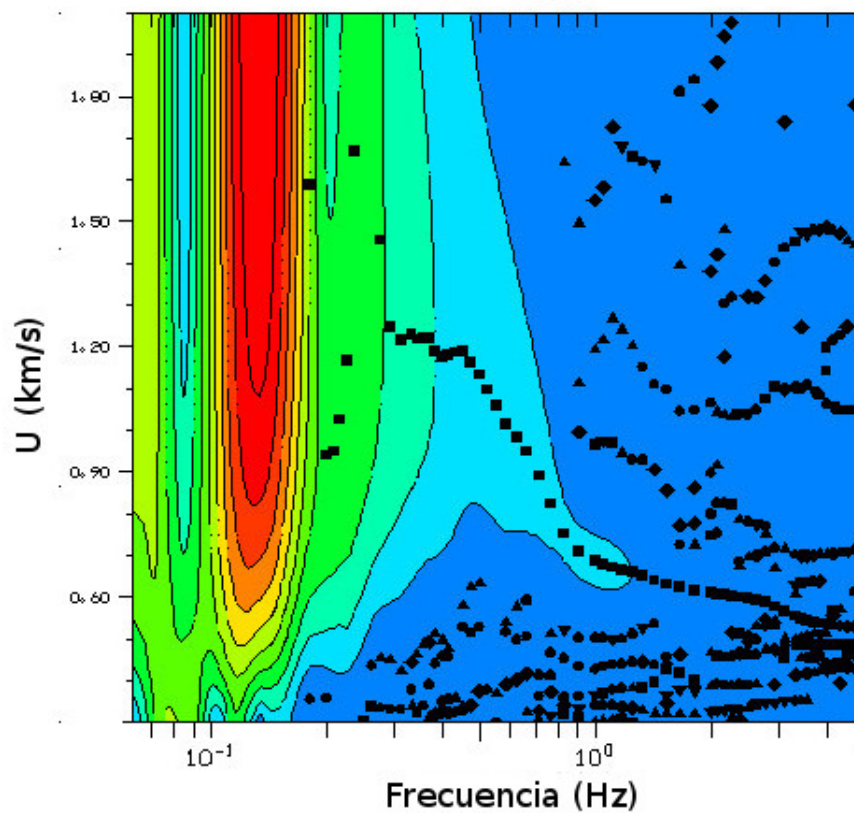


Figura 4.12: *Curva de dispersión del modelo de cuenca. Ruido Sísmico registrado en un área de 1600 km x 1600 km.*

fuentes es en un área de 18 km x 18 km y en la segunda, el área utilizada fue de 1600 km x 1600 km. Como en ambas situaciones se usó la misma cantidad de fuentes, la densidad o la cantidad de éstas por metro cuadrado, aumentó al disminuir el área.

En la figura 4.13 se muestra la curva de dispersión teórica y la dispersión obtenida con datos tomados en un área de 18 km x 18 km. La información estadística calculada muestra que el porcentaje de error promedio es 3,65 % y el coeficiente de correlación es 0,973.

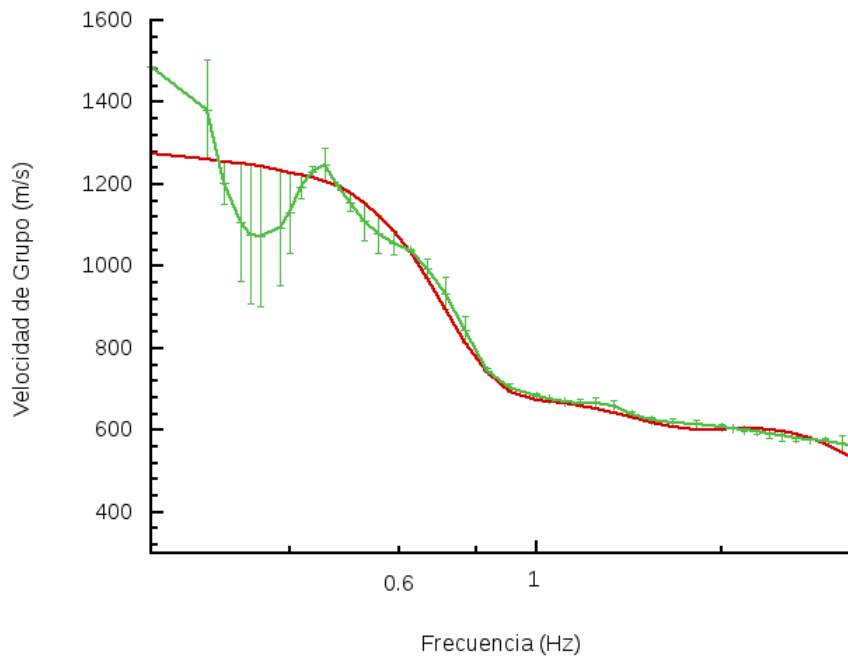


Figura 4.13: La curva de dispersión teórica del modelo de cuenca esta marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green está indicada con color verde.

Para observar la diferencia entre usar un área pequeña y un área grande y así ver como la densidad de fuentes influye en variaciones en la curva de dispersión, calculé información estadística que muestra el error entre la curva de dispersión teórica y la obtenida a partir del cálculo de correlaciones cruzadas. Estas curvas se muestran en la figura 4.14.

El coeficiente de correlación entre las dos curvas es 0,979 y el error promedio tiene un porcentaje de 5,58%. Con los datos anteriores se nota que el coeficiente de correlación en los dos casos es muy parecido. Sin embargo, el porcentaje de error promedio es más grande en donde el área utilizada es más grande. Por lo tanto, utilizar un área pequeña puede ayudar a obtener una mejor curva de dispersión, porque con esto aumenta la cantidad de fuentes colocadas aleatoriamente por kilómetro cuadrado.

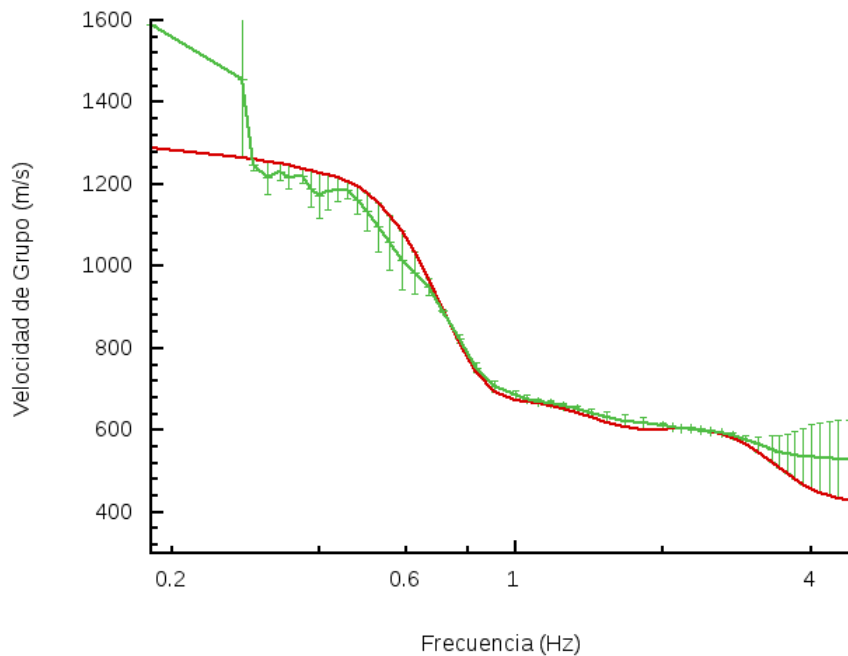


Figura 4.14: La curva de dispersión teórica del modelo de cuenca está marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green está indicada con color verde. Los datos fueron calculados en un área de 1600 km x 1600 km.

4.3. Modelo de Geología Superficial

El último modelo que realicé, es el más pequeño y puede ser útil para geotecnia o proyectos de ingeniería civil. El modelo tiene un espesor total de 50 metros y describe una serie de tres capas y el semiespacio. Las propiedades de velocidad de propagación de ondas P y S, y los espesores de cada capa están en la tabla 4.3.

Al igual que en el modelo de Cuenca, es necesario ubicar a una distancia más próxima las estaciones, por lo anterior, para el modelo de geología superficial, la distancia entre estaciones es de 500 metros.

$h(m)$	$v_p(m/s)$	$v_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$	ν
14	680	400	1.7500	0.235
25	920	530	1.9000	0.252
11	1895	1100	2.2000	0.246
0	2100	1210	2.3400	0.252

Tabla 4.3: Espesor de estratos y velocidades de propagación de ondas p y s del modelo de geología superficial

La variable **FREQLIMITS** del programa, que contiene valores para los límites de frecuencia de las fuentes ubicadas aleatoriamente, los cambié a $f_1 = 0,1$, $f_2 = 0,2$, $f_3 = 20$ y $f_4 = 80$. De esta manera se pueden obtener con mejor resolución las capas de este modelo, que tiene profundidades menores a las de los modelos anteriores.

El número de fuentes aleatorias que se utilizó para este modelo fueron 24000. Y para incrementar el número de fuentes por metro cuadrado, se colocaron en un área de 4 km x 4 km.

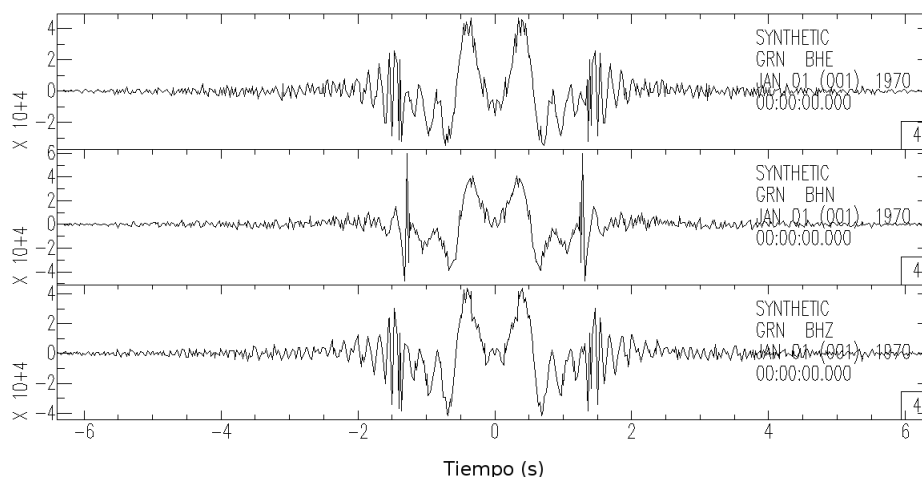


Figura 4.15: Función de Green del modelo de geología superficial.

Después de realizar las correlaciones cruzadas de ruido sísmico obtuve las siguientes funciones de Green, que se muestran en la figura 4.15. Las funciones de Green filtradas entre 0.4 Hz y 3 Hz se exhiben en la figura 4.16.

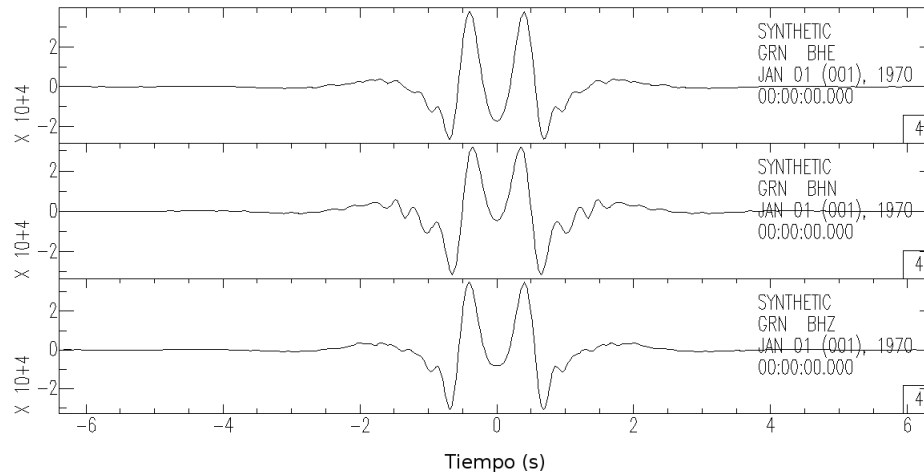


Figura 4.16: Función de Green del modelo de geología superficial filtrada entre 0.4 Hz y 3 Hz. Con fuentes virtuales en -0.4 y 0.4 segundos

La curva de dispersión obtenida con las correlaciones cruzadas de ruido sísmico se ilustra en la figura 4.17.

Con el fin de entender mejor las diferencias que existen entre la curva de dispersión teórica y la curva de dispersión de ruido sísmico sintético ilustradas en la figura 4.18, se utilizaron herramientas estadísticas; el coeficiente de correlación es 0,932 y la raíz del error cuadrático medio es 103,463. Estos resultados permiten apreciar la similitud entre la curva de dispersión teórica y la obtenida con el ruido sísmico sintético. De este modo, esta manera de obtener y procesar los datos podría ser útil para definir las propiedades del subsuelo.

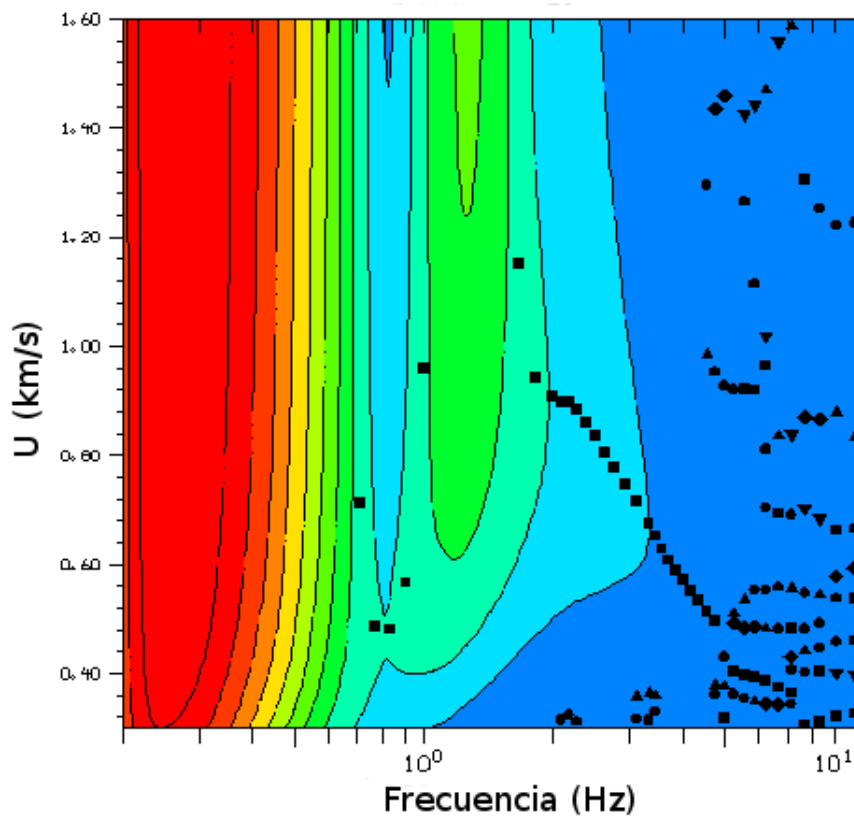


Figura 4.17: *Curva de dispersión del modelo de geología superficial.*

En la figura 4.18 donde se muestra la curva de dispersión obtenida a partir de correlaciones cruzadas y la dispersión teórica, se observa que las dos curvas son muy parecidas. En frecuencias de 2 Hz a 4 Hz tienen muy poca variación una con respecto de la otra. Sólo a partir de los 4 Hz, la dispersión del ruido sintético empieza a tener velocidades de propagación un poco más grandes que las velocidades de la dispersión teórica.

Hay que tomar en cuenta es que todos los cálculos para la curva de dispersión que se han mostrado hasta este momento se han realizado a partir de la componente vertical de las estaciones que miden el ruido sísmico. Pero en este modelo de geología superficial, noté que para mejorar la curva de dispersión, es mejor utilizar los registros de la componente transversal, es decir la Norte-Sur.

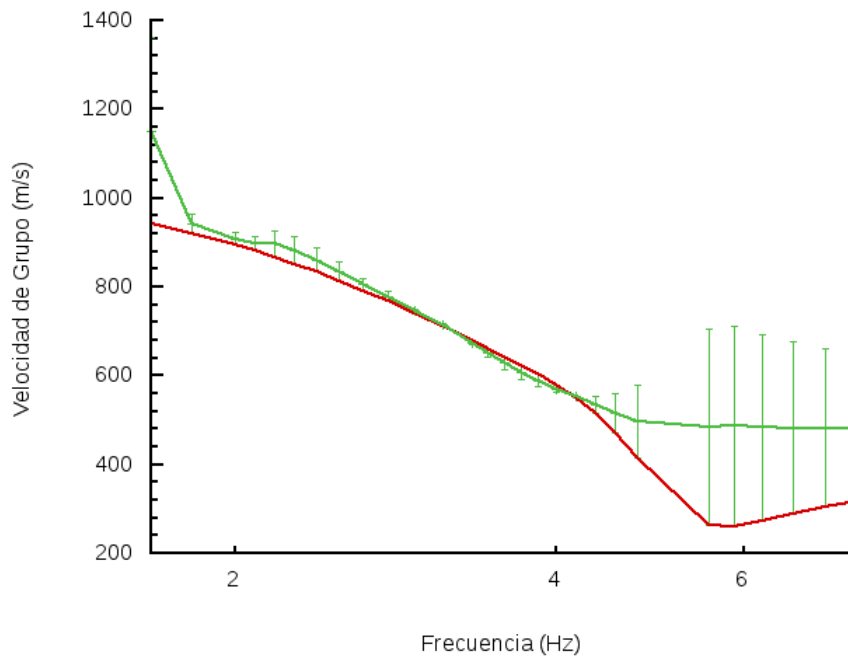


Figura 4.18: La curva de dispersión teórica del modelo de geología superficial está marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green está indicada con color verde.

En la figura 4.19 se muestran otra vez la diferencia entre las curvas de dispersión teórica y la obtenida mediante la función de Green a partir de correlaciones cruzadas de ruido sísmico. La diferencia es que en la figura 4.19 se utilizó la componente Norte-Sur para mejorar la dispersión.

En la figura 4.19 se nota que las velocidades que se encuentran en altas frecuencias ya pertenecen a la velocidad de propagación de las ondas S en la primera capa del modelo propuesto. Y por lo tanto ya son muy parecidas a la curva teórica de dispersión.

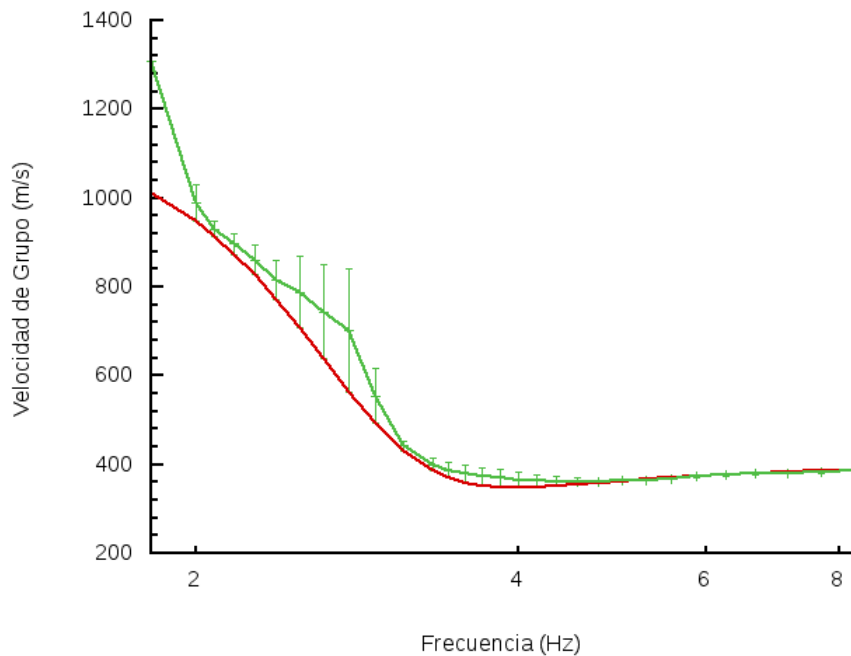


Figura 4.19: La curva de dispersión teórica del modelo de geología superficial está marcada en color rojo y la curva de dispersión obtenida mediante la función de Green utilizando la componente transversal está indicada con color verde.

4.4. Dispersión con ondas de Love

Como mencioné en el capítulo 2 en la sección de Ondas Superficiales. La componente transversal sirve para detectar las ondas de Love, es por esta razón que se utiliza la curva de dispersión teórica de las ondas de Love para compararla con las curvas de dispersión obtenidas mediante las funciones de Green.

En las figuras 4.2 y 4.8, en donde se muestran las curvas de dispersión teórica de los modelos de corteza y cuenca, se observa que en las ondas de Love con frecuencias menores, las velocidades son las mismas que las del semiespacio, y en frecuencias mayores, las velocidades son iguales a las de la primera capa. En cambio en las ondas de Rayleigh, los valores de velocidad se acercan a los del semiespacio y a los de la primera capa para frecuencias menores y mayores respectivamente, pero no son idénticos, como sucede en la dispersión de ondas de Love.

Para verificar si se obtiene una mejor dispersión con las ondas de Love, utilicé las componentes Norte-Sur de los modelos de corteza, cuenca y geología superficial en vez de las componentes verticales, para generar sus correspondientes funciones de Green recuperadas a partir de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico. Posteriormente obtuve las curvas de dispersión de cada modelo para después calcular valores estadísticos que se presentan en la tabla 4.4 y de esta manera comprobar si la dispersión podría mejorar al hacer las correlaciones cruzadas con las componentes transversales de los registros de ruido sísmico.

Componente	Coefficiente de Correlación	Error	Raíz del error cuadrático medio
Corteza			
Componente Vertical	0.977	1.27 %	67.477
Componente N-S	0.941	1.30 %	102.143
Cuenca			
Componente Vertical	0.973	3.65 %	65.574
Componente N-S	0.954	5.23 %	82.606
Geología superficial			
Componente Vertical	0.932	18.45 %	103.463
Componente N-S	0.982	5.35 %	67.422

Tabla 4.4: Información estadística entre las curvas de dispersión realizadas con la Componente Vertical y con la componente Norte-Sur

En la información de la tabla 4.4 se nota que en donde mejora la dispersión utilizando la componente transversal, es en el modelo de geología superficial. En el modelo de corteza no hay mucha variación al utilizar la componente vertical o la transversal, sin embargo, la componente vertical aparenta tener menos error. En el modelo de cuenca es mejor utilizar las componentes verticales porque el porcentaje de error incrementó un poco, aunque el coeficiente de correlación entre las dos

curvas es muy parecido. Lo anterior sugiere que es mejor utilizar la componente transversal para profundidades menores a los 50 metros, pero si las profundidades son mayores a 50 metros, utilizar la componente vertical ayudará a tener una mejor curva de dispersión..

A continuación se muestra la figura 4.20 en donde se presentan las diferentes curvas de dispersión de los modelos de corteza, cuenca y geología superficial con el fin de observar mejor la diferencia de velocidades en estos modelos y además mostrar que utilizando la dispersión de las ondas de Love se obtiene una mejor aproximación a la dispersión en el modelo de geología superficial y los valores se aproximan más a los de la curva de dispersión teórica.

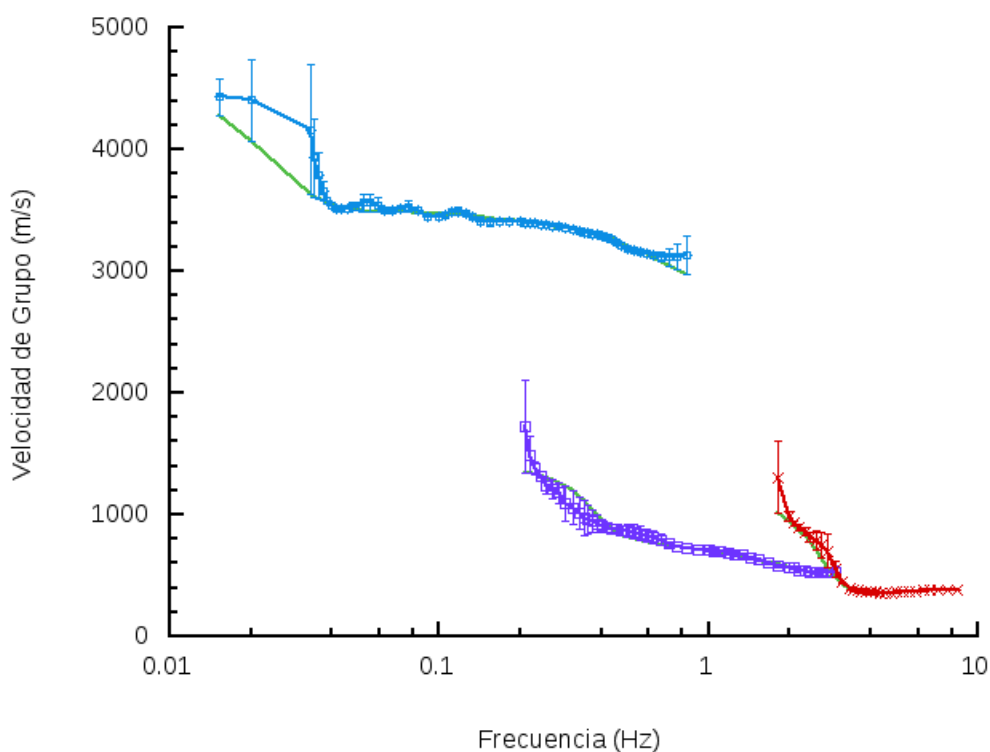


Figura 4.20: Las curvas de dispersión teórica de los distintos modelos están marcadas en color verde y las curvas de dispersión obtenida mediante la función de Green utilizando la componente transversal está indicadas en distintos colores: corteza en azul, cuenca en morado y geología superficial en rojo

4.5. Profundidad de investigación

Cuando las longitudes de onda en el ruido sísmico son pequeñas, las propiedades del subsuelo que se pueden estudiar son las más someras, en cambio cuando las longitudes de onda son más grandes, se alcanzan mayores profundidades de investigación. La separación entre estaciones permite detectar distintas longitudes de onda. Esta distancia entre estaciones es proporcional a la longitud de onda que podrían ser detectadas.

La profundidad máxima que se puede alcanzar se calcula dependiendo de la longitud de onda λ_x con la ecuación 4.1.

$$Z_v = \frac{\lambda_x}{4} \quad (4.1)$$

En la tabla 4.5 se muestran las distancias entre las estaciones, las cuales representan la longitud de onda horizontal λ_x máxima que podría ser detectada. También se observan las profundidades máximas Z_v que se podrían alcanzar dependiendo de la longitud horizontal.

	λ_x máxima (km)	Z_v máxima (km)
Corteza	400	100
Cuenca	6	1.5
Geología superficial	0.5	0.125

Tabla 4.5: Longitud de onda λ_x horizontal máxima que se podría detectar y profundidad máxima Z_v que se podría alcanzar en el arreglo de estaciones propuesto para los tres modelos

En la tabla 4.5 se puede notar que la profundidad máxima Z_v es 2.5 veces más grande que el espesor total del modelo propuesto. Con esto se aprecia que la profundidad de cada modelo es igual al 10 % de la separación entre estaciones. Por lo anterior, una buena distancia entre estaciones sería igual a 10 veces más la profundidad que se desee investigar. De esta manera se puede obtener una buena curva de dispersión, aunque también se recomienda realizar varias mediciones con diferentes distancias entre estaciones para obtener un mejor diagrama de dispersión, y de esta forma poder complementar mejor la curva de dispersión.

También para alcanzar una buena profundidad de investigación se debe seleccionar un buen filtro, ya que las frecuencias grandes permiten observar profundidades menores a las que se alcanzarían utilizando frecuencias con valores pequeños.

4.6. Frecuencias de muestreo y de filtrado

Las frecuencias de muestreo son muy importantes para obtener buenas curvas de dispersión, ya que seleccionando una correcta frecuencia se evitarán efectos como el *aliasing* y además se obtendrá una mejor resolución de las curvas de dispersión.

En la tabla 4.6 se presenta información acerca de las frecuencias de muestreo y de la frecuencia a la cual las señales fueron filtradas cuando se les aplicó el filtro pasa banda definido por la variable **FREQLIMITS**, que como había mencionado anteriormente, es un filtro que se le aplica a las fuentes posicionadas aleatoriamente.

	Corteza	Cuenca	Geología superficial
Frecuencia de Muestreo	4 muestras/s	50 muestras/s	160 muestras/s
Frecuencia de Filtrado	0.005 Hz - 2 Hz	0.03 Hz - 20 Hz	0.1 Hz - 80 Hz

Tabla 4.6: Frecuencias de muestreo y frecuencias de filtrado

Como se puede ver en la tabla 4.6, se usan filtros pasabanda con frecuencias más grandes para el modelo con menor profundidad. Por otro lado, se utilizan frecuencias bajas para los modelos con profundidades mayores. Aunque este rango de frecuencia de filtrado siempre varía, dependiendo de las características de espesores y velocidades de propagación de cada capa.

Al observar las figuras 4.2 y 4.8, es posible notar que el rango de frecuencias en el que se traza la curva de dispersión de las ondas de Love es el mismo que utilicé para el filtrado de las fuentes colocadas aleatoriamente. Es decir, las frecuencias de las curvas de dispersión son iguales a las definidas en la variable **FREQLIMITS**.

Capítulo 5

Conclusiones

En este trabajo se generaron correlaciones cruzadas de ruido sísmico a partir de la simulación de fuentes de ruido sísmico en tres modelos sintéticos. El flujo de trabajo que presento permite comprender el uso de esas correlaciones para la exploración geofísica del subsuelo mediante curvas de dispersión de ondas superficiales.

Con este estudio se concluye que es posible modelar correlaciones de ruido sísmico o funciones Green de tres componentes (Z,R,T) mediante modelos sencillos. Los modelos incluyen fuentes unitarias impulsivas que generaran ruido en una banda de frecuencia limitada.

Las curvas de dispersión obtenidas son representativas de velocidades de corte de las capas superficiales y profundas de los modelos empleados.

Se observa que el componente transversal proporciona una mejor curva de dispersión que el componente vertical en el modelo superficial. Esto se debe a que el componente transversal contiene información de las ondas Love, las cuales se encuentran atrapadas en la superficie y no en grandes profundidades. Además son el resultado de interacción entre ondas SH y no están asociadas a ondas P, por lo tanto se podría considerar como una señal más "pura".

La distancia entre estaciones según los resultados obtenidos en este trabajo, debe ser aproximadamente 10 veces más grande que la profundidad que se desea investigar.

El filtro pasabanda utilizado para las frecuencias de las fuentes virtuales que provocan el ruido sísmico tiene límites idénticos a la frecuencia mínima y máxima en la curva de dispersión.

Finalmente, las simulaciones y resultados de este trabajo son bajo condiciones ideales. En situaciones reales, el campo de ruido sísmico es más complejo y completo, y la estructura de subsuelo es heterogénea e incluye atenuación. A fin de extender las aproximaciones de esta tesis a condiciones reales que puedan ayudar a comprender y explorar la estructura del subsuelo, sugiero:

a) Iniciar la toma de datos con una separación entre estaciones 10 veces mayor a la profundidad de investigación que se desee. Posteriormente tomar datos con separaciones menores y mayores a esa distancia para obtener valores en la curva de dispersión que no se hayan podido obtener inicialmente debido a la heterogeneidad y atenuación del subsuelo.

b) Al procesar la señal, utilizar filtros pasa banda con límites de frecuencia similares a los que se utilizaron en los modelos propuestos, dependiendo de la profundidad que se desee investigar.

c) Utilizar siempre la componente vertical aunque se quieran hacer estudios en profundidades someras, porque si se usa sólo la componente transversal o radial, la heterogeneidad de los estratos podría provocar algunas inconsistencias que impidan obtener una mejor curva de dispersión. Por lo anterior se recomienda que se utilicen las dos componentes para complementar la curva de dispersión.

Bibliografía

- [1] AKI, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Tokyo University, Bull. Earthquake Res. Inst.* 25, pp. 415-457.
- [2] BEN-MENACHEM, A., SINGH, S. J. (2000). *Seismic Waves and Sources*. Estados Unidos: Dover Publications, inc.
- [3] CLAERBOUT, J. F. (1968). *Synthesis of a Layered Medium from its Acoustic Transmission Response*. *Geophysics*, Vol. 33(2), pp. 229-392.
- [4] GARCÍA-TRUJILLO L. A., RIVERA-ROSALES E. E. *Una introducción a las funciones de green*. México: Universidad Autónoma de Coahuila. Recuperado el 3 de abril de 2019 de <http://www.posgradoeinvestigacion.uadec.mx/CienciaCierta/CC35/2.html>
- [5] GONZÁLEZ-ROJAS, F. A. (2015). Estimación de velocidades de onda de corte: *Registro de ondas superficiales Love V/S refracciones de ondas internas SH* Tesis de maestría. Universidad de Chile.
- [6] HEISEY, J. S., STOKOE, K. H., MEYER, A. H. (1982). *Moduli of Pavement Systems from Spectral Analysis of Surface Waves*. *Transportation Research Record* 852. pp. 22-31.
- [7] HERRMANN, R. B. (1973). Some Aspects of Band-Pass Filtering of Surface Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 63(2), pp. 663-671.

- [8] HERRMANN, R. B. (2002). *An Overview of Synthetic Seismogram Computation*. Estados Unidos: Saint Louis University. Recuperado el 9 de mayo de 2019 de http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330.html
- [9] IRIS(2013). *Seismic Analysis Code Users Manual*. Estados Unidos: IRIS. Recuperado el 24 de mayo de 2019 de <https://ds.iris.edu/files/sac-manual/manual.html>
- [10] NAKAMURA, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. *Quarterly Report of Railway Technical Reserch Institute*, Vol. 30(1), pp. 25-33.
- [11] OKADA, H. (2003). *The Microtremor Survey Method*. Estados Unidos: SEG.
- [12] SÁNCHEZ-SESMA, F. J., CARBAJAL-ROMERO, M., RODRÍGUEZ-SÁNCHEZ, J. E., ÁVILA-CARRERA, R., RODRÍGUEZ-CASTELLANOS, A. (2017). *Recuperación de función de Green mediante ruido sísmico*. México: Universidad Autónoma de Aguascalientes. Recuperado el 2 de octubre de 2019 de <https://www.redalyc.org/jatsRepo/674/67454781006/html/index.html>
- [13] SCHUSTER, G. (2009). *Seismic Interferometry*. Reino Unido: Cambridge University Press.
- [14] PARK, C. B., MILLER R. D., XIA J. H. (1999). *Multichannel Analysis of Surface Waves*. *Geophysics*, Vol. 64(3), pp. 800-808.
- [15] STEIN, S., WYSESSION, M. (2003). *An Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure*. Reino Unido: Blackwell Publishing.