



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

Análisis de estructura sísmica del volcán Villarrica mediante el método de tomografía de ruido sísmico.

Por: Pablo Urra Tapia

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y
Matemáticas para optar al título profesional de Geofísica

Mayo 2021
Concepción, Chile

Profesor Guía: Dr. Matthew Robert Miller

© 2021, Pablo Urra Tapia

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Análisis de estructura sísmica del volcán Villarrica mediante
el método de tomografía de ruido sísmico.

POR

Pablo Urrea Tapia

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía:
Dr. Matthew Robert Miller

Comisión Evaluadora:
Dr. Diego Gonzalez Vidal
Dr. José Palma Lizana

Mayo, 2021

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a muchas personas quienes han aportado he impulsado el camino a desarrollar esta tesis. Agradecer a mi profesor guía quien decidió apoyarme en este trabajo dando solución a los problemas más grandes que hemos visto en el transcurso de este año, gracias a él aún puedo desarrollar una tesis en volcanes. Junto a mi profesor guía, agradecer a la comisión evaluadora quienes han apoyado al desarrollo de esta, en especial al Dr. Diego Gonzalez que facilitó nuevos datos en un momento crucial, por lo cual le estoy muy agradecido.

Quiero agradecer a mi mamá, papá y hermanos quienes en conjunto han sabido sacar adelante el estudio los 3 hermanos Urrea Tapia. Ante tanta cosas que han ocurrido han sabido sobreponerse y salir adelante.

Finalmente, que sería la vida sin amigos. Para todas las buenas personas que me he encontrado en mi camino universitario, las personas del DGEO en especial a la secretaria Carla cuya ayuda siempre facilitó todos los trámites universitarios, compañeros, amigos de otras carreras, el equipo de trabajo del CKELAR de la Universidad Católica del Norte quienes me aceptaron en la práctica.

En especial, en este tiempo de pandemia y distanciamiento social, agradecer la enorme compañía hecha por mis estimados amigos Javiera, Jessica, Matías, Sebastián y una joven Javiera de tercer año con quienes hemos hablado de tantos temas tanto como ciencias a trivialidades de la vida.

Resumen

Conocer la geometría y ubicación de reservorios magmáticos o hidrotermales en el área del volcán Villarrica es clave para evaluar el peligro y riesgo volcánico en los procesos eruptivos del volcán con el fin de estar mejor preparados ante futuras erupciones en él volcán. Así, uno de los enfoques utilizados en el estudio de un volcán es a través de la sismología, la cual además de ser usada para el monitoreo volcánico, es usada con el fin de caracterizar la estructura interna, cámara magmática y reservorios, flujos de magma o gases subsuperficial de estas regiones volcánicas, los cuales pueden ser detectados por medio de redes sísmicas instaladas alrededor del edificio volcánico.

En el caso de Chile, uno de los volcanes más activos es el volcán Villarrica ubicado entre las regiones de la Araucanía y Los Ríos es uno de los volcanes con mayor registro eruptivo a nivel sudamericano, siendo su última erupción el año 2015. Dicho volcán presenta un amplio interés para la investigación desde distintos enfoques dada la estructura de su edificio, el lago de lava que posee en su cráter y su continua actividad sísmica registrada en los reportes de actividad volcánica (REAV) emitidos por SERNAGEOMIN.

Por tanto, en el presente proyecto, se propone abordar el estudio sobre el área del volcán Villarrica y su vecindad utilizando la técnica de tomografía de ruido ambiental e interpretar sus resultados para un modelo para las estructuras internas del volcán. Se plantea hacer uso de una red de 22 estaciones dispuestas alrededor del edificio volcánico. Se utilizarán los registros de periodos sin actividad sísmica desde el volcán durante las series de tiempo de cada estación sobre el año 2014. Los cuales servirán para obtener una serie de mapas por cada frecuencia para las velocidades de grupo de onda Rayleigh y posteriormente una representación a nivel tridimensional de velocidades de onda sísmica de corte para representar estructuras geológicas bajo el edificio volcánico.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
1. Fundamentos teórico-conceptuales y estado del arte	1
1.1. Introducción	1
1.2. Estado del arte	3
1.2.1. Tomografía	3
1.2.2. Tomografía de ruido sísmico	3
2. Hipótesis y objetivos	7
2.1. Pregunta científica	7
2.2. Hipótesis	7
2.3. Objetivos	7
3. Metodología	9
3.0.1. Datos y estaciones sísmicas	9
3.0.2. Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones	11
3.0.3. Curvas de dispersión	12
3.0.4. Inversión tomográfica 2-D	13
3.0.5. Prueba de resolución	14
3.0.6. Inversión tomográfica 3-D	15
4. Resultados preliminares	16
4.0.1. Resultados preliminares	16
5. Discusión	19
5.1. Discusión	19
6. Resultados esperados	21
6.1. Resultados esperados	21

Índice general

IV

Referencias

22

Índice de figuras

1.1.1.Ubicación del Volcán Villarrica en Chile continental.	2
1.2.1.Ejemplo unidimensional de un frente de onda generado en x_s que viaja en la dirección x el cual es registrado en los receptores A y B a tiempos t_a y t_b respectivamente. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010) .	4
1.2.2.a) Frente de ruido captado en el receptor A, b) Frente de ruido captado en el receptor B, c) Correlación cruzada entre la señal de ruido registrada por ambas estaciones. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010)	5
3.0.1.Distribución de estaciones alrededor del volcán tabuladas en la tabla 3.0.1	11
4.0.1.Mapa de todos los pares de estaciones utilizados. Se puede apreciar en las líneas de colores la cantidad de días que fueron apilados para dicho par de estaciones correlacionado.	17
4.0.2.Correlaciones cruzadas apiladas entre los pares de estaciones en función de la distancia entre las estaciones.	18

Capítulo 1

Fundamentos teórico-conceptuales y estado del arte

1.1. Introducción

El volcán Villarrica (39.25012°S , 71.55048°W) es un estratovolcán de compuesto de basaltos a andesitas basálticas [Moreno et al. \(1994\)](#). Se encuentra ubicado al en el borde norte de la falla de Liquiñe-Ofqui, un sistema paralelo de márgenes de larga duración, y junto a los volcanes Quetrupillán y Lanin forman una cadena de volcanes sobre una margen de falla de escala regional [Lara and Clavero \(2004\)](#), pertenece a la zona volcánica sur de los andes (SVZ) [Stern \(2004\)](#), siendo uno de los volcanes más activos de la región. La sismicidad de Villarrica incluye temblores de fondo de bajo nivel, eventos de explosión de burbujas, sismos tipo VT y LP [Ortiz et al. \(2003\)](#); [Palma et al. \(2008\)](#). Una de las cualidades que posee el volcán Villarrica es la presencia de un lago de lava activo dentro de su cráter [Moussallam et al. \(2016\)](#).



Figura 1.1.1: Ubicación del Volcán Villarrica en Chile continental.

Haciendo uso de la sismología, es posible estudiar procesos en volcanes activos tales como procesos asociados a flujos de magma, de gas o efectos estacionarios de los mismos que son generadores de sismicidad la cual es útil para describir la estructura interna del volcán. Dentro del tipo de señales que podemos registrar en un ambiente volcánico, tenemos los eventos volcanotectónicos (VT) este tipo de sismo con características semejantes a las de terremotos tectónicos debido a que cuentan con claras llegadas de onda P y S y contenido de alta frecuencia, esta clase de sismicidad se relaciona con fallas frágiles, siendo posiblemente una consecuencia de migración de magmas [Wassermann \(2012\)](#). Por otro lado, existen los sismos de largo periodo (LP) percibidos en ambientes volcánicos no presentan llegada de la onda S y el contenido esta mayormente restringido a una estrecha banda de frecuencia predominantemente entre 0.2 a 10 Hz, las fuentes generadoras de esta sismicidad a menudos son superficiales [Del Pezzo et al. \(2013\)](#). La generación de estos sismos en [Gaete et al. \(2019\)](#) se resume en dos formas: (1) se relaciona a fenómenos de

resonancia en respuesta a la migración de gas o magma [Chouet \(1986, 1988\)](#); [Neuberg et al. \(2006\)](#); (2) estas señales pueden ser producidas por fallas de ruptura lenta en materiales volcánicos no consolidados como resultado de la deformación poco profunda del volcán siendo así su fuente definida como un mecanismo seco [Bean et al. \(2014\)](#).

1.2. Estado del arte

1.2.1. Tomografía

Durante la década de 1970 surgió fue desarrollado un nuevo método para el estudio de la estructura sísmica de manera tridimensional. Aki y colaboradores en [Benz et al. \(1996\)](#) sobre el volcán Redoubt, Alaska.

En la revisión hecha por [Chouet and Matoza \(2013\)](#), se presenta la aplicación de la técnica sobre edificios volcánicos haciendo uso de los terremotos locales. La estructura sísmica de un volcán puede visualizarse al realizar la inversión de los tiempos de recorridos para los terremotos locales. La descripción del método sobre el uso de terremotos locales para la tomografía aplicada sobre regiones volcánica es mostrada en [Hole \(1992\)](#); [Benz et al. \(1996\)](#).

1.2.2. Tomografía de ruido sísmico

La tomografía de ruido ambiental (ANT por sus siglas en inglés) se basa en la inversión de ondas superficiales dispersivas obtenidas de la correlación cruzada de ruido sísmico entre un par de estaciones [Shapiro and Campillo \(2004\)](#); [Shapiro et al. \(2005\)](#). El concepto de como una onda superficial puede ser rescatada desde las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones es ejemplificado en [Wapenaar et al. \(2010\)](#).

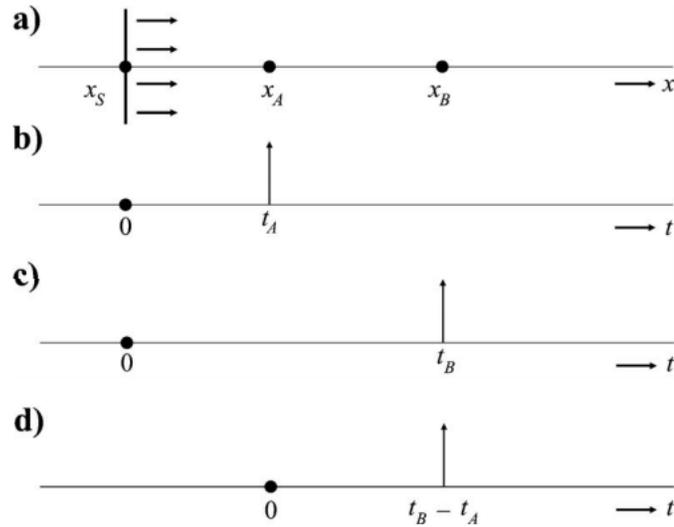


Figura 1.2.1: Ejemplo unidimensional de un frente de onda generado en x_s que viaja en la dirección x el cual es registrado en los receptores A y B a tiempos t_a y t_b respectivamente. Imagen extraída de [Wapenaar et al. \(2010\)](#)

Wapenaar ejemplifica con un caso unidimensional esta idea (fig. 1.2.1), donde en x_s se encuentra la fuente y dos estaciones A y B instaladas en x_a y x_b respectivamente. Entonces, desde la fuente es emitida una señal cualquiera en el tiempo cero el cual será detectado por las estaciones A y B a distintos tiempos siendo percibido en el tiempo t_a y t_b , considerando que la función de green es la solución a la ecuación de onda inhomogénea y entre una fuente y el receptor podemos decir que la función $G(x_a, x_s, t)$ es la respuesta captada por el receptor A de la señal producida en la fuente x_s y del mismo modo ocurre para b. En el caso ideal de esta función, la señal emitida se considera como una función delta. Así, la función de Green es definida como:

$$G(x_a, x_s, t) = \delta(t - t_a) \quad (1.2.1)$$

En el caso de ser captado solo ruido ambiental donde no hay conocimiento de la procedencia de la fuente de ruido, se debe realizar una correlación cruzada entre la data registrada entre el par de estaciones y de este modo recuperar la función de Green entre los pares de estación. Como con la correlación cruzada se puede ver como una serie es similar a la otra desfasándola en el tiempo. Podemos suponer entonces que al ser recuperada la función de Green a través de la correlación cruzada entre los pares de estaciones es similar a la función de Green entre la fuente y uno de los

receptores. De este modo, la correlación cruzada entre los pares de estaciones sería proporcional a la función de Green entre una fuente y un receptor, convirtiéndola a una estación receptora en una fuente virtual (figura 1.2.2).

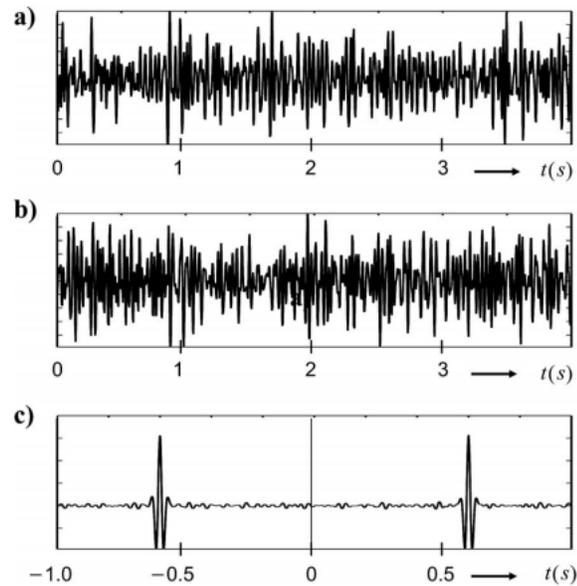


Figura 1.2.2: a) Frente de ruido captado en el receptor A, b) Frente de ruido captado en el receptor B, c) Correlación cruzada entre la señal de ruido registrada por ambas estaciones. Imagen extraída de [Wapenaar et al. \(2010\)](#).

El ruido sísmico está compuesto por señales provenientes de distintos orígenes que abarcan un amplio rango de frecuencias. Las características espectrales del ruido sísmico son particulares para cada región del planeta y dependen de las características geológicas y antropogénicas que existan en cada zona. Dentro del conjunto de fuentes de ruido podemos encontrar el ruido antropogénico y eólico que son señales de alta frecuencia, suelen dispersarse en una distancia corta del orden de metros a pocos kilómetros. Además, está el ruido del océano que genera ondas superficiales de larga duración que viajan a través de la corteza terrestre. A largas distancias, la atenuación debida a la dispersión eventualmente reduce la coherencia de la señal y la dirección original de propagación. Sin embargo, empírica y teóricamente, es posible mejorar la coherencia de la señal y obtener una función de Green de la propagación de la onda de superficie mediante la correlación cruzada de series de tiempo largas de sismogramas de ruido intersísmico entre pares de estaciones. [Shapiro and Campillo](#)

(2004); Snieder (2004). Las técnicas de tomografía de ruido sísmico se han aplicado con éxito para revelar diferentes estructuras geológicas a escala global, regional y local utilizando solo unas pocas horas a unos pocos meses de ruido sísmico continuo Shapiro et al. (2005); Ritzwoller et al. (2011); Mordret et al. (2013); Singer et al. (2017), como también se han aplicado para caracterizar la estructura interna de un volcán como se presenta en Mordret et al. (2015) para el volcán Pitón de la Fournaise de Francia; Jaxybulatov et al. (2014) para la caldera del lago Toba en Sumatra ; Spica et al. (2014) para el volcán Colima de México, Benediktsdóttir et al. (2017) para el volcán Eyjafjallajökull en Islandia; González-Vidal et al. (2018) sobre la zona centro-sur de los andes en Chile; Wespestad et al. (2019) sobre el complejo volcánico Laguna del Maule en Chile. Estudios que han podido destacar la distribución de fluidos magmáticos utilizando métodos de ruido sísmico ambiental.

La tomografía de ruido sísmico complementa las técnicas de imagen más tradicionales, que se basan en el registro de ondas de terremotos o explosiones. ANT no depende de la distribución no homogénea de los terremotos y su ocurrencia irregular, y no es tan costoso como los experimentos de fuente activa Benediktsdóttir et al. (2017). Esto permite ampliar el conocimiento en regiones como arcos volcánicos sin depender de la sísmica activa.

Capítulo 2

Hipótesis y objetivos

2.1. Pregunta científica

¿Es posible obtener un modelo tomográfico actualizado del volcán Villarrica con el registro de estaciones previo a la erupción del 2015?

2.2. Hipótesis

El desarrollo de una tomografía sísmica sobre el volcán Villarrica proveerá la identificación de estructuras subsuperficiales del volcán.

2.3. Objetivos

Objetivo general: Obtener el mejor modelo tomográfico posible del volcán Villarrica mediante el método de tomografía de ruido ambiental.

Objetivos específicos:

1. Recuperar las funciones de Green de onda Rayleigh desde las correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones.
2. Validar las curvas de dispersión.
3. Evaluar la resolución espacial de las velocidades de grupo.

4. Realizar y validar inversión tomográfica 2-D.
5. Generar estructura 3-D de velocidades de onda sísmica.
6. Analizar e interpretar cuerpos y estructuras geológicas de la estructura sísmica.

Capítulo 3

Metodología

3.0.1. Datos y estaciones sísmicas

El objetivo de este trabajo se origina de los datos registrados por la red de 18 estaciones sísmicas instaladas alrededor del volcán Villarrica provenientes de la red (LO) de estaciones proyecto de sismicidad intra-arco en los Andes sur (SAIAS por su sigla en inglés) modelo Reftek 151-30 s y de la red (TC) permanente del observatorio volcánico de los Andes sur (OVDAS) modelo Mark L4-3D. Dichas estaciones han tomado registro desde 2014 al 2015, aunque para efectos del trabajo solo se utilizarán los periodos de tiempo sin actividad.

Estación	Red	Longitud	Latitud	Altura
LV3S	LO	-39.3432	-71.9713	750
LV3R	LO	-39.3432	-71.9713	750
LS4S	LO	-39.1967	-71.854	655
LS5R	LO	-39.2147	-71.6132	693
LV4B	LO	-39.4197	-71.7835	734
LS3S	LO	-39.1167	-71.475	828
LZ1B	LO	-39.6313	-71.9277	234
LV6B	LO	-39.4772	-71.5498	456
LV2S	LO	-39.333	-71.8383	435
LS6S	LO	-39.3625	-71.5748	422
LV7S	LO	-39.4888	-72.0888	336
LV1S	LO	-39.3013	-72.1125	242
LZ3S	LO	-39.7745	-71.7542	579
LZ2S	LO	-39.665	-71.8453	423
LV8B	LO	-39.5068	-71.8545	895
LS2S	LO	-39.0645	-71.7202	495
LV5B	LO	-39.4365	-71.7915	781
LS1B	LO	-38.873	-71.4928	1196
LV9S	LO	-39.5253	-71.9262	715
VN2Z	TC	-39.3986	-71.9637	1450
TRAZ	TC	-39.4513	-71.8847	1898
KIKZ	TC	-39.4192	-71.8645	1717
CVVZ	TC	-39.3092	-72.1617	307

Cuadro 3.0.1: Conjunto de estaciones desplegadas alrededor del volcán Villarrica. En la tabla se detalla nombre de la estación, red a la que pertenece y su ubicación geográfica.

horas, las cuales están solapadas por las ventanas adyacentes en un segmento de 5 minutos.

- Se apilarán las correlaciones entre las estaciones de todos segmentos del día de grabación para obtener la correlación cruzada del día de medición.
- Se apilará todas las correlaciones cruzadas durante el periodo de tiempo de estudio
- Por último, se calculará una serie del promedio entre la parte causal y y acausal de las correlaciones entre los pares de estaciones.

De este modo, obtenemos como resultado del promedio entre ambas partes una función que se asemeje a una onda que viaje entre estaciones. Así, se vería representada una estación como una fuente virtual que genere esta onda que viaja y la segunda estación como la receptora de la onda.

3.0.3. Curvas de dispersión

Ya desarrollado el trabajo sobre las correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones recuperando la función de Green entre estas, se obtendrán las velocidades de grupo de cada onda utilizando el método de analisis de frecuencia-tiempo (FTAN por sus siglas en ingles) [Levshin et al. \(1989\)](#) dicho método es aplicado en la interfaz gráfica desarrollada por [Mordret et al. \(2014\)](#) el cual permite validar los resultados del método al momento de conseguir la curva de dispersión.

El método FTAN consiste en un análisis de las señales comparando la llegada de energía tanto en el dominio temporal como el espectral. La vista simultánea de la señal en ambos dominios ofrece la ventaja de ser más competente que efectuar un análisis por separado de cada dominio, por lo que permite determinar de la curva de dispersión de la señal discriminando señales escondidas en la información.

Cada curva de dispersión debe ser seleccionada utilizando una serie de parámetros que extraerán la sección de la onda en la función de correlación para ser utilizada en el cálculo de las curvas. Esta sección de onda es seleccionada desde la función de correlación se crea acotando un rango de velocidades de grupo y la distancia entre los pares. Luego de ajustar un rango de velocidades de grupo apropiado para la onda, se deben ajustar valores para un mínimo de la razón entre la señal y el ruido el cual es calculado dentro del programa.

El programa entregará dos gráficas 2-D que representarán la velocidad de grupo calculada en distintos periodos, dichas figuras entregaran información acerca de la amplitud de la onda y la máxima energía que hay en la onda, con dichas gráficas se puede seleccionar cual curva es la indicada. Finalmente, las curvas de dispersión se interpolan y suavizan mediante un polinomio de quinto orden.

3.0.4. Inversión tomográfica 2-D

La inversión tomográfica 2-D es desarrollada utilizando el método descrito por [Barmin et al. \(2001\)](#) y aplicado en [Mordret et al. \(2013\)](#). Este método consta en utilizar las velocidades de grupo de las curvas de dispersión las cuales son utilizadas dentro del problema inverso planteado, que se basa en la teoría de los rayos con un suavizado lateral de forma gaussiana. A continuación, se describe el método a utilizar presentando la descripción hecha en [Mordret et al. \(2013\)](#). El método considera que el tiempo de la velocidad de grupo a lo largo de un rayo p entre estaciones puede ser descrito como:

$$t = \int_p \frac{ds}{U(s)} \quad (3.0.1)$$

Donde s es la distancia entre el par de estaciones a través del rayo p y U la velocidad de grupo correspondiente. A la vez, la anomalía del tiempo de viaje se define respecto a un marco de referencia para las velocidades de grupo U_0 .

$$\delta t = t - t_0 = \int_p \frac{ds}{U(s)} - \int_p \frac{ds}{U_0(s)} \quad (3.0.2)$$

En tal caso, se define un modelo m como $m = \frac{U_0 - U}{U}$. Con el modelo m se genera una relación lineal entre la anomalía de tiempo y m . Aplicado para el i -ésimo rayo, la ecuación para la anomalía del tiempo de viaje se reescribe como:

$$\delta t_i = G_i(m) = \int_{p_i} \frac{m}{U_0} ds \quad (3.0.3)$$

Dado que el tiempo de viaje medido contiene un error asociado ($t^{obs} = t + \varepsilon$), y definiendo como nueva variable $d = \delta t^{obs} = t^{obs} - t_0$, por lo que para el i -ésimo rayo, se define como:

$$d_i = G_i(m) + \varepsilon_i. \quad (3.0.4)$$

El cual viene a ser el problema directo para la estructura sísmica. Para resolver el problema inverso sobre el modelo m , se plantea minimizar la siguiente función de penalización.

$$S(m) = (G(m) - d)^\top C_d^{-1} (G(m) - d) + \alpha \|F(m)\|^2 + \beta \|H(m)\|^2, \quad (3.0.5)$$

Donde en el primer término encontramos la matriz de covarianza C_d . Este término representa la desviación de la predicción del modelo con respecto a los datos, el segundo término representa el suavizado espacial y el tercer término es la restricción de amortiguación que condiciona el modelo que penaliza el modelo en regiones con poca cobertura de rayos. Una descripción más detallada del método es encontrado en los artículos de [Barmin et al. \(2001\)](#) y [Mordret et al. \(2013\)](#).

Para ser aplicado el método, se genera una grillado sobre la región acorde a la densidad de rayos, es decir, en las zonas donde exista una mayor presencia de rayos se usará un grillado mucho más fino que permita una mayor resolución. El modelo de velocidad de grupo constante es calculado como el promedio de las velocidades de grupo promediadas por periodo para obtener las perturbaciones de velocidades al ser comparadas con las velocidades de grupo con las que se cuenta provenientes de las curvas de dispersión obtenidas, Luego, aplicándose el método por cada periodo se obtendrán los mapas 2-D de velocidades de grupo finales.

3.0.5. Prueba de resolución

La resolución del modelo obtenido de la inversión se estima con la evaluación de la matriz de resolución asociada a cada inversión. Se analiza la respuesta de la tomografía ante una función pulso de prueba generada en algún lugar del espacio. Los parámetros de la ubicación y tamaño del pulso y ubicación recuperado de la inversión, indicará la resolución de la inversión entregando información sobre cuan preciso es el modelo tomográfico para recuperar la función.

3.0.6. Inversión tomográfica 3-D

Para generar el modelo 3-D de velocidades de onda de corte, se generan curvas de dispersión local para cada celda de la grilla del modelo. Método utilizado para la generación de las curvas de dispersión local se basa en el uso de algoritmos de vecindad (neighbourhood algorithm) dicho método en rasgos generales es una técnica de búsqueda directa global de Monte Carlo desarrollada para muestrear eficazmente un espacio de modelos. En [Sambridge \(1999\)](#); [Mordret et al. \(2014\)](#) se encuentra la descripción del algoritmo, detallando la parametrización y método de este. Posteriormente, cada curva de dispersión creada es usada para desarrollar una inversión unidimensional de carácter local generando n-cantidad de modelos de velocidades por punto de grilla, siendo utilizados solo los mejores modelos utilizados para obtener el valor de velocidad de onda S en profundidad para cada punto, luego de ser condicionado el algoritmo por los parámetros utilizados. Los valores de velocidad de onda P son calculados a partir de velocidades de onda S obtenidas de la inversión local a través de la razón de Poisson.

Capítulo 4

Resultados preliminares

4.0.1. Resultados preliminares

Al momento, se tiene como resultados la obtención de las correlaciones cruzadas apiladas para cada par de estaciones. La cantidad de días apilados por par de estaciones se muestra en la figura 4.0.1 en la cual se indican valores mayores a 80 días en la mayoría de las combinaciones de estaciones.

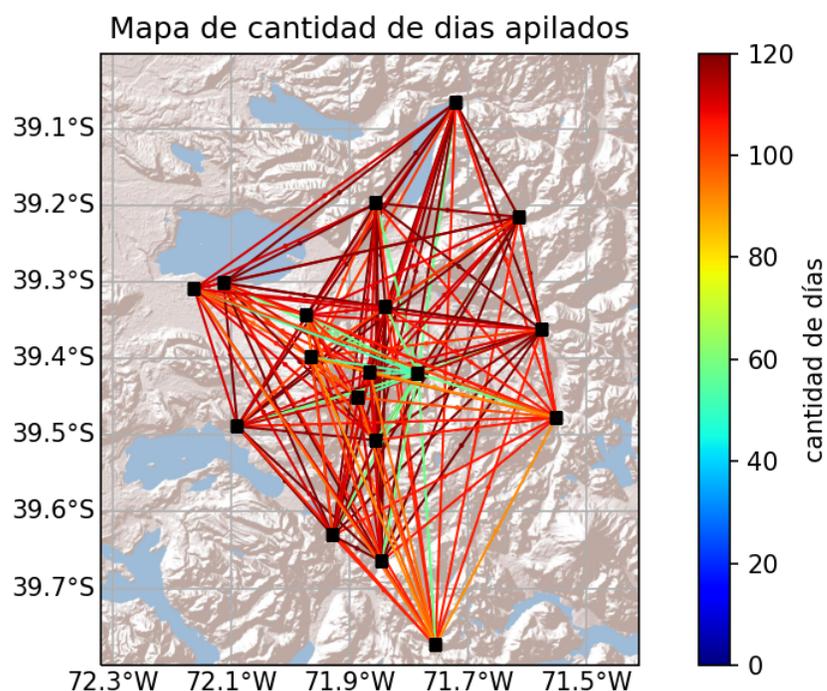


Figura 4.0.1: Mapa de todos los pares de estaciones utilizados. Se puede apreciar en las líneas de colores la cantidad de días que fueron apilados para dicho par de estaciones correlacionado.

El resultado del apilamiento de las correlaciones diarias se muestra en la figura 4.0.2. Las correlaciones aquí presentadas no son precisamente las que serán utilizadas para el cálculo de las curvas de dispersión. Dentro de estos datos se debe verificar la calidad de las correlaciones para disminuir la posibilidad de anomalías en el método FTAN debido a ondas escondidas en la señal que no necesariamente se refieren a las funciones de Green de las ondas superficiales tipo Rayleigh.

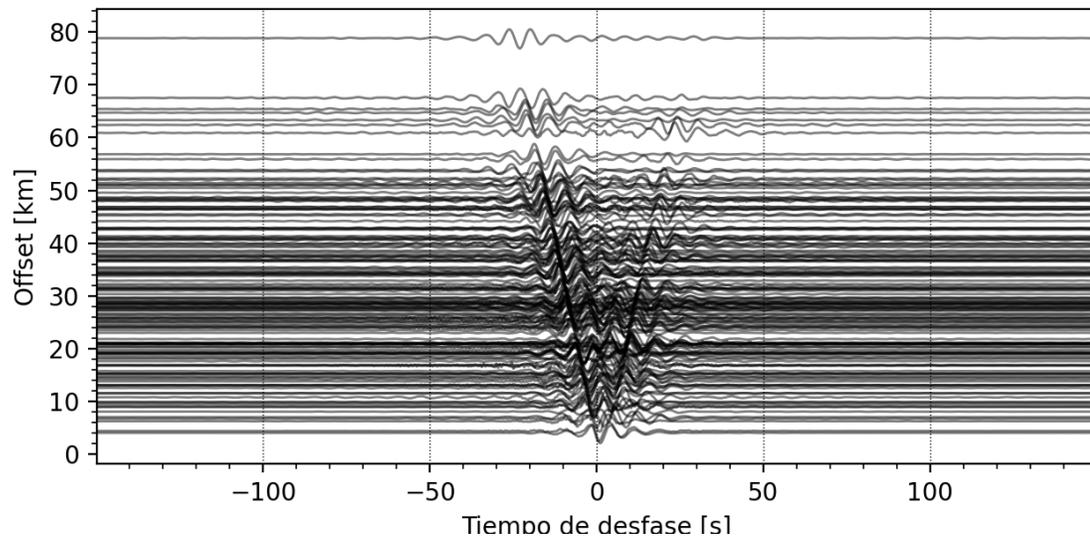


Figura 4.0.2: Correlaciones cruzadas apiladas entre los pares de estaciones en función de la distancia entre las estaciones.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Discusión

Dado que no se han presentado resultados, ya que será extendida durante el periodo de magíster, no es posible destacar aspectos relevantes sobre la estructura sísmica. Sin embargo, es posible destacar las ventajas al realizarse. La aplicación de la tomografía de ruido sísmico en regiones volcánicas ha demostrado ser una técnica útil para la representación de los cuerpos rocosos, magmáticos e hidrotermales pertenecientes al sistema de dicha región. Por otro lado, dentro de las desventajas sobre el uso de esta técnica es la dificultad para ser aplicada en volcanes que presenten actividad sísmica continua. El hecho de ser una técnica que depende de una larga duración de grabación en sus instrumentos es foco para registrar sismicidad proveniente del volcán siendo esta capaz de dañar la información de ruido necesaria para el estudio. La técnica de tomografía de ruido ambiental al ser aplicada sobre el volcán Villarrica durante el periodo sin eventos sísmicos previos a la erupción del año 2015 presentaría datos sobre la estructura sísmica de cuerpos bajo el volcán para la fase previa a la erupción. Además, los resultados a obtenerse corresponderían a ser uno de los resultados más actuales sobre la estructura interna del volcán, al desarrollarse este trabajo a partir de todas las correlaciones y trayectorias de rayos entre los pares de estaciones vistos en las figuras 3.0.1 y 4.0.2 junto a los resultados estimados de estudios anteriores sobre otras regiones volcánicas presentados en el estado del arte, es sensato estimar que la resolución espacial del estudio sería del orden 1 km así como de la sensibilidad

en profundidad de unos 10 km. La visualización de variaciones de velocidades de onda a tal resolución, dará lugar a la caracterización e interpretación de cuerpos bajo el volcán Villarrica siendo posible el desarrollo de un modelo único y adaptado para el volcán Villarrica planteando el desarrollo de nuevas ideas de estudio sobre el volcán. De este modo, dichos resultados aportarían al desarrollo en el futuro de nuevos estudios relacionados con la erupción del volcán el año 2015 como al estudio de la sismicidad previa a dicho suceso.

Capítulo 6

Resultados esperados

6.1. Resultados esperados

Dentro de los resultados esperados, se prevé obtener una imagen de alta resolución para la estructura del volcán previo a la erupción del 2015. La información sobre la estructura interna utilizando el método tomográfico proveerá detalles actualizados del volcán tanto como para ayudar a estudios posteriores sobre la erupción como ser el estudio más reciente del volcán a través de la sísmica pasiva. Además de las imágenes con buena resolución bajo el volcán, se espera obtener un modelo 3-D interno del volcán. Al contar con una amplia cantidad de datos provenientes de la serie de estaciones instaladas al rededor del volcán, muestran que la cobertura de rayos sobre el área del volcán es alta siendo factible representar estructuras con una resolución espacial del orden de 1 km. Por otro lado, al igual que en el trabajo de [Obermann et al. \(2016\)](#). Estimamos encontrar velocidades de grupo entre periodos del orden de 10 s, en el caso del volcán Snæfellsjökull se encontraron velocidades de grupo de 1 a 6 s lo cual permitió una sensibilidad a profundidades de hasta 6 km. Así, dada la cantidad de estaciones y estudios similares, se esperaría obtener imágenes a profundidades de alrededor 10 km.

Bibliografía

- Barmin, M., Ritzwoller, M., and Levshin, A. (2001). A fast and reliable method for surface wave tomography. In *Monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty: Surface waves*, pages 1351–1375. Springer.
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaxian, J.-P., O’Brien, G., and Murphy, S. (2014). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature geoscience*, 7(1):71–75.
- Benediktsdóttir, Á., Gudmundsson, Ó., Brandsdóttir, B., and Tryggvason, A. (2017). Ambient noise tomography of eyjafjallajökull volcano, iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347:250–263.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260.
- Benz, H., Chouet, B., Dawson, P., Lahr, J., Page, R., and Hole, J. (1996). Three-dimensional p and s wave velocity structure of redoubt volcano, alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4):8111–8128.
- Chouet, B. (1986). Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B14):13967–13992.
- Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5):4375–4400.
- Chouet, B. A. and Matoza, R. S. (2013). A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252:108–175.
- Del Pezzo, E., Bianco, F., and Borgna, I. (2013). Magnitude scale for lp events: a quantification scheme for volcanic quakes. *Geophysical Journal International*, 194(2):911–919.

- Gaete, A., Cesca, S., Franco, L., San Martín, J., Cartes, C., and Walter, T. R. (2019). Seismic activity during the 2013–2015 intereruptive phase at lascar volcano, chile. *Geophysical Journal International*, 219(1):449–463.
- González-Vidal, D., Obermann, A., Tassara, A., Bataille, K., and Lupi, M. (2018). Crustal model of the southern central andes derived from ambient seismic noise rayleigh-wave tomography. *Tectonophysics*, 744:215–226.
- Hole, J. (1992). Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5):6553–6562.
- Jaxybulatov, K., Shapiro, N., Koulakov, I., Mordret, A., Landès, M., and Sens-Schönfelder, C. (2014). A large magmatic sill complex beneath the toba caldera. *science*, 346(6209):617–619.
- Lara, L. E. and Clavero, J. (2004). *Villarrica Volcano (39.5 S), Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Bukchin, B., Barmin, M., Ratnicova, L., and Its, E. (1989). Surface seismic waves in laterally inhomogeneous earth. *Surface Seismic Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwer Publ. House, Dordrecht.
- Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N., Singh, S., and Roux, P. (2014). Ambient noise surface wave tomography to determine the shallow shear velocity structure at valhall: depth inversion with a neighbourhood algorithm. *Geophysical Journal International*, 198(3):1514–1525.
- Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N., Singh, S., Roux, P., and Barkved, O. (2013). Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193(3):1627–1643.
- Mordret, A., Rivet, D., Landès, M., and Shapiro, N. M. (2015). Three-dimensional shear velocity anisotropic model of piton de la fournaise volcano (la réunion island) from ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1):406–427.
- Moreno, H., Clavero, J., and Lara, L. (1994). Explosive post-glacial activity of villarrica volcano, southern andes. In *7th Congreso Geológico Chileno, Univ. of Concepcion, Concepcion, Chile*.
- Moussallam, Y., Bani, P., Curtis, A., Barnie, T., Moussallam, M., Peters, N., Schipper, C. I., Aiuppa, A., Giudice, G., Amigo, Á., et al. (2016). Sustaining persistent lava lakes: Observations from high-resolution gas measurements at villarrica volcano, chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 454:237–247.
- Neuberg, J. W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., and Dingwell, D. (2006).

- The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2):37–50.
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S. S., and Miller, S. A. (2016). 3d-ambient noise rayleigh wave tomography of snæfellsjökull volcano, iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317:42–52.
- Ortiz, R., Moreno, H., Garcia, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., and Tárrega, M. (2003). Villarrica volcano (chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128(1-3):247–259.
- Palma, J. L., Calder, E. S., Basualto, D., Blake, S., and Rothery, D. A. (2008). Correlations between so₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of villarrica volcano, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B10).
- Ritzwoller, M. H., Lin, F.-C., and Shen, W. (2011). Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9):558–570.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i. searching a parameter space. *Geophysical journal international*, 138(2):479–494.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715):1615–1618.
- Singer, J., Obermann, A., Kissling, E., Fang, H., Hetényi, G., and Grujic, D. (2017). Along-strike variations in the himalayan orogenic wedge structure in b hutan from ambient seismic noise tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4):1483–1498.
- Snieder, R. (2004). Extracting the green’s function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, 69(4):046610.
- Spica, Z., Cruz-Atienza, V. M., Reyes-Alfaro, G., Legrand, D., and Iglesias, A. (2014). Crustal imaging of western michoacán and the jalisco block, mexico, from ambient seismic noise. *Journal of volcanology and geothermal research*, 289:193–201.
- Stern, C. R. (2004). Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2):161–206.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., and Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5):75A195–75A209.
- Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. In *New Manual of Seismological*

Observatory Practice 2 (NMSOP-2), pages 1–77. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.

Wespestad, C. E., Thurber, C. H., Andersen, N. L., Singer, B. S., Cardona, C., Zeng, X., Bennington, N. L., Keranen, K., Peterson, D. E., Cordell, D., et al. (2019). Magma reservoir below laguna del maule volcanic field, chile, imaged with surface-wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(3):2858–2872.