



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería -Programa de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con Mención
en Ingeniería Civil

CARACTERIZACIÓN DE LA CURVA DE DISPERSIÓN Y TOMOGRFÍA EN LA CUENCA DE CONCEPCIÓN

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con Mención en
Ingeniería Civil

DIEGO ALONSO INZUNZA ROBLES
CONCEPCIÓN-CHILE
2018

Profesor Guía: Gonzalo Montalva Alvarado
Dpto. de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería
Universidad de Concepción

RESUMEN

El terremoto ocurrido en Chile el 27 de febrero de 2010 (27F) dejó de manifiesto un claro desconocimiento de la demanda sísmica a la que están sometidas las estructuras. Esto produjo graves daños con las consecuencias económicas que conlleva, y en el peor de los casos con resultado de pérdida de vidas humanas.

Un hecho interesante ocurrió en la cuenca de Concepción: la estación colegio Inmaculada Concepción (CONC) registró una amplificación sísmica cercana a dos segundos en su espectro longitudinal, desconocida hasta el momento. Esta situación sugiere la idea de estudiar en profundidad el efecto de sitio ocurrido, específicamente la amplificación sísmica. Dado que la amplificación depende directamente del cambio de rigidez entre suelo y roca, en este trabajo se estudia la rigidez del basamento en la cuenca de Concepción.

Se realizaron dos campañas de mediciones de microtemores donde se desplegó una red de siete acelerómetros y seis banda-ancha, los cuales estuvieron midiendo durante más de 50 días. Con estos registros se calcularon correlaciones entre las señales obtenidas de los instrumentos, para caracterizar las curvas de dispersión del medio; como también, la profundidad y la rigidez, tanto de la roca como la del basamento rocoso.

Se implementaron dos modelos de tomografía sísmica en 3D, como también un perfil de velocidades de ondas de corte (V_s). Se calculó la función de amplificación del perfil de V_s , el cual presentó un *peak* cercano a los 2 segundos, hecho que también ocurrió con los modelos de tomografía en 3D, y que es consistente con los espectros de respuesta calculados para el terremoto del 27F. No se tiene certeza del origen de este *peak*, y se puede atribuir a la influencia de los estratos de mayor profundidad.

Un análisis lineal elástico incorporando información de contrastes de impedancia a grandes profundidades resulta ser apropiado para mejorar la estimación de la demanda sísmica superficial.

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto Fondecyt 11121404, por el apoyo económico entregado a lo largo de la investigación.

Agradecer a mi Familia Hermano, Mamá y Papá, por todo el apoyo que me han entregado a lo largo de mi vida y en mi carrera universitaria.

Agradecer a mi Profesor guía Gonzalo Montalva por su buena voluntad, apoyo y consejos a lo largo de este trabajo, además agradecer a los profesores de mi comisión Matthew Miller y Fernando Cerda por su buena disponibilidad las veces que tuve que recurrir.

Al centro sismológico nacional (CSN) por los dos instrumentos facilitados. Al Profesor Germán Prieto, quien durante su estadía en el Departamento de Tierra, Atmósfera y Ciencias planetarias en Massachusetts Institute of Technology (MIT), proporcionó once equipos para el despliegue de la red sísmica temporal.

Al Profesor Francisco Chávez-García de la Universidad Nacional Autónoma de México (U.N.A.M.), por sus comentarios y enseñanzas en su periodo de investigación en la Universidad de Concepción, los que fueron de mucha ayuda.



Tabla de Contenidos

RESUMEN	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
Tabla de Contenidos	iv
Índice de Tablas.....	vii
Índice de Figuras	viii
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación.....	1
1.2 Hipótesis	3
1.3 Objetivos.....	3
1.3.1 Objetivo general	3
1.3.2 Objetivos específicos.....	3
1.4 Metodología de trabajo.....	3
1.5 Principales conclusiones y resultados.....	4
1.6 Organización de la memoria.....	5
CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE	6
2.1 Introducción.....	6
2.2 Interferometría sísmica	6
2.2.1 Funciones de Green	6
2.2.2 Principios de interferometría sísmica	8
2.3 Aspectos prácticos de las correlaciones cruzadas.....	12
2.4 Spatial autocorrelation (SPAC)	13
2.5 Función de amplificación del medio	14
2.6 Tomografía Sísmica.....	18
2.6.1 Tiempos de viajes de las trayectorias	18

2.6.2 Método No lineal Gradiente Conjugado.....	20
2.6.3 Inversión de los tiempos de viaje	22
2.7 Interpolación Kriging	23
2.7.1 Kriging Ordinario	24
2.8 Conclusiones.....	26
CAPÍTULO 3 CAMPAÑAS DE MEDICIÓN.....	27
3.1 Introducción.....	27
3.2 Sitio de estudio	27
3.3 Instrumentos sísmicos.....	29
3.4 Campañas.....	30
3.5 Conclusiones.....	31
CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA.....	32
4.1 Introducción.....	32
4.2. Procedimiento.....	32
4.3 Pre-procesamiento	33
4.3.1 Extracción de datos.....	33
4.3.2 Filtro pasa-alta	33
4.3.3 Remoción de la media y tendencia	34
4.3.4 Decimación.....	34
4.3.5 Ventaneo.....	34
4.3.6 Normalización temporal	35
4.3.7 Normalización espectral	36
4.4 Dominio temporal Correlaciones cruzadas y apilamiento.....	37
4.5 Análisis de error.....	38
4.6 Dominio espectral.....	40

4.7 Tomografías.....	40
4.7.1 Método de Inversión a través de perfiles de onda de corte	40
4.7.2 Método de Inversión 3D directo.....	42
4.8 Conclusión.....	45
CAPÍTULO 5 ANÁLISIS Y RESULTADOS	46
5.1 Introducción.....	46
5.2 Curvas de dispersión y Perfil de V_s estimado.....	46
5.3 Modelos de tomografía de ruido ambiente	52
5.3.1 Modelo de Tomografía a partir de interpolación perfiles de V_s	53
5.3.2 Tomografía 3D de un paso	55
5.4 Análisis	56
5.4.1 Funciones de amplificación.....	56
5.4.2 Giro azimutal	57
5.4.3 Períodos en cada celda.....	59
5.4.4 Giro elipse.....	59
5.5 Conclusión.....	60
CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES Y COMENTARIOS	61
6.1 Conclusiones.....	61
6.2 Futuras líneas de investigación.....	62
REFERENCIAS	63
Anexo 3 Distancia y frecuencia fundamental.....	68
Anexo 5.1 Curvas de dispersión	73
Anexo 5.2 Tomografías Método de interpolación de perfiles V_s	81
Anexo 5.3 Tomografías Método 3D de un paso.....	78

Índice de Tablas

Tabla 1 Perfil de velocidades de ondas de corte ajustado	51
Tabla 2 Distancia y posición campaña de medición 1.....	68
Tabla 3 Ubicación estaciones campaña 2	68
Tabla 4 Distancias de correlaciones campaña de medición 2	69



Índice de Figuras

Figura 1.1 Espectros de respuesta estación Concepción, terremoto Maule 2010.....	1
Figura 1.2 (a) Perfil estratificado de propagación de onda, (b) Efecto de sitio en estructuras, (c) Efecto de sitio en función de la demanda sísmica	2
Figura 2.1 Medio homogéneo con múltiples fuentes de ruido (puntos negros)	8
Figura 2.2 Principio de interferometría sísmica	11
Figura 2.3 Correlación cruzada	12
Figura 2.4 (a) Frente homogéneo de ondas (b), (c) Frente no-homogéneo de ondas	12
Figura 2.5 (a) Función de Bessel, (b) Cruces por cero, función de correlación espectral	14
Figura 2.6 (a) Depósito de suelo sobre roca “madre”, (b) Modelo son depósito de suelo	15
Figura 2.7 Influencia de la frecuencia sobre la respuesta de un estrato lineal amortiguado de suelo	18
Figura 2.8 Trayectoria de una onda sísmica hasta una estación.....	20
Figura 2.9 Representación geométrica del vector conjugado	20
Figura 2.10 (a) Grilla de Kriging, (b) semivariograma	24
Figura 3.1 Zona de estudio	27
Figura 3.2 Mapa geológico de Concepción.....	28
Figura 3.3 Mapa geológico de San Pedro de la Paz	28
Figura 3.4 Instrumentos (a) Trillium 120PA, (b) CMG-3T (c) Meridian Compact PH.....	29
Figura 3.5 Ubicación estaciones verdes Banda Ancha, amarillo Acelerómetros	30
Figura 3.6 Períodos fundamentales campaña de medición 1 (a) IN31 (b) IN32	31
Figura 4.1 Esquema de procesamiento.....	32
Figura 4.2 Filtro Pasa-Alta utilizado para corrección de registros	33
Figura 4.3 Comparación registro bruto y filtrado.....	34
Figura 4.4 Comparación registro bruto y registro normalizado temporalmente	35
Figura 4.5 Normalización espectral.....	36
Figura 4.6 Apilamiento de correlaciones.....	37
Figura 4.7 (a) Histograma, (b) Concentración de velocidades de grupo	38
Figura 4.8 Razón señal ruido clásica	39
Figura 4.9 Comparaciones de los dos tipos de SNR.....	39
Figura 4.10 (a) Correlación espectral, (b) Cruces por Zero.....	40

Figura 4.11 (a) Celda esquina (b) Celda central (c) Celda Borde	42
Figura 4.12 Construcción de curva de dispersión a partir de celdas de velocidad de viaje.....	43
Figura 5.1 Trayectoria de correlaciones	46
Figura 5.2 Correlaciones temporales provincia de Concepción 1 Hz	47
Figura 5.3 Dirección predominantes de correlaciones mayor a 0.3 Hz.....	47
Figura 5.4 Curva de dispersión provincia de Concepción.....	49
Figura 5.5 (a): Datos de curvas de dispersión en las estaciones del centro de Concepción. (b): Perfil de Vs invertido. (c): Modelo físico interpretado a partir del perfil	50
Figura 5.6 Función de amplificación cuenca de Concepción.....	52
Figura 5.7 (a) Mallado utilizado, (b) Capas y profundidades del modelo 3D.....	52
Figura 5.8 Mapas de tomografías por frecuencias (a), 0.55 Hz, (b) 0.8 Hz, (c) 1.0 Hz, (d) 1.5 Hz	54
Figura 5.9 (a) Modelo a partir de interpoacion de perfiles, (b) Corte A-A' (c) Corte 1-1' (d) Corte 2-2'	54
Figura 5.10 (a)Modelo 3D de un paso, (b) Corte 1-1', (c) Corte A-A', (d) Error del modelo, línea azul tiempos observados, línea roja tiempos estimados.	55
Figura 5.11 Funciones de amplificación de los modelos de tomografía y estimación de perfil de V_s	56
Figura 5.12 Espectro azimutal de los registros horizontales de la estación CONC terremoto 27F58	
Figura 5.13 Direccionalidad en el semiestrato inferior del modelo, profundidad 400(m)	58
Figura 5.14 Períodos fundamentales por celdas	59
Figura 5.15 (a) Elipse calculada, (b) velocidad de onda de corte azimutal (c) Funciones de amplificación desde V_s promedio en direcciones longitudinal y trasversal.....	60
Figura A.3.1 IN31.....	70
Figura A.3.2 IN32.....	70
Figura A.3.3 AC01	70
Figura A.3.4 AC02	70
Figura A.3.5 BB01.....	71
Figura A.3.6 AC03	71
Figura A.3.7 AC04	71
Figura A.3.8 AC05	71

Figura A.3.9 BB02.....	71
Figura A.3.10 AC06	71
Figura A.3.11 AC07	72
Figura A.3.12 BB03.....	72
Figura A.3.13 BB04.....	72
Figura A.5.1.1 curva de dispersión estaciones BB01-AC03	73
Figura A.5.1.2 curva de dispersión estaciones BB01-AC04	73
Figura A.5.1.3 curva de dispersión estaciones BB01-BB02	73
Figura A.5.1.4 curva de dispersión estaciones BB01-AC06	74
Figura A.5.1.5 curva de dispersión estaciones BB01-BB04	74
Figura A.5.1.6 curva de dispersión estaciones AC03-AC04.....	74
Figura A.5.1.7 curva de dispersión estaciones AC03-BB02	75
Figura A.5.1.8 curva de dispersión estaciones AC03-AC06.....	75
Figura A.5.1.9 curva de dispersión estaciones AC03-BB04	75
Figura A.5.1.10 curva de dispersión estaciones AC04-BB02	76
Figura A.5.1.11 curva de dispersión estaciones AC04-AC06.....	76
Figura A.5.1.12 curva de dispersión estaciones AC04-BB04	76
Figura A.5.1.13 curva de dispersión estaciones BB02-AC06	77
Figura A.5.1.14 curva de dispersión estaciones BB02-BB04	77
Figura A.5.1.15 curva de dispersión estaciones AC06-BB04	77
Figura A.5.2.1 Modelo 1 de tomografía profundidad 0-60(m)	81
Figura A.5.2.2 Modelo 1 de tomografía profundidad 60-100(m)	81
Figura A.5.2.3 Modelo 1 de tomografía profundidad 100-150 (m)	81
Figura A.5.2.4 Modelo 1 de tomografía profundidad 150-200 (m)	82
Figura A.5.2.5 Modelo 1 de tomografía profundidad 200-300 (m)	82
Figura A.5.2.6 Modelo 1 de tomografía profundidad 300-400 (m)	82
Figura A.5.2.7 Modelo 1 de tomografía profundidad 400-500 (m)	83
Figura A.5.2.8 Modelo 1 de tomografía profundidad mayor a 500 (m).....	83
Figura A.5.3.1 Modelo 2 de tomografía profundidad 0-60 (m)	78
Figura A.5.3.2 Modelo 2 de tomografía profundidad 60-100 (m)	78
Figura A.5.3.3 Modelo 2 de tomografía profundidad 100-150 (m)	78

Figura A.5.3.4 Modelo 2 de tomografía profundidad 150-200 (m)	79
Figura A.5.3.5 Modelo 2 de tomografía profundidad 200-300 (m)	79
Figura A.5.3.6 Modelo 2 de tomografía profundidad 300-400 (m)	79
Figura A.5.3.7 Modelo 2 de tomografía profundidad 400-500 (m)	80
Figura A.5.3.8 Modelo 2 de tomografía profundidad mayor a 500 (m)	80



CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

El terremoto ocurrido en Chile el 27 de febrero de 2010 dejó de manifiesto un claro desconocimiento en la demanda sísmica a la que están sometidas las estructuras (Astroza *et al.*, 2012; Schanack *et al.*, 2012). Un hecho interesante ocurrió en la zona metropolitana de Concepción, la estación Colegio Inmaculada Concepción (CONC) registró una amplificación cercana a dos segundos en su espectro longitudinal, como se muestra en la Figura 1.1. Esta amplificación para un período mayor a 1.5 segundos llamó nuestra atención, ya que no se tenía conocimiento que ocurriera. Estructuras con períodos fundamentales de 2 segundos o más, como edificios esbeltos, puentes, etc., son construidos habitualmente.

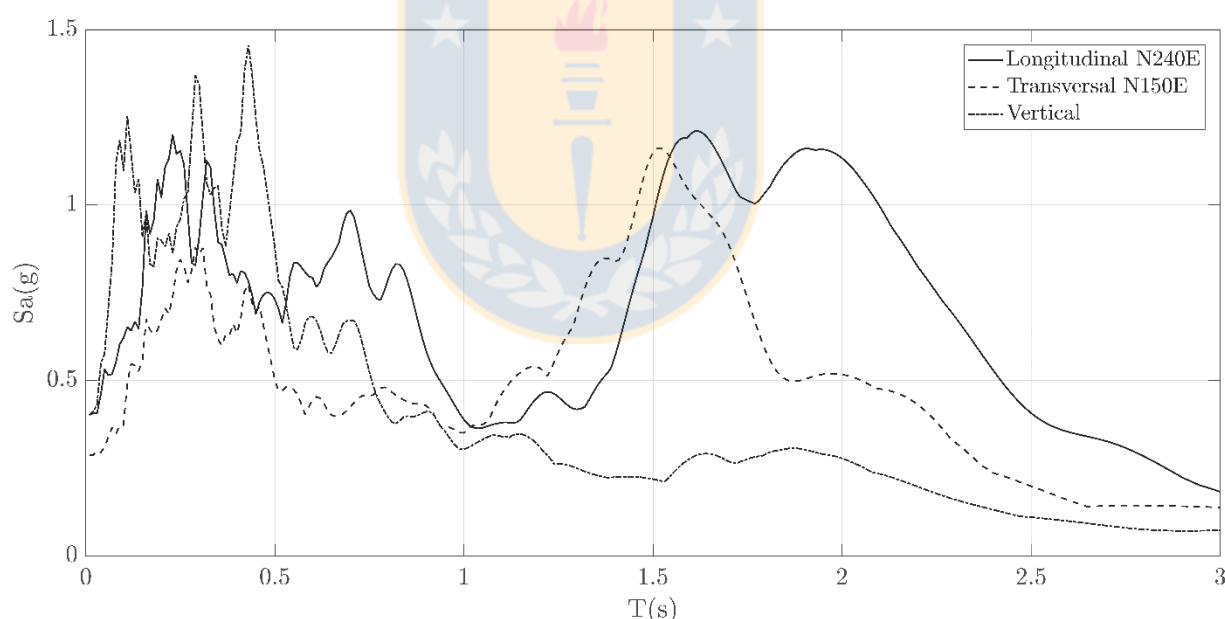


Figura 1.1 Espectros de respuesta estación Concepción, terremoto Maule 2010

Las investigaciones post evento (e.g. Assimaki *et al.*, 2012; Montalva *et al.*, 2016) sugieren que es necesario estudiar en mayor profundidad los efectos de sitio en la cuenca de Concepción. Los efectos de sitio son modificaciones en amplitud, duración y contenido frecuencia que experimentan

las ondas sísmicas cuando se propagan de un medio a otro con distintas rigideces, como se muestra en la Figura 1.2.

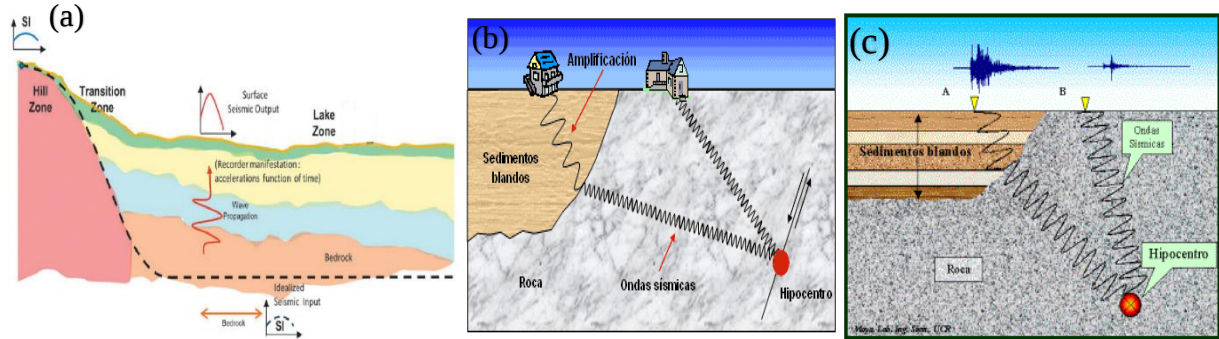


Figura 1.2 (a) Perfil estratificado de propagación de onda, (b) Efecto de sitio en estructuras, (c) Efecto de sitio en función de la demanda sísmica

La respuesta de la amplificación de las ondas (A_0) que se propagan entre dos medios con distinta rigidez se expresa mediante la ecuación (1.1)

$$A_0 = \frac{2}{1 + 0.5\pi\xi_1}, \quad (1.1)$$

donde ξ_1 es el amortiguamiento del medio e I es el contraste de impedancia, como se muestra en la ecuación (1.2),

$$I = \frac{v_R \rho_R}{v_S \rho_S}. \quad (1.2)$$

Esta relación representa el cambio de rigidez entre roca y suelo. El contraste de impedancia al estar relacionado directamente con la amplificación del medio, es una variable muy importante, y no siempre se incorpora en los análisis. En este trabajo se busca caracterizar el contraste de impedancia a grandes profundidades para incorporarlo en la función de amplificación del medio, de este modo, la estimación de la demanda sísmica superficial puede ser mejorada.

1.2 Hipótesis

La incorporación del contraste de impedancia mejora la estimación de la demanda sísmica.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar el efecto del contraste de impedancia en el estudio de amplificación sísmica.

1.3.2 Objetivos específicos

- Desplegar dos campañas de mediciones de microtemores y levantar datos.
- Construir curvas de dispersión en la cuenca de Concepción a bajas frecuencias (menor a 3 Hz), posterior a definir la metodología para el procesamiento de los datos.
- Construir modelos de variaciones espaciales de velocidades de ondas de corte (tomografías), en la cuenca de Concepción.
- Construir función de amplificación sísmica, luego de haber incorporado información del contraste de impedancia.

1.4 Metodología de trabajo

Se comienza con el estudio respecto a instalación de equipos, corrección y procesamiento de registros. Posteriormente se estudia el estado del arte en la obtención de la curva de dispersión de un medio, además de métodos de tomografía sísmica.

En la siguiente etapa se realizan dos campañas de mediciones. En la primera, los equipos fueron proporcionados por el centro sismológico nacional (CSN). En la segunda campaña, se utilizaron

instrumentos proporcionados por el Departamento de Tierra, Atmósfera y Ciencias planetarias en Massachusetts Institute of Technology (MIT). Luego de haber registrado vibraciones ambientales continuas durante dos meses aproximadamente se levantan los datos de terreno.

Con los datos recopilados, se construye una base de datos para el estudio. Posterior, se define una metodología para corrección de los registros y construcción de curvas de dispersión.

Con la curva de dispersión caracterizada, se realiza el proceso de inversión para calcular el perfil de velocidad de ondas de corte de la cuenca. Con el perfil obtenido se calcula la función de amplificación del medio, y se analiza la influencia de los estratos más profundos en el comportamiento de ella.

Se prosigue con el estudio de las variaciones espaciales de las velocidades de ondas de corte o tomografía sísmica, para esto se implementan modelos en 3D y se calculan la función de amplificación en la posición donde se encuentra la estación Colegio Inmaculada Concepción en los modelos.

Finalmente, se comparan las distintas funciones de amplificación de los modelos de tomografía y perfil de V_s , y se estudia direccionalidad de los registros, para analizar si hay algún azimut de mayor rigidez en los modelos.

1.5 Principales conclusiones y resultados

Con la curva de dispersión se realizó una primera estimación mediante una estructura de velocidades de 3 estratos. El estrato más profundo caracterizado comienza a los 460 metros de profundidad, interfaz que no se ha incorporado en los análisis previos para la cuenca y tiene influencia señales de períodos cercanos a 2 segundos.

Las funciones de amplificación de los modelos de tomografía en 3D también indican una amplificación cercana a dos segundos, estos resultados tienen mayores concordancias con el

espectro de respuesta longitudinal de la estación CONC para el terremoto del 27F. Los mapas de tomografía V_s en las capas más profundas presentaron mayor rigidez en azimuts cercanos a la dirección longitudinal.

El contraste de impedancia de los estratos más profundos afecta directamente a la amplificación sísmica cercano a 2 segundos, como se muestra en las funciones de amplificación realizadas en la cuenca de Concepción, mientras que el primer basamento es el asociado a la amplificación en 1.5 segundos.

Un análisis lineal elástico incorporando información de contrastes de impedancia en grandes profundidades, resulta ser apropiado para mejorar la estimación de la demanda sísmica superficial.

1.6 Organización de la memoria

Esta tesis consta de cinco capítulos además del de introducción. En el capítulo dos, se desarrollan los temas de la base teórica de la investigación, como son la técnica de interferometría sísmica y la integral de los tiempos de viaje. En el capítulo tres, se explica la zona de estudio, al igual que las campañas e instrumentos de medición de vibraciones ambientales utilizadas.

El capítulo cuatro, se explica la metodología escogida para el procesamiento de los datos registrados, como también los modelos de tomografía implementados. En el capítulo cinco se presentan los resultados de la curva de dispersión a bajas frecuencias en la cuenca de Concepción y los modelos 3D obtenidos a partir de ella, y sus correspondientes funciones de amplificación, finalizando con el análisis de sensibilidad de los estratos a mayores profundidades sobre la función de amplificación del medio, estudiando también direccionalidad de los registros. En el último capítulo se entregan las principales conclusiones y comentarios.

CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE

2.1 Introducción

En este capítulo se presentan los fundamentos teóricos de la técnica principal de la investigación llamada interferometría sísmica. Desde el inicio del siglo ha ido ganando gran aceptación y uso en la comunidad científica e ingenieril. Con esta técnica se construyen las curvas de dispersión de medio, información necesaria para implementar modelos de tomografía sísmica explicados en la segunda mitad del capítulo.

2.2 Interferometría sísmica

2.2.1 Funciones de Green

El concepto fundamental de la investigación es el de interferometría sísmica, pero antes es necesario saber y comprender las funciones de Green, para esto se comienza desde la ecuación de movimiento, ecuación (2.1)

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_i} - \rho \frac{\partial^2 u_j}{\partial t^2} = -f_i, \quad (2.1)$$

donde τ_{ij} es el tensor de tensiones, x_i es una variable espacial, ρ es la densidad del material, u_j es el campo de desplazamiento, t es la variable tiempo y f_i es el campo de fuerza de cuerpo. Utilizando el desarrollo propuesto en Aki y Richard (2002), el campo de fuerzas de cuerpo en la n -ésima dirección en ξ y en un instante t_1 es:

$$f_i = \delta_{in} \delta(x - \xi) \delta(t - t_1). \quad (2.2)$$

Para determinar el campo de desplazamiento en la q -ésima dirección en la dirección x , se evalúa la ecuación de movimiento (ecuación (2.1)) en el campo de fuerzas de la ecuación (2.2), obteniendo la ecuación (2.3)

$$\frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijpq} \frac{\partial G_{pn}}{\partial x_q} \right) - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = -\delta_{in} \delta(x - \xi) \delta(t - t_1), \quad (2.3)$$

donde c_{ijkl} es el módulo elástico y $G(x, t, \xi, \tau)$ son las funciones de Green para el campo de fuerza de cuerpo f_i . Se define la función de Green como la respuesta del medio a una fuerza impulsiva, por lo tanto, tener información de estas funciones permitirá predecir el comportamiento del suelo ante diferentes perturbaciones.

Una propiedad importante de las funciones de Green es la reciprocidad, esta propiedad se demuestra utilizando las relaciones derivadas del teorema de Betti, el cual dice:

“Si sobre un cuerpo elástico actúa un campo de fuerza en un punto A, la deformación que se produce en otro punto B del sistema es igual a la que se produciría en A si el campo de fuerza actuase en B”.

Para la demostración de este teorema, se consideran dos fuerzas unitarias ($f_i^{(1)}, f_i^{(2)}$) actuando sobre un cuerpo en dos diferentes tiempos t_1, t_2 y localizados en el espacio en ξ_1 y ξ_2 :

$$f_i^{(1)} = \delta_{ip} \delta(x - x_1) \delta(t - t_1), \quad (2.4)$$

$$f_i^{(2)} = \delta_{il} \delta(x - x_2) \delta(t - t_2). \quad (2.5)$$

Las funciones de Green resultarían:

$$u_l^{(1)} = G_{lp}(x, t, \xi_1, t_1), \quad (2.6)$$

$$u_p^{(2)} = G_{pl}(x, t, \xi_2, t_2). \quad (2.7)$$

Por lo tanto, al evaluar las funciones de Green en el Teorema de Betti resulta:

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V \delta(\mathbf{x} - \xi_1) \delta(t - t_1) G_{pl}(\mathbf{x}, \tau - t; \xi_2, t_2) dV \\ = \int_{-\infty}^{\infty} dt \int_V \delta(\mathbf{x} - \xi_2) \delta(\tau - t - t_1) G_{lp}(\mathbf{x}, t; \xi_1, t_1) dV. \end{aligned} \quad (2.8)$$

A partir de las propiedades de la función impulso δ e integrando sobre el tiempo en $t_1 = t_2 = 0$, se simplifica a :

$$G_{pl}(\xi_1, \tau, \xi_2, 0) = G_{lp}(\xi_2, \tau, \xi_1, 0). \quad (2.9)$$

La relación anterior indica que, cambiando las localizaciones de fuente y receptor, se obtiene un campo de desplazamiento sísmico para un medio homogéneo isotrópico tan amplio como el campo de fuerzas de cuerpo excite.

2.2.2 Principios de interferometría sísmica

A principios de este siglo se demuestra como extraer la respuesta del medio entre dos posiciones a partir de un campo difuso de ondas, como se indica en los trabajos realizados en Weaver y Lobkis (2002), Snieder (2004), Sabra *et al.* (2005) y Roux *et al.* (2005). Para la demostración se considera un medio 3D homogéneo, con atenuación de la onda y múltiples fuentes de ruido, como se muestra en la Figura 2.1.

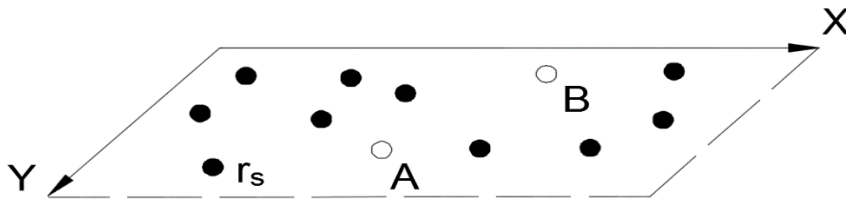


Figura 2.1 Medio homogéneo con múltiples fuentes de ruido (puntos negros)

La función de Green entre los puntos A (r_1) y B (r_2) es:

$$G(r_2, t; r_1, 0) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \frac{1}{|r_2 - r_1|} \exp \left[i\omega \left(t - \frac{|r_2 - r_1|}{c_0} \right) \right] \times \exp \left(-\omega c_i \frac{|r_2 - r_1|}{c_0^2} \right), \quad (2.10)$$

donde c_0 y c_i son la componente real e imaginaria de la velocidad del sonido del medio, $c = c_0 + ic_i$, este vector es complejo ya que considera la atenuación del medio.

El campo de ondas recibido en A, considerando una distribución aleatoria de amplitudes de fuentes de ruido se muestra en la ecuación (2.11), donde $S(r_s, t_s)$ es el aporte de las fuentes de ruido a la respuesta en A

$$P(r_1; t) = \int_{-\infty}^{\infty} dr_s \int_{-\infty}^{\infty} dt_s S(r_s, t_s) G(r_1, t; r_s, t_s). \quad (2.11)$$

La correlación cruzada de dos señales registradas en A y B se define:

$$C(r_1, r_2; t) = C_{1,2}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} P(r_1; \tau) P(r_2; t + \tau) d\tau. \quad (2.12)$$

Considerando que las fuentes de ruido son espacial y temporalmente no correlacionadas se tiene:

$$\langle S(r_s, t_s) S(r_{s'}, t_{s'}) \rangle = Q^2 \delta(t_s - t_{s'}) \delta(r_s - r_{s'}), \quad (2.13)$$

donde la notación $\langle X \rangle$ corresponde al promedio del conjunto y Q^2 representa el poder acústico de las fuentes de ruido y es una constante. Utilizando la ecuación (2.13) la correlación cruzada resulta:

$$\begin{aligned}
\langle C_{1,2}(t) \rangle = & \frac{Q^2}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dr_s dt_s d\omega d\omega' d\tau}{|r_2 - r_s| |r_1 - r_s|} \\
& \times \exp \left[i\omega \left(\tau - t_s - \frac{|r_1 - r_s|}{c_0} \right) + i\omega' \times \left(t + \tau - t_s - \frac{|r_2 - r_s|}{c_0} \right) \right] \\
& \times \exp \left[-c_i \left(\omega \frac{|r_1 - r_s|}{c_0^2} + \omega' \frac{|r_2 - r_s|}{c_0^2} \right) \right].
\end{aligned} \tag{2.14}$$

Realizando el desarrollo matemático propuesto en Roux *et al.* (2005) resulta:

$$\begin{aligned}
\frac{d}{dt} \langle C_{1,2}(t) \rangle = & \frac{Q^2 T v c_0^3}{4\pi c_i} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d\omega}{\omega} \frac{1}{2a} \exp \left(i\omega \left(t + \frac{2a}{c_0} \right) \right) \times \exp \left(-\frac{2a\omega c_i}{c_0^2} \right) - \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d\omega}{\omega} \frac{1}{2a} \right. \\
& \times \exp \left(i\omega \left(t - \frac{2a}{c_0} \right) \right) \exp \left(-\frac{2a\omega c_i}{c_0^2} \right) \Bigg\},
\end{aligned} \tag{2.15}$$

donde se considera una hipérbola como el campo de fuentes. La distancia del centro de la hipérbola al foco es definida como a , Tv corresponde a la acumulación de las fuentes de ruido con una tasa de creación de v sobre una duración de la señal de longitud T .

El lado derecho de la ecuación (2.15) está compuesto por dos integrales, las que representan las funciones de Green ecuación (2.10). De esta manera reemplazando la ecuación (2.10) en (2.15) resulta la ecuación (2.16), donde Ω ($1/w$) es el término de atenuación de la amplitud.

$$\frac{d}{dt} \langle C_{1,2}(t) \rangle \approx 4\pi a Q^2 T v \Omega [G(r_2, 0; r_1, -t) - G(r_1, t; r_2, 0)]. \tag{2.16}$$

De esta manera, se demuestra que la derivada de la función de correlación cruzada entre dos registros son aproximaciones a las funciones de Green del medio. La razón detrás de esta relación se debe a la equipartición modal del campo de ondas, esto significa, que hay ondas propagándose en todas las direcciones y polarizaciones con igual promedio y peso, este fenómeno es también discutido en Chávez-García y Rodríguez (2007). Recordando la propiedad de reciprocidad de la función de Green ecuación (2.9), se tiene que la correlación cruzada es simétrica.

$$\frac{dC_{12}}{dt} \approx -G_{12}(r_1; r_2, t) + G_{21}(r_2; r_1, -t). \quad (2.17)$$

Como consecuencia de la demostración de la relación anterior, surge a principios del siglo la técnica llamada interferometría sísmica la cual Wapenaar *et al.*(2010) la definen como:

“Es la generación de nuevas respuestas sísmicas de fuentes virtuales calculando correlaciones cruzadas de observaciones sísmicas de receptores ubicados en posiciones distintas”.

La definición anterior se explica a través de la Figura 2.2, en un medio donde hay múltiples fuentes generando vibraciones ambientales las cuales registradas por dos instrumentos. Mediante el cálculo de correlaciones cruzadas entre los registros, se transforma a un medio en el cual, en un sitio se estarán aplicando impulsos continuos, y estos a su vez, producirán vibraciones ambientales que serán registradas por el otro instrumento. Los registros, por consiguiente, serán atribuidos al medio entre los equipos, y además se conocerá la distancia exacta de viaje de las ondas que será la diferencia de posiciones entre instrumentos.

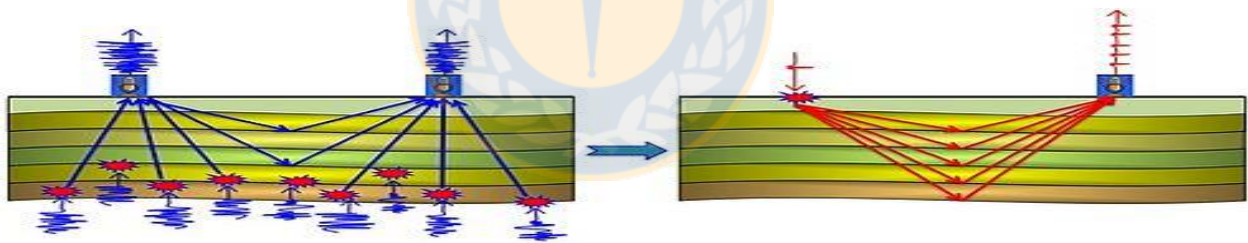


Figura 2.2 Principio de interferometría sísmica

Las correlaciones cruzadas de vibraciones ambientales representan el viaje de ondas entre dos sitios y poseen el comportamiento como se muestra en la Figura 2.3. El viaje de ondas de un sitio al otro es la velocidad de grupo, se calcula mediante la ecuación (2.18), donde Δ es la distancia entre estaciones y t_p es el tiempo asociado a la mayor amplitud o envolvente de la correlación cruzada, lo que indica el mayor arribo de ondas

$$V_g(\omega_c) = \frac{\Delta}{t_p(\omega_c)}. \quad (2.18)$$

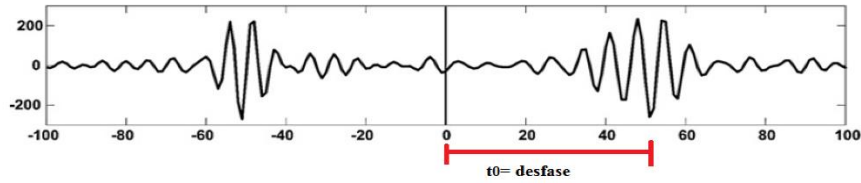


Figura 2.3 Correlación cruzada

2.3 Aspectos prácticos de las correlaciones cruzadas

Hay algunos aspectos teóricos que en el desarrollo práctico no se cumplen a cabalidad, pero, aun así, no dificultan el procesamiento ni empeoran los resultados. Uno de estos aspectos es la equipartición de fuentes, donde se observa que no hay una homogeneidad de fuentes en el medio donde se instalan los instrumentos, lo que es discutido en Stehly *et al.* (2006) y Frank *et al.* (2009). En estos trabajos mencionan que hay direcciones predominantes de fuentes virtuales, las cuales generarán asimetría en las correlaciones cruzadas, como se muestra en la Figura 2.4. Este fenómeno puede ocurrir en zonas donde el mar está muy cerca de la zona de estudio, ya que las corrientes marinas producirán vibraciones ambientales sólo en una dirección.

La actividad antropogénica de las ciudades es otro caso donde ocurre la asimetría. Las ciudades de mayor actividad generarán mayores frentes de ondas propagándose hacia ciudades donde tengan menos actividad.

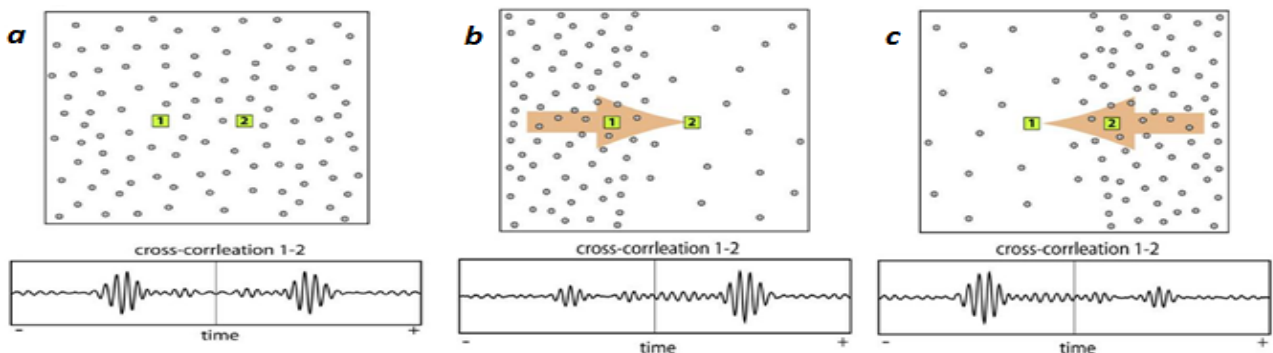


Figura 2.4 (a) Frente homogéneo de ondas (b), (c) Frente no-homogéneo de ondas

2.4 Spatial autocorrelation (SPAC)

El método de SPAC fue introducido por Aki (1957), el cual permite determinar la velocidad de fase en un sitio desde mediciones de microtemores registrados por un arreglo semicircular de instrumentos. El procedimiento se realiza en el dominio espectral de los datos, para esto se calcula la correlación espectral ($\rho(\omega)$) entre todos los pares de registros para una ventana de tiempo en común, ecuación (2.19):

$$\rho(\omega) = S_i(\omega) * \overline{S_j(\omega)}, \quad (2.19)$$

donde $S_i(\omega)$ es el vector complejo del primer registro, $\overline{S_j(\omega)}$ es el conjugado del vector complejo del segundo registro. Para muchas ventanas de registros y apilando las correlaciones espectrales entre todos los pares de estaciones ecuación (2.20), resulta un comportamiento muy aproximado a la función de Bessel de primer orden J_0 , como se muestra en la Figura 2.5(a). Esta función es muy importante, ya que está estrechamente relacionada con la curva de dispersión del medio a través de su argumento

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) \approx J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right). \quad (2.20)$$

En la investigación desarrollada en Ekström *et al.* (2009), descubren que aunque no se cumplan los supuesto de un arreglo de equipos registrando en simultáneo, y sin que el comportamiento de la correlación espectral se aproxime a la función de Bessel de primer orden, se puede utilizar los registros de tan sólo dos equipos ya que no cambiarán los cruces por cero de esta función. Utilizando el argumento de la función de Bessel, se calcula la velocidad de fase $c(\omega_n)$ ecuación (2.21), donde ω_n es la frecuencia angular en la correlación espectral, r es distancia entre estaciones y Z_n es el cruce por cero en la función de Bessel

$$c(\omega_n) = \frac{\omega_n * r}{Z_n}. \quad (2.21)$$

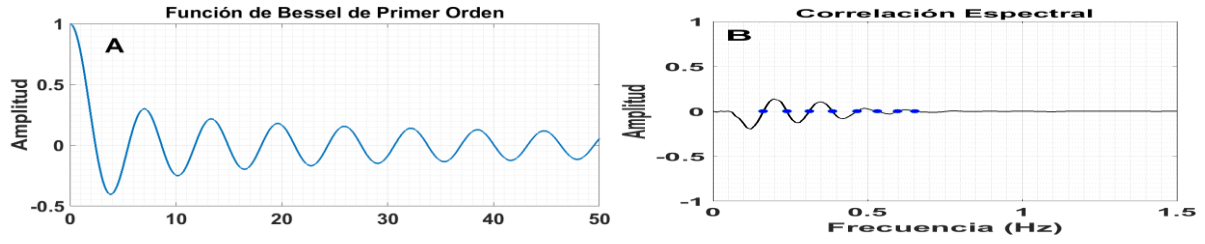


Figura 2.5 (a)Función de Bessel, (b) Cruces por cero, función de correlación espectral

2.5 Función de amplificación del medio

Una carga periódica puede ser expresada a través de una serie de Fourier de su forma exponencial como muestra la ecuación (2.22):

$$Q(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} q_n^* e^{i\omega_n t}. \quad (2.22)$$

Los coeficientes complejos de Fourier (q_n^*), pueden ser calculados directamente a partir de una carga $Q(t)$, ecuación (2.23)

$$q_n^* = \frac{1}{T_f} \int_0^{T_f} Q(t) e^{-i\omega_n t} dt. \quad (2.23)$$

La respuesta para un sistema de un grado de libertad cargado por n-ésimo armónicos, es gobernada por la ecuación de movimiento, ecuación (2.24)

$$m\ddot{u}_n(t) + (c\dot{u}_n(t) + ku_n(t)) = q_n^* e^{i\omega_n t}. \quad (2.24)$$

La respuesta del sistema está relacionada con la carga a través de la ecuación (2.25)

$$u_n(t) = H(\omega_n) q_n^* e^{i\omega_n t}, \quad (2.25)$$

donde $H(\omega_n)$ es la función de transferencia, es decir, la función que relaciona el desplazamiento con la carga externa. Reemplazado la ecuación (2.25) en (2.24), resulta la ecuación (2.26)

$$-m\omega_n^2 H(\omega_n) q_n^* e^{i\omega_n t} + ic\omega_n H(\omega_n) q_n^* e^{i\omega_n t} + kH(\omega_n) q_n^* e^{i\omega_n t} = q_n^* e^{i\omega_n t}, \quad (2.26)$$

también puede expresarse como:

$$H(\omega_n) = \frac{1}{-m\omega_n^2 + ic\omega_n + k} = \frac{1}{k(-\beta_n^2 + 2i\beta_n\xi + 1)}. \quad (2.27)$$

Si se considera $A^* = a + ib = Ae^{i\theta}$, donde el módulo $A = \sqrt{a^2 + b^2}$ y el argumento $\theta = \tan^{-1}(b/a)$. La función de transferencia puede ser escrita como indica la ecuación (2.28)

$$H(\omega_n) = \frac{1/k}{\sqrt{(1 - \beta_n^2)^2 + (2\xi\beta_n)^2}} \exp\left(i \tan^{-1} \frac{2\xi\beta_n}{\beta_n^2 - 1}\right). \quad (2.28)$$

Algunos términos son necesarios para comprender en mayor medida la función de transferencia en el suelo, los cuales serán definidos a continuación. En la Figura 2.6 (a) se muestra el movimiento del depósito de suelo como movimiento en superficie libre. El movimiento en la base de depósito de suelo es llamado *bedrock motion*. El movimiento localizado en la roca expuesta se llama *rock outcropping motion* (en superficie libre). Si el depósito de suelo no está presente como muestra la Figura 2.6 (b), el movimiento en la roca expuesta es *bedrock outcropping motion*.

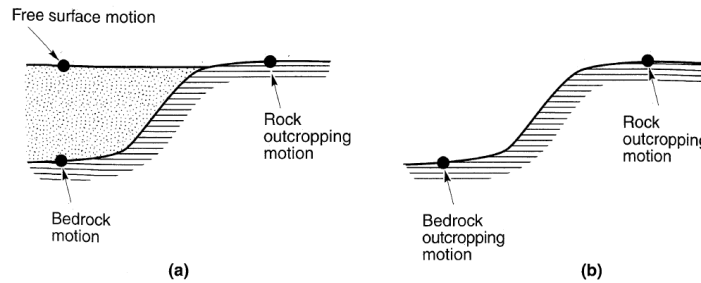


Figura 2.6 (a) Depósito de suelo sobre roca “madre”, (b) Modelo sin depósito de suelo

Conociendo un registro temporal del movimiento en el *bedrock*, puede ser representada mediante series de Fourier. Cada término en la serie de Fourier es multiplicado por la función de transferencia, y produce la serie de Fourier del movimiento en la superficie del suelo. El movimiento en la superficie del suelo puede ser expresado en el dominio del tiempo usando la inversa FFT. La función de transferencia, por lo tanto, determina como cada frecuencia en el *bedrock* es amplificada o desamplificada por el depósito de suelo.

Se realiza una aproximación lineal para la evaluación de la función de transferencia en un caso específico considerando un suelo uniforme, con amortiguamiento y con base rígida, otros casos pueden ser revisado en Kramer (1996). Considerando que el suelo tiene un comportamiento acorde a las características del modelo de Kelvin-Voigt, la ecuación de la onda puede ser escrita como muestra la ecuación (2.29)

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t}. \quad (2.29)$$

La solución a esta ecuación es de la forma:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)}, \quad (2.30)$$

donde k^* es el número de ondas complejo. Utilizando la relación $A=B$, como ocurre en superficie donde la onda incidente es igual a la onda reflejada, de esta manera el desplazamiento puede ser expresado como:

$$u(z, t) = 2A \frac{e^{ik^* z} + e^{-ik^* z}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos k^* z e^{i\omega t}. \quad (2.31)$$

Utilizando los valores de desplazamiento en dos puntos, uno en la parte superior y el otro en la parte inferior del modelo, la función de transferencia se expresa como:

$$H(\omega) = \frac{u_{\max}(0, t)}{u_{\max}(H, t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos k^* H e^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos k^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H/v_s^*)}. \quad (2.32)$$

Puesto que, el módulo de corte complejo es independiente de la frecuencia y es dado por $G^* = G(1 + i2\xi)$, la velocidad de onda de corte compleja puede ser expresa como

$$v_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1 + i2\xi)}{\rho}} \approx \sqrt{\frac{G}{\rho}} (1 + i\xi) = v_s(1 + i\xi). \quad (2.33)$$

Para pequeñas razones de amortiguamiento (ξ), el número complejo de ondas puede ser escrito como:

$$k^* = \frac{\omega}{v_s^*} = \frac{\omega}{v_s(1 + i\xi)} \approx \frac{\omega}{v_s} (1 - i\xi) = k(1 - i\xi). \quad (2.34)$$

Por lo tanto, la función de transferencia puede ser expresa como:

$$H(\omega) = \frac{1}{\cos k(1 - i\xi)H} = \frac{1}{\cos[\omega H/v_s(1 + i\xi)]} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + \sinh^2 \xi kH}}. \quad (2.35)$$

Para pequeños valores de ξ , $\sinh^2 \xi \approx \xi^2$, resulta la ecuación (2.36):

$$H(\omega) \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H/v_s) + [\xi(\omega H/v_s)]^2}}. \quad (2.36)$$

Para pequeños amortiguamientos, la ecuación (2.36) indica la amplificación de un depósito de suelo. La frecuencia asociada a esta amplificación corresponde al máximo local, y es la frecuencia natural del suelo. Las variaciones en amplificación con las frecuencias son mostradas en la Figura 2.7 para distintos amortiguamientos del suelo.

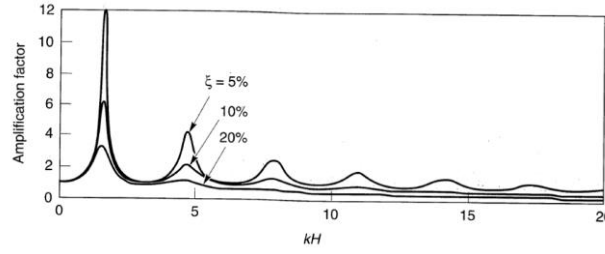


Figura 2.7 Influencia de la frecuencia sobre la respuesta de un estrato lineal amortiguado de suelo

2.6 Tomografía Sísmica

2.6.1 Tiempos de viajes de las trayectorias

La ecuación eikonal ecuación (2.37), explica la relación básica para derivar la integral de los tiempos de viaje de las ondas:

$$|\nabla t(X)|^2 = \left[\frac{\partial t(X)}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial t(X)}{\partial y} \right]^2 + \left[\frac{\partial t(X)}{\partial z} \right]^2 = s(X)^2. \quad (2.37)$$

Una perturbación de lentitudes $\delta s(X)$ a partir de un modelo previo de campo de lentitudes (inverso de la velocidad) $s(X)$ en el campo de tiempos de viaje es definida como $t(X) + \delta t(X)$ ecuación (2.38), donde $t(X)$ es el campo de tiempos de viaje sin perturbación y $\delta t(X)$ es el tiempo de viaje producto de la lentitud de perturbación:

$$\begin{aligned} |\nabla t(X) + \nabla \delta t(X)|^2 &= |\nabla t(X)|^2 + 2\nabla t(X)\nabla \delta t(X) + |\nabla \delta t(X)|^2 \\ &= [s(X)]^2 + 2s(X)\delta s(X) + [\delta s(X)]^2. \end{aligned} \quad (2.38)$$

Sustituyendo la ecuación (2.38) en la ecuación (2.37) resulta la ecuación (2.39):

$$2\nabla t(X)\nabla \delta t(X) + |\nabla \delta t(X)|^2 = 2s(X)\delta s(X) + [\delta s(X)]^2. \quad (2.39)$$

Eliminando los términos de segundas derivadas resulta:

$$\begin{aligned}\nabla t(X) \nabla \delta t(X) &= |\nabla t(X)| d\hat{l} \nabla \delta t(X) \\ &= \delta s(X) s(X),\end{aligned}\tag{2.40}$$

donde $d\hat{l}$ es definido como el vector unitario paralelo a la dirección de la trayectoria no perturbada, entonces:

$$\nabla t(X) = |\nabla t(X)| d\hat{l}.\tag{2.41}$$

Utilizando la dirección derivada a lo largo de $d\hat{l}$, definida como $d/dl = d\hat{l} \cdot \nabla$, y dividiendo la ecuación (2.40) por $|\nabla t(X)| = s(X)$ resulta:

$$d\delta t(X)/dl = \delta s(X).\tag{2.42}$$

Reordenando, y utilizando las derivadas de Fréchet de la perturbación de los tiempos de viaje con respecto a una variación en lentitud:

$$d\delta t(X)/ds = dl.\tag{2.43}$$

Las derivadas de Fréchet es a menudo usada para evaluar la sensibilidad de los datos con respecto a las perturbaciones en lentitudes. Multiplicando ambos lados de la ecuación (2.42) por dl e integrando a lo largo de la trayectoria desde la fuente al receptor en X produce la perturbación de la integral de tiempo de viaje, ecuación (2.44), como se muestra en la Figura 2.8

$$\delta t(X) = \int_{\text{raypath}} \delta s(X) dl.\tag{2.44}$$

La ecuación anterior indica la perturbación de los tiempos de viaje es debido a la perturbación de lentitud, de este modo la perturbación de los tiempos de viaje es calculada por la integral sobre las trayectorias ponderadas por la lentitud de perturbación.

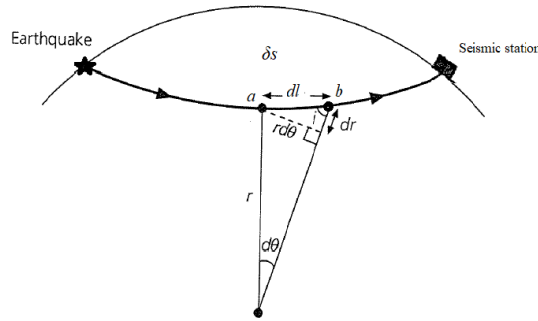


Figura 2.8 Trayectoria de una onda sísmica hasta una estación.

2.6.2 Método No lineal Gradiente Conjugado

Este método busca una minimización eficiente en una línea a lo largo de múltiples direcciones conjugadas (Kelley, 1999). A partir de la Formula de Newton, una aproximación de diferencias finitas a la segunda derivada de una función es proporcional a la diferencia entre la primera derivada en puntos del vecindario como muestra la ecuación (2.45)

$$\frac{d^2f(x)}{dx^2} \Delta x \approx \frac{df(x + \Delta x)}{dx} - \frac{df(x)}{dx}, \quad (2.45)$$

donde Δx es el incremento espacial entre los puntos evaluados. Esta fórmula relaciona el Hessiano y la diferencia entre el error del gradiente en los puntos del vecindario. El vector conjugado es interpretado como el vector que está apuntando hacia el centro desfasado en el plano abarcado por los vectores de la dirección de búsqueda previa $d^{(k-1)}$ y gradiente $g^{(k)}$, como se muestra en la Figura 2.9.

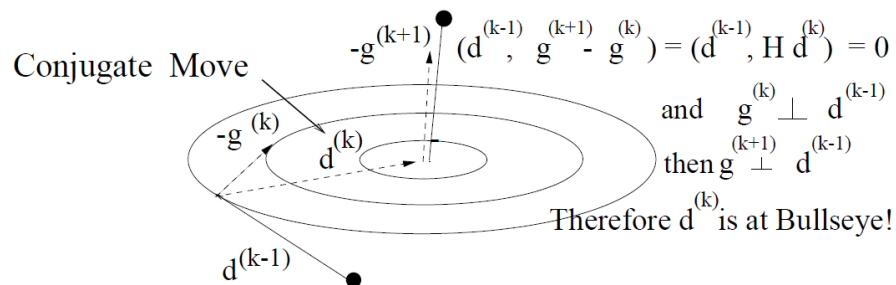


Figura 2.9 Representación geométrica del vector conjugado, Schuster (2015).

Para un modelo inicial siendo $x^{(k-1)} \rightarrow x^{(0)}$, con $k=1$, es definido un vector inicial descendente como $d^{(k-1)} \rightarrow d^{(0)} = -g^0$. La solución actualizada $x^{(k)}$ es dada por la ecuación (2.46)

$$x^{(k)} = x^{(k-1)} + \alpha d^{(k-1)}, \quad (2.46)$$

donde α es dada por un método de linealización que minimiza $f(x^{(k-1)} + \alpha d^{(k-1)})$, resultando la ecuación (2.47)

$$\alpha = -\frac{(d^{(k-1)}, g^{(k-1)})}{(d^{(k-1)}, Hd^{(k-1)})}. \quad (2.47)$$

A partir de $x^{(k)}$, el siguiente paso $d^{(k)}$ debe ser el conjugado a $d^{(k-1)}$, el cuál encuentra en el plano abarcado por $g^{(k)} = \nabla f(x^{(k)})$ y $d^{(k-1)}$ como se muestra en la Figura 2.9, ecuación (2.48)

$$d^{(k)} = -g^{(k)} + \beta d^{(k-1)}, \quad (2.48)$$

donde β es elegido para asegurar que $d^{(k)}$ es conjugado a $d^{(k-1)}$, y se calcula mediante la ecuación (2.49):

$$\beta = -\frac{(d^{(k-1)}, Hg^{(k-1)})}{(d^{(k-1)}, Hd^{(k-1)})}. \quad (2.49)$$

Sustituyendo la ecuación (2.47), en la ecuación (2.49) resulta la ecuación (2.50)

$$\beta = (g^{(k)} - g^{(k-1)}, g^{(k)}) / (\alpha d^{(k-1)}, Hd^{(k)}). \quad (2.50)$$

Entonces resumiendo el algoritmo del gradiente conjugado queda:

- I. $\alpha^{(k)} = -\frac{(d^{(k)}, g^{(k)})}{(d^{(k)}, Hd^{(k)})}.$
- II. $x^{(k+1)} = x^{(k)} + \alpha^{(k)} d^{(k)}.$

- III. $g^{(k+1)} = \nabla f(x^{(k+1)})$.
- IV. $d^{(k+1)} = -g^{(k+1)} + \beta d^{(k)}$.
- V. $\beta = (g^{(k+1)} - g^{(k)}, g^{(k+1)}) / (g^{(k)}, g^{(k)})$.

2.6.3 Inversión de los tiempos de viaje

El objetivo es resolver el sistema de ecuaciones, indicado en la ecuación (2.51), para encontrar la lentitud (slowness) desconocida s_i en cada celda i , a partir de una matriz de longitudes de las trayectorias L

$$t = L * s. \quad (2.51)$$

La integral de los tiempos de viaje depende del modelo de la lentitud. La dependencia entre la trayectoria y su entorno, hace que el problema de resolver los tiempos de viaje sea no-lineal, para esto, se implementa el algoritmo del gradiente conjugado minimizando la siguiente función objetivo normalizada, ecuación (2.52). Dado el mal condicionamiento de la matriz de longitudes L , no puede ser resuelto invirtiendo directamente la matriz de diseño, en su lugar el problema se resuelve minimizando la norma del error residual o diferencias entre tiempo

$$f(x) = \min \left(\frac{1}{2} (Lx - t)^T (Lx - t) \right). \quad (2.52)$$

Con el objetivo de minimizar el dominio de búsqueda se implementa el proceso de regularización. Es introducido al problema de optimización no lineal adicionando un ponderador de una función penalizada a la función *misfit*, como se muestra en la ecuación (2.54).

$$[L^T L + \eta^2 I]x = L^T t, \quad (2.53)$$

$$f(x) = \overbrace{\frac{1}{2}(Lx - t)^T(Lx - t)}^{\text{función misfit}} + \overbrace{\frac{\eta^2}{2}x^Tx}^{\text{función penalizada}}. \quad (2.54)$$

Si hay algunos valores de H (Hessiano) son cero o cercanos a cero, en nuestro caso la matriz L^TL , entonces el número de condiciones es grande y puede conducir a una baja convergencia de la función, por lo tanto, una matriz preconditionada M^{-1} es usada para transformar un sistema débil de condiciones en un sistema con condiciones cercanas a cero. Se busca resolver el sistema de ecuaciones preconditionado $M^{-1}Hx = M^{-1}g$, a través de la factorización de Cholesky $M^{-1} = EE^T$, donde E es una matriz triangular inferior, el número de condiciones de $(EE^T)^{-1}H$ es pequeño, entonces multiplicando $Hx = g$ por E^{-1} resulta la ecuación (2.55)

$$\overbrace{E^{-1}HE^{-T}}^R \hat{x} = E^{-1}g, \quad (2.55)$$

donde $\hat{x} = E^Tx$, la matriz simétrica R tiene un buen condicionamiento.

2.7 Interpolación Kriging

Kriging o proceso de regresión gaussiano, es un método de interpolación en el cuál, los valores interpolados son modelados mediante un proceso del tipo gaussiano con covarianzas previamente calculadas (Oliver y Webster, 2015). Bajo los supuestos adecuados a priori, este método da la mejor predicción lineal no-sesgada de un valor intermedio a calcular. La idea básica es estimar el valor de una variable regionalizada en una posición u , donde no se conoce el valor verdadero, ecuación (2.56):

$$Z^*(u) = a + \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i), \quad (2.56)$$

donde $Z^*(u)$ es el valor estimado para la posición u , λ_i es un ponderador calculado del variograma, $Z(u_i)$ es un dato en la posición u_i .

Lo primero que se debe calcular es un variograma como se muestra en la Figura 2.10(b), es una herramienta que permite analizar el comportamiento espacial de una variable sobre un área definida, obteniendo como resultado un variograma experimental que refleja la distancia máxima y la forma en que un punto tiene influencia sobre otro punto a diferentes distancias.

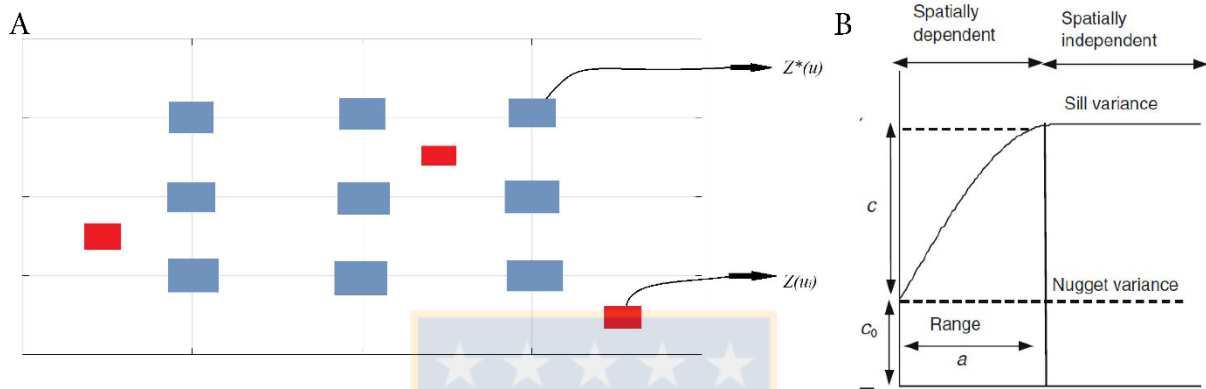


Figura 2.10 (a) Grilla de Kriging, (b) semivariograma

Para la construcción de variogramas se utiliza la varianza que es la esperanza entre los valores de una variable a una distancia, como indica la ecuación (2.57), de esta manera el modelo matemático para su cálculo se muestra en la ecuación (2.58)

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(x+h) - Z(x)]^2, \quad (2.57)$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum [Z(x+h) - Z(x)]^2. \quad (2.58)$$

2.7.1 Kriging Ordinario

Se implementa el algoritmo de Kriging tipo ordinario por las siguientes razones:

- No se conoce el valor promedio de la variable regionalizada, esto permite generalizar el problema a situaciones donde la media no es constante en el espacio, la media puede variar de una región a otra, siempre que sea aproximadamente constante en cada vecindad de la celda a estimar.
- Sólo se conoce el variograma $\gamma(h)$ o la función de covarianza $C(h) \rightarrow C(h) = \sigma^2 - \gamma(h)$. Para esto se utilizan dos condiciones, la primera condición de insesgo, donde el valor esperado del error de estimación, se indica en las ecuaciones (2.59) y (2.60)

$$E\{Z^*(u) - Z(u)\} = a + \sum_{i=1}^n \lambda_i E\{Z(u_i)\} - E\{Z(u)\}, \quad (2.59)$$

$$a + \sum_{i=1}^n \lambda_i m - m, \quad (2.60)$$

siendo m desconocido. Para que la ecuación (2.60) sea cero $a=0$, entonces $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$. La segunda condición es la de varianza mínima como se indica en la ecuación (2.61)

$$\begin{aligned} \text{Var}\{Z^*(u) - Z(u)\} &= \text{Var}\{Z^*(u)\} - 2\text{Cov}\{Z^*(u), Z(u)\} - \text{Var}\{Z(u)\} \\ &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C(u_i u_j) - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_{ji} C(u - u_i) + C(0). \end{aligned} \quad (2.61)$$

El ponderador óptimo (que minimiza la varianza del error sujeto a que la suma de los ponderadores sea igual a 1), pueden determinarse introduciendo un multiplicador de LaGrange μ , ecuación (2.62)

$$\begin{aligned} \text{Var}\{Z^*(u) - Z(u)\} &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C(u_i u_j) - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_{ji} C(u - u_i) + C(0) \\ &\quad + 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right). \end{aligned} \quad (2.62)$$

Anulando la derivada parcial con respecto a los ponderadores y a los multiplicadores de Lagrange, resultan las ecuaciones (2.63) y (2.64)

$$\frac{\partial[\text{Var}\{Z^*(u) - Z(u)\}]}{\partial \lambda_i} = 2 \sum_{j=1}^n \lambda_j C(u_i - u_j) - 2C(u - u_i) + 2\mu, \quad (2.63)$$

$$\frac{\partial[\text{Var}\{Z^*(u) - Z(u)\}]}{\partial u_i} = 2 \left(\sum_{j=1}^n \lambda_j - 1 \right). \quad (2.64)$$

Lo que nos lleva al siguiente sistema de ecuaciones a resolver con el método de Kriging Ordinario

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j C(u_i - u_j) + \mu = C(u - u_i), \quad (2.65)$$

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1. \quad (2.66)$$



2.8 Conclusiones

En este capítulo se presentó un desarrollo teórico para la construcción de la curva de dispersión del medio con registros de vibraciones ambientales. También se explicó la función de amplificación de un medio que indica amplificaciones o desamplificaciones que puede experimentar un depósito de suelo. Finalmente, se mostró la relación entre los tiempos de viaje de una onda y la lentitud del medio, concepto clave para los modelos de variaciones espaciales implementados

CAPÍTULO 3 CAMPAÑAS DE MEDICIÓN

3.1 Introducción

Se presentan las dos campañas de medición de vibraciones ambientales realizadas en el área metropolitana de Concepción. Este territorio es muy importante, porque una gran cantidad de actividades comerciales y económicas se llevan a cabo diariamente en ella. Se comienza con una visión más general desde el punto de vista geológico, hasta una visión más detallada de cada sitio donde fue instalada una estación de medición.

3.2 Sitio de estudio

La zona metropolitana de Concepción, como se muestra en la Figura 3.1 (Generic Mapping Tools Wessel *et al.*, 2013), fue el lugar donde se realizaron las campañas de medición. En el trabajo de Montalva *et al.* (2016) se describe la cuenca de Concepción perteneciente a este territorio. El relleno de la cuenca está dominado por terrazas de arena fluvial, formadas por los meandros del río Biobío después de cruzar la cordillera de la costa hacia su desembocadura en el océano Pacífico. Este proceso depositó una unidad bastante homogénea formada por bancos métricos de granos de arena bien seleccionados, como se observa en la superficie y en una serie de pozos en el centro de ella. Se muestra las cartas geológicas en las Figura 3.2 y Figura 3.3 (Vivallos *et al.*, 2010).

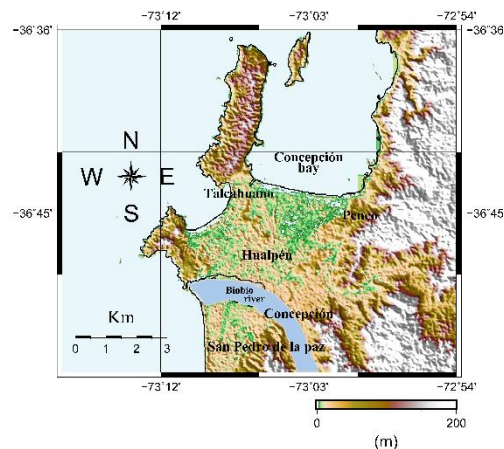


Figura 3.1 Zona de estudio

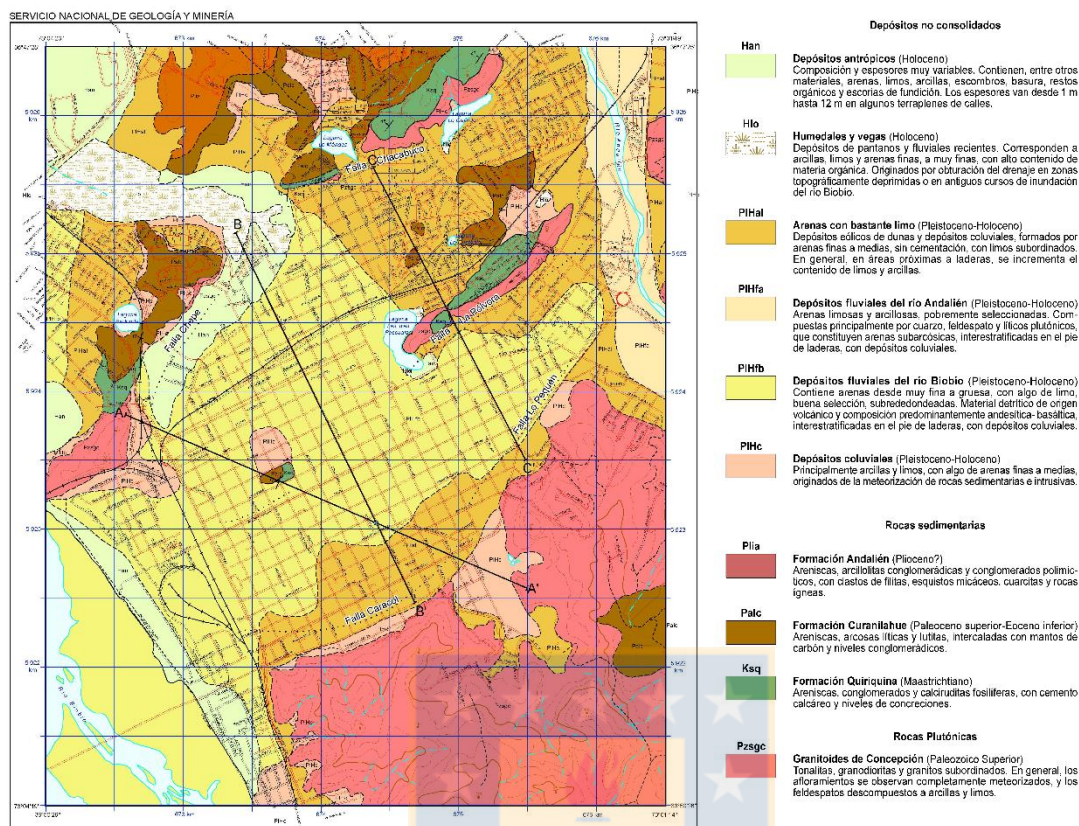


Figura 3.2 Mapa geológico de Concepción

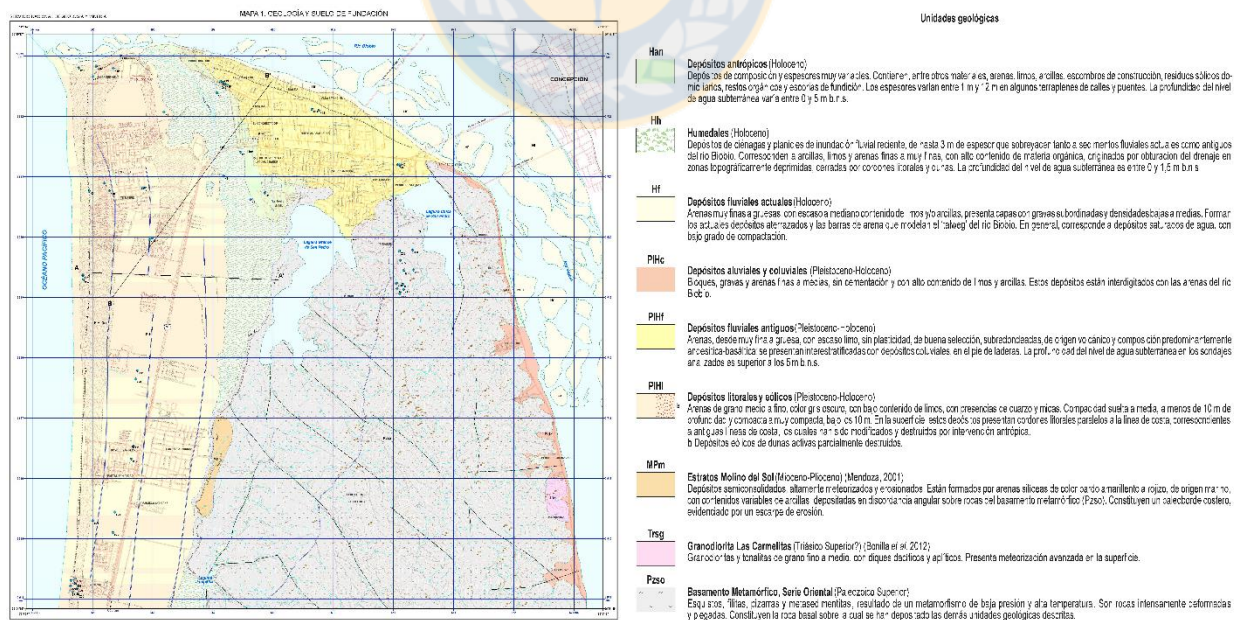


Figura 3.3 Mapa geológico de San Pedro de la Paz

3.3 Instrumentos sísmicos

Los sismómetros instalados en terreno fueron de dos tipos:

- Banda ancha: Sismómetros triaxiales capaces de detectar movimiento de tierra en una amplia gama de frecuencias, de ahí el término “banda ancha”. Estos sensores se utilizan con mayor frecuencia en experimentos pasivos, registrando movimientos débiles de terremotos regionales y telesísmicos, como también ruido ambiental. Los sensores banda ancha utilizados fueron dos modelos, el primero un Trillium 120PA, Nanometrics y el segundo un CMG-3T, Guralp. Los instrumentos fueron configurados con una tasa de muestreo de 100 Hz y poseen un período fundamental de 120 segundos. En la Figura 3.4 (a) y (b) se muestran los instrumentos respectivamente.
- Acelerómetros: Estos sensores están diseñados preferentemente para medir ondas de grandes amplitudes y gran contenido de frecuencia, típicas ondas de eventos sísmicos. El sensor triaxial utilizado fue un Meridian Compact PH, Nanometrics, configurados con una tasa de muestreo de 100 Hz y poseen un período fundamental de 120 segundos. En la Figura 3.4 (c) se muestra el instrumento.

Cabe mencionar que estos instrumentos fueron equipados en cajas donde también contenían un disco duro para almacenamiento de los datos y una batería para suministrar la energía.

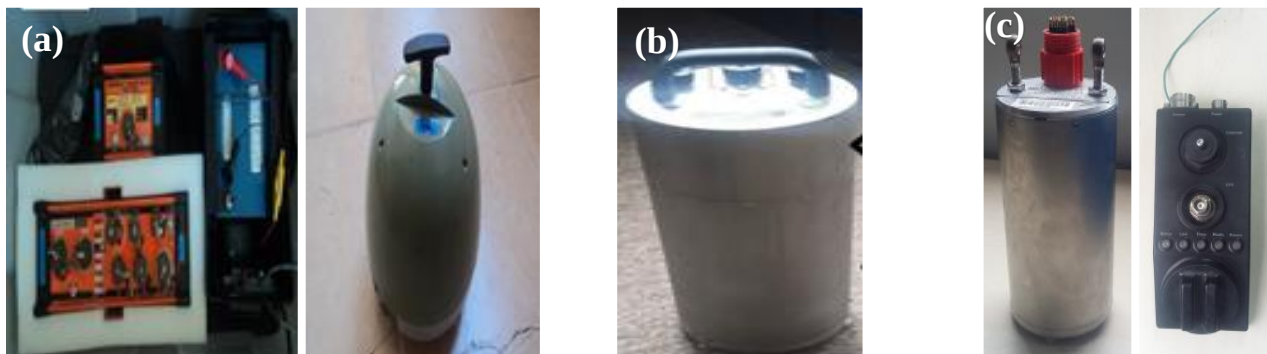


Figura 3.4 Instrumentos (a) Trillium 120PA, (b) CMG-3T (c) Meridian Compact PH

3.4 Campañas

Se realizaron dos campañas de medición. En la primera se instalaron dos equipos Banda ancha, en la Figura 3.4 (a) se muestran los instrumentos. Los cuales estuvieron midiendo continuamente durante 54 días a una distancia de 1.96 km durante los meses de noviembre y diciembre de 2014. En la segunda se desplegó una red temporal de 11 estaciones, cuatro Banda Ancha, en la Figura 3.4 (b) se muestra el tipo de instrumento utilizado, y siete acelerómetros, en la Figura 3.4 (c) se muestra el tipo de instrumento utilizado. Los cuales estuvieron registrando continuamente durante 51 días con distancias entre 0.6 a 19 km en los meses de septiembre a noviembre de 2015. En la Figura 3.5 se muestra la ubicación de cada uno de los sensores instalados en las campañas, las coordenadas de cada uno de los sitios se detallan en el anexo.

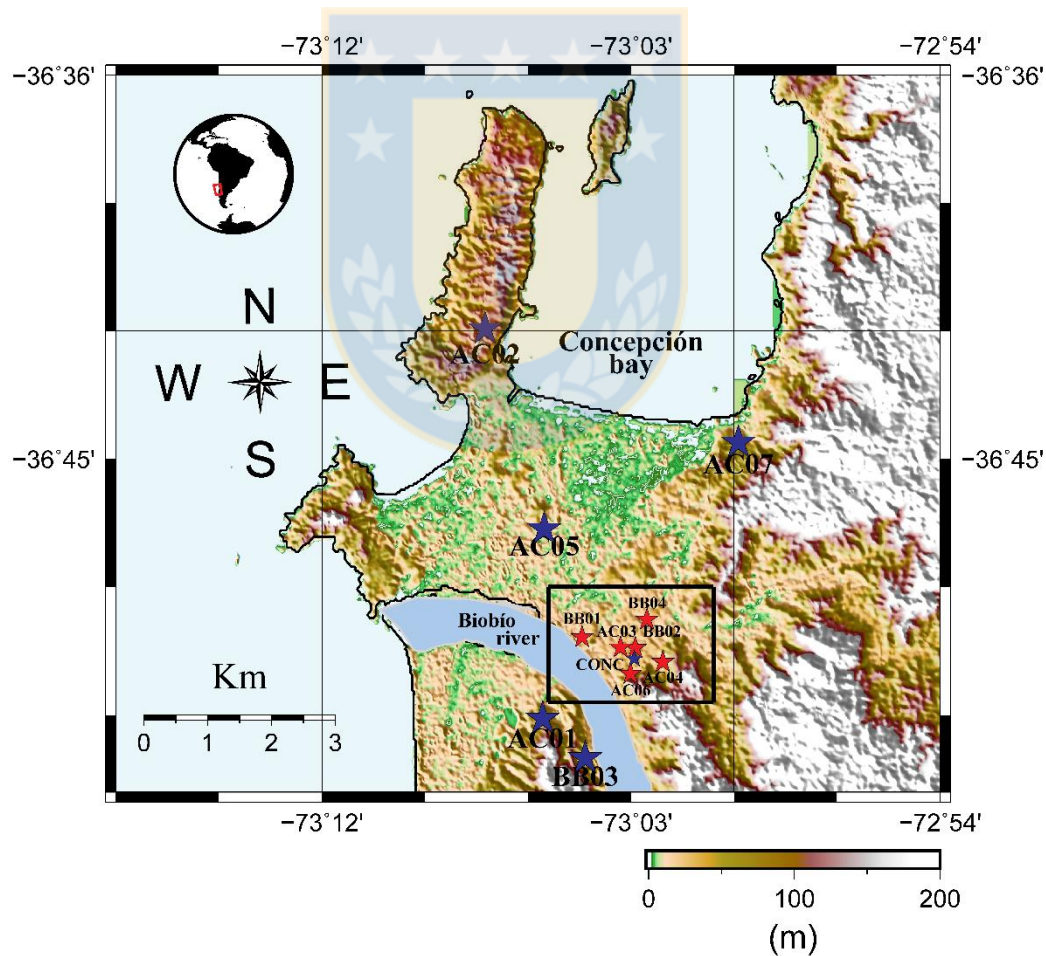


Figura 3.5 Ubicación estaciones Banda Ancha (BB) y Acelerómetros (AC).

Cada sitio fue caracterizado mediante su período fundamental como se indica en el trabajo de Nakamura (1989). En la Figura 3.6 se muestran los períodos fundamentales de la campaña de medición 1, los detalles de los períodos fundamentales de cada uno de los sitios y las distancias entre ellos se encuentran en el anexo.

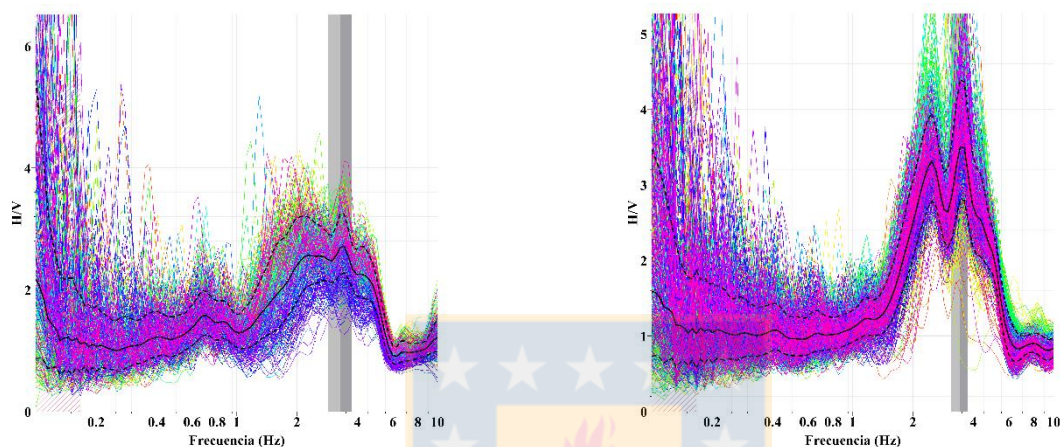


Figura 3.6 Períodos fundamentales campaña de medición 1 (a) IN31 (b) IN32

3.5 Conclusiones

Se han presentado los mapas geológicos, los cuales explican el carácter aluvial de la cuenca de Concepción, como también las campañas de medición desplegadas sobre ella. Finalmente se muestra cada sitio caracterizado a través de su período fundamental, para mejorar la comprensión de los fenómenos que se estudiarán en capítulos siguientes.

CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA

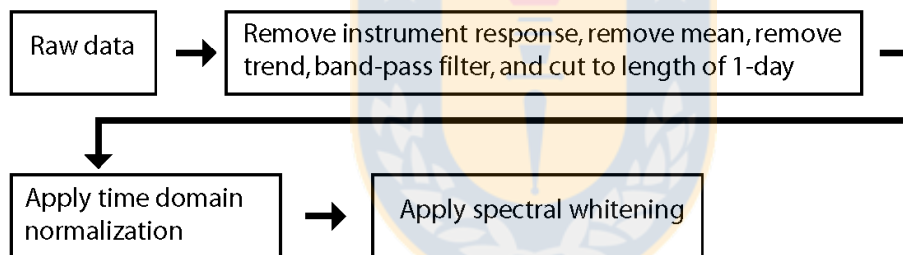
4.1 Introducción

En este capítulo se presenta el procedimiento para cálculo de la curva de dispersión en el dominio temporal y espectral. Con las curvas de dispersión es posible implementar modelos en 3D de tomografías sísmica explicados en la segunda mitad del capítulo, sobre cuales se realizan los análisis de la investigación.

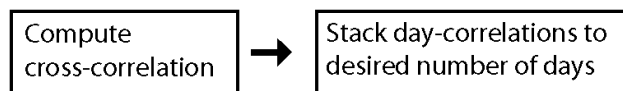
4.2. Procedimiento

Las etapas del procesamiento de los datos se muestran en la Figura 4.1.

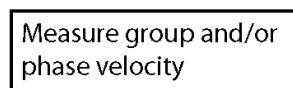
Phase 1:



Phase 2:



Phase 3:



Phase 4:

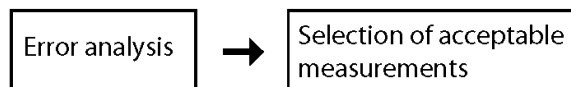


Figura 4.1 Esquema de procesamiento, Bensen *et al.* (2007).

4.3 Pre-procesamiento

4.3.1 Extracción de datos

Los archivos extraídos están en formato .miniseed, MiniSEED es el subconjunto del estándar SEED (Standard for the Exchange Earthquake Data), a menudo se utiliza para datos de series de tiempo. Los datos son limitados para la serie temporal que se incluyen en miniSEED, contienen la identificación de la serie de tiempo y tiempo GPS. En particular, no se incluyen coordenadas geográficas ni información de la respuesta. Estos datos tienen una tasa de muestreo de 100 Hz y son ordenados en vectores de 24 horas.

4.3.2 Filtro pasa-alta

El proceso de filtrado es donde las amplitudes de una señal se modifican ecuación (4.1), donde $X(\omega)$ es la señal antes de filtrar, $Y(\omega)$ señal después de filtrar y $H(\omega)$ es la función de transferencia del filtro

$$Y(\omega) = H(\omega) * X(\omega). \quad (4.1)$$

Con la finalidad de eliminar ruido espurio de la señal se utilizó un filtro pasa-alta, éste fue caracterizado con una frecuencia de atenuación sobre 0.01 Hz, tipo Butterworth de 4 polos, como se muestra en la Figura 4.2. En la Figura 4.3 se muestra el registro de un día de la estación AC02 que ha sido filtrado.

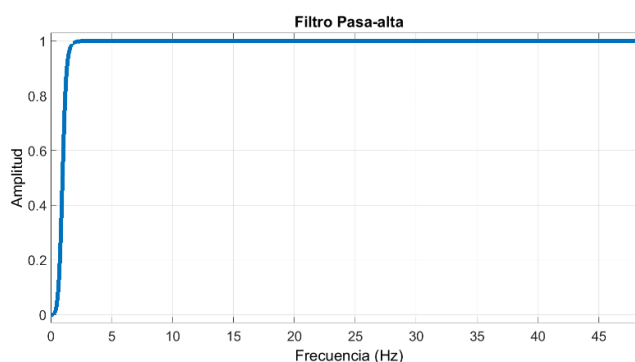


Figura 4.2 Filtro Pasa-Alta utilizado para corrección de registros

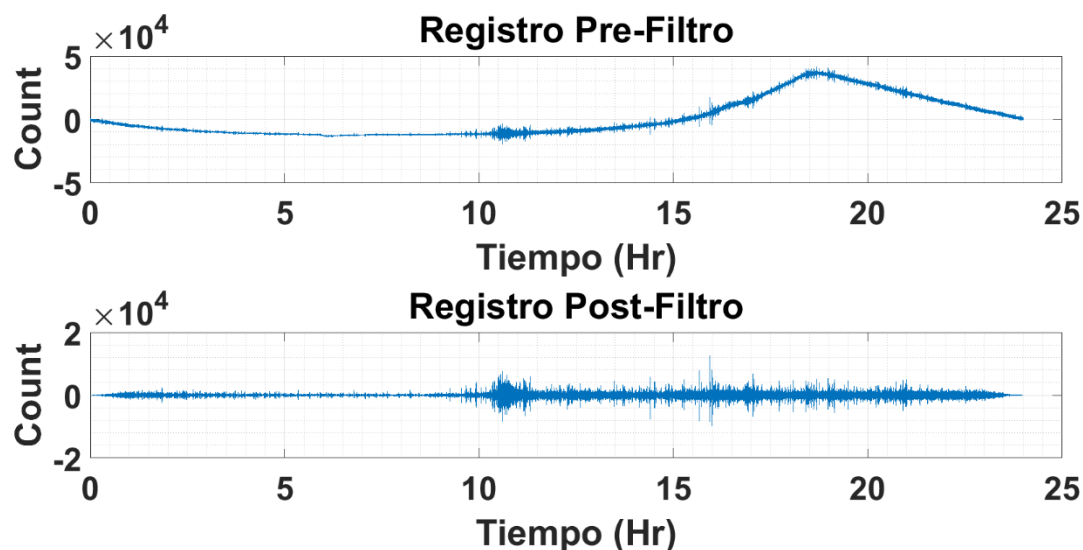


Figura 4.3 Comparación registro bruto y filtrado

4.3.3 Remoción de la media y tendencia

En muchos casos la media del registro está desfasado de la línea base, debido a problemas de cambios de temperatura o modificaciones en la nivelación del instrumento, en esos casos es necesario aplicar esta corrección.

4.3.4 Decimación

Es el proceso de disminuir la tasa de muestreo de los datos, con el fin de disminuir el tiempo de cálculo en el procesamiento de correlaciones, se ha decimado a una tasa de muestreo de 10 Hz.

4.3.5 Ventaneo

A las ventanas de registros se le han aplicado una ventana de tipo *taper cosine* de 5% ecuación (4.2), con el objetivo de eliminar los efectos de borde y de este modo, evitar resultados no deseables

en el espectro de la señal al realizar la transformada de Fourier, eliminando las discontinuidades en los extremos de la señal (*spectral leakage*)

$$\text{windows}(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{\pi}{a} t \right), & 0 \leq t \leq a \\ 1 & a \leq t \leq (1-a) \\ \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{\pi}{a} (1-t) \right) & (1-a) \leq t \leq 1 \end{cases} \quad (4.2)$$

4.3.6 Normalización temporal

El objetivo de realizar procesos de normalización es eliminar transientes, y de esta manera dejar señales más homogéneas de ruido ambiental. Este proceso acentúa más el grupo de ondas en la correlación cruzada.

En el trabajo de Bensen *et al.* (2007) realizan el análisis de cinco tipos de normalizaciones donde concluyen que dos métodos *One-Bit* y *running average*, son los que obtienen mejores resultados en eliminar efectos de los transientes sobre la señal.

Se ha utilizado una normalización *One-Bit*, la cual consiste en modificar las amplitudes de los registros a solo dos valores -1 o 1, como se indica en la ecuación (4.3)

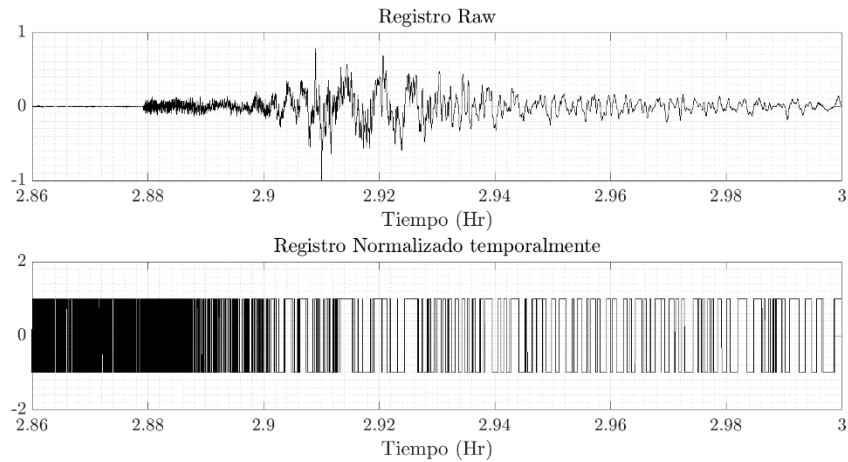


Figura 4.4 Comparación registro bruto y registro normalizado temporalmente

$$f(x) = \begin{cases} -1, & x < 0 \\ 1, & x \geq 0 \end{cases} \quad (4.3)$$

4.3.7 Normalización espectral

Esta etapa suaviza el espectro para evitar que las señales con gran amplitud oculten información de señales con menor amplitud cuando se calcula la correlación, además pretende lograr que el contenido de frecuencia de las correlaciones sea lo más homogéneo posible.

La normalización espectral $S_N(\omega)$ es la razón entre el espectro de la señal $S(\omega)$ y el espectro de la señal suavizado $S_s(\omega)$, ecuación (4.4)

$$S_N(\omega) = \frac{S(\omega)}{S_s(\omega)}. \quad (4.4)$$

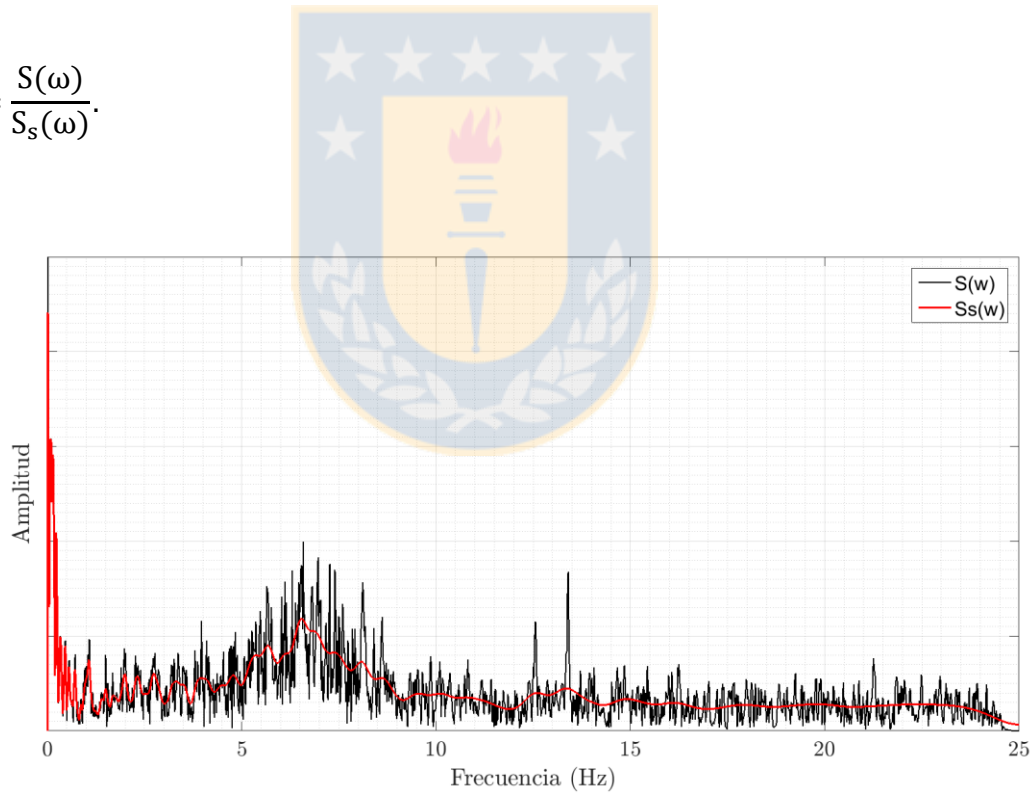


Figura 4.5 Normalización espectral

4.4 Dominio temporal Correlaciones cruzadas y apilamiento

Se han escogido ventanas de 600 segundos como en el trabajo de Calkins *et al.* (2011), ya que también trabajan con distancias del mismo orden que en este trabajo. Se aplica un filtro pasa banda con un rango de un $\pm 15\%$ de la frecuencia central a las ventanas.

Las correlaciones cruzadas $CC_{fg}(t)$ son convoluciones de dos señales temporales $f(t')$ y $g(t')$, representa una medida de la semejanza entre los registros, ecuación (4.5)

$$CC_{fg}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t')g(t + t')dt'. \quad (4.5)$$

Luego de calculadas las correlaciones, se realiza el proceso de apilamiento (*Stacking*), consiste en sumar las correlaciones para muchas ventanas de igual longitud de tiempo. Tiene por objetivo acerca a la condición teórica de **distribución homogénea** de fuentes de ruido y aumentar la relación de señal coherente e incoherente en las correlaciones, en la Figura 4.6 se muestra el apilamiento (por semanas). Finalmente, se ha calculado la velocidad de grupo con la ecuación (2.18). En nuestro análisis no se interpreta la función de Green por esta razón no se ha diferenciado la función de correlación cruzada con respecto al tiempo.

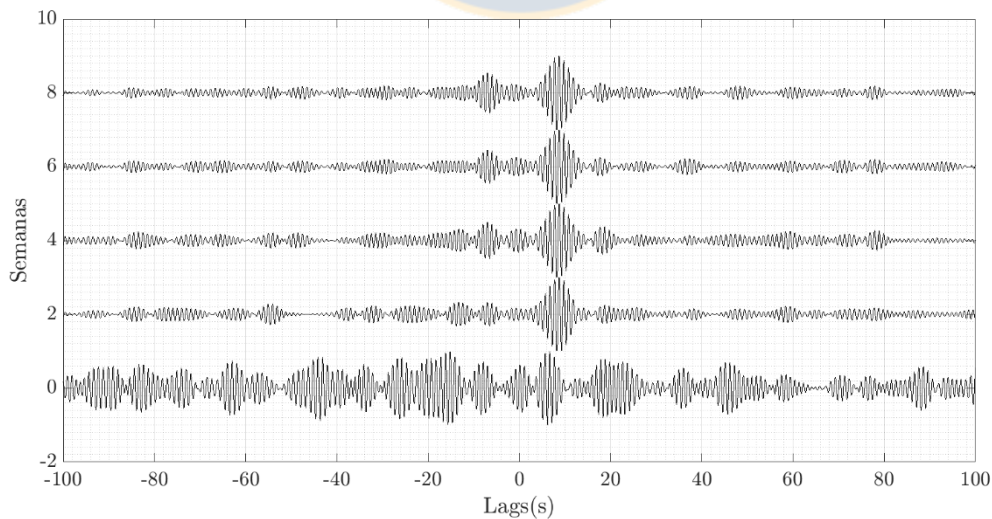


Figura 4.6 Apilamiento de correlaciones

4.5 Análisis de error

Se calcula el histograma de las velocidades de grupo de las correlaciones como se muestra en la Figura 4.7, se seleccionan las correlaciones que se encuentran en el rango de velocidades donde hay mayor concentración, se elige el rango de 300 a 3500 (m/s).

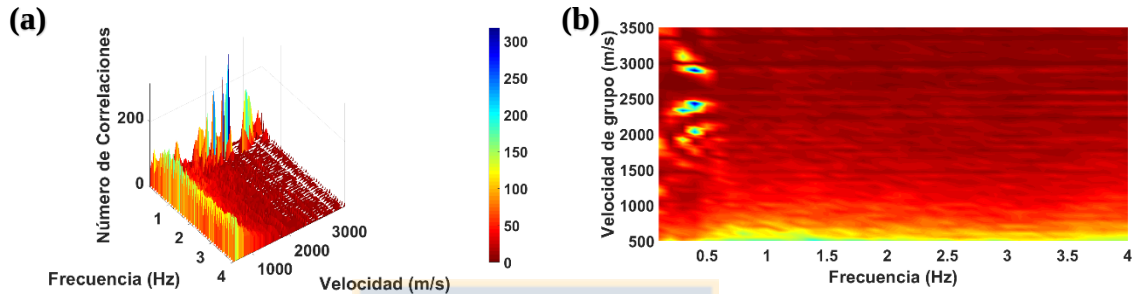


Figura 4.7 (a) Histograma, (b) Concentración de velocidades de grupo

La razón señal ruido (*Signal noise ratio* SNR), son criterios para clasificar la calidad de las correlaciones, ya que hay muchas correlaciones que contiene ruido espurio, y por lo tanto el viaje del frente de ondas no se distingue fácilmente.

Se estudia dos tipos de SNR encontrados en la literatura, el primero descrito en Bensen *et al.* (2007), en el trabajo es definido como “clásica” ecuación (4.6), es la razón entre el valor máximo en la correlación en la ventana del tiempo esperado de llegada de las ondas y la rms (*root mean square*) de un segmento de la señal luego del arribo de las ondas, se ha elegido la ventana de 300 segundos antes del término de la correlación como se muestra en la Figura 4.8

$$SNR = \frac{A_{\max}}{rms_{\text{noise}}}. \quad (4.6)$$

El segundo procedimiento es el descrito en Shirzad y Shomali (2014) *rms-stacking Method*, proponen la SNR ecuación (4.7), es la razón entre la máxima amplitud de la ventana del tiempo esperado de arribo de las ondas y la rms de esa misma ventana

$$SNR = \frac{A_{\max}}{rms_{\text{travel}}}. \quad (4.7)$$

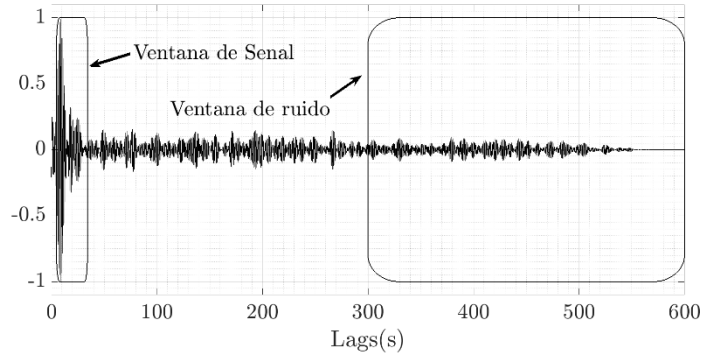


Figura 4.8 Razón señal ruido clásica

Se realiza el estudio de ambos métodos “Clásica” y “rms-stacking”, en la Figura 4.9 se muestra la comparación de ambos métodos. Se encuentra que las correlaciones presentan mayor sensibilidad para el método “rms-stacking”, los autores recomiendan en base a cada método ciertos valores de SNR que debe superar las correlaciones para las cuales mejorara el apilamiento. Luego de calcular ambos métodos para distintas frecuencias, se encuentra que la media de SNR para todas las ventanas en ambos métodos es muy cercana a los valores que se recomienda.

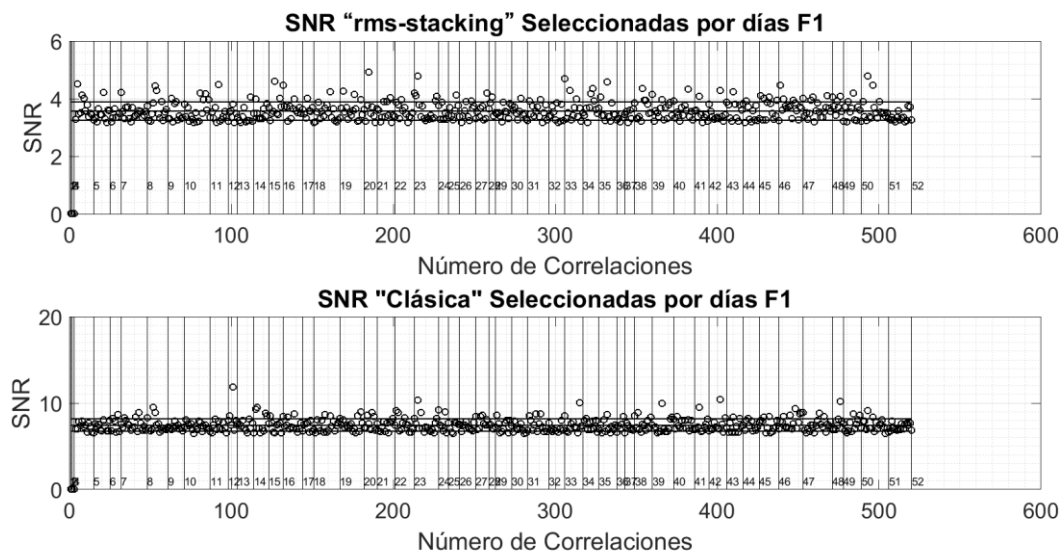


Figura 4.9 Comparaciones de los dos tipos de SNR

4.6 Dominio espectral

En el dominio espectral se calcula la velocidad de fase, los registros al igual que en las correlaciones temporales se corrigen con los siguientes pasos explicados en la sección 4.3 de pre-procesamiento

- Filtro Pasa-Alta
- Remoción de la media y tendencia
- Decimación
- Ventaneo

Mediante la ecuación (2.20), se calcula la correlación espectral como muestra en la Figura 4.10 (a) y se apila. La correlación espectral se multiplica por un suavizador descrito en Konno y Ohmachi (1998) y finalmente, se calcula la velocidad mediante la ecuación (2.21) en los cruces por cero, como se muestra en la Figura 4.10 (b).

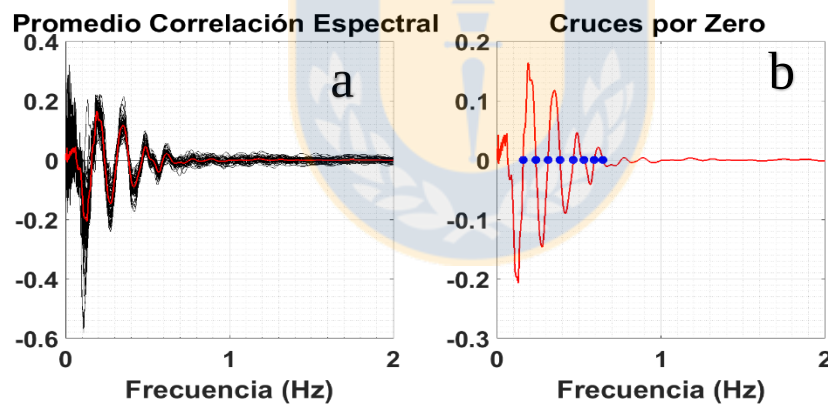


Figura 4.10 (a)Correlación espectral, (b) Cruces por Zero

4.7 Tomografías

4.7.1 Método de Inversión a través de perfiles de onda de corte

El Primer modelo implementado es el explicado en Picozzi *et al.* (2009), se construye el modelo de tomografía a partir de interpolación de perfiles de V_s , es realizado también en los trabajos de

Cheng, *et al.* (2015), Hannemann *et al.* (2014), Szanyi *et al.* (2016). Tiene por objetivo incorporar restricciones al sistema de ecuaciones en la ecuación (2.51), resultando la ecuación (4.8), L' son las nuevas restricciones incorporadas

$$\begin{bmatrix} L \\ L' \end{bmatrix} s = \begin{pmatrix} t \\ 0 \end{pmatrix}. \quad (4.8)$$

El procedimiento iterativo comienza a partir de un modelo homogéneo, son los valores iniciales de $s^{(k=1)}$, la nueva solución $s^{(k+1)}$ se determina resolviendo el sistema de ecuaciones indicado en la ecuación (4.9),

$$W\Delta t^{(k)} = L_2 \Delta s^{(k)}. \quad (4.9)$$

donde Δt es el vector normalizado entre el tiempo observado y el tiempo teórico $[t_o - t_t]/t_o$. Δs es el vector de slowness modificado $[s^{(k)} - s^{(k-1)}]/s^{(k)}$. La matriz de ponderadores diagonal W es una matriz para estabilizar el proceso iterativo. La matriz L_2 está compuesta por dos bloques de matrices como muestra la ecuación (4.10)

$$L_2 = \begin{bmatrix} WL_1 \\ K\delta^2 M \end{bmatrix}. \quad (4.10)$$

El bloque superior de L_2 formado por la matriz L_1 de dimensiones $M \times N$, donde M son el número de trayectorias y N es el número de celdas, W de dimensiones $M \times M$. El bloque inferior compuesto por la matriz K la cual indica la elipticidad que posee en función de las longitudes de las trayectorias que atraviesan cada celda, se calcula a través de la razón entre los valores singulares resultantes en cada celda $\lambda_{\min}/\lambda_{\max}$, un buen valor de elipticidad es cuando el resultado de la razón recientemente expuesta es cercana a 1. El ponderador final se calcula multiplicando la elipticidad por el número de trayectorias que cruzan la celda.

La matriz M tiene como objetivo restringir las soluciones a que varíen suavemente en el plano horizontal, por lo tanto, al sistema original se adicionan las restricciones que muestra la ecuación

(4.11), R es el número de celdas alrededor a la celda seleccionada. $s_{x-dx_i, y-dy_i}$ es una celda aledaña y a_i es el ponderador acorde a como se muestra en la Figura 4.11

$$s_{x,y} - \sum_{i=1}^R a_i s_{x-dx_i, y-dy_i} = 0. \quad (4.11)$$

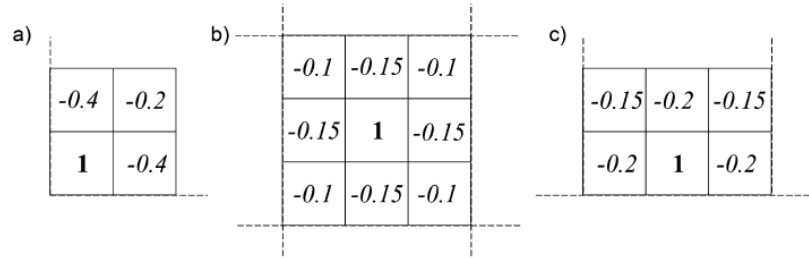


Figura 4.11 (a) Celda esquina (b) Celda central (c) Celda Borde

Finalmente, δ^2 es un coeficiente de amortiguamiento introducido para estabilizar la inversión considerado como 0.5. Luego de resolver la ecuación se obtiene el vector de lentitud buscado.

Este proceso se realiza ingresando información para distintas frecuencias, de este modo se van construyendo varios mapas tomográficos. Con estos mapas se tendrá la información de S_r en cada celda, de esta manera, se elaboran curvas de dispersión por cada celda como se muestra en la Figura 4.12. Con las curvas de dispersión se realiza el proceso de inversión resultando el perfil de V_s , en cada celda. Por último se interpolan entre los perfiles de V_s para lograr el modelo 3D de tomografía.

4.7.2 Método de Inversión 3D directo

El modelo explicado en Pilz *et al.* (2012) calcula en un paso un modelo de volumen de tomografía de V_s , es desarrollado también en los trabajos de Hannemann *et al.* (2012), Amoroso *et al.* (2017). Utiliza gran parte de las ecuaciones del modelo anterior, pero el rango de las matrices aumenta.

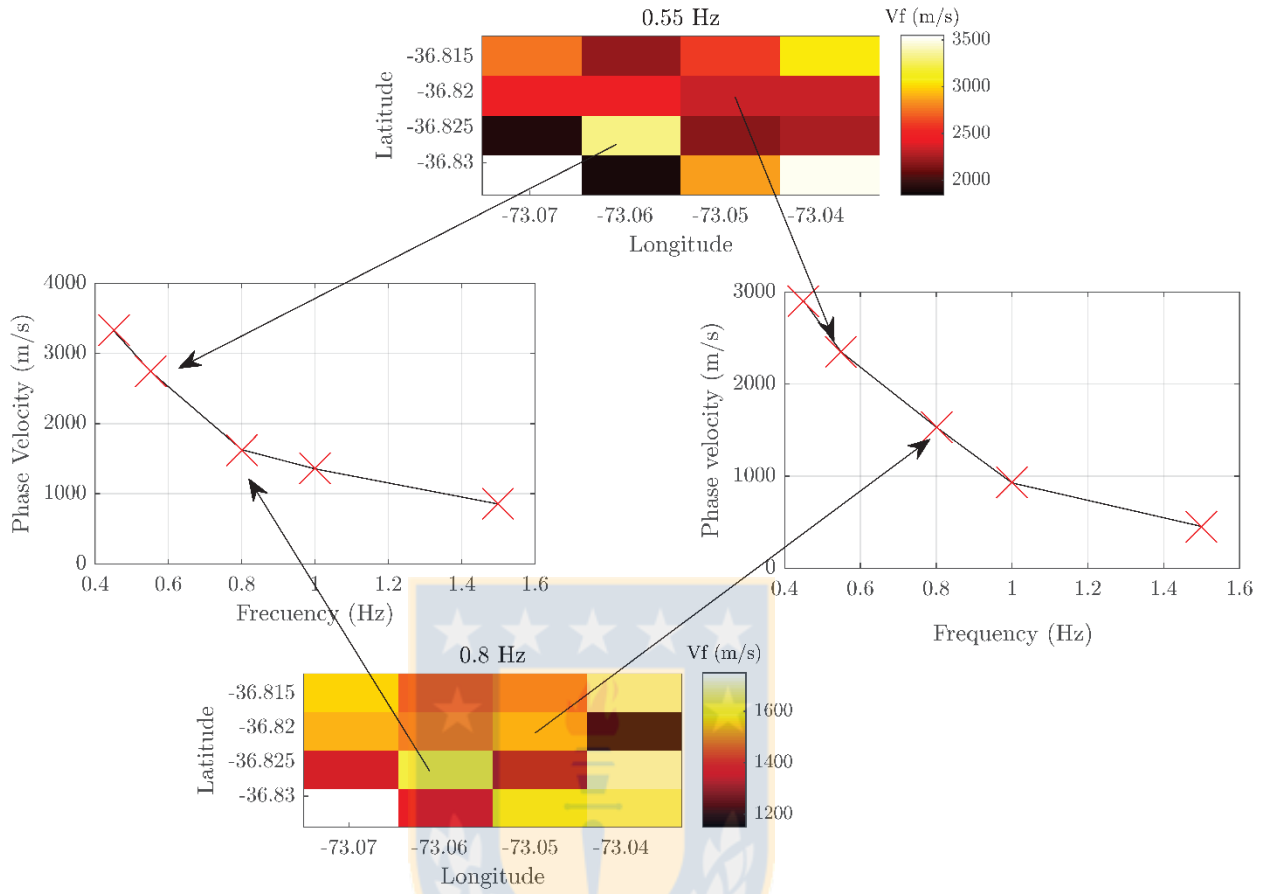


Figura 4.12 Construcción de curva de dispersión a partir de celdas de velocidad de viaje

El problema de tomografía busca resolver la ecuación de los tiempos de viaje, a la cual son agregadas restricciones para calcular un modelo que minimice el error del tiempo con respecto a un modelo ideal. Dado un modelo inicial de $s^{(k=1)}$, la nueva solución $s^{(k+1)}$ se obtiene a partir de la iteración de la ecuación (4.12), donde $\Delta t^{(k)}$ es la diferencia entre los tiempos de viaje observado y calculados, tiene dimensiones $R \times 1$, donde R es el número de trayectorias y F es el número de frecuencias utilizadas. $\Delta s^{(k)}$ es el vector de slowness modificado $[s^{(k)} - s^{(k-1)}]/s^{(k)}$, es de dimensiones $M \times N$ donde M es el número de celdas y N es el número de estratos del modelo y W es una matriz de ponderadores triangular para estabilizar la búsqueda de la solución en cada iteración, tiene dimensiones $R \times R \times F$.

$$W \Delta t^{(k)} = L_2 \Delta s^{(k)}. \quad (4.12)$$

La matriz L_2 está compuesta por dos bloques de matrices como indica la ecuación (4.13), la submatriz superior está compuesta por la matriz W y la matriz de longitudes L_1 de dimensiones $RF \times MN$. En la zona inferior aparece la matriz K de dimensiones $MNF \times MNF$, representa el producto de dos funciones, la primera considera el efecto horizontal y la segunda incorpora el efecto vertical. Los ponderadores horizontales son calculados a través de la elipticidad en cada celda por el número de trayectorias que cruzan cada celda. La elipticidad se calcula a través de los valores singulares $\sqrt{(a_1^2 - a_2^2)/a_1^2}$ como es explicado en el trabajo de Kissling (1988).

$$L_2 = \begin{bmatrix} WL_1 \\ K\varepsilon^2 M \end{bmatrix}. \quad (4.13)$$

El ponderador vertical en la matriz K se calcula a partir de la solución analítica del desplazamiento como muestran en el trabajo Hill (2010), ecuación (4.14), donde $z < 0$, k es el número de ondas. Se ha asumido que la velocidad de onda de Rayleigh es cercano a $0.92 v_s$, lo cual es realista para valores típicos de módulos de Poisson entre $0.2 < \nu < 0.4$, esto nos conduce a $l=0.8475$, $p=0.3933$ y $s=1.4679$

$$u_3(z) = le^{lkz} - se^{pkz}. \quad (4.14)$$

Los ponderadores verticales son calculados a partir de la razón entre el desplazamiento que realiza la onda en un estrato entre $d1$ y $d2$ y el desplazamiento de la onda en el modelo, como expresa la ecuación (4.15)

$$w = \frac{\int_{d1}^{d2} u_3 dz}{\int_0^{\infty} u_3 dz}. \quad (4.15)$$

La matriz M es de dimensiones $MNF \times MN$, tienen por objetivo restringir las soluciones para que varíen suavemente en la dirección horizontal. Estos ponderadores se calculan acorde a la ecuación (4.16), donde $s_{x,y}$ es la celda de estudio, $s_{x-dx_i, y-dy_i}$ es una celda cercana a la celda de interés, y a_i son ponderadores en función a la situación en que se encuentra la celda de interés en relación a las trayectorias que la cruzan y son asignados valores acorde a como se muestra en la Figura 4.11

$$s_{x,y} - \sum_{i=1}^R a_i s_{x-dx_i, y-dy_i} = 0. \quad (4.16)$$

Resolviendo la ecuación (4,12), se obtiene los valores de lentitud de Rayleigh (s_r) en cada celda del modelo.

Como el objetivo es calcular un modelo de velocidades de ondas de corte (V_s), esta variable se relaciona con la lentitud (slowness) de Rayleigh (s_r), a través, de la ecuación (4.17)

$$s_r = \frac{1}{Cv_s}. \quad (4.17)$$

Para valores típicos de módulo de Poisson entre $0.2 < \nu < 0.4$, el parámetro C está en el rango $0.90 < C < 0.95$, lo cual es asumida como $C=0.92$. De esta manera despejando el vector de velocidad de ondas de corte (V_s) en la ecuación (4.17), se obtiene los valores de velocidad de ondas de corte para el modelo de tomografía.

4.8 Conclusión

El capítulo presenta la metodología implementada para la construcción de la curva de dispersión. El procesamiento de registros en ambos dominios resultó ser complementario, y aumenta el rango de frecuencias a caracterizar en la curva de dispersión, en comparación a procesar en un sólo dominio los registros. Finalmente, se muestra la implementación de los modelos tomográficos con sus respectivas etapas.

CAPÍTULO 5 ANÁLISIS Y RESULTADOS

5.1 Introducción

En este capítulo se muestra la curva de dispersión caracterizada a bajas frecuencias. Se presenta la función de amplificación del medio debido a la curva ajustada a los datos como también de los modelos de tomografía. La direccionalidad de rigidez en el segundo basamento es analizada en la segunda mitad del capítulo, destacando la importancia en definir bien el basamento rocoso en los estudios de amplificación sísmica.

5.2 Curvas de dispersión y Perfil de V_s estimado

La cantidad de correlaciones estudiadas se calculan a partir de la combinatoria de estaciones, ecuación (5.1)

$$\text{Corr. Total} = \frac{n*(n-1)}{2}, \quad (5.1)$$

donde n es el número total de estaciones, en este caso fueron 56 correlaciones, una en la campaña de medición 1 y 55 en la campaña 2. En la Figura 5.1 se muestra la zona de estudio con las correspondientes trayectorias de correlaciones estudiadas.

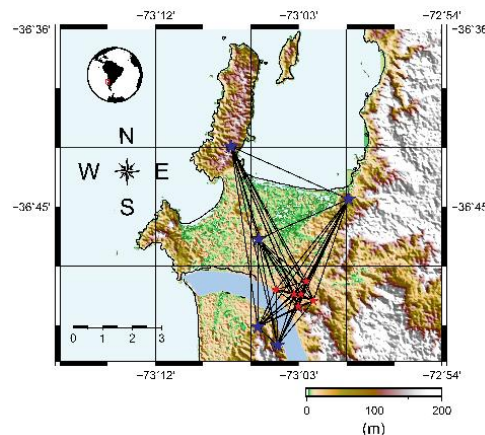


Figura 5.1 Trayectoria de correlaciones

Las correlaciones temporales tienen el comportamiento como se muestra en la Figura 5.2, se observan líneas de tendencia que representan la velocidad de propagación del medio, y demuestran la concordancia entre las distancias entre sitios y el tiempo de viaje del grupo de ondas.

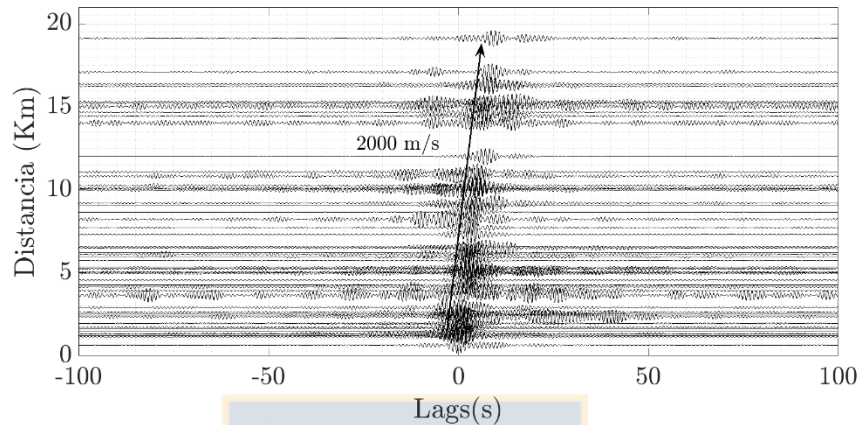


Figura 5.2 Correlaciones temporales provincia de Concepción 1 Hz

Se evidencia en las correlaciones la **dirección predominante** que genera la asimetría en la función, sección 2.3. Se verifica en las zonas de **mayor actividad antropogénica**, en nuestro caso Concepción centro, influye en la función de correlación como se muestra en la Figura 5.3. En el rango de frecuencias 0.1-0.3 Hz cambia la **dirección predominante** de propagación, y se puede atribuir a las microsismos oceánicos que afectan la costa de la cuenca, como es mencionado en el trabajo de Webb (2007), donde explica que el mar genera onda en ese rango de frecuencias.

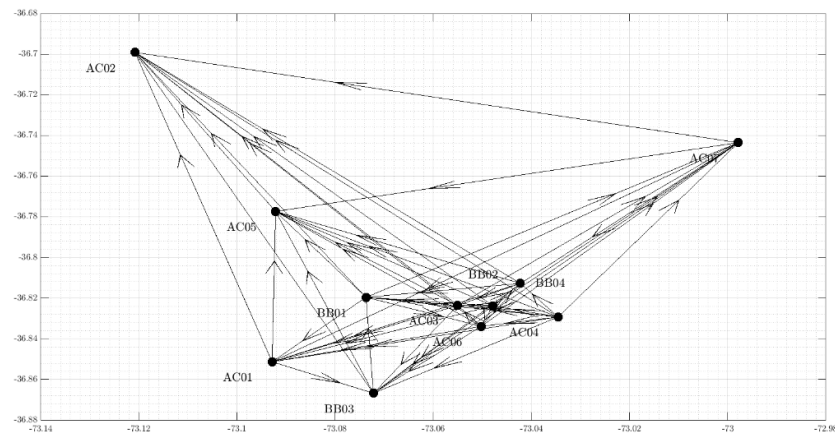


Figura 5.3 Dirección predominantes de correlaciones mayor a 0.3 Hz

Una zona analizada fueron las estaciones ubicadas en el centro de la cuenca de Concepción, donde debiera presentarse una rigidez menor del subsuelo debido a las depositaciones del río Biobío. Se aprecia en esa zona con respecto a las estaciones ubicadas fuera de la cuenca un aumento del tiempo de viaje, lo que representa en la curva de dispersión un cambio brusco de la velocidad. Esto último demuestra una concordancia con los mapas geológicos presentados en el capítulo tres.

Un hecho que llamó nuestra atención fue que las correlaciones temporales son capaces de caracterizar un mayor rango de frecuencias que las correlaciones en el dominio espectral, esto es mencionado también en Chávez-García y Rodríguez (2007), quienes lo atribuyen a la condición teórica de la estacionariedad de los frentes de ondas, condición que no es necesaria cumplir en el dominio temporal en relación al dominio espectral.

Las velocidades de grupo se han integrado para obtener velocidades de fase. Se ajustan funciones matemáticas a los puntos encontrados de velocidad de grupo. Las funciones utilizadas fueron de la forma exponencial y de gauss de segundo orden como se indican en las ecuaciones (5.2) y (5.3)

$$\text{Exponencial: } Y(x) = a * e^{bx} + c * e^{-dx}, \quad (5.2)$$

$$\text{Gauss: } Y(x) = a_1 * e^{(-(\frac{x-b_1}{c_1})^2)} + a_2 * e^{(-(\frac{x-b_2}{c_2})^2)}. \quad (5.3)$$

Las velocidades de fase obtenidas de las correlaciones temporales se han complementado con la velocidad de fase calculada en el dominio espectral, ecuación (2.21). Las curvas de dispersión se muestran en el anexo.

En la Figura 5.4, se muestra las curvas de dispersión obtenidas para la provincia de Concepción. La distancia entre equipos es una condición importante en la búsqueda del rango de frecuencias a caracterizar en la curva, dado que a distancias grandes las ondas de altas frecuencias se atenúan completamente antes de propagarse entre dos estaciones, a diferencia que ondas de bajas frecuencias se registran mejor por estaciones a distancias grandes. Se ha caracterizado el rango de 0.08 a 2.5 Hz, debido a la distancia entre los equipos no se ha encontrado información a mayores frecuencias.

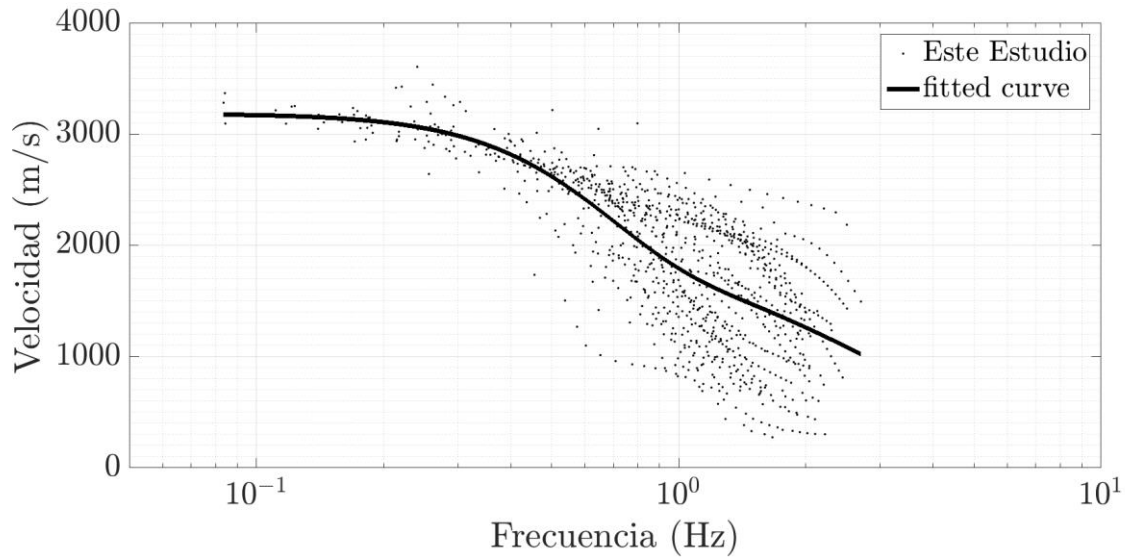


Figura 5.4 Curva de dispersión provincia de Concepción

La finalidad de la investigación es encontrar información de la roca a grandes profundidades, por lo tanto, es necesario caracterizar longitudes de ondas grandes que se propagan a grandes profundidades. Considerando la relación fundamental de una onda, ecuación (5.4), donde, λ es la longitud de onda, V_{fase} es la velocidad de fase, f es la frecuencia de interés, se puede verificar que la información requerida para el análisis son las bajas frecuencias

$$\lambda = \frac{V_{fase}}{f}. \quad (5.4)$$

Se enfoca el estudio específicamente en la cuenca de Concepción, la cual se ha definido por las estaciones BB01, BB02, BB04, AA03, AA04, AC06 entre las coordenadas $(-36.8339^\circ, -73.0730^\circ)$ y $(-36.8128^\circ, -73.0346^\circ)$ como se muestra en el rectángulo en la Figura 3.5, también se ha indicado la posición en la estación CONC donde fue registrado el terremoto del 27F. Las curvas de dispersión de las estaciones ocupadas se muestran en la Figura 5.5 (a). Como una primera estimación se ha ajustado una curva mediante mínimos cuadrados ordinarios como se muestra con la línea continua en la Figura 5.5 (a). Se ha complementado los datos con información previa de la curva de dispersión a mayores frecuencias (Montalva *et al.*, 2016) en la zona definida. Estos datos fueron procesados utilizando la metodología de SPAC propuesta por Aki (1957), demuestra que la

razón entre el promedio azimutal de las funciones de correlación de registros de microtemores de un arreglo de sensores, con respecto a la función de autocorrelación de un sensor central de referencia, adopta la forma de la función de la Bessel de primer orden. En el argumento de esta función de Bessel aparecen los términos de distancia entre estaciones, frecuencia y velocidad de fase de la propagación de ondas. Estos términos permiten la obtención de la curva de dispersión de ondas de Rayleigh del sitio, mediante la ecuación (2.21).

En la Figura 5.5 (a) se observa un cambio brusco de pendiente entre los 1 y 2 Hz, el cual representa un contraste de impedancia o de rigideces entre suelo y roca. La curva aumenta hasta los 3000(m/s) en 0.4 Hz. apreciando que los datos siguen la tendencia o empalman en continuidad entre los datos en baja y alta frecuencia.

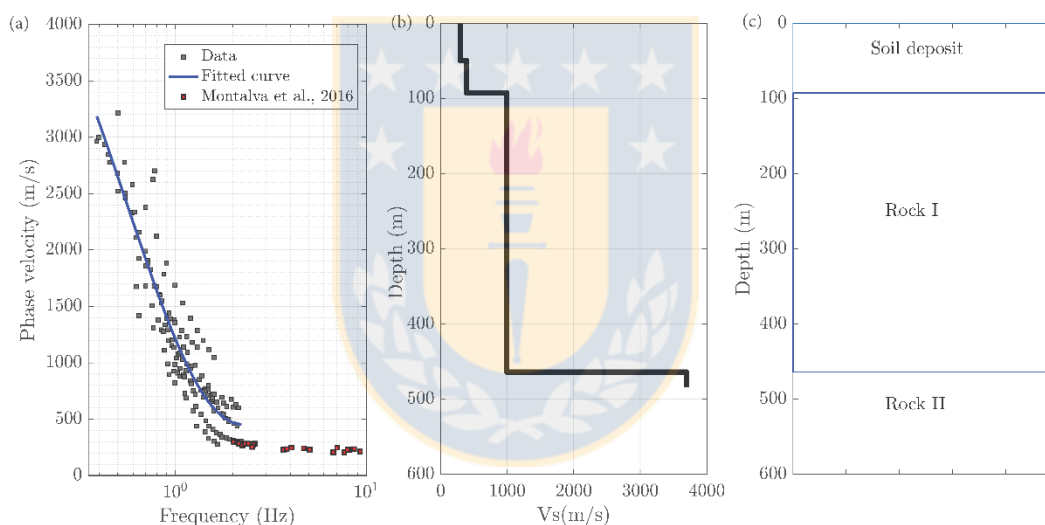


Figura 5.5 (a) Datos de curvas de dispersión en las estaciones del centro de Concepción. (b): Perfil de Vs invertido. (c): Modelo físico interpretado a partir del perfil

Esta curva se ha invertido para encontrar el perfil de velocidades de onda de corte que mejor se ajuste a la nube de puntos como se muestra en la Figura 5.5 (b), este proceso se realizó mediante el programa Dinver (Wathelet, 2008), el cual implementa el algoritmo del vecindario como se explica en el trabajo de Sambridge (1999). La inversión consistente predice principalmente 3 estratos, como se muestra en la Figura 5.5 (c), y los cuales se encuentran detallados en la tabla 1. En la Figura 5.5 (b), se muestran dos cambios bruscos de velocidades a 92.54(m) y a 463.99(m), los que representan contrastes de impedancia altos. El modelo físico que puede interpretarse se

muestra en la Figura 5.5 (c), donde la primera zona más cercana a la superficie compuesta por un depósito de suelo, debajo de éste depósito dos basamentos una roca I y una roca II.

Tabla 1 Perfil de velocidades de ondas de corte ajustado

Estratos (m)		V_s (m/s)
Inicio	Término	
0	49.43	292.16
49.43	92.54	386.03
92.54	463.99	993.46
463.99	-	3694.65

A partir del perfil de velocidades de ondas de corte estimado, se calcula la función de amplificación de ondas sísmicas propagándose verticalmente acorde a la teoría elástica de propagación de onda, la cual es explicada en detalle en Kramer (1996), La función se muestra en la Figura 5.6 (a) línea continua. El valor de atenuación utilizado de Q-value en cada capa ha seguido la relación $Q = V_s/10$ ($\xi = 1/2Q$), puesto que considera una atenuación proporcional a la rigidez. Se calcula la función de amplificación sólo utilizando los dos primeros estratos como se muestra en la Figura 5.6 (a) línea segmentada, ha llamado la atención el *peak* cercano a los 2 segundos el cual puede ser atribuible al estrato más profundo.

Teniendo como referencia los espectros horizontales de respuestas para un amortiguamiento de 5% de la estación Colegio Inmaculada Concepción (CONC) del 27F como se muestra en la Figura 5.6 (b), nuestra función responde en buena medida al *peak* cercano a los dos segundos. Se ha percatado que la función difiere en el *peak* cercano a 1.5 segundos que muestran los espectros y representa el primer contraste de impedancia de la cuenca, lo cual se puede atribuir a que la curva de dispersión que se invierte es un promedio en la nube de puntos y, por lo tanto, expresa un promedio de la profundidad de la primera roca. Al no ser constante la profundidad a la roca en comparación a los datos de los espectros de respuesta de la estación CONC, pues representa a diferencia un sólo punto en la cuenca y, por lo tanto, una única profundidad. La búsqueda ahora se centra en explicar la diferencia en los espectros de respuesta horizontales de la estación CONC.

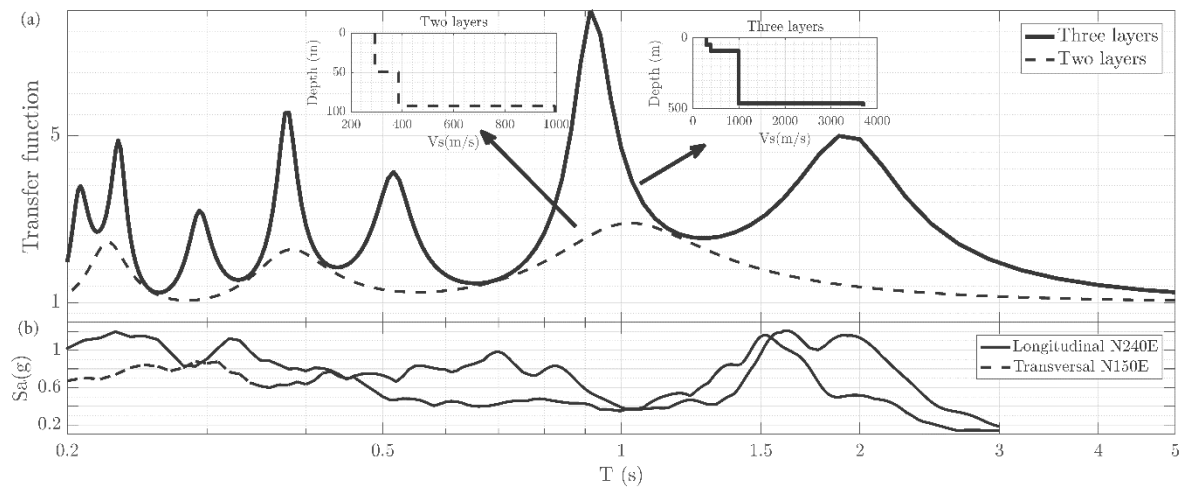


Figura 5.6 Función de amplificación cuenca de Concepción

5.3 Modelos de tomografía de ruido ambiente

Utilizando la metodología de Schuster (2015), a partir de la ecuación (2.51), donde la matriz L es de dimensiones $(M \times N)$, donde M es el número de trayectorias, y N el número de celdas, con $M \geq N$. Para la zona del centro de Concepción se utilizan 6 estaciones con 15 trayectorias y escogido una grilla de 4×4 con 15 celdas efectiva y 8 estratos entre las profundidades 0,60, 100, 150, 200, 300, 400 y 500 (m), como se muestra en la Figura 5.7 (b).

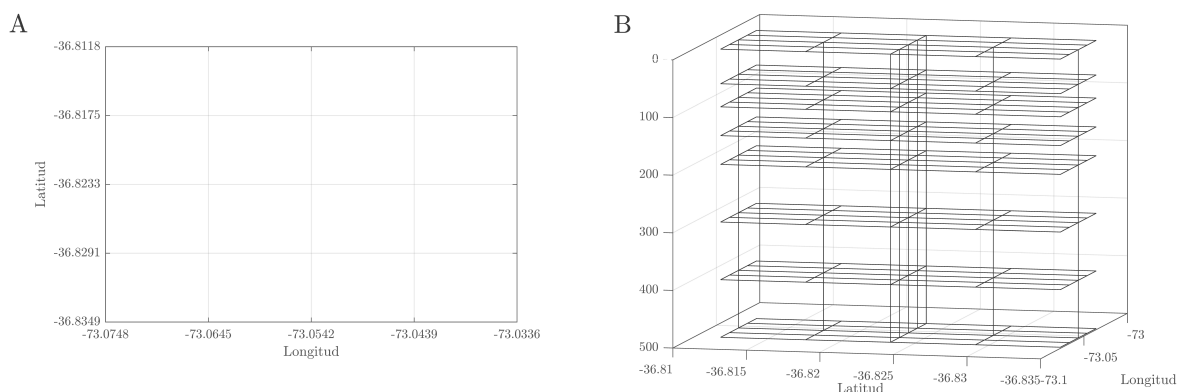


Figura 5.7 (a) Mallado utilizado, (b) Capas y profundidades del modelo 3D

El problema iterativo busca encontrar la matriz S tal que minimice el error, como se muestra la ecuación (5.5)

$$s^{k+1} = s^k + [L^T L + \eta^2 I]^{-1} L^T \delta t^k. \quad (5.5)$$

Teniendo en cuenta el nivel de errores que comúnmente dificultan los datos de entrada para los estudios tomográficos derivados de estudios sísmicos superficiales, generalmente se puede tolerar un sesgo de un pequeño porcentaje en los modelos estimados debido a la aplicación de un enfoque lineal simplificado, como es mencionado en Kugler *et al.* (2007). Por lo tanto, suponiendo que el modelo de velocidad varía suavemente sobre la distancia de una longitud de onda, el análisis se puede realizar suponiendo que la teoría lineal de las trayectorias.

5.3.1 Modelo de Tomografía a partir de interpolación perfiles de V_s

El primer modelo implementado se ha realizado construyendo los mapas con las frecuencias 0.55, 0.8, 1.0 y 1.5 (Hz) como se muestra en la Figura 5.8. Con los mapas se construyen las curvas de dispersión en cada celda, cabe mencionar que algunas celdas en las frecuencias 1.0 y 1.5 (Hz), no se han generado los cruces esperados en las celdas, ya que las trayectorias que deberían intersectarlas no presentan información en esas frecuencias, en esos casos se complementa la información de la curva de dispersión con mediciones de microtemores a escala local procesadas previamente.

Las curvas de dispersión por cada celda se han invertido, entregando un perfil de ondas de corte por cada celda, en total quince. Los perfiles se interpolan, y el modelo se muestra en la Figura 5.9(a). La Figura 5.9(b), 5.9(c) y 5.9(d) muestran vistas en elevación del modelo. En los primeros 150 (m), se muestra la forma de la cuenca la cual no presenta una profundidad constante a la primera roca, más abajo se observa la primera roca con una velocidad de onda de corte de alrededor de 1000 (m/s), finalmente entre 300 y 400 (m) aparece una segunda roca, la cual es la que se atribuye al *peak* cercano a los dos segundos. En el anexo se muestran las vistas en planta del modelo.

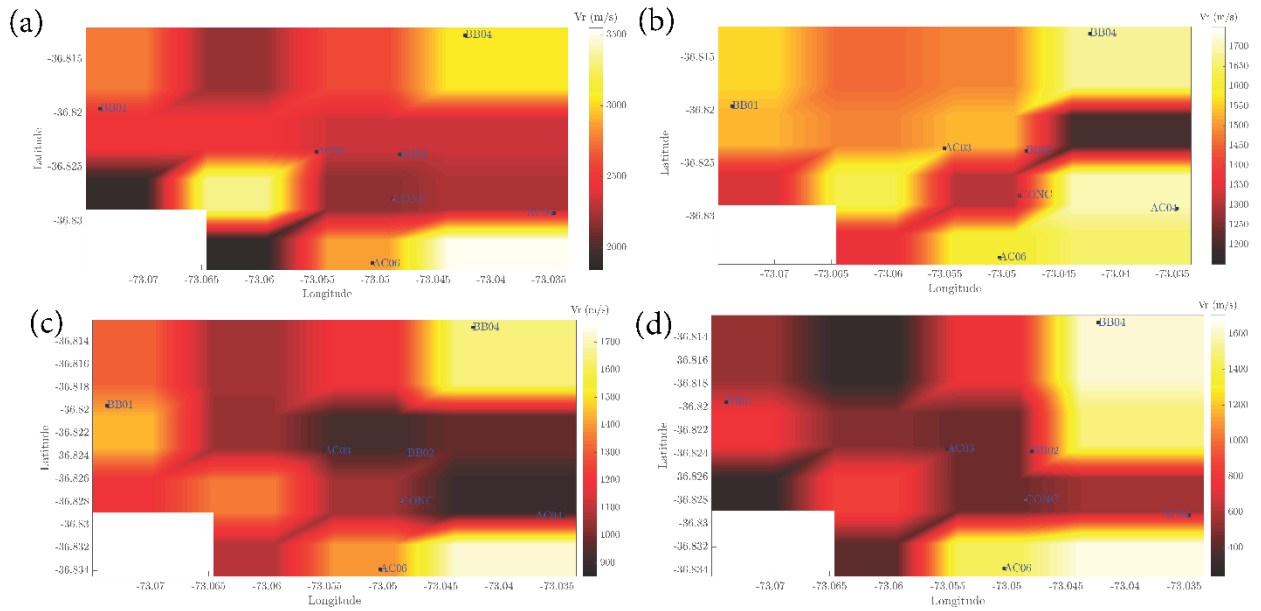


Figura 5.8 Mapas de tomografías por frecuencias (a), 0.55 Hz, (b) 0.8 Hz, (c) 1.0 Hz, (d) 1.5 Hz

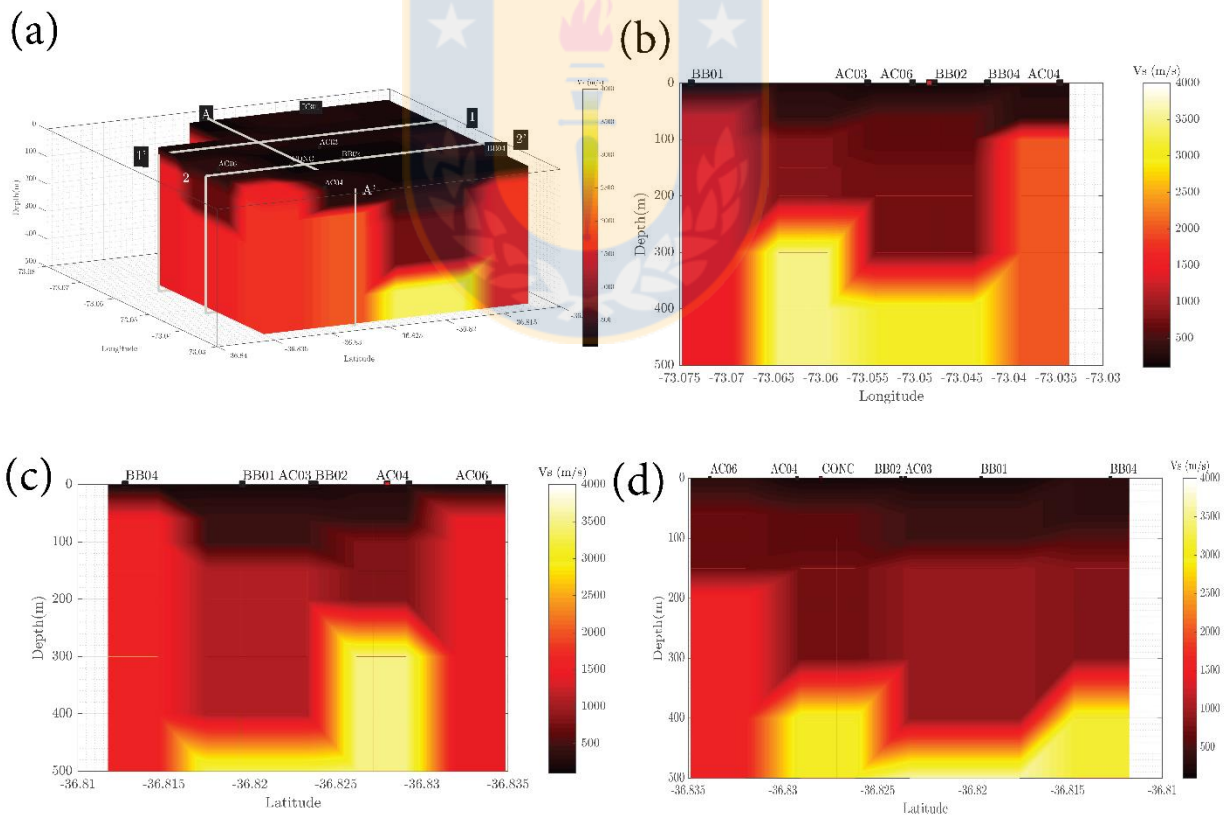


Figura 5.9 (a) Modelo a partir de interpolación de perfiles, (b) Corte A-A' (c) Corte 1-1' (d) Corte 2-2'

5.3.2 Tomografía 3D de un paso

En el segundo modelo implementado se han utilizado las frecuencias 2.2, 2.0, 1.8, 1.5, 1.2, 1.0 y 0.9 (Hz), con sus respectivas velocidades de fase de la curva de dispersión. El modelo final mostrado en la Figura 5.10(a) resultó en la iteración 98. Las Figuras 5.10(b) y 5.10(c) muestran vistas en elevación del modelo, presentan en los primeros 150 (m) el depósito de suelo, bajo éste la primera roca con velocidad cercana a 1000 (m/s). La segunda roca a diferencia del primer modelo presenta un segundo basamento entre 400 y 500 (m). Las vistas en planta en cada estrato se muestran en el anexo.

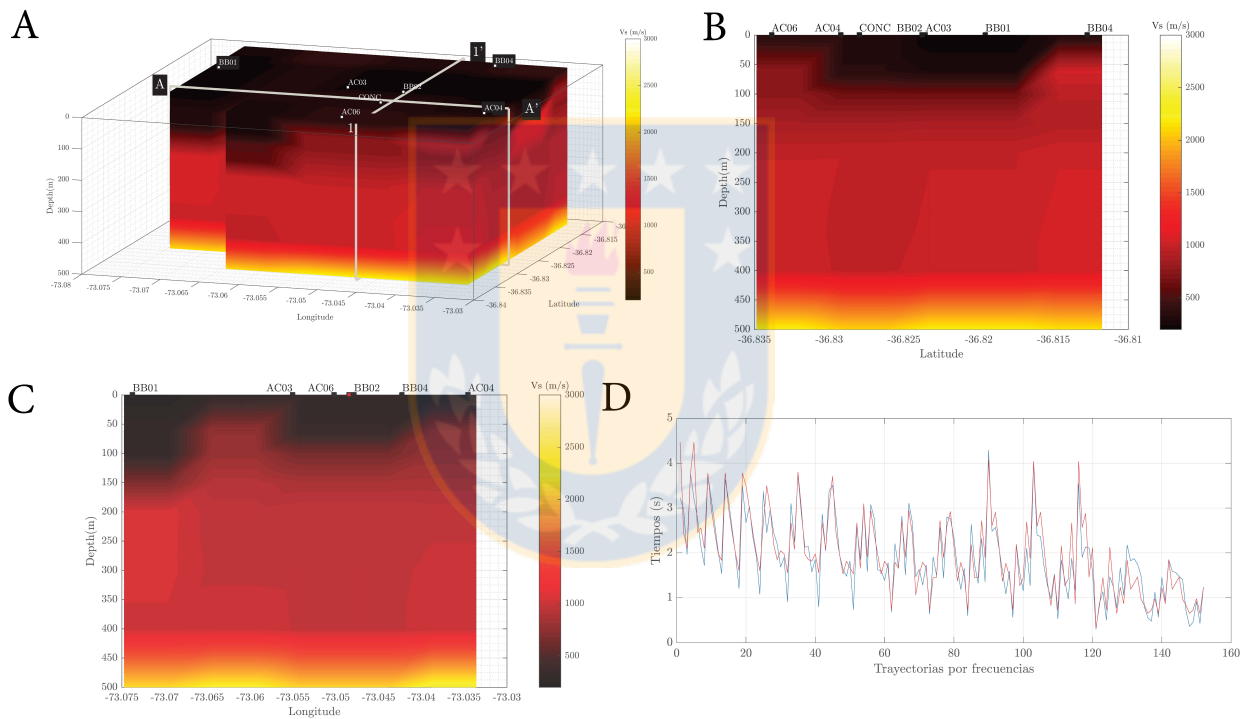


Figura 5.10 (a) Modelo 3D de un paso, (b) Corte 1-1', (c) Corte A-A', (d) Error del modelo, línea azul tiempos observados, línea roja tiempos estimados.

Hay una condición en la teoría del modelo que es la matriz K con ponderadores verticales que considera un semi-espacio homogéneo, esta condición en el último estrato del modelo no se cumple, por lo cual se ha realizado una modelación sin el aporte de esta matriz. Los resultados no

han traído grandes modificaciones al modelo, por lo tanto, se infiere que la matriz K vertical no es una de las restricciones que más influye o controla el modelo.

5.4 Análisis

5.4.1 Funciones de amplificación

Aunque en los dos modelos de tomografía, el segundo basamento no se presenta a la misma profundidad, la función de amplificación en ambos casos para la posición en la estación CONC presenta la amplificación cercana a los segundos como se muestra en la Figura 5.11. Esto es debido a que en el modelo 3D de un paso el espesor de la primera roca es mayor en comparación al modelo a partir de interpolación de perfiles de V_s , pero el valor de velocidad de onda de corte es relativamente constante en profundidad en el perfil, por lo cual no genera amplificaciones extras, puesto que la función de amplificación es directamente proporcional a los contrastes de impedancia.

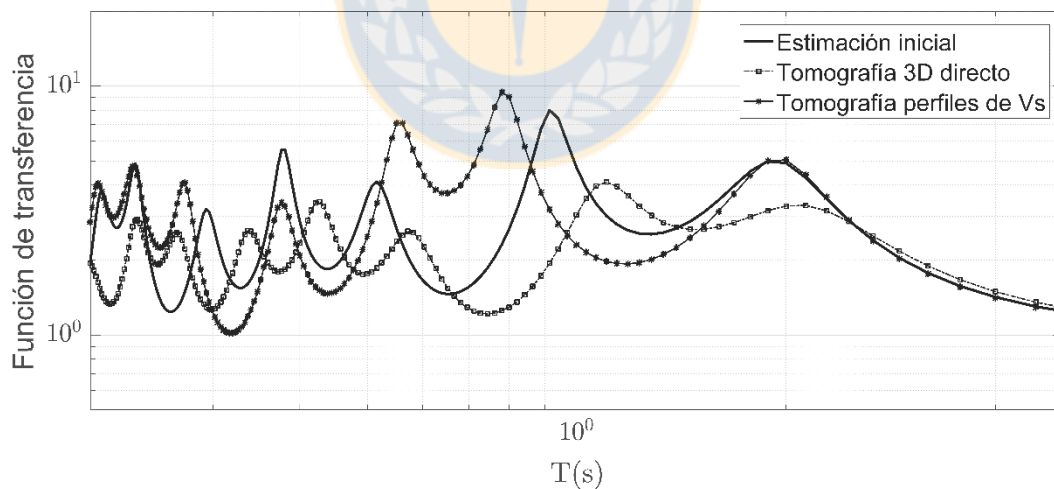


Figura 5.11 Funciones de amplificación de los modelos de tomografía y estimación de perfil de V_s

El modelo 3D de un paso no presenta velocidades de ondas de corte tan altas en el segundo basamento en comparación al modelo a partir de interpolación de perfiles de V_s , dado que el orden de magnitud de las velocidades de fase utilizadas no supera los 2500 (m/s).

Pese a que el modelo 3D de un paso no presenta un basamento tan rígido, se presenta la amplificación en dos segundos, sólo que con menor magnitud. En el último estrato del primer modelo no hay una clara direccionalidad de V_s . Observando con cuidado los perfiles del modelo e intentando explicar el porqué de la amplificación cercana a dos segundos, se advierte que en una dirección la rigidez en la primera roca en profundidad es relativamente constante y al presentarse el segundo basamento se produce un cambio brusco de V_s , y de este modo surge la amplificación. A diferencia en la otra dirección el aumento en función de la profundidad es paulatino, por lo tanto, al presentarse el segundo basamento no se producirá la amplificación en dos segundos.

En la Figura 5.11 se muestran tres funciones de amplificación, la primera resultado de la curva ajustada a la nube de puntos de las curvas de dispersión, en segundo y tercer lugar las entregadas a partir de los modelos de tomografía. Las funciones responden en buena medida al espectro de respuesta longitudinal ocurrido para el 27F. Es necesario hacer hincapié que el *peak* cercano a los dos segundos, además de la información que se ha entregado también hay un factor muy importante, la profundidad al primer basamento, puesto que es la zona donde se tiene conocimiento que existe la mayor profundidad a el primer basamento, debido a que la profundidad a la primera roca en la cuenca no es constante, más bien, tiene la forma de sombrero mexicano. Esta situación facilitó o ayudo a la amplificación en un período no indicado en las normas sísmicas que concentró nuestro interés.

5.4.2 Giro azimutal

Se realiza un análisis rotando azimutalmente los espectros horizontales de la estación CONC como se muestra en la Figura 5.12, se observa el hecho que casi en su totalidad el espectro longitudinal coincide con el valor máximo azimutal, lo que nos lleva a pensar en la existencia de una heterogeneidad del semiespacio donde existe un eje fuerte o más rígido en la dirección del registro longitudinal y un eje más débil o menos rígido que se presenta en el azimut de la dirección transversal como se muestra con las flechas en la Figura 5.13.

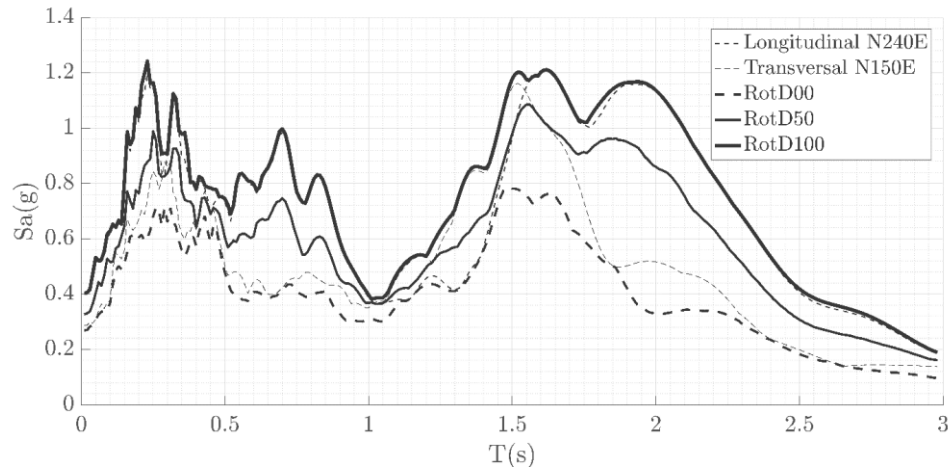


Figura 5.12 Espectro azimuthal de los registros horizontales de la estación CONC terremoto 27F

La idea de la direccionalidad del semi-espacio, surge luego de haber realizado modelos de tomografía en 3D, comparando con la primera aproximación realizada a través de la función ajustada a la nube de puntos, de este modo se estima que en la dirección longitudinal donde fue registrado el *peak* en el espectro en dos segundos se presenta un eje de mayor rigidez, y en la dirección transversal un eje de menor rigidez como se muestra en la Figura 5.13.

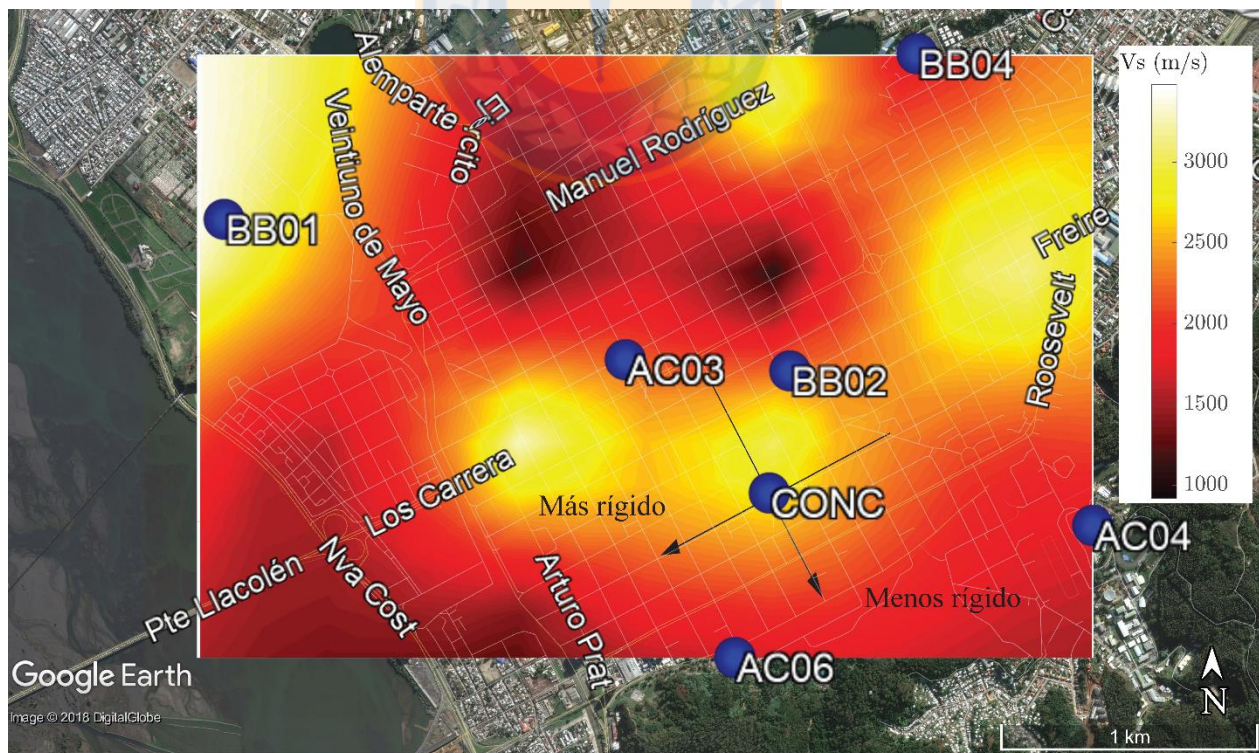


Figura 5.13 Direccionalidad en el semiestrato inferior del modelo, profundidad 400(m)

5.4.3 Períodos en cada celda

En la Figura 5.14 se muestran los distintos períodos fundamentales para las distintas celdas en la cuenca, donde se observan mayores períodos en el centro de la cuenca a diferencia de la periferia.

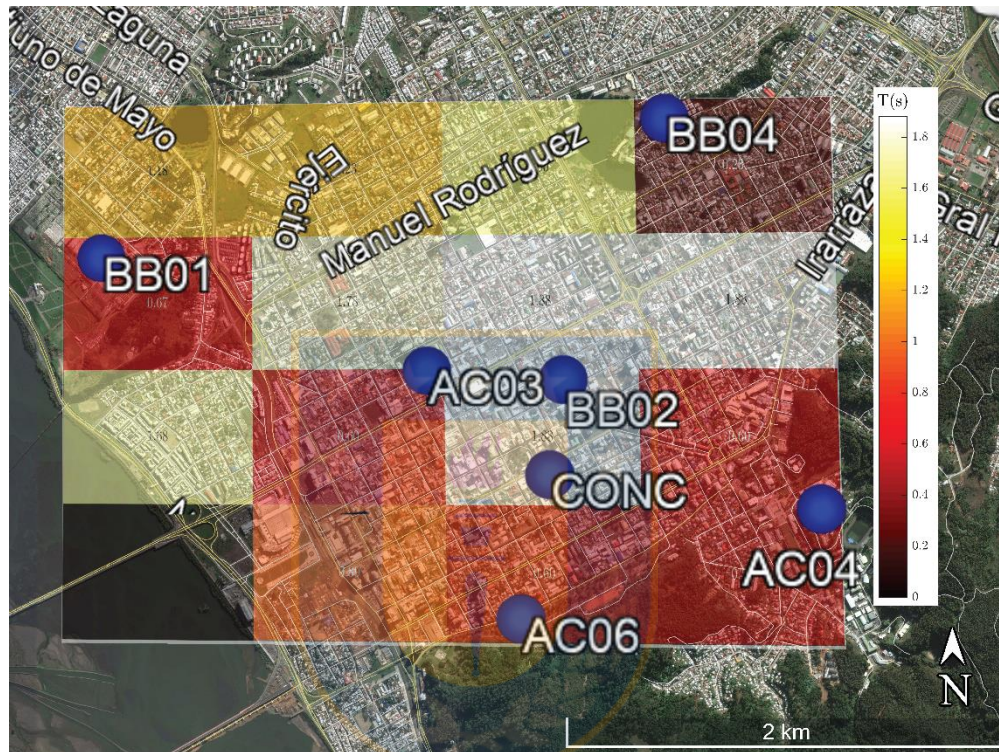


Figura 5.14 Períodos fundamentales por celdas

5.4.4 Giro elipse

El análisis se ha basado en explicar el comportamiento de la cuenca a partir de un punto discreto de datos, lo que puede ser un poco inapropiado, es por esto que se realiza un análisis a partir de una elipse la cual, se ha posicionado sobre la estación CONC como se muestra en la Figura 5.15(a). Se ha girado azimutalmente, y calculado la velocidad promedio de V_s en función del porcentaje del área en cada celda como se muestra en la Figura 5.15(b) para el caso del estrato a una profundidad de 400 (m). Los análisis previos coinciden con las direcciones predominantes de mayor velocidad

que presenta el *peak* cercano a los dos segundos. Se realiza el cálculo azimutal de V_s para los estratos superiores del modelo, con esos valores se calculan las funciones de amplificación en la dirección longitudinal y transversal como se muestra en la En la Figura 5.15(c). Este hecho fortalece la idea de la heterogeneidad de el semi-espacio debido a que la función de amplificación longitudinal al igual que el espectro horizontal de la estación CONC en esa dirección amplifica en 2 segundos, del mismo modo en la dirección transversal no aparece la amplificación en 2 segundos como en el espectro horizontal de la estación CONC es ese azimut.

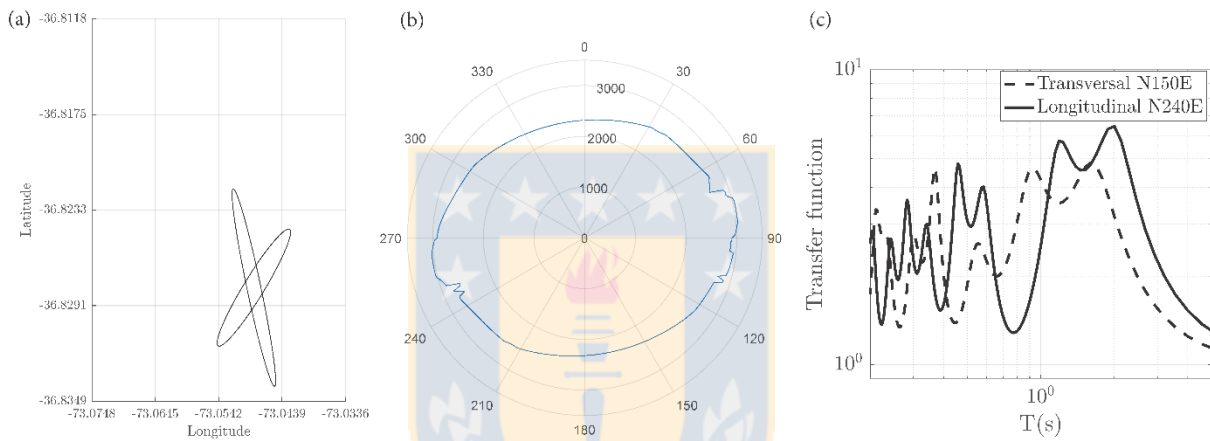


Figura 5.15 (a) Elipse calculada, (b) velocidad de onda de corte azimutal (c) Funciones de amplificación desde V_s promedio en direcciones longitudinal y trasversal

5.5 Conclusión

Las correlaciones temporales y espectrales han resultado ser consistentes y útiles para la caracterización de la curva de dispersión, pero que el dominio temporal entrega información en un rango de frecuencias más amplios que en el dominio espectral.

Se muestran las funciones de amplificación utilizando la curva de dispersión obtenida y los modelos de tomografía, en ella se identifica un *peak* de amplificación en un período cercano a 2 segundos, el que se atribuye al contraste de impedancia más profundo.

CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES Y COMENTARIOS

6.1 Conclusiones

Se logró registrar el primer gran volumen de datos de vibraciones ambientales continuas en el Concepción metropolitano, debido a las dos campañas desplegadas en la zona de estudio. El éxito de la metodología de procesamiento de los registros se debe al uso de correlaciones cruzadas en el espacio del tiempo y de la frecuencia

Las correlaciones temporales han demostrado tener concordancia con el medio en el cual se propagan. Al contrastar los resultados con mapas geológicos de la cuenca, se verifica que en el centro de la cuenca hay mayor tiempo de viaje, es decir, menor rigidez de los estratos de suelo.

Se logra caracterizar la curva de dispersión a bajas frecuencias (menor a 1 Hz), posibilitando la inversión de un perfil de velocidades de ondas de cortes hasta 460 metros de profundidad. Este resultado satisface uno de los principales objetivos de la investigación de extraer información a grandes profundidades en la cuenca.

Se propone una función de amplificación en la cuenca de Concepción basada en el perfil de velocidad de ondas de corte inferido. De gran interés científico e ingenieril resulta el *peak* de amplificación que se presenta cercano a los 2 segundos de período. El espectro de respuesta de las aceleraciones obtenidas del terremoto 27F presenta también, en una de sus componentes horizontales, una mayor energía en el mismo periodo, el cual puede ser atribuido a la estructura de velocidades propuesta.

Se compara la función de amplificación propuesta con espectros de respuesta de la estación CONC para el terremoto del 27F y se encuentra mejores semejanzas en comparación con funciones de amplificación previas.

En el trabajo de Ruiz y Saragoni (2009), discuten sobre los *peaks* de los espectros de varios terremotos como ciudad de México (1985) y Valparaíso (1985), indican que cuando hay más de un *peak* en el espectro, el primero es asociado a la fuente sísmica y el segundo a la vibración de depósito de suelo. Esto último es necesario enfatizar que es debido al medio, es decir, suelo y roca como en nuestra zona investigada.

En los estudios de análisis sísmicos con inversión de perfiles, como es mencionado en Cabas *et al.* (2016), se suele considerar la hipótesis que el semi-espacio homogéneo es el primer basamento rocoso encontrado, pero como se ha mostrado en la investigación no siempre es así, porque puede existir un segundo basamento y presentar heterogeneidad en su rigidez.

Un análisis lineal elástico incorporando información de contrastes de impedancia a grandes profundidades, resulta ser apropiado para mejorar la estimación de la demanda sísmica superficial.

Se destaca que en la actualidad ninguna norma sísmica considera una amplificación cercana a 2 segundos. La construcción de estructuras de períodos de ese orden es común como por ejemplos edificios esbeltos, puentes o parques eólicos. Incorporar la información de la impedancia a grandes profundidades es los estudios de demanda sísmica en estos tipos de estructuras mejorará sus diseños y la seguridad para la sociedad.

6.2 Futuras líneas de investigación

Un registro de nuevas vibraciones ambientales con una red más densa de estaciones y por más tiempo, permitirá perfeccionar la curva de dispersión propuesta y poder contrastar con los resultados propuestos en este trabajo, además de poder realizar un modelo de tomografía con mayor resolución.

Se recomienda profundizar en el tema de la amplificación sísmica con la función propuesta, de este modo poder, incorporar al diseño de estructuras la información aquí presentada, mejorando el comportamiento de estructuras flexibles frente a eventos sísmicos futuros.

REFERENCIAS

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. **Bulletin of the Earthquake Research Institute**, **35**. 415–457.

Aki, K., y P. Richard (2002). **Quantitative Seismology**. University Science Books, Ed. Sausalito California.

Amoroso, O., G. Festa, P. Bruno, L. D'Auria, G. De Landro, V. Di Fiore, y A. Zollo (2017) Integrated tomographic methods for seismic imaging and monitoring of volcanic caldera structures and geothermal areas. **Journal of Applied Geophysics**. In Press.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.11.012>

Astroza, M., S. Ruiz, y R. Astroza (2012) Damage assessment and seismic intensity analysis of the 2010 (Mw 8.8) maule earthquake. **Earthquake Spectra**, **28(SUPPL.1)**. 145–164.

Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, y Y. Yang (2007) Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. **Geophysical Journal International**, **169(3)**. 1239–1260.

Cabas, A. (2016) **Improvements to the Assessment of Site-Specific Seismic Hazards**. PhD Thesis, Department of Civil and Environmental Engineering. Virginia Polytechnic Institute and State University.

Calkins, J. A., G. A. Abers, G. Ekström, K. C. Creager, y S. Rondenay (2011) Shallow structure of the Cascadia subduction zone beneath western Washington from spectral ambient noise correlation. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, **116(7)**. 1–20.

Chávez-García, F. J., y M. Rodríguez (2007) The correlation of microtremors: Empirical limits and relations between results in frequency and time domains. **Geophysical Journal International**, **171(2)**. 657–664.

Cheng, F., J. Xia, Y. Xu, Z. Xu, y Y. Pan (2015) A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves. **Journal of Applied Geophysics**, **117**. 126–135.

Ekström, G., G. A. Abers, y S. C. Webb (2009) Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral formulation. **Geophysical Research Letters**, **36(18)**. 5–9.

Frank, S. D., A. E. Foster, A. N. Ferris, y M. Johnson (2009) Frequency-dependent asymmetry of seismic cross-correlation functions associated with noise directionality. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **99(1)**. 462–470.

Hannemann, K., Papazachos C., Ohrnberger M., Anthymidis M., y Lontsi A. (2012) 3D Vs Modeling From High-Frequency Ambient Noise Tomography : the Case of Northern Mygdonia Basin , Euroseistest Area (Northern Greece). **Second European Conference on earthquake Engineering and Seismology**. Estambul. Agosto.

Hannemann, K., C. Papazachos, M. Ohrnberger, A. Savvaidis, M. Anthymidis, y A. M. Lontsi (2014) Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the Mygdonia basin-Euroseistest area, northern Greece. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, **119(6)**. 4979–4999.

Hill, D. P. (2010) Surface-wave potential for triggering tectonic (nonvolcanic) tremor-corrected. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **102(6)**. 2337–2355.

Kelley, C. T. (1999) **Iterative Methods for Optimization**. Society for Industrial and Applied Mathematics. Philadelphia.

Kissling, E. (1988) Geotomography with local Eartquake data. **American Geophysical Union**, **26(4)**. 659–698.

Konno, K., y T. Ohmachi (1998) Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **88(1)**. 228–241.

Kramer, S. (1996) **Geotechnical Earthquake Engineering**. Prentice Hall Upper Saddle River. New Jersey.

Kugler, S., T. Bohlen, T. Forbriger, S. Bussat, y G. Klein (2007) Scholte-wave tomography for shallow-water marine sediments. **Geophysical Journal International**, **168(2)**. 551–570.

Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. **Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute**, **30**. 25–33.

Oliver, M. A., y R. Webster (2015) **Basic Steps in Geostatistics: The Variogram and Kriging**. Springer. New York.

Picozzi, M., S. Parolai, D. Bindi, y A. Strollo (2009) Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. **Geophysical Journal International**, **176**. 164–174.

Pilz, M., S. Parolai, M. Picozzi, y D. Bindi (2012) Three-dimensional shear wave velocity imaging by ambient seismic noise tomography. **Geophysical Journal International**, **189**. 501–512.

Roux, P., K. G. Sabra, W. A. Kuperman, y A. Roux (2005) Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. **The Journal of the Acoustical Society of America**, **117**. 79–84.

Ruiz, S., y G. R. Saragoni (2009) Free vibration of soils during large earthquakes. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**, **29(1)**. 1–16.

Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005) Extracting time-domain

Green's function estimates from ambient seismic noise. **Geophysical Research Letters**, 32(3). 1–5.

Sambridge, M. (1999) Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. **Geophysical Journal International**, 138. 479–494.

Sambridge, M. (1999) Geophysical inversion with a neighborhood algorithm - II. Appraising the ensemble. **Geophys. J. Int.**, 138. 727–746.

Schanack, F., G. Valdebenito, y J. Alvial (2012) Seismic damage to bridges during the 27 February 2010 magnitude 8.8 Chile earthquake. **Earthquake Spectra**, 28(1). 301–315.

Schuster, G. T. (2015) **Seismic Inversion**. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.

Shirzad, T., y Z.-H. Shomali (2014) Extracting Seismic Body and Rayleigh Waves from the Ambient Seismic Noise Using the rms-Stacking Method. **Seismological Research Letters**, 86(1). 173–180.

Snieder, R. (2004) Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase. **Physical Review. E, Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics**, 69(4 Pt 2). 46610.

Stehly, L., M. Campillo, y M. Shapiro (2006) A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 111(10). 1–12.

Szanyi, G., Z. Grácz, E. Györi, Z. Kaláb, y M. Lednická (2016) Ambient Seismic Noise Tomography of a Loess High Bank at Dunaszekcső (Hungary). **Pure and Applied Geophysics**, 173(8). 2913–2928.

Wapenaar, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, y A. Verdel (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications. **Geophysics**, 75(5). 75A195-75A209.

Wathelet, M. (2008) An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. **Geophysical Research Letters**, **35(9)**. 1–5.

Weaver, R., y O. Lobkis (2002) On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: Pulse-echo using thermal phonons. **Ultrasonics**, **40(1–8)**. 435–439.

Webb, S. C. (2007) The Earth's "hum" is driven by ocean waves over the continental shelves. **Nature**, **445(7129)**. 754–756.

Wessel, P., W. H. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, y F. Wobbe (2013) GMT 5: A major new release of the Generic Mapping Tools, **Eos Trans. AGU**, **94(45)**. 409-410.



Anexo 3 Distancia y frecuencia fundamental

Tabla de distancias

Campaña de medición 1

Tabla 2 Distancia y posición campaña de medición 1

Sitio	Latitud	Longitud	Distancia
IN31	-36.812755	-73.042261	1956.95 m
IN32	-36.829245	-73.034579	

Campaña de medición 2

Tabla 3 Ubicación estaciones campaña 2

Sitio	Nombre	Latitud	Longitud
1	AC01	-36.851323	-73.092869
2	AC02	-36.699158	-73.120811
3	BB01	-36.819570	-73.073752
4	AC03	-36.823575	-73.055062
5	AC04	-36.829245	-73.034579
6	AC05	-36.777340	-73.092168
7	BB02	-36.823780	-73.047889
8	AC06	-36.833860	-73.050231
9	AC07	-36.743539	-72.997855
10	BB03	-36.866753	-73.072227
11	BB04	-36.812755	-73.042261

Tabla 4 Distancias de correlaciones campaña de medición 2

Nº de Correlación	Sitio	Sitio	Distancia(m)	Nº de Correlación	Sitio	Sitio	Distancia(m)
1	1	2	17102.02	29	4	6	6111.13
2	1	3	3919.298	30	4	7	638.87
3	1	4	4565.12	31	4	8	1221.79
4	1	5	5738.85	32	4	9	10254.67
5	1	6	8226.77	33	4	10	5038.28
6	1	7	5040.16	34	4	11	1657.09
7	1	8	4262.27	35	5	6	7720.15
8	1	9	14670.16	36	5	7	1331.43
9	1	10	2513.25	37	5	8	1484.55
10	1	11	6219.23	38	5	9	10075.59
11	2	3	14030.16	39	5	10	5349.49
12	2	4	15023.30	40	5	11	1956.95
13	2	5	16378.07	41	6	7	6496.82
14	2	6	9060.37	42	6	8	7310.15
15	2	7	15304.38	43	6	9	9204.07
16	2	8	16244.14	44	6	10	10099.47
17	2	9	12018.78	45	6	11	5937.64
18	2	10	19131.40	46	7	8	1140.06
19	2	11	14440.32	47	7	9	9973.14
20	3	4	1722.21	48	7	10	5246.25
21	3	5	3648.93	49	7	11	1324.33
22	3	6	4973.82	50	8	9	11073.41
23	3	7	2349.23	51	8	10	4148.26
24	3	8	2628.24	52	8	11	2451.65
25	3	9	10824.16	53	9	10	15216.91
26	3	10	5248.26	54	9	11	8653.14
27	3	11	2903.89	55	10	11	6569.85
28	4	5	1929.05				

Períodos fundamentales por sitio

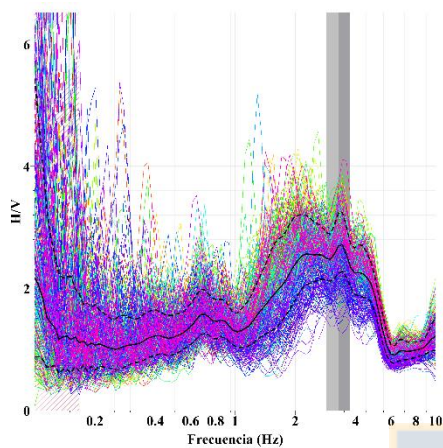
Campaña 1

Figura A.3.1 IN31

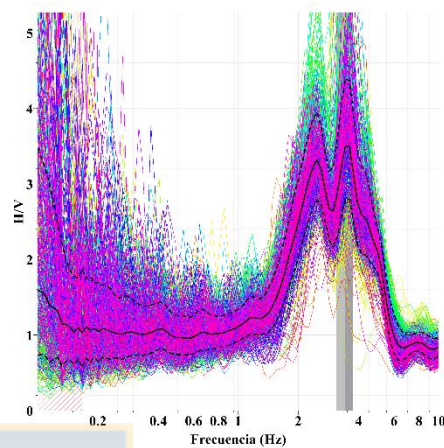


Figura A.3.2 IN32

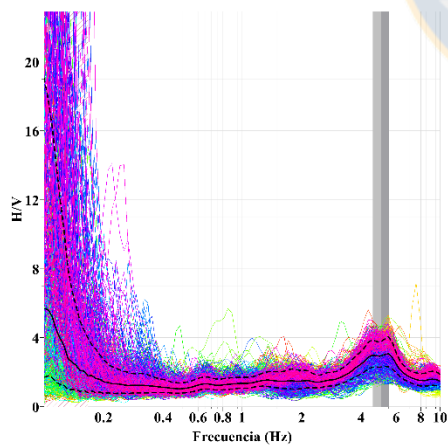
Campaña 2

Figura A.3.3 AC01

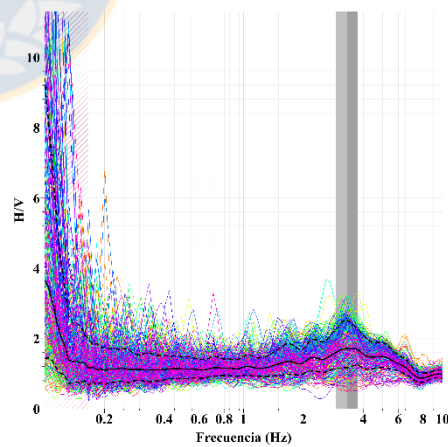


Figura A.3.4 AC02

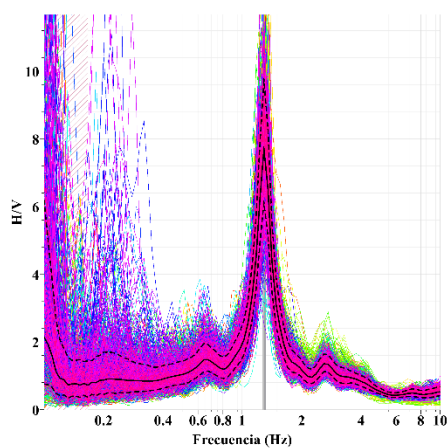


Figura A.3.5 BB01

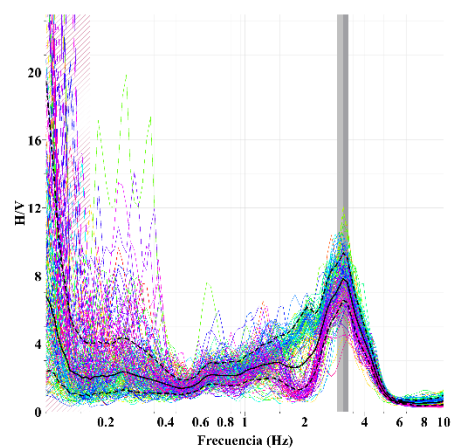


Figura A.3.6 AC03

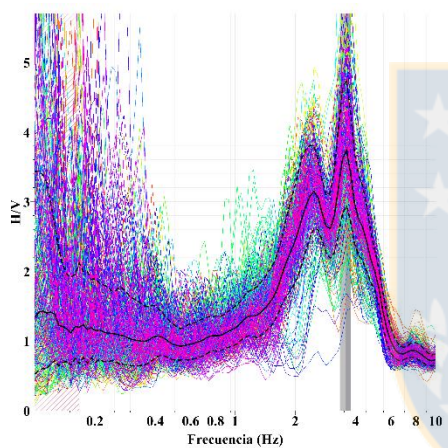


Figura A.3.7 AC04

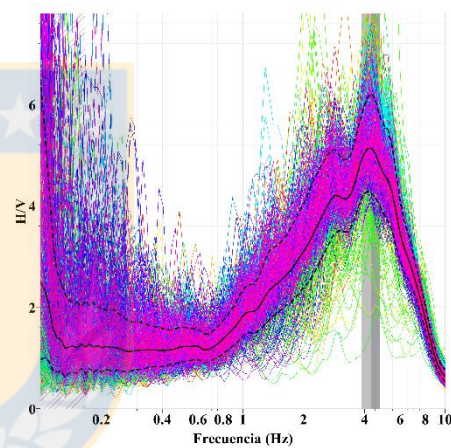


Figura A.3.8 AC05

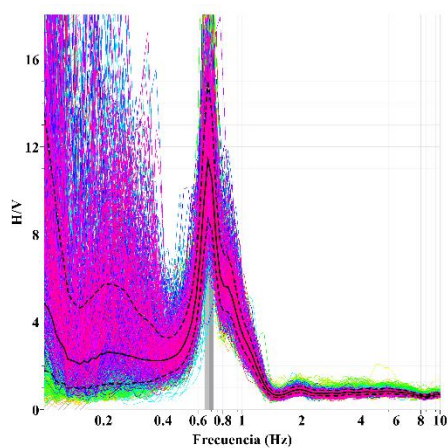


Figura A.3.9 BB02

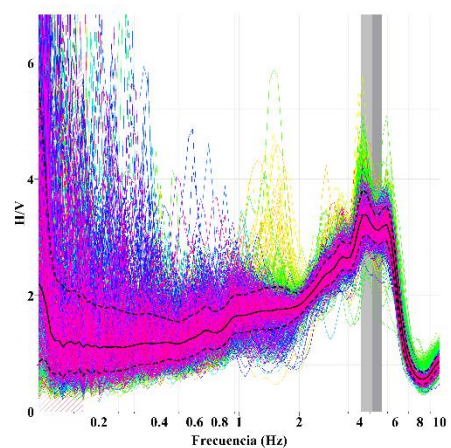


Figura A.3.10 AC06

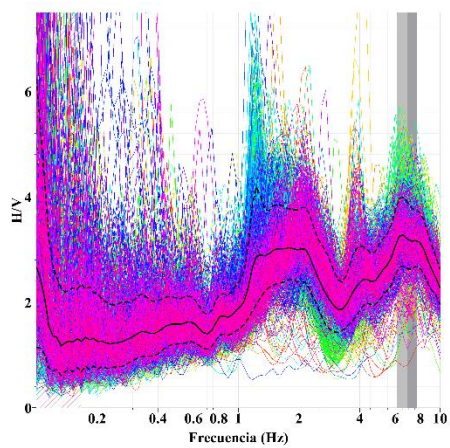


Figura A.3.11 AC07

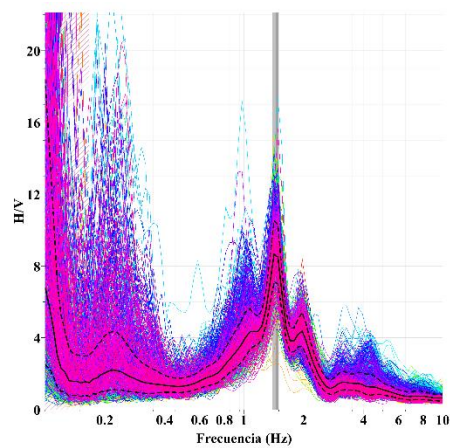


Figura A.3.12 BB03

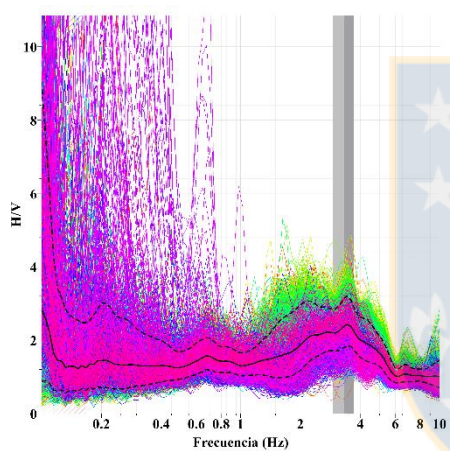


Figura A.3.13 BB04

Anexo 5.1 Curvas de dispersión

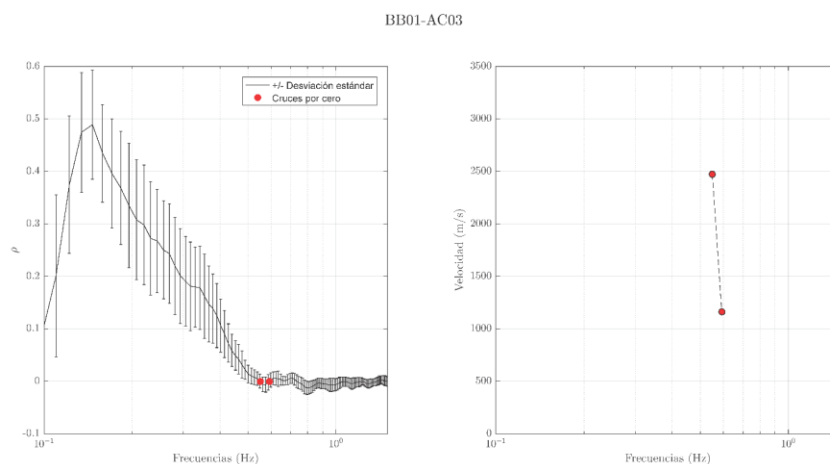


Figura A.5.1.1 curva de dispersión estaciones BB01-AC03

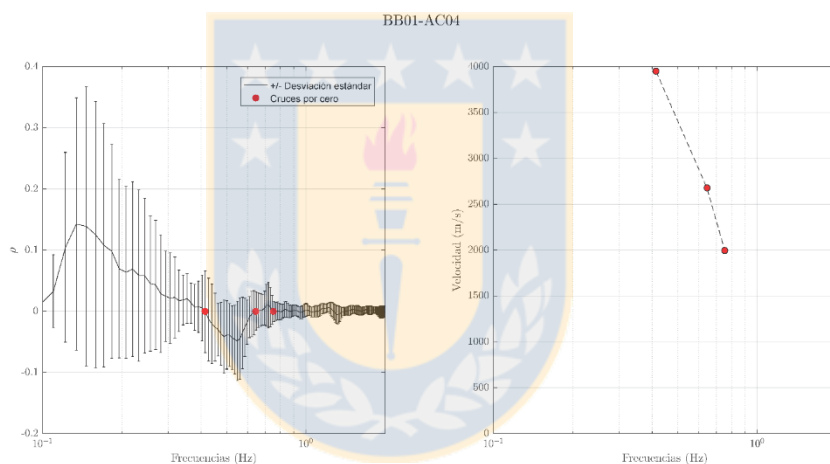


Figura A.5.1.2 curva de dispersión estaciones BB01-AC04

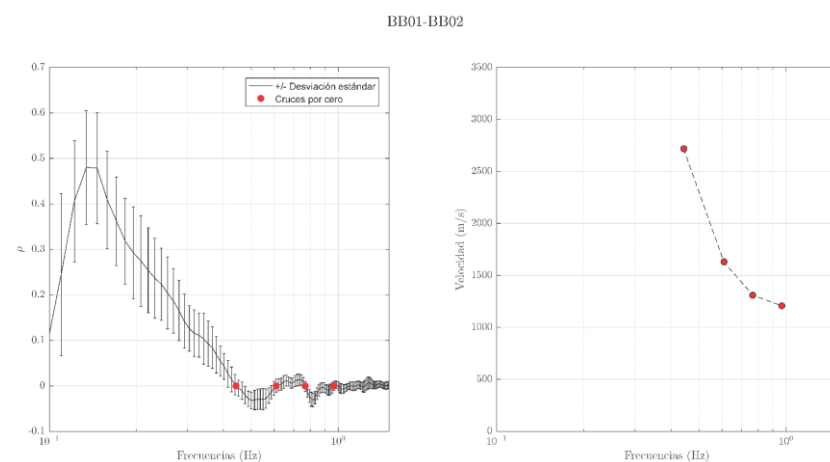


Figura A.5.1.3 curva de dispersión estaciones BB01-BB02

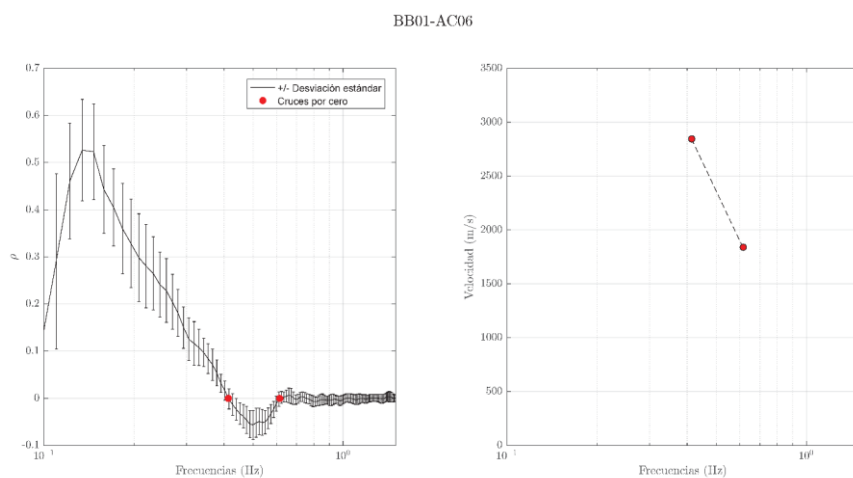


Figura A.5.1.4 curva de dispersión estaciones BB01-AC06

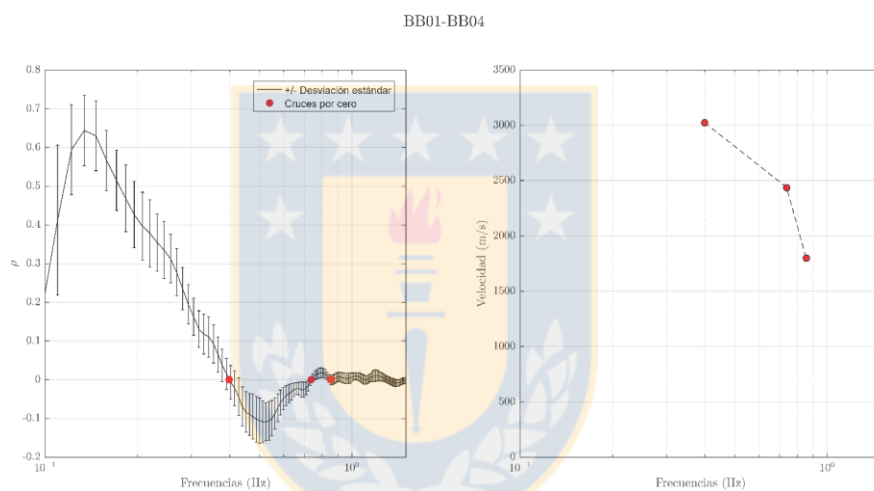


Figura A.5.1.5 curva de dispersión estaciones BB01-BB04

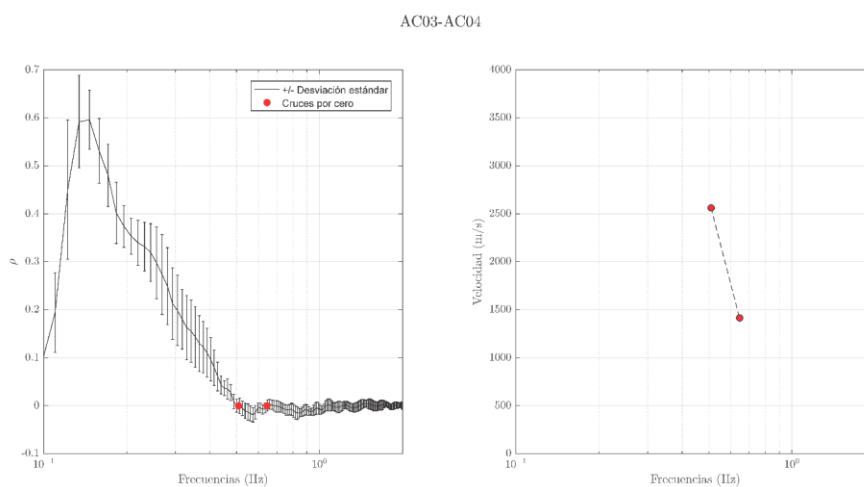


Figura A.5.1.6 curva de dispersión estaciones AC03-AC04

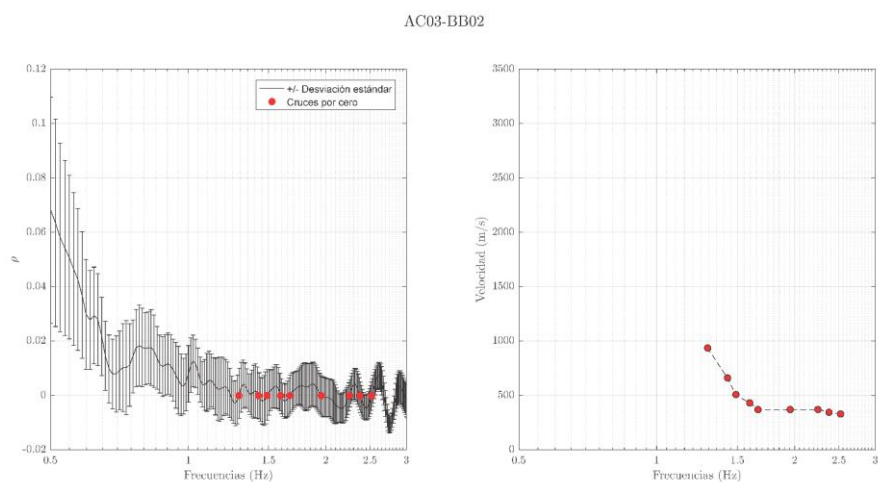


Figura A.5.1.7 curva de dispersión estaciones AC03-BB02

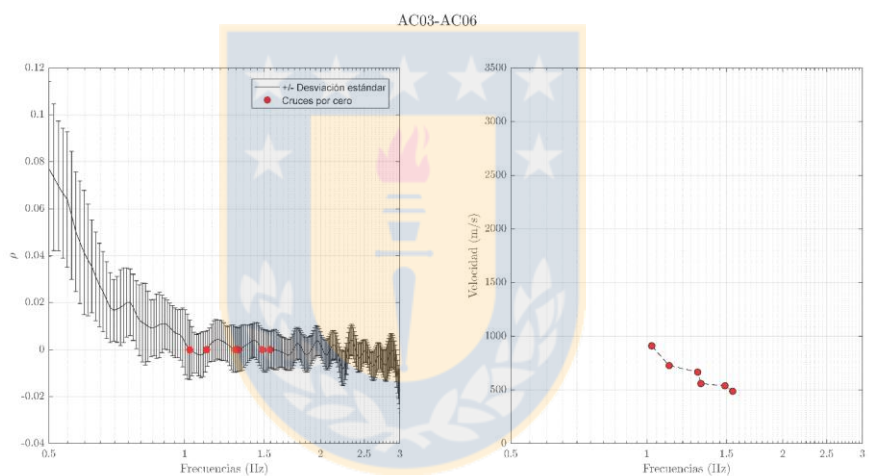


Figura A.5.1.8 curva de dispersión estaciones AC03-AC06

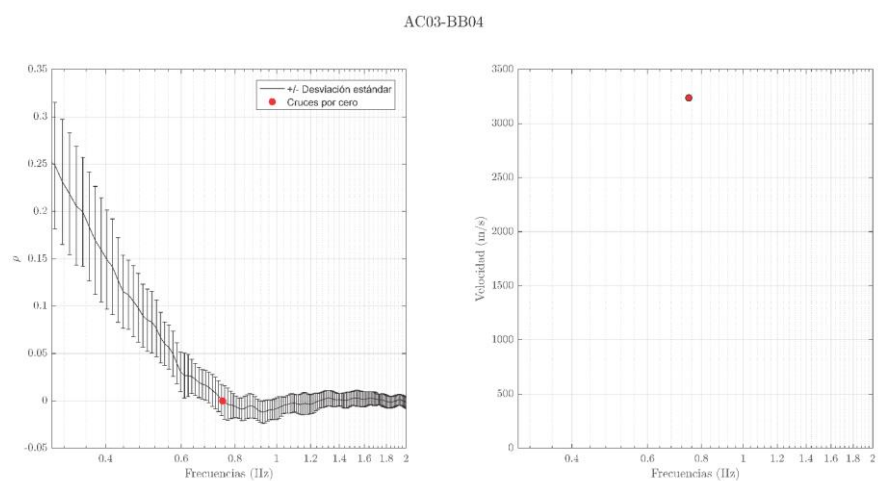


Figura A.5.1.9 curva de dispersión estaciones AC03-BB04

AC04-BB02

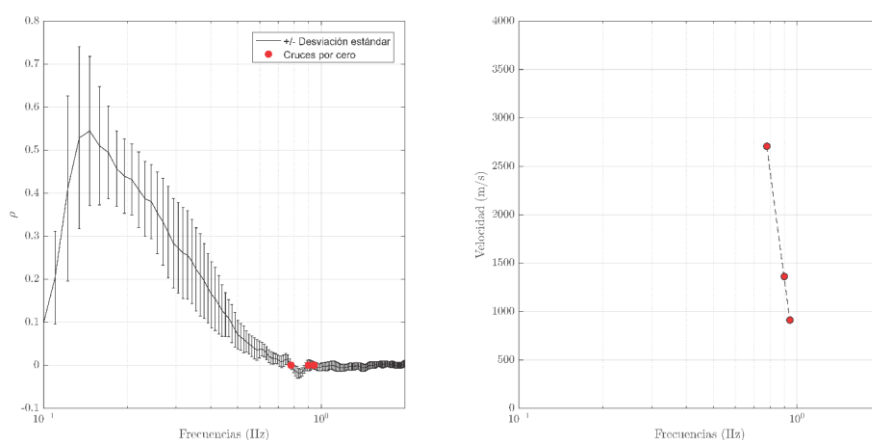


Figura A.5.1.10 curva de dispersión estaciones AC04-BB02

AC04-AC06

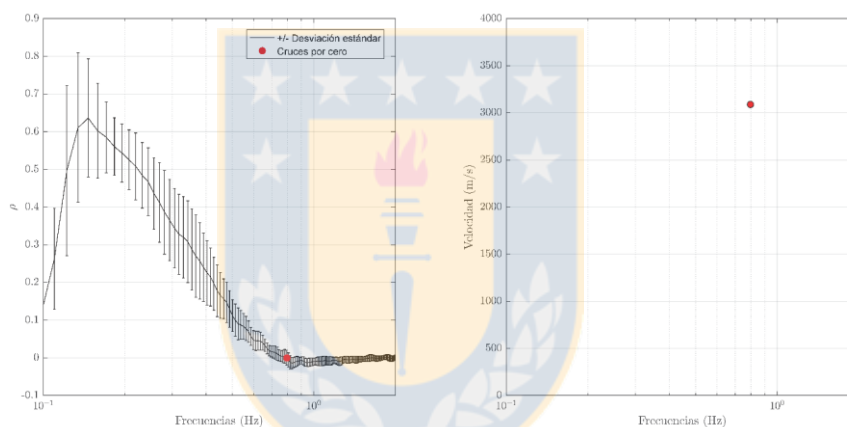


Figura A.5.1.11 curva de dispersión estaciones AC04-AC06

AC04-BB04

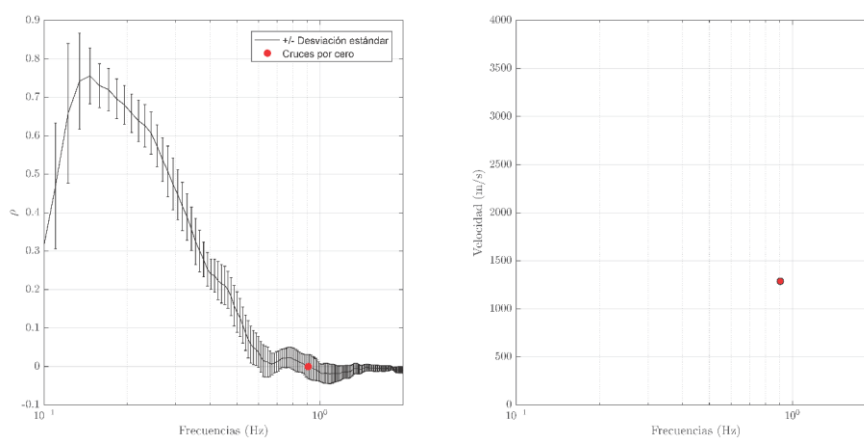


Figura A.5.1.12 curva de dispersión estaciones AC04-BB04

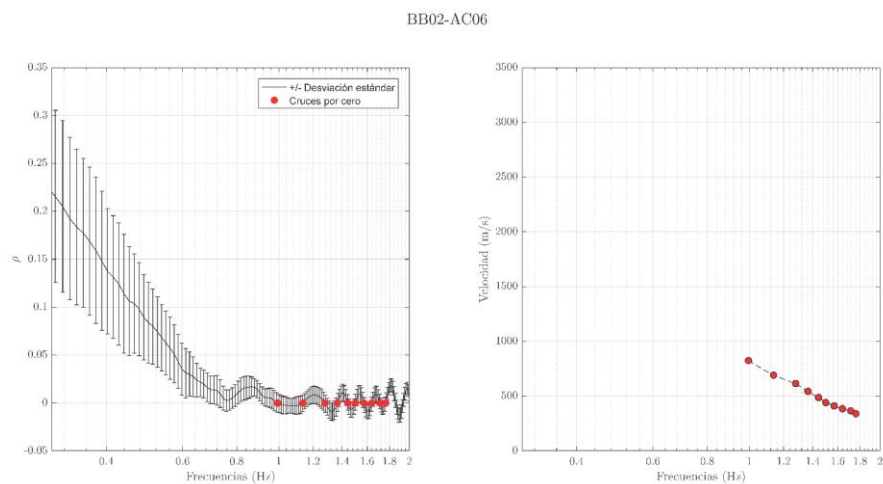


Figura A.5.1.13 curva de dispersión estaciones BB02-AC06

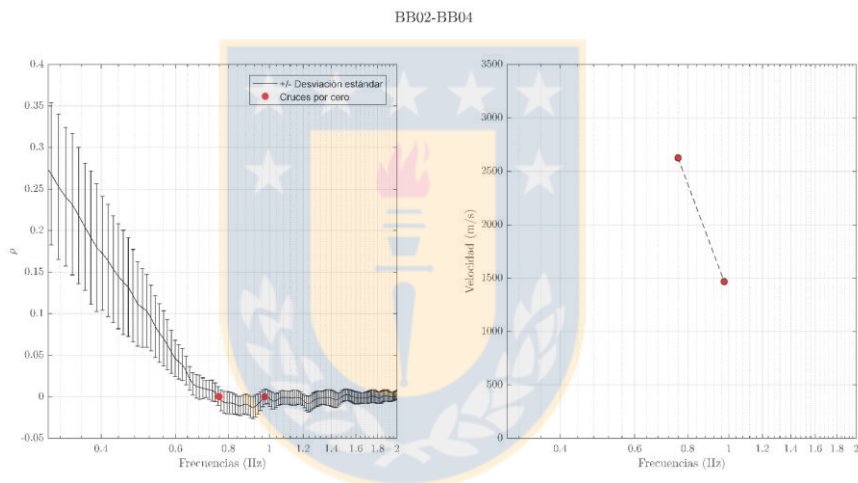


Figura A.5.1.14 curva de dispersión estaciones BB02-BB04

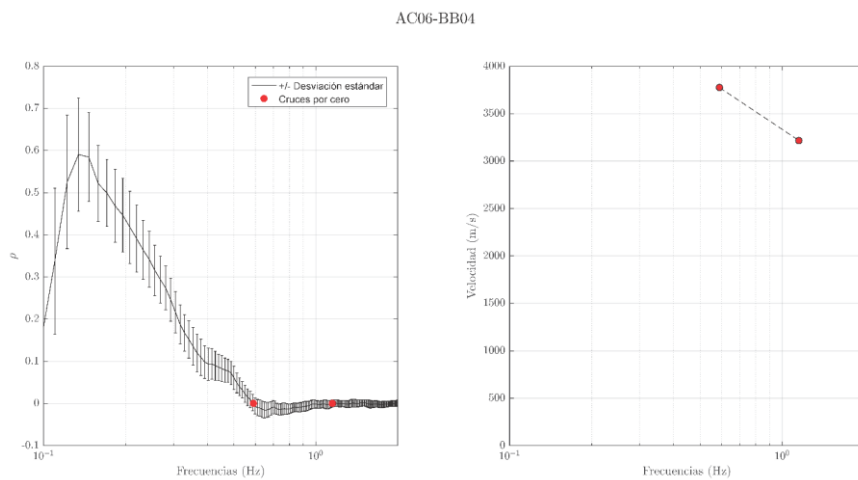


Figura A.5.1.15 curva de dispersión estaciones AC06-BB04

Anexo 5.2 Tomografías Método de interpolación de perfiles Vs

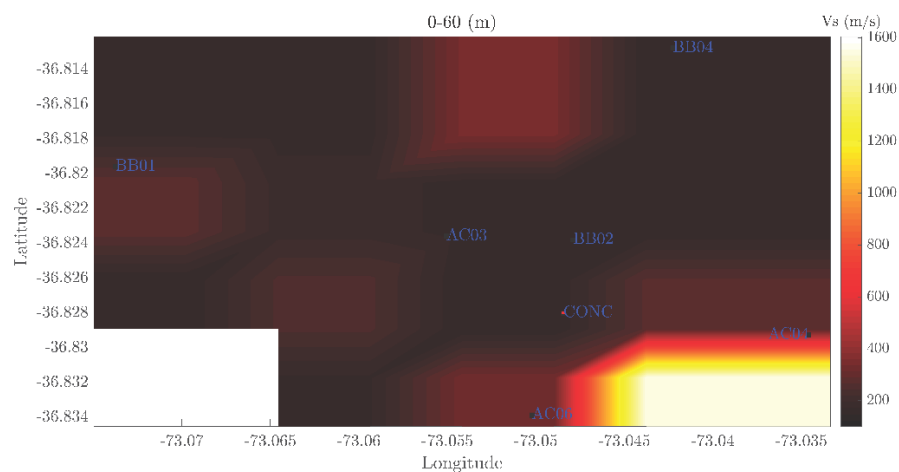


Figura 5.2.1 Modelo 1 de tomografía profundidad 0-60 (m)

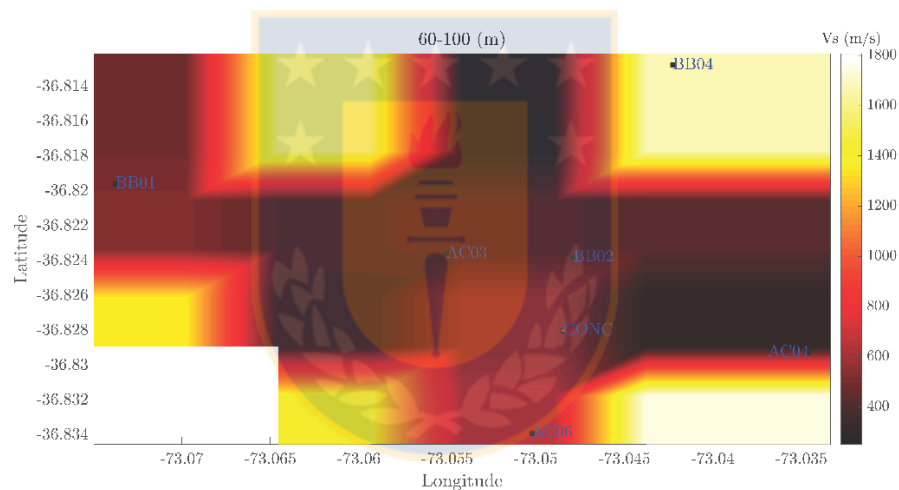


Figura 5.2.2 Modelo 1 de tomografía profundidad 60-100 (m)

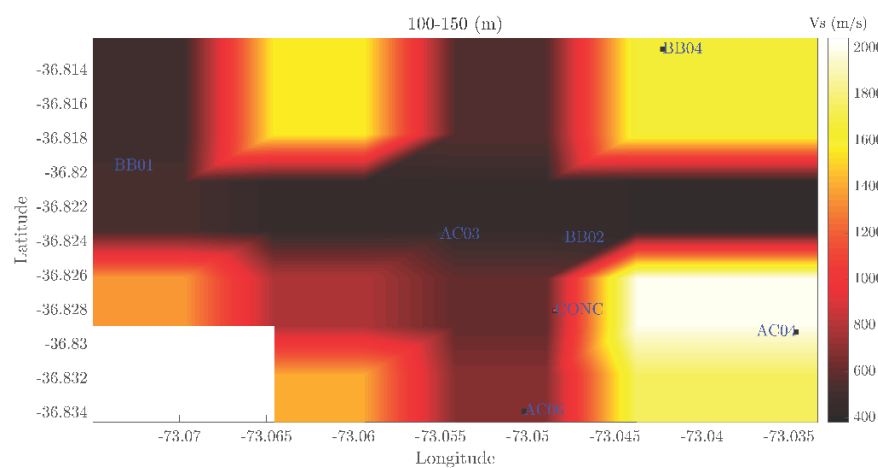


Figura 5.2.3 Modelo 1 de tomografía profundidad 100-150 (m)

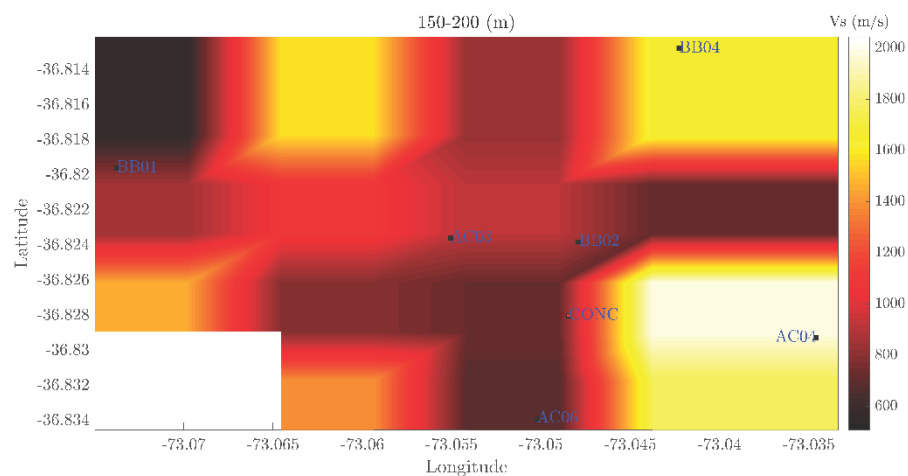


Figura 5.2.4 Modelo 1 de tomografía profundidad 150-200 (m)

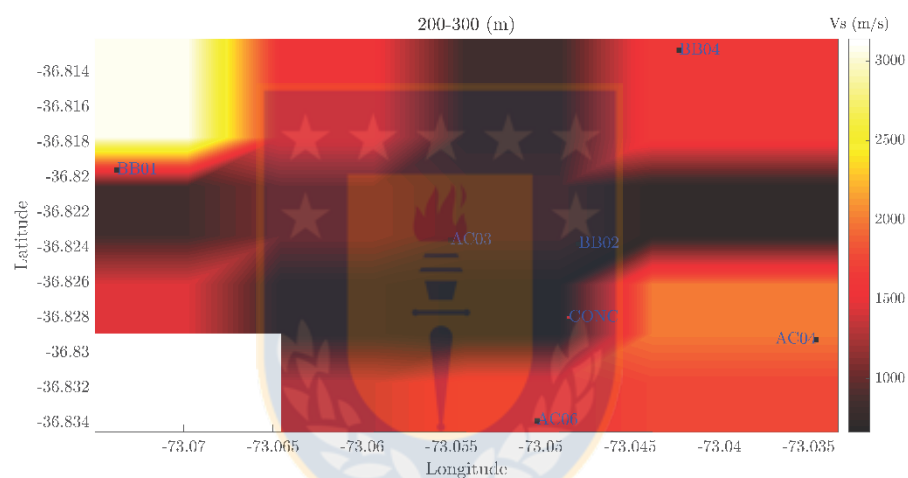


Figura 5.2.5 Modelo 1 de tomografía profundidad 200-300 (m)

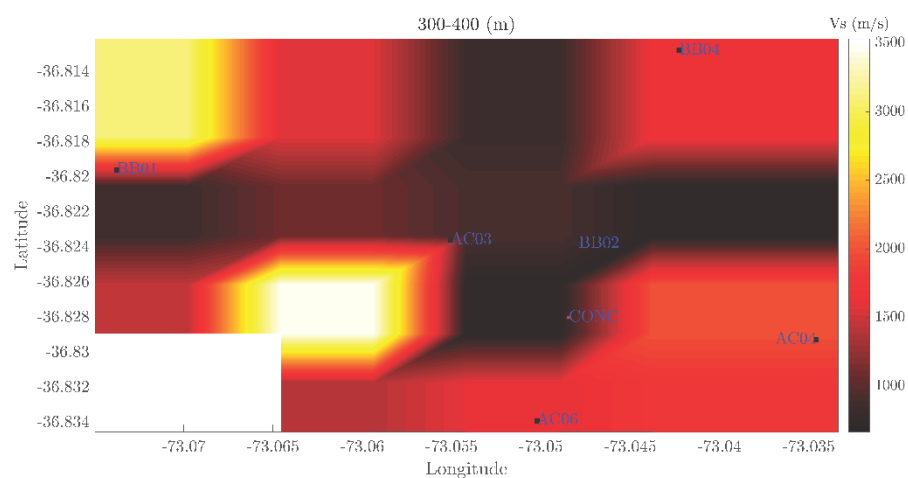


Figura 5.2.6 Modelo 1 de tomografía profundidad 300-400 (m)

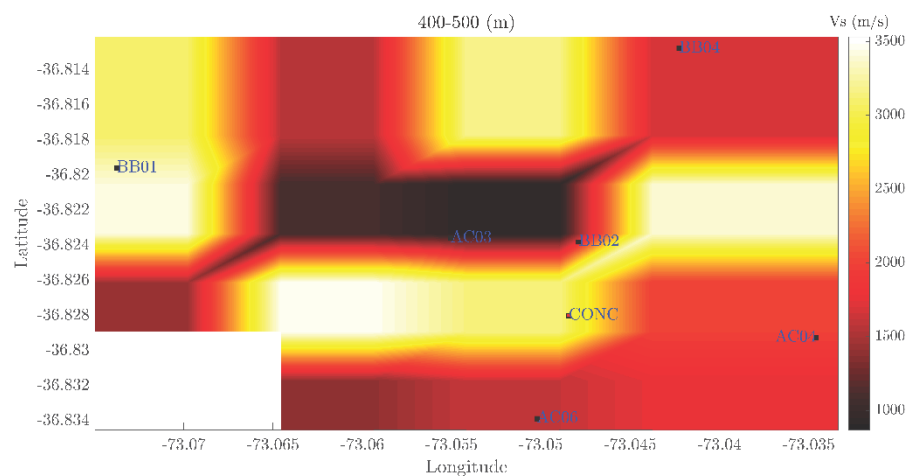


Figura 5.2.7 Modelo 1 de tomografía profundidad 400-500 (m)

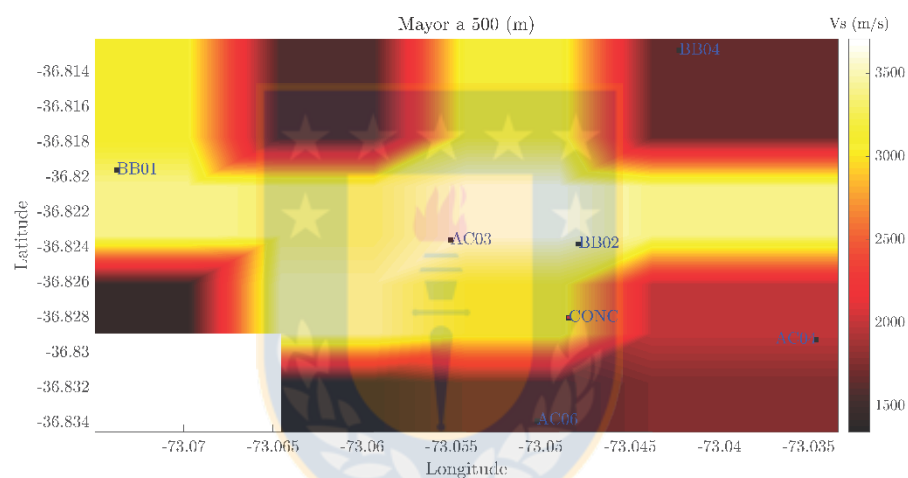


Figura 5.2.8 Modelo 1 de tomografía profundidad mayor a 500 (m)

Anexo 5.3 Tomografías Método 3D de un paso

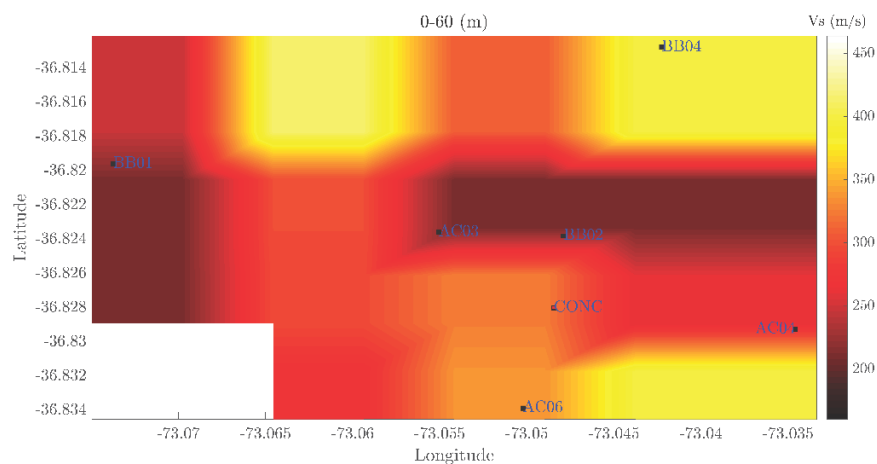


Figura 5.3.1 Modelo 2 de tomografía profundidad 0-60(m)

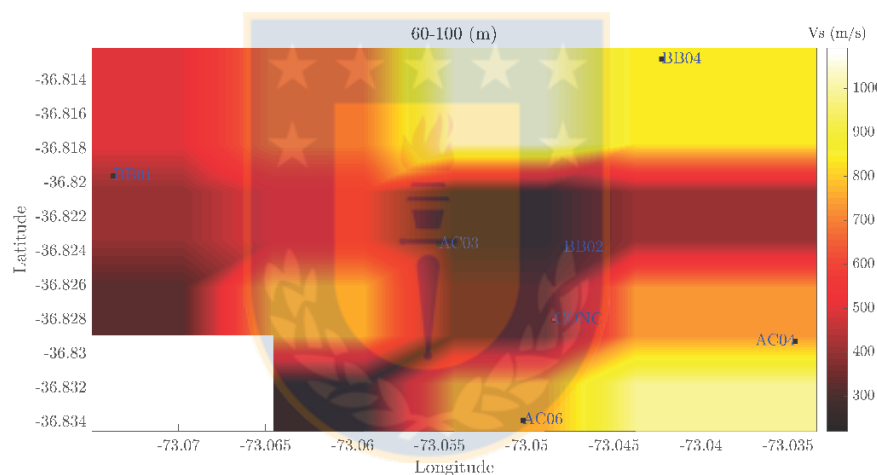


Figura 5.3.2 Modelo 2 de tomografía profundidad 60-100(m)

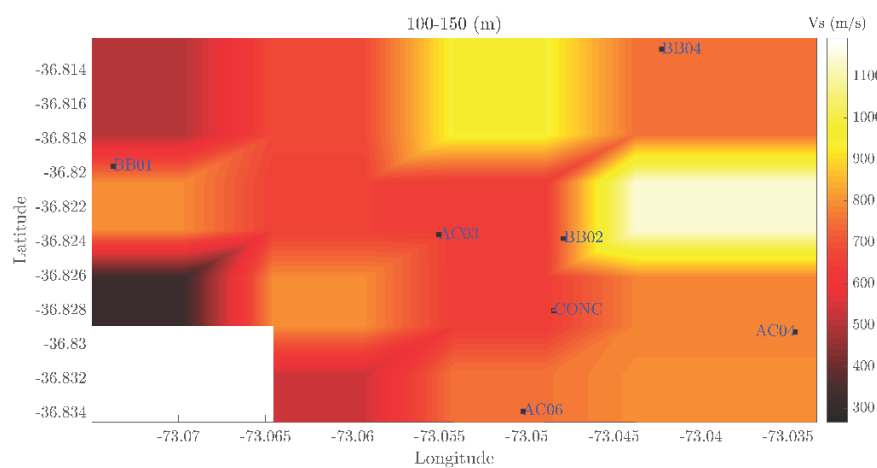


Figura 5.3.3 Modelo 2 de tomografía profundidad 100-150 (m)

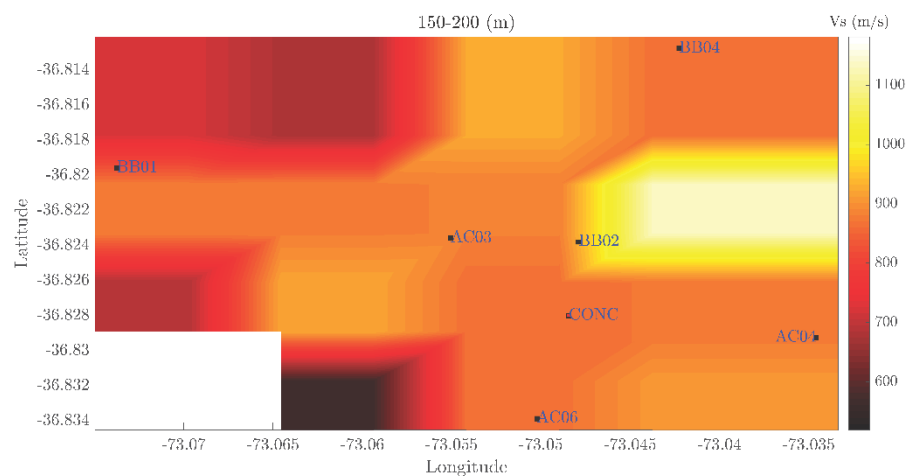


Figura 5.3.4 Modelo 2 de tomografía profundidad 150-200 (m)

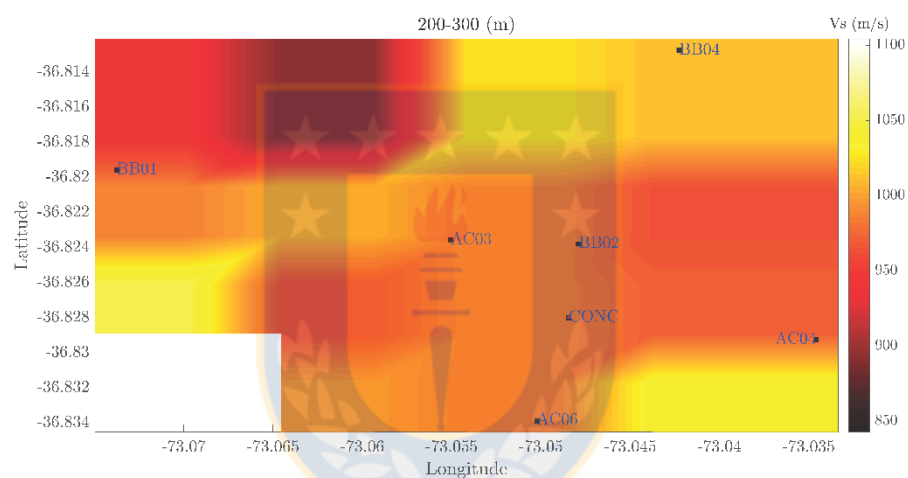


Figura 5.3.5 Modelo 2 de tomografía profundidad 200-300 (m)

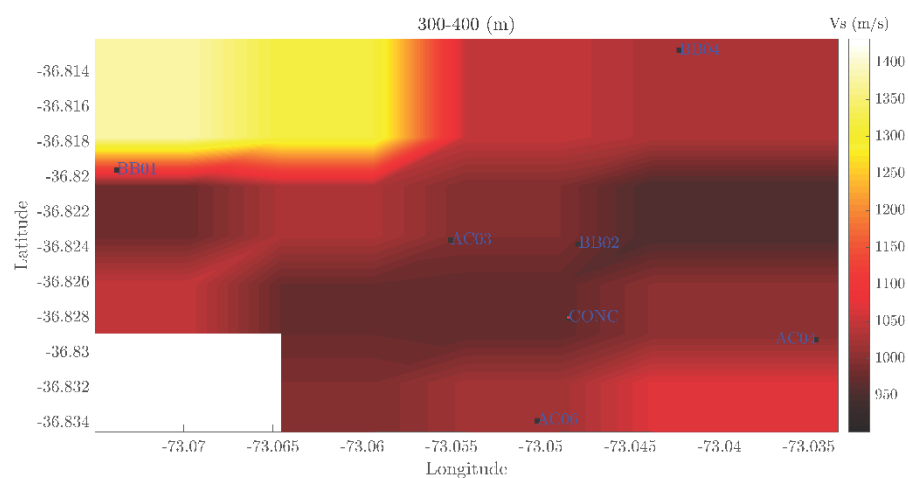


Figura 5.3.6 Modelo 2 de tomografía profundidad 300-400 (m)

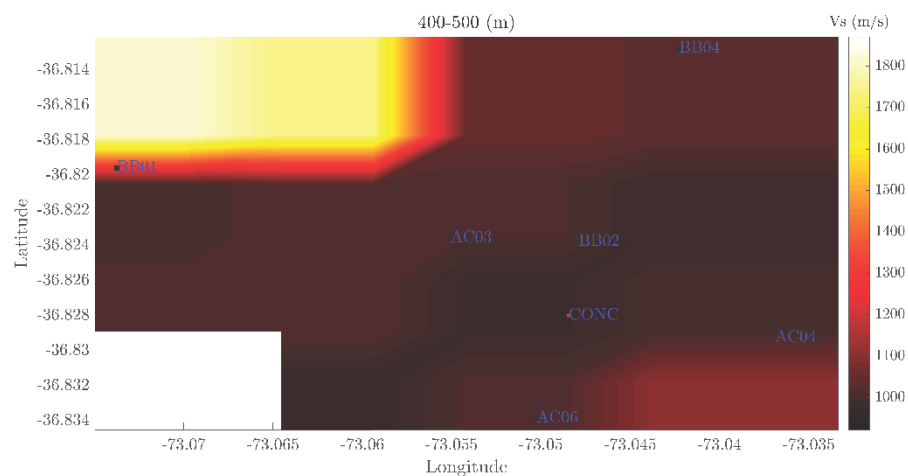


Figura 5.3.7 Modelo 2 de tomografía profundidad 400-500 (m)

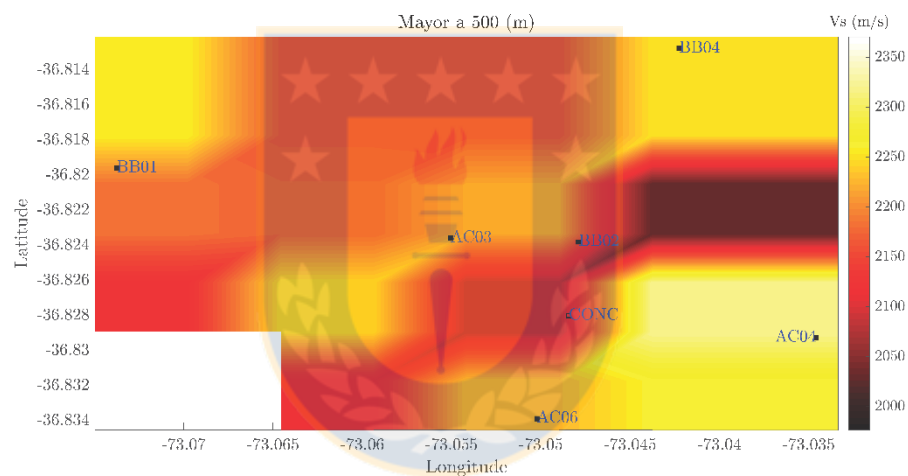


Figura 5.3.8 Modelo 2 de tomografía profundidad mayor a 500 (m)