



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

# TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ONDAS DE CUERPO EN EL VOLCÁN LÁSCAR

Por CATALINA ESMERALDA CEA CUÉLLAR

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la  
Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísica

Agosto 2022

Concepción, Chile

**Profesor Guía:**

Dr. Matthew Robert Miller

**Comisión evaluadora:**

Dr. Francisco Pastén Araya

Dr. Pablo Salazar Reinoso

Dr. Sergio Ruiz Tapia



© 2022, Catalina Cea Cuéllar

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

## AGRADECIMIENTOS

Primero quiero agradecer a mi familia: mis padres y mis hermanas, por ser mi pilar fundamental durante mi paso por la universidad y por siempre apoyarme en mis decisiones.

Agradezco a mi profesor guía, Matt Miller, por aceptar guiarme en este proyecto, por el conocimiento y la dedicación entregada. A los integrantes de la comisión, Sergio Ruiz, Francisco Pastén y Pablo Salazar por la oportunidad brindada, por ser parte de esta investigación y por los consejos dados. A Felipe Aguilera y Susana Layana del Instituto Milenio Ckelar Volcanes por brindar los datos. Agradezco también a otros profesores de Geofísica que contribuyeron a mi desarrollo en la investigación, Ignacia Calisto y Juan Carlos Báez.

Gracias a todas las personas que fueron parte del proceso, que aportaron con risas, momentos de relajo y apoyo tanto académico como emocional. Mención especial a Fernanda Sepúlveda por la ayuda para dibujar el modelo.

Finalmente quiero agradecer a mi compañía durante la pandemia, Valentina y Matias que evitaron que me volviera loca, a Carlos por los lindos momentos y a mi Pelu por la compañía durante tantas noches escribiendo esta tesis.

## Resumen

El volcán Láscar ( $23^{\circ}22'S - 67^{\circ}44'O$ ) es el volcán más activo del norte de Chile, ubicado en la región de Antofagasta en medio del desierto de Atacama. Con el objetivo de conocer la estructura bajo el Láscar según las variaciones en los modelos de velocidad se realiza una tomografía sísmica.

A partir una red temporal compuesta por 10 estaciones sísmológicas se realiza una tomografía 2D de  $v_p$  y  $v_p/v_s$  usando la propia sismicidad volcano-tectónica ocurrida entre marzo y julio del 2018. Se localizaron con un total de 128 sismos, con 735 tiempos de llegada de onda P y 586 de onda S.

La estructura encontrada más importante es la presencia de una columna de alto  $v_p/v_s$  interpretada como el conducto volcánico principal del Láscar, que además es la zona donde fue localizada mayoritariamente la sismicidad ocurrida en ese periodo. De acuerdo a la información de diversos estudios se sugiere que el alto  $v_p/v_s$  está causado por la presencia de fluidos volcánicos provenientes del sistema hidrotermal en el conducto, que serían los responsables de la sismicidad al obstruir el conducto y al pasar constantemente por zonas más fracturadas.

**Keywords** – Volcán Láscar, tomografía sísmica, modelo de velocidad, conducto volcánico

# Índice general

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>I</b>
<b>Resumen</b>	<b>II</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	3
1.2. Hipótesis . . . . .	3
<b>2. Zona de estudio</b>	<b>4</b>
2.1. Zona Volcánica Central . . . . .	4
2.1.1. Volcán Láscar . . . . .	5
2.2. Historial eruptivo . . . . .	6
2.2.1. 1848 - 1983 . . . . .	6
2.2.2. 1984 - 1993 . . . . .	6
2.2.3. 1994 - 2017 . . . . .	7
2.2.4. 2018 . . . . .	7
2.3. Monitoreo . . . . .	8
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>9</b>
3.1. Ondas de cuerpo . . . . .	9
3.1.1. Elasticidad . . . . .	9
3.1.2. Ecuación de movimiento . . . . .	10
3.1.2.1. Onda P . . . . .	11
3.1.2.2. Onda S . . . . .	12
3.1.2.3. Razón $v_p/v_s$ . . . . .	12
3.2. Eventos volcano-tectónicos (VT) . . . . .	13
3.3. Problema inverso . . . . .	14
3.3.1. Mínimos cuadrados . . . . .	15
3.3.2. Mínimos cuadrados amortiguados . . . . .	15
3.4. Localización de terremotos . . . . .	17
3.5. Tomografía sísmica . . . . .	18
<b>4. Metodología</b>	<b>23</b>
4.1. Datos . . . . .	23
4.2. Picado de fases . . . . .	25
4.3. Modelo unidimensional de velocidad . . . . .	27

4.4. Modelo bidimensional de velocidad . . . . .	30
4.5. Modelo de velocidad P . . . . .	32
4.6. Modelo de velocidad $v_p/v_s$ . . . . .	33
<b>5. Resultados</b>	<b>36</b>
5.1. Resultados estructura de velocidad de Onda P . . . . .	36
5.2. Resultados variaciones de la razón $v_p/v_s$ . . . . .	39
5.3. Distribución de la sismicidad . . . . .	39
<b>6. Discusión</b>	<b>41</b>
6.1. Geometría de la red de estaciones . . . . .	41
6.2. Tomografías en volcanes activos de similar composición . . . . .	42
6.2.1. Zona volcánica norte . . . . .	43
6.2.2. Asia . . . . .	43
6.2.3. Norteamérica . . . . .	44
6.3. Estudios geofísicos en la región . . . . .	45
6.3.1. Sismología . . . . .	45
6.3.2. Magnetotelúrica . . . . .	46
6.3.3. Geodesia . . . . .	47
6.3.4. Geoquímica . . . . .	47
6.4. Estructura del Láscar . . . . .	48
6.4.1. Modelo conceptual propuesto . . . . .	48
<b>7. Conclusión</b>	<b>50</b>
<b>Referencias</b>	<b>52</b>
<b>Apéndices</b>	<b>57</b>
<b>A. Figuras</b>	<b>57</b>
A1. Andesita . . . . .	57

# Índice de cuadros

4.1.1.Datos sobre las estaciones. . . . .	23
4.2.1.Error asociado a la elección del pick . . . . .	26
4.3.1.Condiciones de cada iteración . . . . .	28
4.4.1.Nodos para la inversión . . . . .	32

# Índice de figuras

2.1.1.Ubicación del volcán. Los triángulos representan los volcanes principales de la ZVC. En el contacto entre placas se encuentra la fosa de Atacama con los triángulos negros en el sentido de la subducción. . . . .	5
2.2.1.El volcán durante la erupción más grande según el registro histórico. Fotografía de Ricardo De La Peña 1993. . . . .	7
3.2.1.Ejemplo de un espectrograma de un evento volcano-tectónico de no más de 20 segundos de duración en el volcán Láscar con frecuencias dominantes entre 13 y 15 [Hz]. . . . .	14
3.3.1.Curva trade off entre la norma del modelo y el error. Al ponerse más complejo, el modelo reduce los residuos hasta un punto donde hay que aumentar mucho más la complejidad para una pequeña mejora en los resultados. El mejor valor para $\epsilon$ está en la esquina de la curva. Figura extraída de <a href="#">Aster et al. (2018)</a> . . . . .	16
3.5.1.Tomografía con sismos locales como fuente. Los triángulos azules representan las estaciones, los puntos rojos los sismos y las líneas negras la trayectoria de los rayos. Figura extraída de <a href="#">Koulakov and Shapiro (2015)</a> . . . . .	19
3.5.2.Geometría de una región siendo estudiada usando tomografía sísmica, parametrizada usando bloques $j$ por los que pasan los rayos $i$ . Figura adaptada de <a href="#">Stein and Wysession (2009)</a> . . . . .	20
4.1.1.Red de sismómetros instalados alrededor el volcán indicados con rombos amarillos. . . . .	24
4.1.2.Respuesta instrumental del geófono. . . . .	25
4.2.1.Evento VT registrado en la componente vertical en 4 instrumentos. . . . .	26
4.2.2.Evento VT registrado en la componente vertical en 8 instrumentos. . . . .	27
4.3.1.Modelo unidimensional obtenido con VELEST. . . . .	29
4.3.2.Disminución de los errores asociados a cada evento en cada iteración de VELEST. . . . .	30
4.3.3.Disminución los residuos de los rayos en cada iteración de VELEST. . . . .	30

4.4.1. Perfil para la tomografía con la localización final de los sismos usando VELEST. Los sismos están gráficos en tonos de azul, siendo los más claros aquellos que están más cerca de la superficie y más oscuros los que son profundos. . . . .	31
4.4.2. Grilla generada usando los nodos de la tabla 4.4.1. Los sismos de la figura 4.4.1 están proyectados en la recta AB. . . . .	32
4.5.1. Valores de prueba para encontrar el valor óptimo del damping para el modelo de velocidad P. . . . .	33
4.6.1. Valor empírico de la razón $v_p/v_s$ . . . . .	34
4.6.2. Valores de prueba para encontrar el valor óptimo del damping para la tasa $v_p/v_s$ . . . . .	35
5.1.1. Modelo de velocidades para la onda P. . . . .	37
5.1.2. Variaciones porcentuales de las velocidades P. . . . .	38
5.3.1. Modelo de velocidades para la razón $v_p/v_s$ . . . . .	40
6.1.1. Estaciones usadas y la recta que se ajustó a ellas para la creación del perfil. . . . .	41
6.3.1. Localización de la sismicidad según Gaete et al. (2019). . . . .	45
6.3.2. Resultados de magnetotelúrica de Pérez Gutiérrez (2020) en perfil similar al de este estudio. . . . .	46
6.3.3. Modelo conceptual geoquímico. Extraído de Tassi et al. (2009) . . . . .	47
7.0.1. Modelo propuesto de acuerdo a la observación de los parámetros físicos obtenidos. El conducto encontrado por donde ascienden los fluidos está dibujado en azul. La sismicidad VT localizada en este trabajo esta representada por los puntos amarillos, que entre los 1-2.5 [km] de profundidad presenta una acumulación atribuida a un tapón del conducto. La columna está rodeada de una zona de alta fracturación hacia el lado izquierdo del esquema asociada a remanentes de lo que fue la actividad en el cono oeste del volcán. Finalmente hacia la derecha se encuentra lo que podría ser una zona con presencia de vapor. . . . .	51
A1.1. Velocidad P para la andesita. Extraído de (Brocher, 2005). . . . .	57

# Capítulo 1

## Introducción

La tomografía es una técnica que consiste en la obtención de imágenes por secciones usando distintos tipos de ondas que atraviesan un cuerpo. Se usa en diversas especialidades en ciencias; en el área de la medicina, por ejemplo, a través de una tomografía por resonancia magnética se pueden examinar tejidos y órganos sin necesidad de introducir un instrumento físicamente, usando campos magnéticos y emitiendo ondas de radio de tal manera que se rodee al paciente para obtener datos provenientes de todos los ángulos posibles y conseguir una imagen precisa.

En el área de la geofísica la tomografía sísmica toma como base el mismo concepto, con la diferencia que para obtener estas imágenes se utiliza la información contenida en ondas sísmicas que son recopilada por sismómetros, ya sea de fuentes pasivas (como sismos lejanos, regionales o locales o ruido ambiental) o de fuentes activas (explosiones). Es un método muy útil para determinar la estructura interna de la tierra tanto a gran escala como en zonas más específicas; por ejemplo, estudiar el núcleo o la interacción entre placas ([Rawlinson et al., 2010](#)). Sin embargo, a diferencia de una tomografía médica, los instrumentos receptores de estas señales tienen la limitación física de que su instalación solo es posible en zonas someras de la corteza, por lo que no siempre se tiene una cobertura ideal del cuerpo que se quiere estudiar ([Lees, 2007](#)).

En una tomografía de tiempo de viaje se observan los tiempos de viaje de ondas de cuerpo y se comparan con los tiempos teóricos de un modelo con el fin de identificar zonas en las que se presentan anomalías de velocidad, estas zonas pueden tener varios significados e interpretaciones por lo que es importante considerar el

contexto geológico del lugar; por ejemplo una placa tectónica subductando tiene una temperatura menor que la zona a su alrededor, lo que hace que las ondas viajen más rápido a través de ella permitiendo así una reconstrucción de la zona de convergencia (Zhao et al., 1995; Abdelwahed and Zhao, 2007). Para el caso de los volcanes, una tomografía sísmica sirve para conocerlo internamente; zonas de alta velocidad se han observado en lugares con conductos, diques y sills, en cambio zonas de baja velocidad indican presencia de magma (Lees, 2007). Este método se ha aplicado en numerosos sistemas volcánicos, por ejemplo en la caldera de Yellowstone para poder caracterizar el reservorio de magma y la pluma del manto (Huang et al., 2015).

Chile es uno de los países más sísmico y volcánicamente activos del mundo, dado que se sitúa a lo largo de una zona de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, causando una exposición de la población frente a fenómenos tectónicos como el volcanismo. En la extensión del territorio, de acuerdo al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), se encuentran 92 volcanes geológicamente activos, los cuales son clasificados usando el método de Ewert (2007) que considera la combinación de peligro y exposición. A pesar de la valiosa información que una tomografía puede entregar, son pocos los estudios que se han hecho en el territorio.

Conocer con detalle el interior de los volcanes permitiría entender con una mayor precisión el riesgo volcánico. El volcán Láscar es clasificado como un sistema volcánico con un nivel muy alto de riesgo específico (la mayor categoría). Los principales peligros incluyen flujos y oleadas piroclásticas, coladas de lava y caída de tefra (Stern et al., 2007; Gardeweg and Amigo, 2015).

La instalación de una red provisional de geófonos para su monitoreo ha permitido generar una amplia base de datos con sus registros. Teniendo en cuenta esto, inmediatamente surgen las preguntas: ¿Serán suficientes 8 meses de registros de estos instrumentos para poder obtener una imagen tomográfica de alta resolución? ¿Cuál es la relación entre el patrón de sismicidad del volcán y la estructura de este?

## 1.1. Objetivos

### Objetivo general

Determinar e interpretar modelos dos dimensionales de velocidad  $v_p$  y  $v_p/v_s$  para el volcán Láscar que sean consistentes con observaciones de tiempo de viaje de ondas de cuerpo.

### Objetivos específicos

1. Identificación y clasificación de eventos locales armando una base de datos.
2. Procesar los datos sísmicos, determinar el arribo de las fases de las ondas P y S a las diferentes estaciones y hacer una localización inicial.
3. Relocalizar los eventos, invertir los datos de tiempo de llegada y encontrar el mejor modelo 1D de velocidad ( $v_p$  y  $v_p/v_s$ )
4. Relocalizar los eventos usando un modelo óptimo 2D de velocidad
5. Interpretar los modelos 2D de velocidad y la distribución de sismicidad considerando estudios geofísicos para determinar la estructura geológica del volcán.

## 1.2. Hipótesis

Es posible construir un modelo conceptual del volcán Láscar a través de su sismicidad y estructura de velocidad; usando datos de localizaciones de eventos originados en las proximidades del volcán y caracterizando las distintas anomalías sísmicas que hay bajo el.

# Capítulo 2

## Zona de estudio

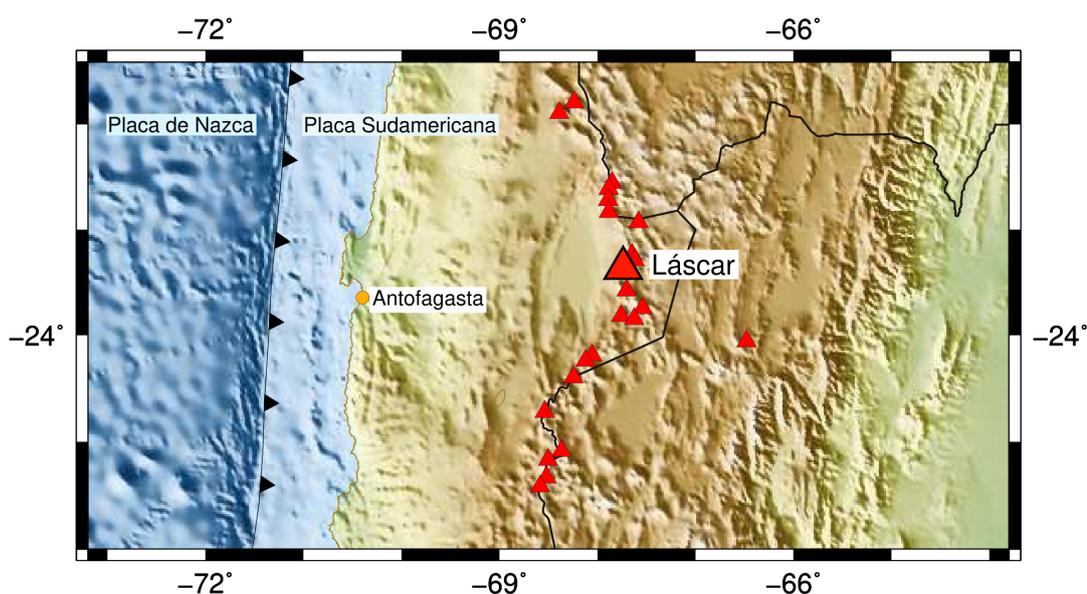
### 2.1. Zona Volcánica Central

El vulcanismo en zonas de subducción se genera por la deshidratación de la placa subductada debido al aumento de temperatura y presión con la profundidad, la evaporación del agua contenida en la corteza asciende y genera magma en su paso, el cual al llegar a la superficie comienza a formar, erupción tras erupción, una cadena de volcanes (comúnmente estratovolcanes) a una distancia paralela a la fosa creada en la zona de convergencia (Tatsumi, 1986).

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana es la responsable de la formación y el ascenso de magma a lo largo de la cordillera de los Andes en Sudamérica. La tasa de convergencia entre las placas es de 7-9 [ $\frac{cm}{yr}$ ]. El cinturón no es continuo, por lo que se puede dividir en cuatro arcos volcánicos separados por zonas sin actividad volcánica en el Holoceno. Estos arcos son la Zona volcánica norte (entre Colombia y Ecuador), la Zona volcánica central (Perú, Bolivia y norte de Chile), la Zona volcánica sur (centro-sur de Chile) y la Zona volcánica austral (al sur del punto triple chileno), que se diferencia de las otras por que el magmatismo en este lugar se produce por la convergencia de la placa Antártica en lugar de la placa de Nazca (Stern, 2004).

De acuerdo a De Silva and Francis (1991), en la ZVC se encuentran 44 edificios volcánicos potencialmente activos, 18 centros volcánicos menores (entre domos, campos de lava y maares) y 11 grandes sistemas silíceos.

El Lászar es el volcán más activo de la Zona volcánica central (ZVC; 14-28°S) (Gardeweg et al., 1998), que se caracteriza por estar en el altiplano, en donde la corteza continental tiene un espesor de  $\sim 70$  km, siendo la zona con mayor grosor cortical en Sudamérica (James, 1971; Assumpção et al., 2013); lo que favorece la diferenciación magmática.



**Figura 2.1.1:** Ubicación del volcán. Los triángulos representan los volcanes principales de la ZVC. En el contacto entre placas se encuentra la fosa de Atacama con los triángulos negros en el sentido de la subducción.

### 2.1.1. Volcán Lászar

El volcán Lászar (en quechua: 'lengua'; 23°22'S – 67°44'O) es un estratovolcán ubicado en el desierto de Atacama, región de Antofagasta, al norte de Chile que está activo desde hace unos 230 mil años (Stern et al., 2007). Está compuesto por lavas andesíticas y dacíticas (Matthews et al., 1994; Sainlot et al., 2020) y su estructura está formada por dos conos y al menos cinco cráteres, siendo el del medio el que presenta actividad actualmente. Tiene una altura de 5592 m s.n.m. y un volumen estimado de 28.5 km<sup>3</sup>. A pesar de que el norte de Chile es un territorio con baja densidad de población, se pueden encontrar los pueblos Talabre a 16 km, Camar a 21 km, Socaire a 28 km y San Pedro de Atacama a 65 km de distancia del Lászar.

## 2.2. Historial eruptivo

### 2.2.1. 1848 - 1983

Después de aproximadamente 7 mil años de inacción, el volcán volvió a tener actividad en el siglo XIX. Se registró una erupción en el año 1848 (Casertano and Barozzi, 1961) y desde entonces comenzó a tener periodos eruptivos continuamente, con alrededor de 15-17 erupciones hasta 1984 de índices de explosividad volcánica<sup>1</sup> (VEI en inglés) entre 0 y 2, cuya actividad está caracterizada por presencia de fumarolas y erupciones freatomagmáticas (Siebert et al., 2011) (Tassi et al., 2009) (González-Ferrán, 1995).

### 2.2.2. 1984 - 1993

A partir de 1984 la actividad del volcán tuvo un comportamiento cíclico, caracterizado por cuatro periodos. Cada ciclo consistía de crecimiento de un domo en el cráter, desgasificación, subsidencia de este domo y finalmente una erupción explosiva (Matthews et al., 1997). El tercero de estos ciclos culmina con un evento ocurrido en abril de 1993; esta erupción es considerada la mayor del Láscar históricamente, con una erupción pliniana de VEI 4 Gardeweg and Medina (1994). Tuvo una duración de 2 días entre el 19 y 20 de abril. Los flujos piroclásticos viajaron 7.5 km, las cenizas ascendieron hasta 22 km sobre el volcán y llegaron hasta Buenos Aires, Argentina (Program, 1993). 6 días después comenzó el cuarto ciclo con la formación de un nuevo domo, que terminó con una erupción VEI 2 en diciembre del mismo año.

---

<sup>1</sup>Escala de 0 a 8 para medir magnitud del carácter explosivo de una erupción, basado en volumen del material expulsado, ya sean tefra o lava (Newhall and Self, 1982).



**Figura 2.2.1:** El volcán durante la erupción más grande según el registro histórico. Fotografía de Ricardo De La Peña 1993.

### 2.2.3. 1994 - 2017

Desde entonces la actividad no ha seguido un patrón claro (Matthews et al., 1997). A la fecha, han ocurrido otras 10 erupciones con VEI entre 1 y 3, la última fue una freática de VEI 2 en octubre del 2015 (Gaete et al., 2020), acabando la fase el 2017 cuando disminuyó la anomalía termal presente en el volcán desde la erupción.

### 2.2.4. 2018

Durante el periodo de recolección de datos, marzo a julio del 2018; el volcán presentó un comportamiento más inestable, comenzando con un incremento en la sismicidad en marzo de tipo VT, LP y tornillo (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018a) y en abril también se presentaron dos episodios de tremor (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018b). La sismicidad continuo de manera similar hasta julio, en donde durante tres días se reportaron 903 VT, luego de eso la alerta del volcán emitida cesó en agosto (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018e).

## 2.3. Monitoreo

En la actualidad el volcán está siendo monitoreado con instrumentos instalados en el como estaciones sísmicas, estaciones GPS y cámaras de vigilancia; además del uso de herramientas de percepción remota como OMI (para mediciones de SO<sub>2</sub>) O MIROVA (para radiación de calor).

Este año el volcán ha presentado desgasificación, incandescencia del cráter y actividad sísmica considerada normal predominantemente de tipo volcano-tectónico (VT) y largo periodo (LP). (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2022b) (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2022a)

# Capítulo 3

## Marco Teórico

### 3.1. Ondas de cuerpo

Cuando ocurre un sismo, este se propaga en forma de ondas. Existen dos tipos de ondas sísmicas: las que viajan por la Tierra desde la zona de ruptura, llamadas ondas de cuerpo (P y S); y las generadas por la interacción de las ondas P y S con las capas de la superficie terrestre, llamadas ondas superficiales (Rayleigh y Love).

#### 3.1.1. Elasticidad

La relación entre deformación y esfuerzo para medios sólidos elásticos lineales está dada por la ley de Hooke

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (3.1.1)$$

En donde  $\sigma_{ij}$  es el tensor de esfuerzo,  $\epsilon_{kl}$  es el tensor de deformación y  $c_{ijkl}$  es el tensor de cuarto orden de parámetros elásticos. Para medios isotrópicos, es decir, cuyas propiedades no cambian según la orientación de la que son estudiados,  $c_{ijkl}$  se puede escribir usando los parámetros de Lamé  $\lambda$  y  $\mu$ .

$$c_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}) \quad (3.1.2)$$

Los parámetros de Lamé son las dos constantes elásticas independientes de materiales isotrópicos, como lo son muchos materiales de los que se encuentran en

la Tierra.

### 3.1.2. Ecuación de movimiento

Para un volumen  $V$  la ecuación de movimiento se puede determinar usando la segunda ley de Newton, igualando la masa por la aceleración a las fuerzas que actúan en su interior y a los esfuerzos en la superficie.

$$\begin{aligned} \int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV &= \oint_S T_i dS + \int_V f_i dV \\ &= \oint_S \sigma_{ij} n_j dS + \int_V f_i dV \end{aligned} \quad (3.1.3)$$

En donde  $\rho$  es la densidad,  $u_i$  los desplazamientos,  $T_i$  las tracciones actuando en  $dS$ , con  $\sigma_{ij}$  los esfuerzos en la superficie con vector normal  $n_j$  y  $f_i$  son las fuerzas de volumen actuando en  $dV$ .

Aplicando el teorema de divergencia de Gauss ( $\oint_S a_i n_i dS = \int_V \frac{\partial a_i}{\partial x_i} dV$ ) en la integral de superficie e ignorando las fuerzas de cuerpo (la influencia de la gravedad es relativamente ínfima para ondas sin periodos muy grandes como lo son las ondas de cuerpo) la ecuación queda

$$\int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV = \int_V \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} dV \quad (3.1.4)$$

Usando la relación entre esfuerzo y deformación 3.1.1 y la simetría del tensor de deformación para deformaciones irrotacionales  $\epsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_x}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right)$  se obtiene

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_x}{\partial x_l \partial x_j} \quad (3.1.5)$$

Aplicando la ecuación 3.1.2, considerando un medio homogéneo, es decir,  $\lambda$  y  $\mu$  constantes, y expresando en notación vectorial

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) + \mu \nabla^2 \vec{u} \quad (3.1.6)$$

- $\lambda$  o primer parámetro de Lamé, no tiene una interpretación física directa

pero se puede combinar con otros términos para encontrar un sentido.

- $\mu$ , segundo parámetro de Lamé o módulo de corte. Representa la resistencia a esfuerzos de corte o cizalle. En el caso de fluidos  $\mu = 0$ .

Utilizando la identidad vectorial  $\nabla^2 \vec{u} = \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - (\nabla \times \nabla \times \vec{u})$  la ecuación anterior puede ser escrita como

$$\rho \ddot{\vec{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - \mu(\nabla \times \nabla \times \vec{u}) \quad (3.1.7)$$

que describe la ecuación de movimiento para un medio homogéneo, isotrópico, continuo y elástico para aquellas ondas que no son afectadas por la gravedad (Lay and Wallace, 1995) (Udias and Buform, 2017) (Shearer, 2019).

### 3.1.2.1. Onda P

Tomando la divergencia de 3.1.7 y considerando que la divergencia de un rotor es igual a cero, la ecuación queda como

$$\rho \frac{\partial^2(\nabla \cdot \vec{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2(\nabla \cdot \vec{u}) \quad (3.1.8)$$

En donde la velocidad de la onda compresiva que representa los cambios volumétricos ( $\nabla \cdot \vec{u}$ ) del medio está dada por

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ &= \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \end{aligned} \quad (3.1.9)$$

En donde  $\kappa$  es una constante elástica de importancia denominada módulo de compresibilidad. Se define como

$$\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (3.1.10)$$

$\kappa$  se puede interpretar como qué tan resistente es un material a los cambios

de volumen dada una presión.

### 3.1.2.2. Onda S

En el otro caso, donde se toma el rotor de 3.1.7 y se considera la propiedad que dice que el rotor del un gradiente es nulo, la ecuación queda como

$$\rho \frac{\partial^2(\nabla \times \vec{u})}{\partial t^2} = \mu \nabla^2(\nabla \times \vec{u}) \quad (3.1.11)$$

En donde la velocidad de la onda de corte ( $\nabla \times \vec{u}$ ) que representa una deformación de cizalle en la que el medio cambia de forma pero no de volumen es

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.1.12)$$

La velocidad de la onda S es siempre menor a la de la onda P. Por lo que la onda P (primaria) llegará antes que la S (secundaria); además  $V_s = 0$  en fluidos como el núcleo externo o el océano, por lo tanto solo atraviesan ondas P.

La velocidad de las ondas de cuerpo dependen de los parámetros de Lamé y la densidad del medio. Éstos pueden variar de acuerdo a la porosidad, la compresibilidad, presencia de fracturas, de fluidos y de arcillas (Lehmann, 2007) y otras propiedades del medio pudiendo tener diferentes efectos sobre  $v_p$  y  $v_s$ . La tasa  $v_p/v_s$  puede ser usada para determinar, por ejemplo, la presencia de fluidos y/o fundidos dentro de la Tierra.

### 3.1.2.3. Razón $v_p/v_s$

De las ecuaciones 3.1.10 y 3.1.12 se tiene que

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} \quad (3.1.13)$$

En el caso de un sólido de Poisson (donde  $\lambda = \mu$ ),  $v_p/v_s = 1,73$ . Para medios rígidos, donde  $\mu > \lambda$  la tasa  $v_p/v_s$  será más baja. En cambio, para medios menos rígidos como aquellos con presencia de fundido,  $\mu < \lambda$  dando un mayor valor de  $v_p/v_s$ .

Considerando los tiempos de llegada de ondas P ( $t_p$ ) y S ( $t_s$ ) dadas por  $t_p = t_0 + \frac{D}{v_p}$  y  $t_s = t_0 + \frac{D}{v_s}$ , en donde  $t_0$  es el tiempo de origen de un sismo y  $D$  la distancia hipocentral; se puede combinar las ecuaciones de ambas ondas y despejar  $D$  para encontrar la distancia al sismo en función de los tiempos de llegada y las velocidades de las fases.

$$D = (t_s - t_p) \frac{v_p v_s}{v_p - v_s} \quad (3.1.14)$$

Al reemplazar los términos sobre la distancia usando la relación para obtener  $t_p$  descrita previamente, la ecuación queda como:

$$t_s - t_p = \left(\frac{v_p}{v_s} - 1\right)(t_p - t_o) \quad (3.1.15)$$

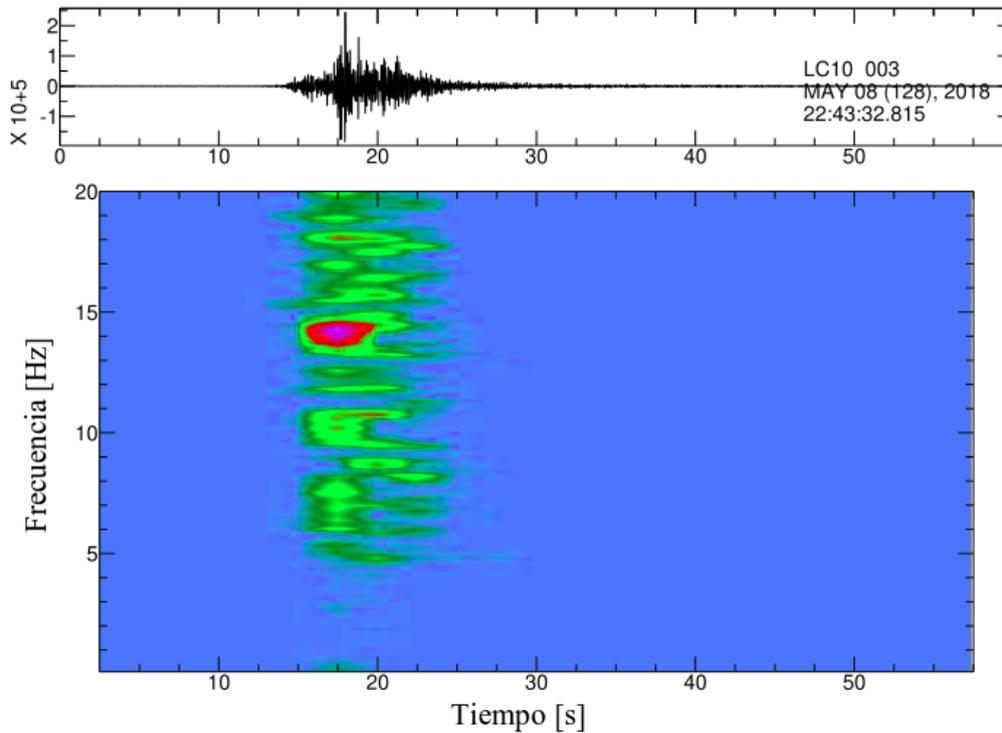
Al graficar datos reales de tiempos de llegada P vs la diferencia entre la llegada de S-P, se crea una recta cuya pendiente corresponde al valor de  $\frac{v_p}{v_s} - 1$ . Este gráfico se conoce como diagrama de Wadati ([Havskov et al., 2012](#)), y sirve para encontrar un valor promedio de la tasa  $v_p/v_s$  de una región.

## 3.2. Eventos volcano-tectónicos (VT)

Durante el periodo de actividad de un volcán ocurren distintos tipos de procesos relacionados a su dinámica interna, como el transporte de magma o la desgasificación. Estos sucesos generan vibraciones que se propagan como señales sísmicas y pueden ser captadas mediante el uso de sismómetros. Dependiendo de su origen, las señales van a variar tanto en duración temporal como en contenido de frecuencia. Previo a una erupción suele haber actividad sísmica, por lo que el uso de sismómetros es fundamental para su monitoreo y poder comprender de mejor manera el estado interior de este.

La clasificación de estas señales se basan en su aspecto en el sismograma y sus características. Dentro de las más comunes se encuentran los eventos volcano-tectónicos (VT) o eventos de alta frecuencia (HF). Estos sismos son generados por rupturas de roca al variar el campo de esfuerzo, al igual que en uno causado por movimientos de placas tectónicas. Tienen llegadas claras de las ondas de cuerpo y un contenido en frecuencia  $>$  a 5 [Hz]. Las magnitudes de estos eventos suelen

ser bajas debido a las dimensiones de las fallas en los edificios volcánicos (Zobin, 2012) (Wassermann, 2012).



**Figura 3.2.1:** Ejemplo de un espectrograma de un evento volcano-tectónico de no más de 20 segundos de duración en el volcán Láscar con frecuencias dominantes entre 13 y 15 [Hz].

Debido al claro arribo de fases P y S el epicentro de estos sismos se puede localizar de manera precisa si se cuenta con una red suficiente y una apropiada cobertura. Además, si se cuenta con una base de datos adecuada de estos eventos es posible realizar una inversión de la estructura de velocidades en la región con el objetivo de generar imágenes tomográficas.

### 3.3. Problema inverso

Si a partir de un modelo (como lo son los modelos de velocidad sísmica) se calculan las observaciones esperadas de un fenómeno (como los tiempos de llegada de distintas fases), estamos hablando de un *problema directo*.

En el caso de la sismología es muy común que la información que se tenga

sean registros en un sismómetro, es decir, las observaciones. A partir de las cuales se busca determinar información sobre la fuente o el medio por el que los rayos viajaron. Esto es conocido como *problema inverso*, en donde son las observaciones o datos los que son usados para definir el modelo.

El problema inverso puede ser planteado matemáticamente mediante la ecuación

$$d = G(m) \tag{3.3.1}$$

En donde  $G$  representa un operador que describe la relación entre los parámetros del modelo  $m$  y los datos  $d$ . La ecuación puede ser resuelta mediante diferentes métodos y enfoques. En el caso de que se trate un problema lineal [3.3.1](#) puede ser escrita como una ecuación matricial, donde  $d$  tiene  $N$  datos, con  $M$  diferentes parámetros que definen el modelo y por lo tanto  $G$  es una matriz de  $N \times M$ .

### 3.3.1. Mínimos cuadrados

La matriz  $G$  usualmente no es una matriz cuadrada, por lo que no puede ser invertida. Sin embargo la matriz  $G^T G$  si lo es y se puede plantear una solución para la ecuación [3.3.1](#) de la manera

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d \tag{3.3.2}$$

que minimiza la distancia entre los datos y las predicciones  $\|d - Gm\|_2$ .

En sismología, en una inversión típica los datos son los tiempos de llegada de fases observadas ( $t_{obs}$ ) y las predicciones son los tiempos predichos por el modelo ( $t_{pred}$ ).

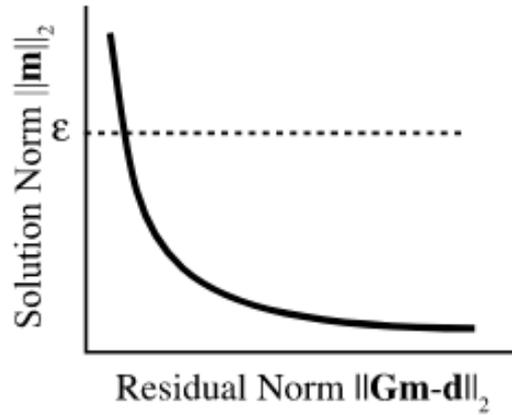
### 3.3.2. Mínimos cuadrados amortiguados

Si  $M < N$  estamos hablando de un sistema sobredeterminado, en donde hay muchos datos y no es fácil encontrar un modelo que se ajuste exactamente a ellos. Si  $M > N$  entonces el sistema es subdeterminado, pudiendo haber varios modelos que coincidan con los datos ([Menke, 2012](#)).

En la práctica, muchos problemas inversos son una mezcla entre ambos casos, por ejemplo, en un problema real de tomografía habrán zonas en las que se tienen muchos datos (rayos cruzando un bloque) y zonas en las casi no hay información. Entonces en vez de buscar minimizar el error, se va a buscar minimizar una combinación  $\phi$  entre el error y del tamaño de la solución.

$$\phi = E + \epsilon^2 L = e^T e + \epsilon^2 m^T m \quad (3.3.3)$$

En donde  $\epsilon$  es el factor de amortiguamiento que establece el peso dado a ambas partes.  $\epsilon$  debe ser determinado probando distintos valores para poder encontrar el adecuado.



**Figura 3.3.1:** Curva trade off entre la norma del modelo y el error. Al ponerse más complejo, el modelo reduce los residuos hasta un punto donde hay que aumentar mucho más la complejidad para una pequeña mejora en los resultados. El mejor valor para  $\epsilon$  está en la esquina de la curva. Figura extraída de [Aster et al. \(2018\)](#).

Luego de elegir un  $\epsilon$  que balancee la minimización del error y la varianza del modelo, se encuentra la solución para el problema de la forma:

$$m = (G^T G + \epsilon^2 I)^{-1} G^T d \quad (3.3.4)$$

más conocida como mínimos cuadrados amortiguados.

### 3.4. Localización de terremotos

Cuando un sismo ocurre, este es medido por diversas estaciones instaladas alrededor de la zona. Poder localizar el sismo con precisión es una de las primeras preguntas que surgieron en la sismología y que sigue estando presente hoy en día. El lugar donde la ruptura comienza se conoce como *hipocentro*, que está definido por tres parámetros espaciales; latitud ( $\lambda$ ), longitud ( $\phi$ ) y profundidad ( $z$ ) y por un parámetro temporal, el tiempo de origen ( $t$ ). Estos corresponden a los parámetros del modelo para el problema de la localización sísmica.

$$m = (\lambda, \phi, z, t) \quad (3.4.1)$$

Existen distintas maneras para obtener  $m$  dependiendo de la información que se tenga disponible, para el caso de tiempos de arribo P y S uno de los métodos más empleados para localización local es el de Geiger (1912). Usado en diversas rutinas como HYPO71 (Lee and Valdes, 1985).

Esta técnica iterativa plantea que para una estación  $i$  la función de tiempos de llegada será  $f_i(\mathbf{x})$ . Siendo  $x$  los parámetros del hipocentro expresados de la forma  $\mathbf{x} = (x, y, z, t)^T$  que corresponden a los descritos en la ecuación 3.4.1. Expandiendo la función para un punto cercano  $x_o$  usando una serie de Taylor de primer grado se obtiene

$$f_i(\mathbf{x}) = f_i(\mathbf{x}_o + \delta\mathbf{x}) = f_i(\mathbf{x}_o) + \frac{\partial f_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial f_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial f_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial f_i}{\partial t} \delta t \quad (3.4.2)$$

El punto  $\mathbf{x}_o$  o *solución de prueba* es un valor conocido (elegido u obtenido de una iteración previa) que debe ser lo suficientemente cercano para que el residuo del tiempo de viaje entre el hipocentro de prueba y el real sea una función lineal. Como  $\mathbf{x}_o$  es conocido,  $f_i(\mathbf{x}_o)$  o *tiempo calculado de arribo* también lo es; calculado a partir de la suposición de que  $\mathbf{x}_o$  es el hipocentro.

El término  $f_i(\mathbf{x}_o + \delta\mathbf{x})$  o *tiempo observado de arribo* es el tiempo de llegada registrado en el sismómetro  $i$ . El residuo  $r_i$  es el tiempo de diferencia entre los tiempos de arribo calculados y observados. Para encontrar el hipocentro el residuo debe minimizarse hasta que  $\mathbf{x}_o$  pueda considerarse el hipocentro real del sismo.

$$f_i(\mathbf{x}) - f_i(\mathbf{x}_0) = \mathbf{r}_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} \delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y} \delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z} \delta z + \frac{\partial t_i}{\partial t} \delta t \quad (3.4.3)$$

que se puede escribir de forma matricial como

$$\begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ r_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial x} & \frac{\partial t_i}{\partial y} & \frac{\partial t_i}{\partial z} & \frac{\partial t_i}{\partial t} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial t_N}{\partial x} & \frac{\partial t_N}{\partial y} & \frac{\partial t_N}{\partial z} & \frac{\partial t_N}{\partial t} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta x \\ \delta y \\ \delta z \\ \delta t \end{pmatrix} \quad (3.4.4)$$

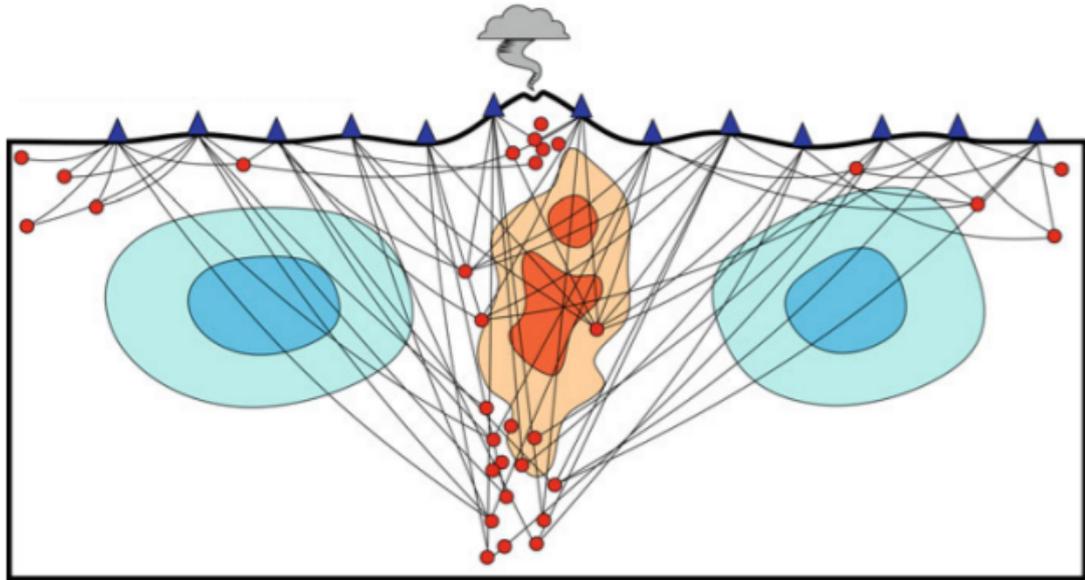
$$d = G m$$

que tiene la forma del problema inverso detallado en la sección anterior y puede ser resuelta de manera iterativa usando mínimos cuadrados.

### 3.5. Tomografía sísmica

A la técnica de inferir a través de las observaciones físicas una estructura bidimensional o tridimensional y obtener una imagen de la zona estudiada se le conoce por tomografía en múltiples disciplinas. Es un método relativamente nuevo, en el área de la geofísica se empezó a desarrollar a mediados de los años 70 ([Aki and Lee, 1976](#)). La palabra viene del sustantivo griego *tomos* (corte) y el verbo *graphein* (grabar).

En este problema inverso se intenta determinar el modelo de velocidad a partir de las llegadas de las fases P y S a los instrumentos y el tiempo que se demoran en recorrer los caminos de la fuente al sismómetro.



**Figura 3.5.1:** Tomografía con sismos locales como fuente. Los triángulos azules representan las estaciones, los puntos rojos los sismos y las líneas negras la trayectoria de los rayos. Figura extraída de [Koulakov and Shapiro \(2015\)](#).

En una tomografía de tiempo de viaje de ondas de cuerpo se observan los tiempos de llegada de ondas P y S de algún sismo como un evento VT a una estación, además se considera un modelo inicial de referencia de velocidad. Si el modelo inicial fuera el correcto y describiera bien la zona, entonces los tiempos de viaje del modelo y los tiempos de viaje observados coincidirían (dentro del error de la elección de tiempos de viajes en los sismogramas); pero si en el trayecto de los rayos hubieran zonas con distintas estructuras, habría una diferencia entre estos tiempos, denominados residuales ( $t_{res} = \Delta t$ ).

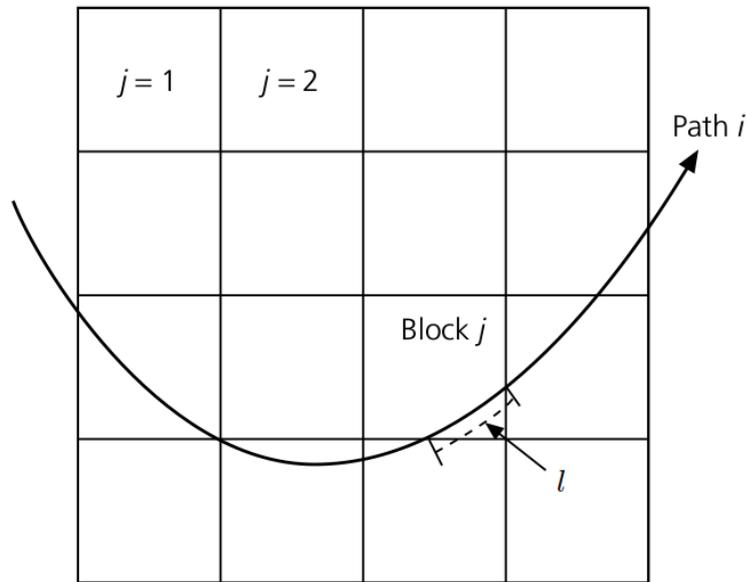
$$\Delta t = t_{obs} - t_{pred} \quad (3.5.1)$$

Residuales negativos significan que el modelo inicial debería tener velocidades más rápidas y residuales positivos indican que hay una estructura más lenta. Idealmente el modelo inicial de referencia debería ser lo suficientemente correcto para que la distribución de residuos esté aproximadamente alrededor de un promedio de cero. Los datos se pueden invertir para reconstruir un modelo que minimice los residuales, con el fin de identificar zonas anómalas de velocidad ([Lees, 2007](#)).

Para frecuencias lo suficientemente altas para la teoría de rayos, cada fase tiene un tiempo de viaje  $t$  dado por

$$t_{viaje} = \int_s \frac{ds}{v(s)} = \int_s u(s) ds \quad (3.5.2)$$

En donde el tiempo de viaje es afectado por el inverso de la velocidad, la lentitud  $u = \frac{1}{v}$  en el elemento de camino  $ds$ .



**Figura 3.5.2:** Geometría de una región siendo estudiada usando tomografía sísmica, parametrizada usando bloques  $j$  por los que pasan los rayos  $i$ . Figura adaptada de [Stein and Wysession \(2009\)](#).

Una perturbación en la lentitud  $\Delta u$  lo suficientemente pequeña para no cambiar significativamente la trayectoria del rayo causaría un cambio en el tiempo de viaje. Parametrizando el problema usando cuadrículas como lo indica la figura 3.5.2, para un bloque determinado la anomalía en la velocidad sería

$$\Delta u \simeq -\frac{\Delta v}{v^2} \quad (3.5.3)$$

Y el residual  $\Delta t$  entre el tiempo de viaje debido a la velocidad de referencia y la velocidad anómala que presenta un bloque  $j$  para un rayo de largo  $l$  es

$$\Delta t = l\Delta u = -\frac{l\Delta v}{v^2} \quad (3.5.4)$$

Entonces para un rayo el residual queda determinado por la suma de los cambios en el tiempo de viaje, positivos o negativos. Para el residual del rayo  $i$  que cruza  $M$  bloques se tiene que

$$\Delta t_i = \sum_{j=1}^M -\frac{l_{ij}\Delta v_j}{v_j^2} \quad (3.5.5)$$

En donde para un mismo bloque  $j$ ,  $l_{ij}$  es la distancia recorrida por el rayo  $i$  en este bloque,  $\Delta v_j$  la perturbación en la velocidad del bloque y  $v_j$  la velocidad otorgada por el modelo de referencia. La ecuación anterior también se puede escribir de la forma

$$\begin{aligned} \Delta t_i &= \sum_{j=1}^M \frac{-l_{ij}}{v_j} \left( \frac{\Delta v}{v} \right)_j \\ d_i &= \sum_{j=1}^M G_{ij} (m_j) \end{aligned} \quad (3.5.6)$$

que corresponde a la forma de la ecuación 3.3.1. En este caso particular el vector de datos  $d$  son los residuales  $\Delta t$  para  $N$  rayos,  $G$  son los tiempos de viaje de los rayos en cada bloque de acuerdo al modelo inicial y el vector del modelo  $m$  las perturbaciones porcentuales de la velocidad (si  $m = 0.1$  entonces la anomalía es 10% más rápida que la velocidad de referencia, o más lenta si el valor fuera negativo). Matricialmente se puede expresar como

$$\begin{pmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ \Delta t_3 \\ \vdots \\ \Delta t_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & G_{13} & \cdots & G_{1M} \\ 0 & G_{22} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ G_{N1} & G_{N2} & 0 & \cdots & G_{NM} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{pmatrix} \quad (3.5.7)$$

En donde varios valores de  $G_{ij}$  son 0 debido a que un mismo rayo va a pasar por una cantidad precisa de bloques, por lo que para solucionar el problema se resuelve mediante la implementación de mínimos cuadrados amortiguados. (Shearer, 2019) (Nolet, 2008) (Stein and Wysession, 2009).

Entonces a partir del uso de constantes de amortiguación en el modelo, la inversión tomográfica minimiza los residuos  $\sum \Delta t^2$  hasta un punto en donde agregar más complejidad al modelo no mejora los resultados de manera significativa.

# Capítulo 4

## Metodología

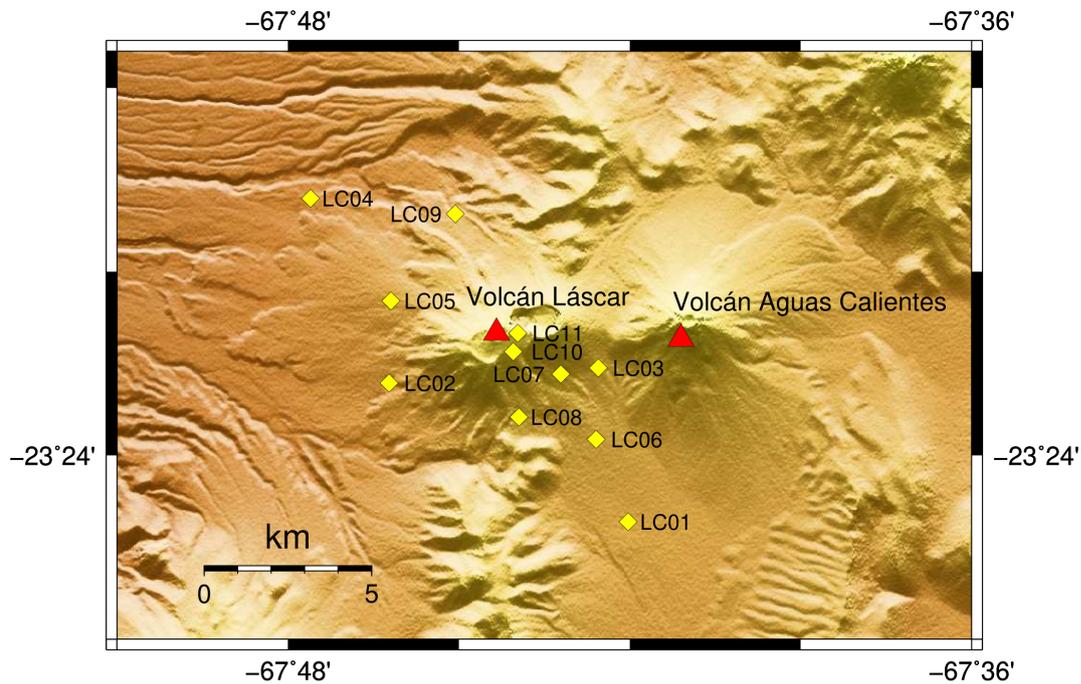
### 4.1. Datos

En el año 2018 un grupo de académicos de la Universidad Católica del Norte pertenecientes al Núcleo de Investigación de Riesgo Volcánico-Ckelar instaló en el volcán una red temporal compuesta por 11 estaciones sismológicas (figura 4.1.1) que realizaron mediciones no continuas entre el 3 de marzo y el 22 de octubre del mismo año (tabla 4.1.1).

La actividad sísmica del Láscar se vio incrementada desde marzo (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018a) hasta agosto, en donde la sismicidad decae y se considera que el volcán vuelve a estar estable (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018e).

Estación	Distancia al volcán [km]	Duración mediciones
LC01	6.9	3 de marzo - 15 de septiembre
LC02	3.5	3 de marzo - 4 de marzo
LC03	3.2	4 de marzo - 11 de agosto
LC04	6.8	3 de marzo - 21 de octubre
LC05	3.3	3 de marzo - 21 de octubre
LC06	4.4	4 de marzo - 21 de octubre
LC07	2.3	4 de marzo - 24 de julio
LC08	2.6	4 de marzo - 21 de octubre
LC09	3.8	5 de marzo - 22 de octubre
LC10	0.7	6 de marzo - 1 de agosto
LC11	0.6	6 de marzo - 6 de junio

**Cuadro 4.1.1:** Datos sobre las estaciones.



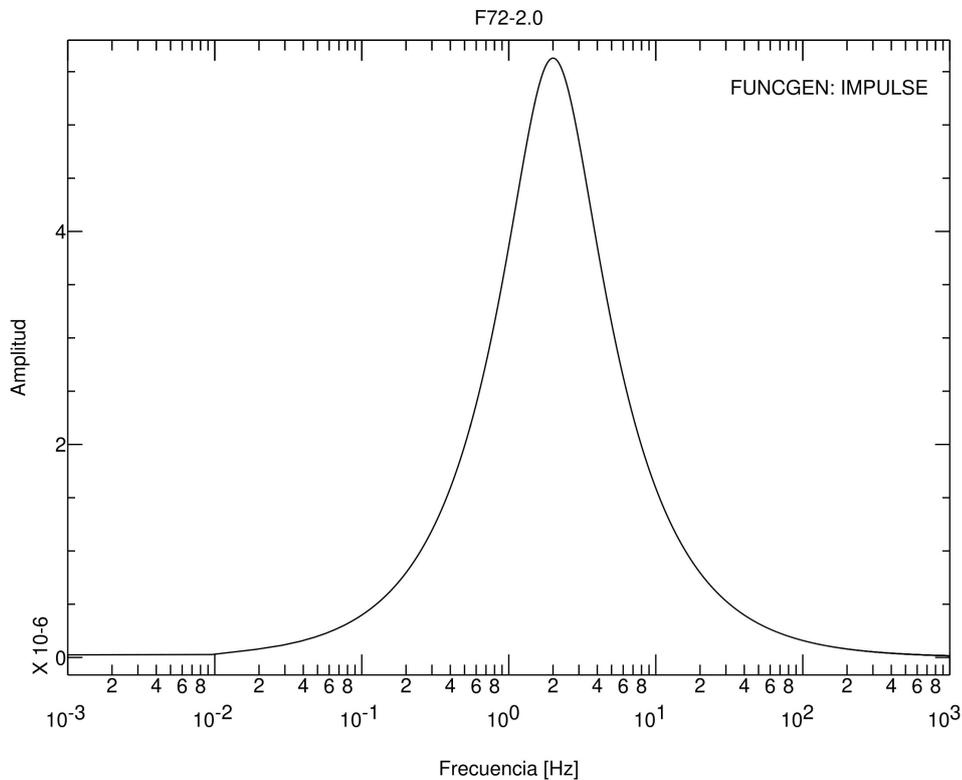
**Figura 4.1.1:** Red de sismómetros instalados alrededor el volcán indicados con rombos amarillos.

La geometría y distribución espacial de la red instalada sugiere que la realización de la tomografía será en un perfil con orientación NW-SE. Las estaciones más lejanas entre si, LC04 Y LC01, se encuentran a una distancia de  $\sim 13,6$  [km]. A cinco kilómetros al este del Láscar se encuentra el volcán Aguas Calientes o Simba (5924 m.s.n.m.), considerado inactivo.

La estación LC02 estuvo operativa solamente por 2 días y no registró información que pudiera ser útil, por lo que no será considerada como parte de la red y solo se usarán las 10 estaciones restantes.

Los eventos a utilizar ocurrieron entre los meses marzo y julio y una gran cantidad se encuentran concentrados en las 4 estaciones más centrales (LC03, LC07, LC10 y LC11).

Los sismómetros instalados corresponden al modelo F72-2.0 - IESE, que es un geófono triaxial que se instala en pozos poco profundos. Mide en un rango aproximado de 0,5 - 10 [Hz] (Figura 4.1.2) y los datos tienen una tasa de muestro de 200 [Hz].



**Figura 4.1.2:** Respuesta instrumental del geófono.

## 4.2. Picado de fases

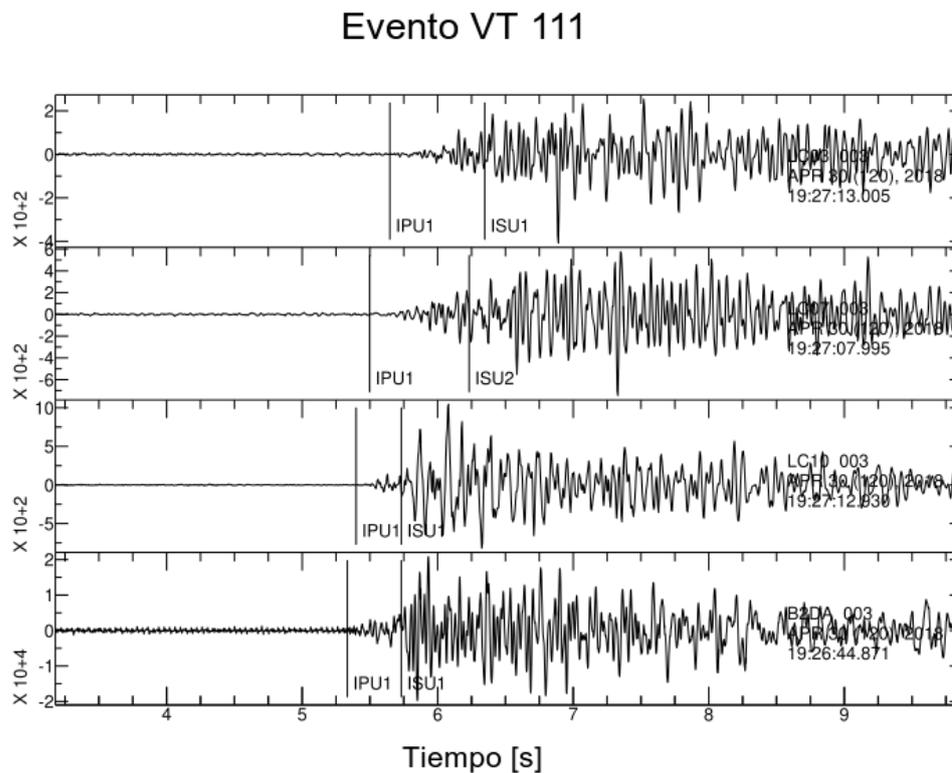
Para el picado de arribo de fases P y S, se usa el programa SAC (seismic analysis code) (Goldstein and Snoke, 2005). El catálogo de los eventos volcánico-tectónicos (VT) registrados en la red fue hecho y proporcionado por la Universidad Católica del Norte, con distinta claridad de las fases y cantidades de estaciones en las que se registraron. Se visualizan todos los VT y se crean nuevos sismogramas utilizando aquellos eventos que contengan al menos un claro arribo de ondas P en 4 estaciones y 1 de onda S considerando los tres componentes de cada estación sísmica. Las ondas se escogen manualmente desde los archivos sin filtrar, usando la componente vertical para la elección de la onda P y las componentes horizontales para la elección de la onda S; para cada estación los datos se cortan en una ventana de tiempo apropiada, luego se limpian las señales y se sincronizan los tiempos de inicio de las series de tiempo de los tres componentes existentes para finalmente guardar los archivos.

Junto a la fase registrada, se guarda también información sobre la calidad del pick, que se mide según la certeza que se tenga en tiempo sobre la identificación de la llegada de cada onda, especificada en la siguiente tabla.

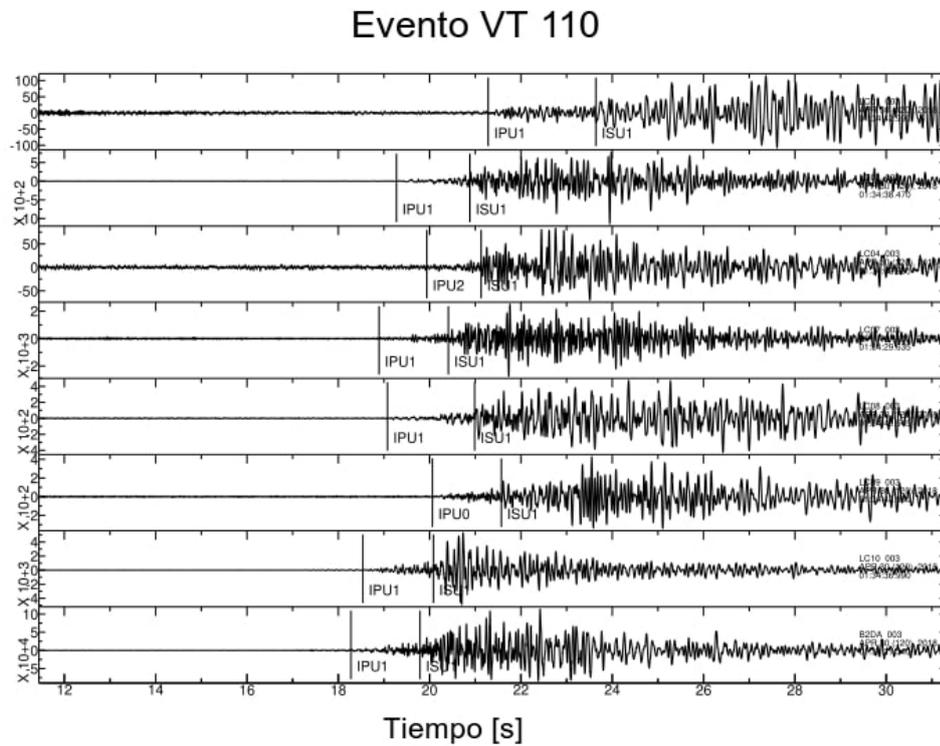
Calidad del pick	Error asociado [s]
0	<0.1
1	<0.2
2	<0.5
3	<1

**Cuadro 4.2.1:** Error asociado a la elección del pick

Las figuras 4.2.1 y 4.2.2 muestran dos ejemplos de los sismogramas creados y los picks seleccionados para distintas estaciones en las que los datos eran claros, graficados usando sólo la tercera componente de los datos.



**Figura 4.2.1:** Evento VT registrado en la componente vertical en 4 instrumentos.



**Figura 4.2.2:** Evento VT registrado en la componente vertical en 8 instrumentos.

Se registran un total de 201 eventos entre los meses marzo y julio, los cuales son localizados usando el programa HYPO71PC (Lee and Valdes, 1985) que considera la calidad del pick, la altura de las estaciones y un modelo inicial de velocidad vertical para la onda P. El modelo usado fue el modelo global ak135-f por Kennett et al. (1995) y la razón  $v_p/v_s = 1,78$ . El programa entregó solución para 189 sismos con los que se generó un catálogo con los resultados que contiene información sobre los hipocentros y los errores asociados a la localización.

### 4.3. Modelo unidimensional de velocidad

Para buscar el mejor modelo unidimensional de velocidades sísmicas para la zona se utiliza el programa VELEST (Kissling et al., 1994), diseñado para construir modelos de referencia para tomografía. La rutina necesita 4 inputs.

- archivo.sta
- archivo.mod

- archivo.cmn
- archivo.cnv

Que respectivamente corresponden a la información sobre las estaciones, los modelos de velocidad ( $V_p$  y  $V_s$ ), el archivo de control en donde van los parámetros de la inversión y los hipocentros de los sismos VT y la calidad asociada a cada pick.

El programa funciona con dos modos. El primero es el “modo simultáneo”, que usando todos los eventos se encontrará el modelo más adecuado. Luego con “modo evento único” se usará el modelo obtenido recientemente para relocalizar los eventos. Para ambos modos se resuelve el problema directo trazando los rayos por el modelo y se resuelve el problema inverso usando mínimos cuadrados amortiguados. Como el problema inverso no es lineal, éste se soluciona a través de iteraciones, siendo cada iteración la resolución de ambos modos. (Kissling et al., 1995)

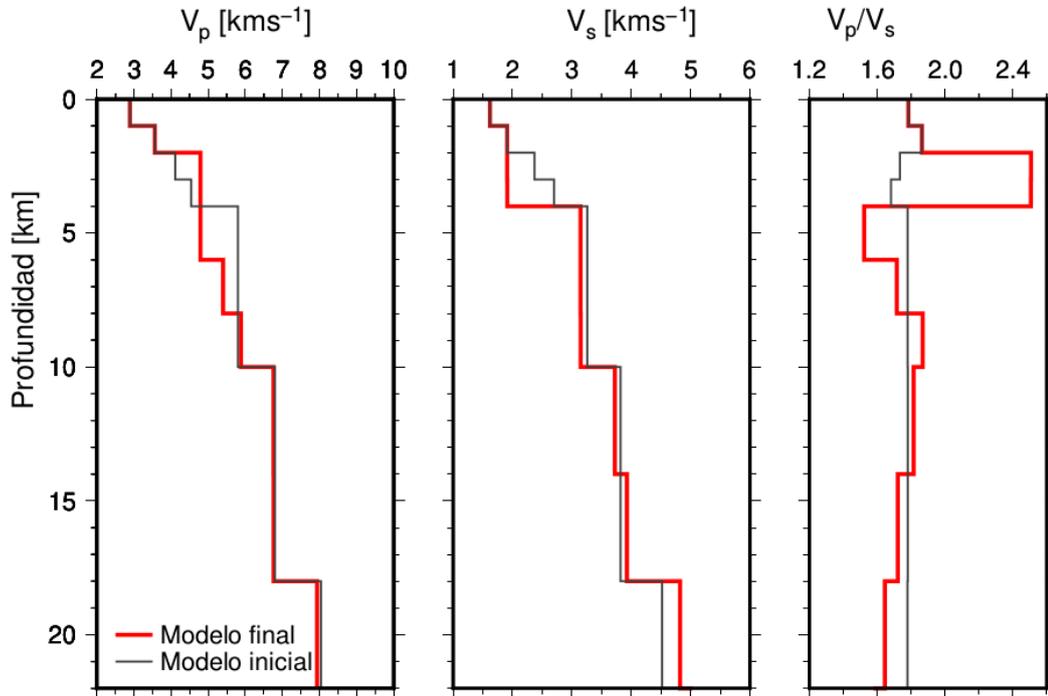
En este caso se realizaron 3 iteraciones, en las que en cada una se iban añadiendo restricciones a los eventos y rayos usados. Para la primera se usaron todos los eventos localizados inicialmente con HYPO71PC y luego se fueron añadiendo condiciones respecto a qué tan lejos está el evento de la red, usando el mayor ángulo entre el sismo y las estaciones en la que se registró (GAP), cuáles son los errores de la localización por evento (RMS) y qué tan altos son los residuales (3.5.1) de cada rayo. En la tabla 4.3.1 se pueden ver los valores para cada requerimiento de acuerdo a la iteración.

Nº iteración	GAP [°]	RMS [s]	Res P [s]	Res S [s]	Nº eventos
1	-	-	-	-	189
2	300	1.5	1.5	2	141
3	280	0.5	1	1	128

**Cuadro 4.3.1:** Condiciones de cada iteración

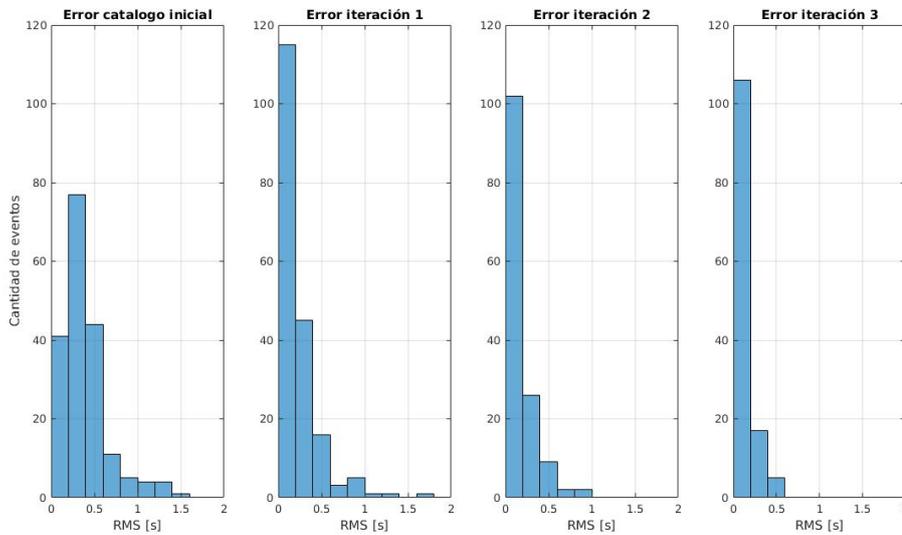
El modelo inicial de velocidad fue el de ak135 modificado en los primeros 4 kilómetros considerando los valores de velocidad de la roca andesita (Brocher, 2005); además se fijaron las primeras dos capas con el fin de evitar resultados incorrectos debido al efecto de los rayos aproximadamente verticales que cruzan en esta capa. La rutina entrega los modelos para la velocidad de onda P y S, con

los cuales es posible obtener  $v_p/v_s$  dividiendo ambas soluciones. Los resultados de los 3 modelos de están graficados en la figura 4.3.1.

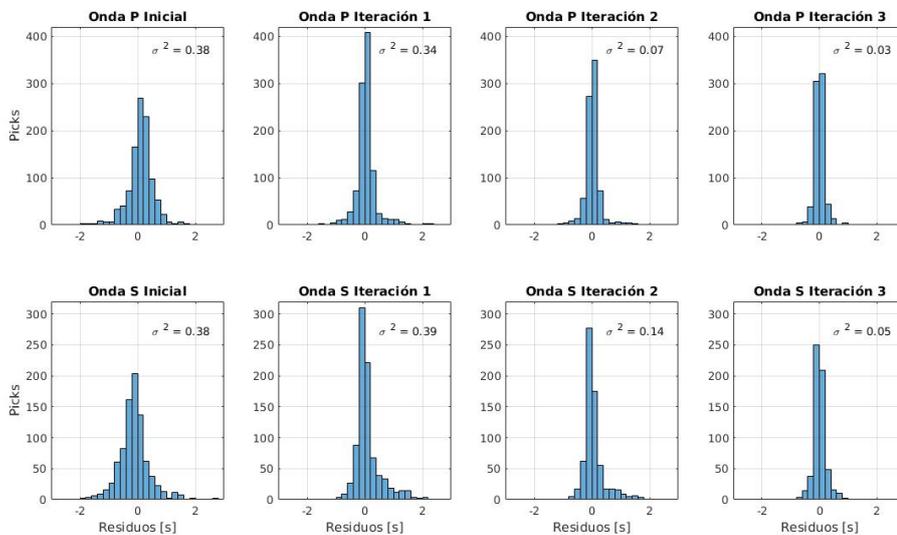


**Figura 4.3.1:** Modelo unidimensional obtenido con VELEST.

Con cada iteración se van minimizando el error (RMS) de cada evento (4.3.2) y los residuales en los tiempos de llegada de los rayos de ondas P y S en cada estación (figura 4.3.3).



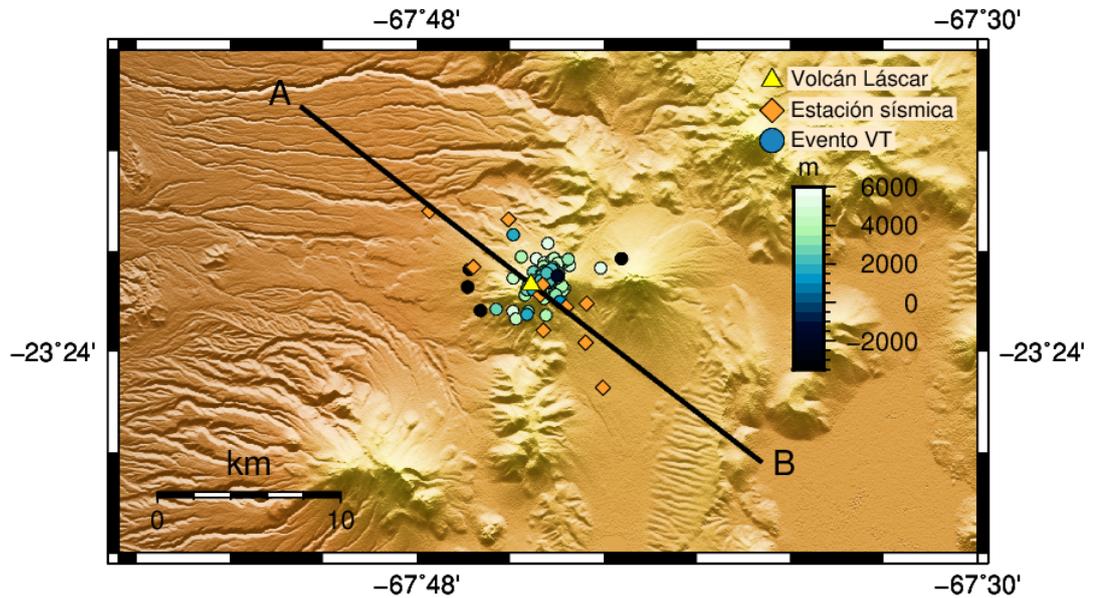
**Figura 4.3.2:** Disminución de los errores asociados a cada evento en cada iteración de VELEST.



**Figura 4.3.3:** Disminución los residuos de los rayos en cada iteración de VELEST.

## 4.4. Modelo bidimensional de velocidad

Mediante el ajuste de una recta que pasa por las 10 estaciones usadas se crea el perfil  $\overline{AB}$  para la tomografía 2D. La traza tiene una orientación de  $128^\circ$  con respecto al norte y pasa por la cima del Láscar.



**Figura 4.4.1:** Perfil para la tomografía con la localización final de los sismos usando VELEST. Los sismos están gráficos en tonos de azul, siendo los más claros aquellos que están más cerca de la superficie y más oscuros los que son profundos.

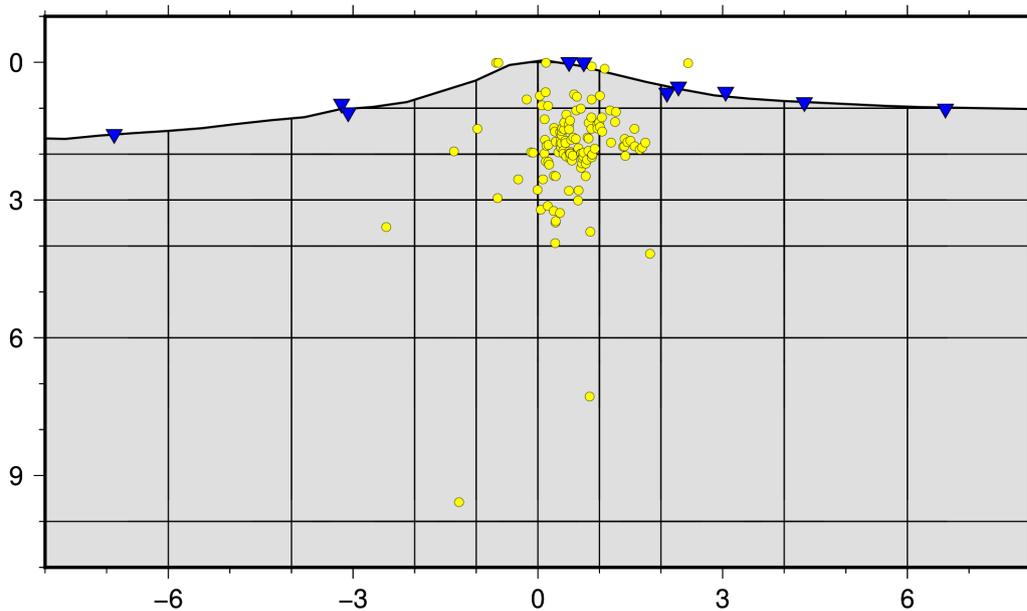
Para la inversión 2D, se usa el programa SIMUL2000 (Thurber and Eberhart-Phillips, 1999), que a diferencia de VELEST calcula un modelo de velocidad P y uno de velocidad  $v_p/v_s$  simultáneamente sin necesidad de dividirlos, invirtiendo  $t_s - t_p$  directamente. La rutina requiere 4 inputs análogos a los de la parte unidimensional, es decir, archivos sobre las estaciones, los nodos y el valor de la velocidad de acuerdo a los modelos, los parámetros usados y finalmente sobre los sismos y los tiempos de llegada.

- STNS
- MOD
- CNTL
- EQKS

La inversión se construye en torno a la recta de la figura 4.4.1 usando nodos para definir el contorno y las divisiones en el perfil vertical.

Eje	Nodos [km]
X	-66.0 -16.0 -6.0 -4.0 -2.0 -1.0 0.0 1.0 2.0 4.0 6.0 16.0 66.0
Y	-50.0 -10.0 10.0 50.0
Z	-20.0 -1.0 0.0 1.0 2.0 3.0 4.0 6.0 10.0 35.0 100.0

**Cuadro 4.4.1:** Nodos para la inversión



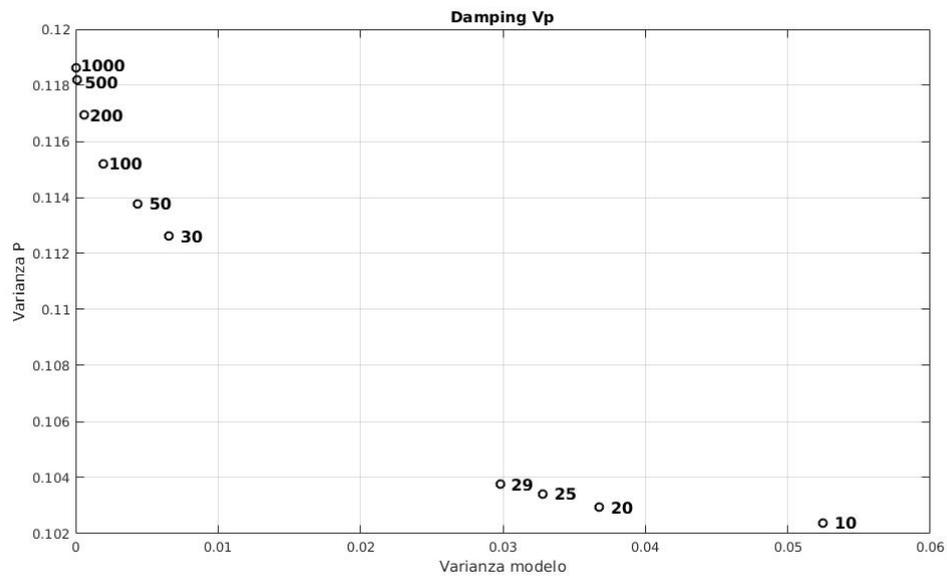
**Figura 4.4.2:** Grilla generada usando los nodos de la tabla 4.4.1. Los sismos de la figura 4.4.1 están proyectados en la recta AB.

Los cambios realizados al modelo serán en en plano XZ (figura 4.4.2), no se permiten variaciones en Y. La distancia mínima entre los nodos es de 1 [km] entre los 5 nodos centrales en el eje X y los 4 primeros en Z; en esta zona es donde se encuentra concentrada la mayor cantidad de sismos y, por lo tanto, rayos cruzando. Fuera de esta área se encuentran algunos eventos también aunque no son los suficientes para tener una adecuada cobertura de rayos por bloque necesaria para tener una buena resolución en la imagen resultante.

## 4.5. Modelo de velocidad P

SIMUL2000 es un programa que usa el método de mínimos cuadrados amortiguados para la obtención de las soluciones. Como se profundizó en la sección

3.3.2, al usar esta técnica se emplea un parámetro (damping) para controlar si se permiten más variaciones del modelo o de los datos a partir de la minimización de la combinación entre la norma de las perturbaciones del modelo y los residuos (ecuación 3.3.4). La elección del damping se obtiene construyendo una curva trade-off con distintos valores de prueba para buscar el valor óptimo (Evans et al., 1994).



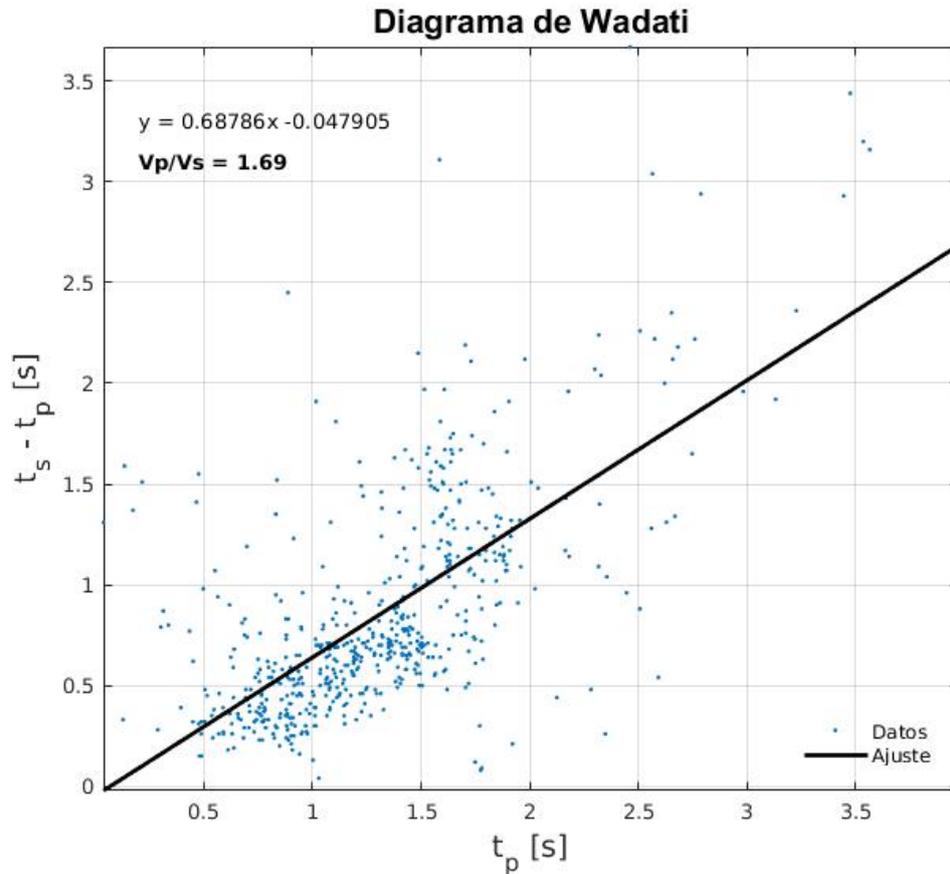
**Figura 4.5.1:** Valores de prueba para encontrar el valor óptimo del damping para el modelo de velocidad P.

Se realizan varias pruebas con valores desde 1000 a 1 para buscar el valor más conveniente, que es aquel que equilibra ambos términos, por lo que se usará 29 como damping para  $v_p$ . Para realizar la inversión se cuenta con 735 mediciones de tiempos de llegada de onda P de los 128 sismos usados.

## 4.6. Modelo de velocidad $v_p/v_s$

Para encontrar la razón  $v_p/v_s$  se usó como referencia el modelo unidimensional  $v_p/v_s$  obtenido con velest mostrado en la figura 4.3.1, que fue calculado mediante la división de ambos modelos por separado ( $v_p$  y  $v_s$ ). Sin embargo, no se obtuvieron resultados de la inversión al usar el programa SIMUL2000; probablemente debido a que al dividir los modelos se obtiene un resultado muy “extremo” e inadecuado. Por lo tanto se debió cambiar el procedimiento para poder obtener una solución.

Usando los datos de tiempos de llegada obtenidos hasta este punto se crea un diagrama de Wadati (sección 3.1.2.3) y se les ajusta una recta que será usada para buscar un valor de referencia para el modelo.

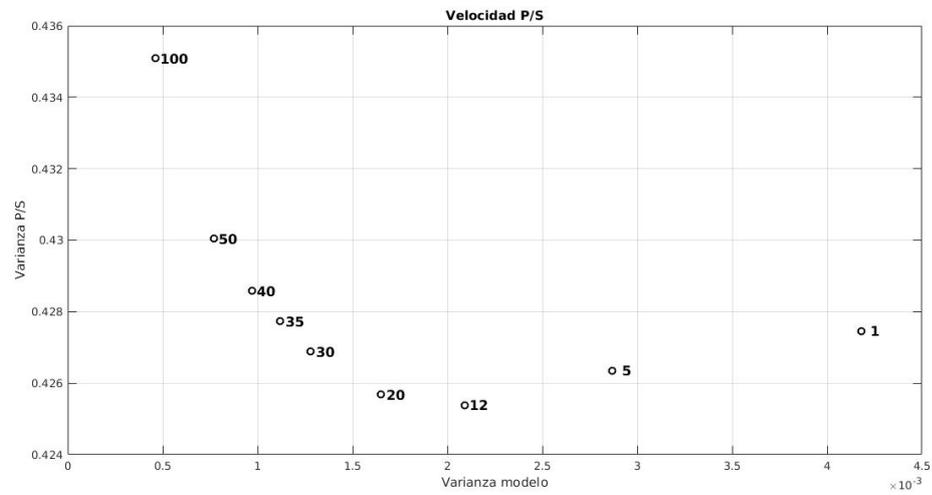


**Figura 4.6.1:** Valor empírico de la razón  $v_p/v_s$ .

Del diagrama de Wadati se obtiene una pendiente = 0,69, entonces se usará  $v_p/v_s = 1,69$  como modelo inicial de referencia para conseguir que la rutina genere iteraciones y resultados.

Con el fin de evitar resultados e interpretaciones incorrectas, se fijan los valores de referencia para aquellos nodos que están fuera de la zona de cobertura de los rayos. Estos nodos corresponden a los que se encuentran a los costados de la grilla en donde los rayos pasarían solo para llegar a una sola estación.

En este caso se cuenta con 586 datos de  $t_s - t_p$ . Al igual que para el modelo anterior se crea una curva para la elección del damping, escogiéndose el valor 35.



**Figura 4.6.2:** Valores de prueba para encontrar el valor óptimo del damping para la tasa  $v_p/v_s$ .

# Capítulo 5

## Resultados

### 5.1. Resultados estructura de velocidad de Onda P

Con respecto a la velocidad P, se pueden encontrar cuatro zonas anómalas (figuras 5.1.1 y 5.1.2). En ambos costados del edificio se pueden observar que hay zonas someras de baja velocidad de onda P. En el lado de la izquierda las dimensiones de esta área son menores en comparación a la de la derecha que es bastante extensa, incluso en áreas donde a simple vista se puede ver que no llega una suficiente cantidad de rayos para poder afirmar que el tamaño de esta área sea efectivamente así de amplio.

Las áreas de alta velocidad P arrojadas por la inversión son dos. Una de un área pequeña alrededor de un solo nodo entre 3 y 4 [km] de profundidad desde el cráter en el lado derecho de la figura, fuera de la zona de mayor cobertura de rayos. La anomalía al centro es la más grande, con un ancho de  $\approx 3$  [km] y se extiende por casi toda la cima del volcán hasta profundidades en las que la resolución se pierde; acompañada junto al área de baja velocidad de la derecha que también está extendida hacia abajo.

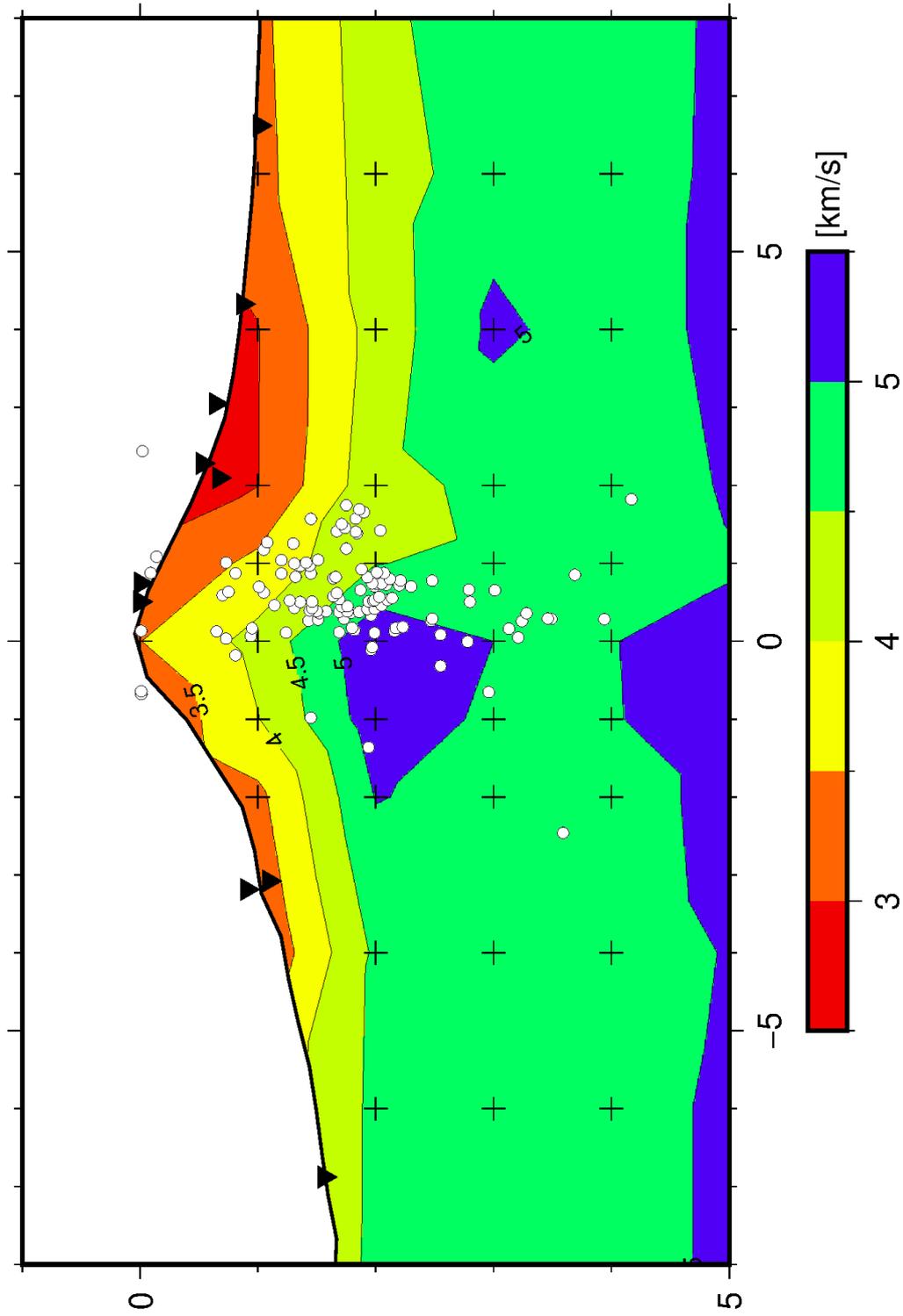


Figura 5.1.1: Modelo de velocidades para la onda P.

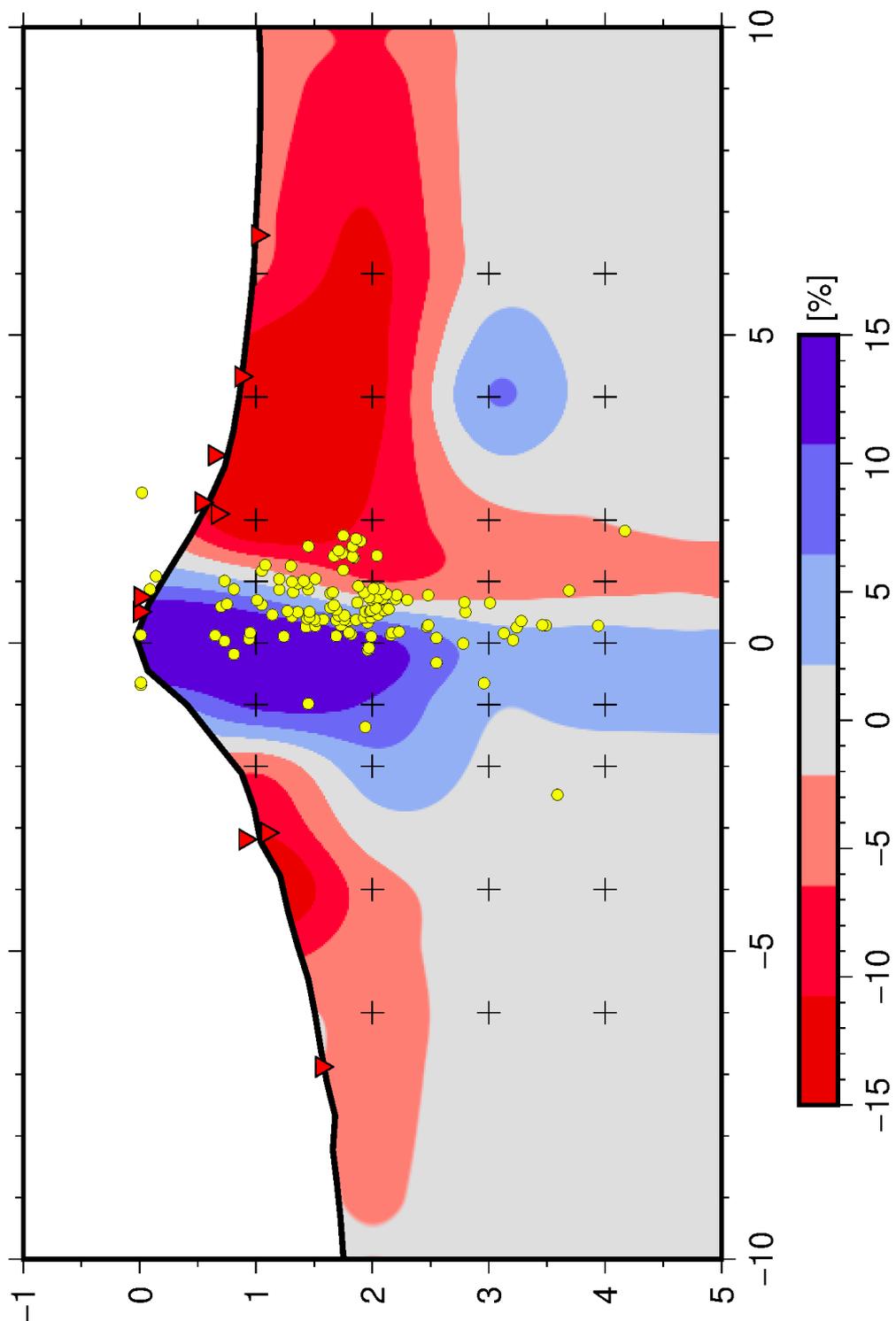


Figura 5.1.2: Variaciones porcentuales de las velocidades P.

## 5.2. Resultados variaciones de la razón $v_p/v_s$ .

Sobre la tasa  $v_p/v_s$  (figura 5.3.1), como resultado se obtiene una zona de alto  $v_p/v_s$  en la superficie que se extiende por aproximadamente 2 [km] y que comienza a una distancia de 2 [km] del cráter hacia la izquierda del perfil. También se observa otro lugar de alto  $v_p/v_s$  que si bien se extiende en casi toda una columna, es más amplia (y más rápida) alrededor de los 3 [km] de profundidad.

Los lugares de bajo  $v_p/v_s$  se encuentran a los costados de la columna de alto  $v_p/v_s$ . La primera se encuentra entre las dos zonas de alto  $v_p/v_s$  y se extiende desde el lado izquierdo de la cima hasta casi los 4 [km] de profundidad y su extensión máxima es de 4 [km] horizontalmente. La segunda zona está el costado derecho hasta los 3 [km] de profundidad y es menor en dimensiones a la primera.

## 5.3. Distribución de la sismicidad

La distribución de la localización final de los hipocentros coincide en gran parte con el área central de alto  $v_p/v_s$ . Distribuidos principalmente entre los primeros 4 [km] de profundidad del volcán. Además de un cluster somero entre 1-2.5 [km] de profundidad donde pareciera concentrarse la actividad sísmica.

De acuerdo a la localización entregada por el programa, se documentan 4 “airquakes”; esto es porque la localización de sismos podría ocurrir en cualquier parte bajo los 5506 [m] de altitud, debido a que esa es la altura de la estación es más elevada y no se pusieron limitaciones que consideraran la topografía. Por la ínfima cantidad de sismos fuera de los límites reales se decidió dejar este resultado sin modificaciones.

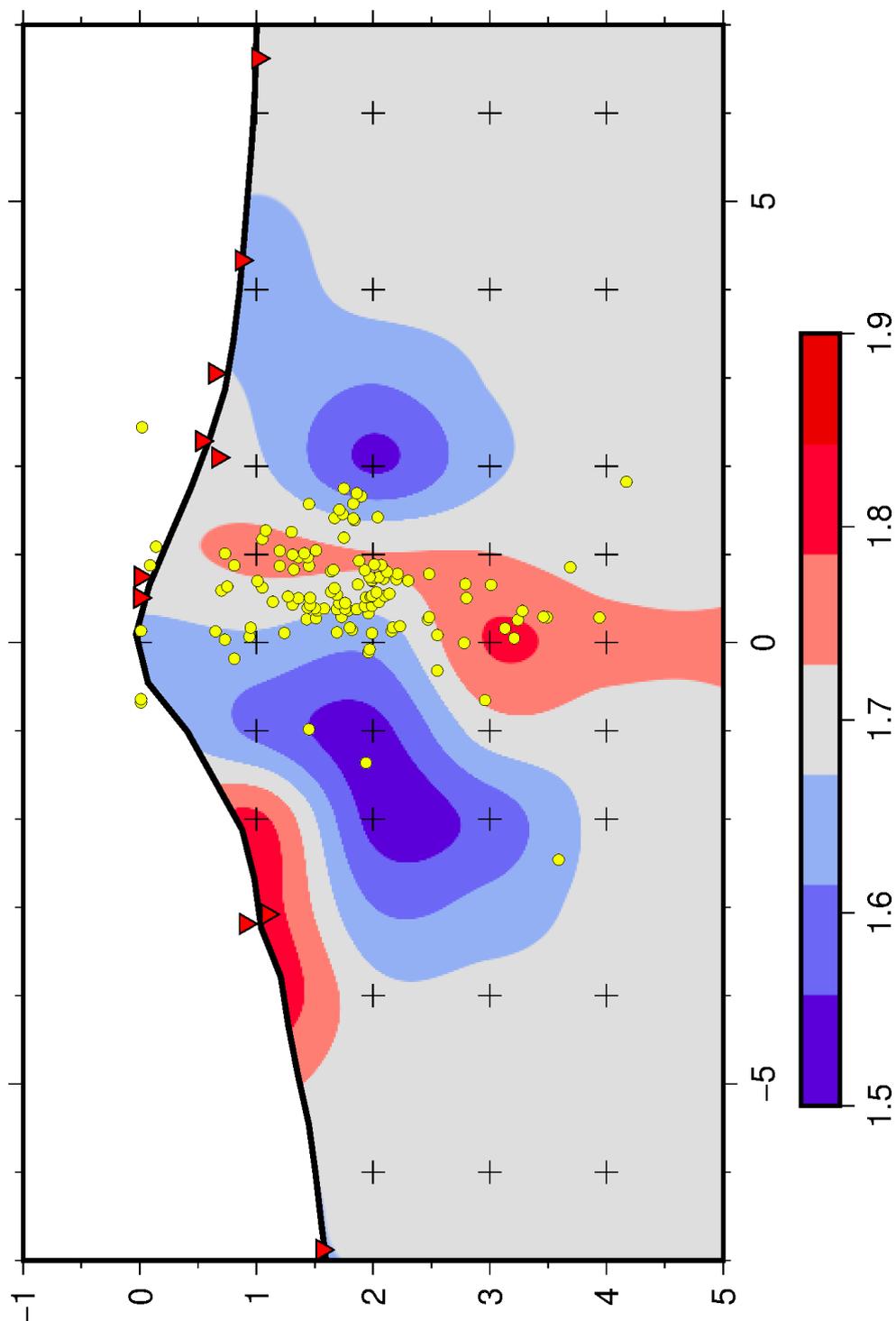
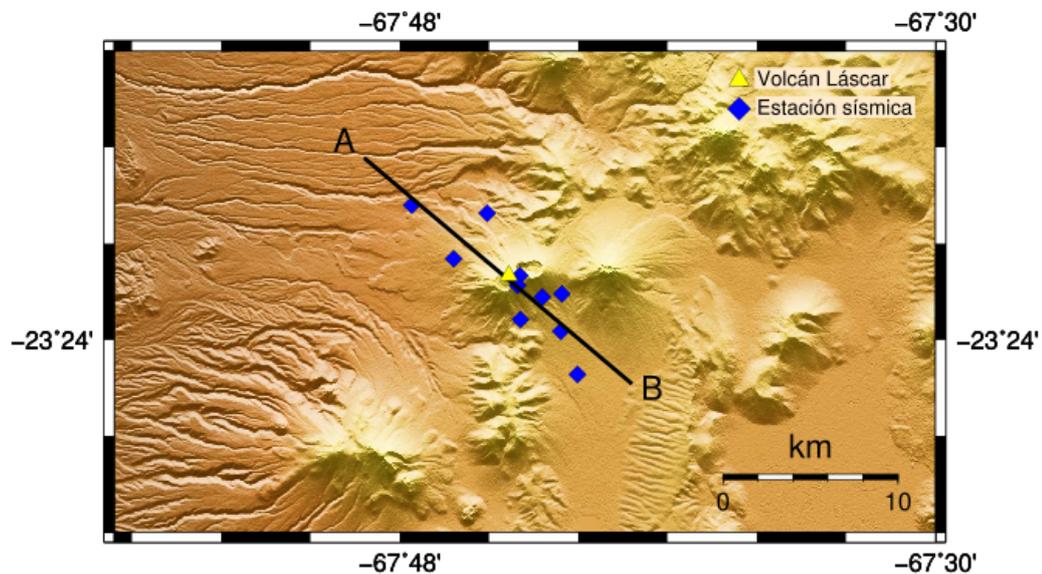


Figura 5.3.1: Modelo de velocidades para la razón  $v_p/v_s$ .

## Capítulo 6

### Discusión

#### 6.1. Geometría de la red de estaciones



**Figura 6.1.1:** Estaciones usadas y la recta que se ajustó a ellas para la creación del perfil.

Un ajuste polinomial de primer orden basta para tener un ajuste apropiado a la red. Como se puede ver en la figura anterior, las estaciones presentan una simetría en torno a la recta obtenida, lo que podría conllevar algunos problemas a la hora de obtener resultados usando esta red; precisamente con la localización de

los sismos.

Como fue explicado en la sección 3.4, para la localización de sismos se usa la minimización de los residuos de los tiempo de arribo hasta encontrar un hipocentro. Cuando se tiene una red lineal, para un mismo evento con sus respectivos tiempos de llegada por estación, se pueden tener varias soluciones en un arco perpendicular a la recta que va a disminuir los residuos de la localización de igual manera; por lo que es preferible evitar simetrías. En este la caso, la red cuenta con un ancho suficiente perpendicular al perfil para suavizar este problema.

La distribución de la red imposibilita la obtención de un modelo tridimensional de velocidad para el volcán, que puede entregar más detalles que permitan mejores conclusiones con respecto a las estructuras y sus dimensiones. La implementación de una red más densa y de una distribución más amplia en la región del Láscar eliminaría la posibilidad de errores atribuidos a la simetría de la red y haría posible un modelo en tres dimensiones.

Para mejorar la tomografía se sugiere el uso de una red más densa y con una distribución que permita resultados en 3 dimensiones, por ejemplo al NE o al SW del perfil para además mejorar la precisión de la localización; con instrumentos que registren las ondas con mejor detalle para que sea posible usar una mayor cantidad de sismos VT ya que con la red actual solo con un pequeño porcentaje de los eventos se lograba una rigurosa identificación de ambas fases; además de ser las estaciones más centrales aquellas que registraban mejor, lo que hace que la cantidad de rayos sea mayor en el centro y disminuya la resolución hacia los extremos del perfil.

## **6.2. Tomografías en volcanes activos de similar composición**

Los volcanes activos son una estructura geológica con numerosos estudios de tomografías de ondas de cuerpo de sismos locales en los que se suelen encontrar zonas con variaciones de altas y bajas velocidades sísmicas. En la región de Sudamérica, los estudios existentes son relativamente pocos si se compara con otras partes del mundo; esto puede ser por el costo que tiene una red de estaciones y lo remoto que pueden ser algunos lugares (Lees, 2007).

### 6.2.1. Zona volcánica norte

El volcán Tungurahua en Ecuador es un estratovolcán andesítico-dacítico investigado por [Molina et al. \(2005\)](#). En la tomografía se encuentran tres zonas de alta velocidad de onda P; una sobre la base central del volcán bajo los hipocentros localizados, que fue interpretada como la zona de origen de recarga del suministro de magma al sistema de conductos someros y las otras dos zonas ubicadas en los flancos noroeste y sur del cono fueron explicadas como restos del conducto volcánico y sistemas de diques. Con excepción de estas tres zonas, el edificio volcánico está compuesto por materiales de baja velocidad de onda P hasta una profundidad de 2 km sobre el nivel del mar, que se relacionan con los depósitos jóvenes pocos consolidados producto de erupciones y material volcánico más antiguo altamente fracturado y alterado.

Otro volcán que ha sido estudiado en Sudamérica es el Nevado del Ruiz en Colombia, a unos 800 km al NNE del Tungurahua en el mismo arco volcánico, compuesto también por lavas andesíticas y dacíticas. Se encontraron tres zonas de baja velocidad P y baja velocidad S, asociadas las tres a fuentes de calor ([Londoño and Sudo, 2003](#)). En los primeros 5 [km] del volcán se observa una zona de alto  $v_p$  y  $v_s$ . En la parte más superficial (0-2 [km]) con un bajo  $v_p/v_s$ , asociado por los autores a un sistema geotérmico dominado por vapor. Y el área de alto  $v_p/v_s$  (2-10 [km]) fue interpretada como un cuerpo intrusivo de origen magmático con fundido parcial. Luego de esta investigación se realizaron 4 tomografías más, obteniéndose una tomografía en 4D del Nevado del Ruiz entre el periodo 2000-2016 dividida entre 5 periodos de tiempo que mostró la presencia de un nuevo pulso de magma en el sistema volcánico caracterizado por un alto  $v_p/v_s$  ([Londoño and Kumagai, 2018](#)).

### 6.2.2. Asia

En el caso de Monte Asama, un volcán compuesto en Japón, se encontró una zona de alta velocidad P que coincide con una zona de diques formada por magma solidificado de erupciones previas ya que el magma al enfriarse lentamente se vuelve denso y de alta velocidad P, además la zona de diques está delimitada por la sismicidad ocurrida durante una erupción del volcán en el año 2004 ([Aoki et al., 2009](#)). El resultado es inferido complementando con estudios de magnetotelúrica,

gravimetría, deformación del suelo y localizaciones precisas de sismos.

### 6.2.3. Norteamérica

En el arco volcánico Aleutiano en Alaska, para el monte Redoubt [Benz et al. \(1996\)](#) halló una región entre los 2 y los 7 [km] de profundidad de bajo  $v_p/v_s$  y alta  $v_s$  asociada a un "plexo magmático". Además se halló una estructura de bajas velocidades en forma de tubería de aproximadamente 1 [km] de diámetro de una profundidad de 1 a 6 [km] desde el nivel del mar que fue explicada como una zona altamente fracturada que actúa como conducto por donde pasan fluidos magmáticos; en esta zona es donde hay elevada ocurrencia de eventos VT, que es explicada por la interacción entre el magma y cambios termales con la zona de roca fría. A los costados de este conducto se encuentran zonas anómalas de  $v_p$  y  $v_s$ , las altas velocidades p y s fueron interpretadas como diques y sills solidificados y las bajas velocidades como caminos de migración de magma. [Kasatkina et al. \(2014\)](#) en un estudio más reciente, analizó las diferencias entre tomografías realizadas con datos de antes y después de una erupción ocurrida en el volcán en marzo del 2009. Velocidades de onda P más altas fueron vistas bajo la cima en ambos escenarios, asociadas a la roca consolidada acumulada por miles de años de erupciones del volcán. Para el modelo de velocidad S los resultados obtenidos previo a la erupción fueron velocidades altas y valores normales de  $v_p/v_s$  en la cima, que fue relacionado con una ausencia de fluidos en la roca; en el caso posterior las velocidades S eran bajas y en consecuencia la razón  $v_p/v_s$  presentó valores hasta 2.2, atribuyéndolo la migración de fluidos hacia la superficie producto de la erupción que quedaron presentes en la roca.

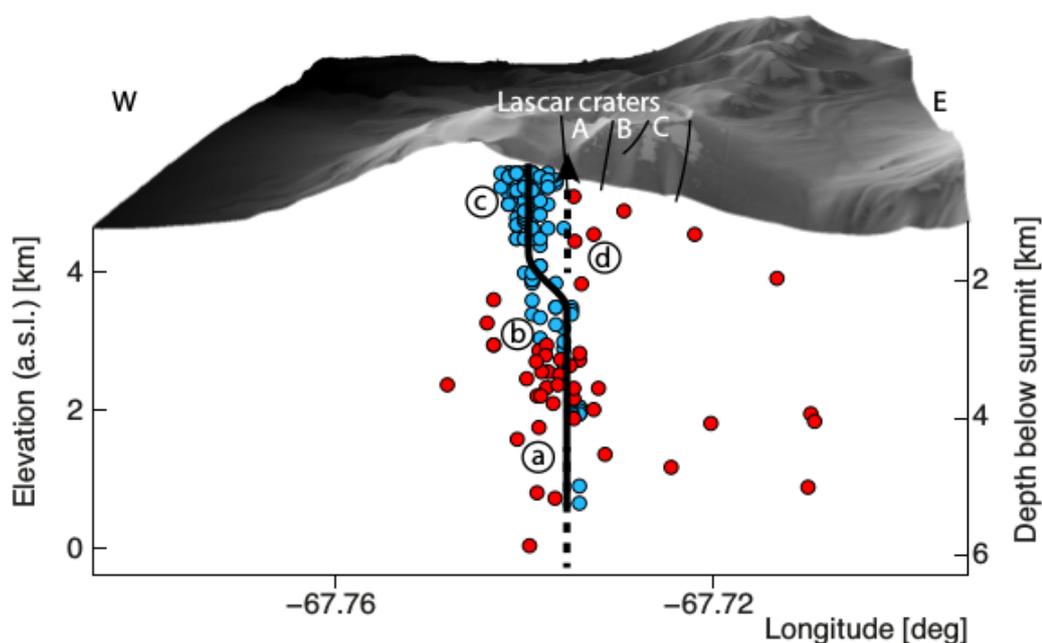
En la cordillera de las Cascadas, el monte Santa Helena también ha sido estudiado mediante tomografía sísmica de onda P posterior a la famosa erupción de 1980. El modelo propuesto según los resultados de [Lees \(1992\)](#) son un reservorio somero de magma entre 3.5 y 6 [km] de profundidad evidenciado por una zona de bajas velocidades que sobre ella tiene una zona parecida a un conducto que cercano a la superficie (<1.5 [km]) tiene una velocidad más alta atribuida a magma ya solidificado. Además se encontró una zona de alta velocidad entre los 6 y 9 [km] interpretada como un tapón de magma solidificado en donde ocurre mayoritariamente la sismicidad bajo el reservorio. La tomografía entrega más resultados pero por poca cobertura de rayos en la grilla estos no son considerados

confiables.

## 6.3. Estudios geofísicos en la región

### 6.3.1. Sismología

En la investigación de Gaete et al. (2019), se localizó sismicidad tipo VT y de largo periodo (LP) entre los años 2013-2015, entre las dos últimas erupciones del volcán. La sismicidad fue localizada en una estructura con forma de conducto vertical (figura 6.3.1); la mayor cantidad de sismos encontrados fue de tipo LP, ubicados principalmente en la parte superior de este conducto. La sismicidad de tipo VT estaba concentrada entre los 3-4 [km] de profundidad desde el cráter.



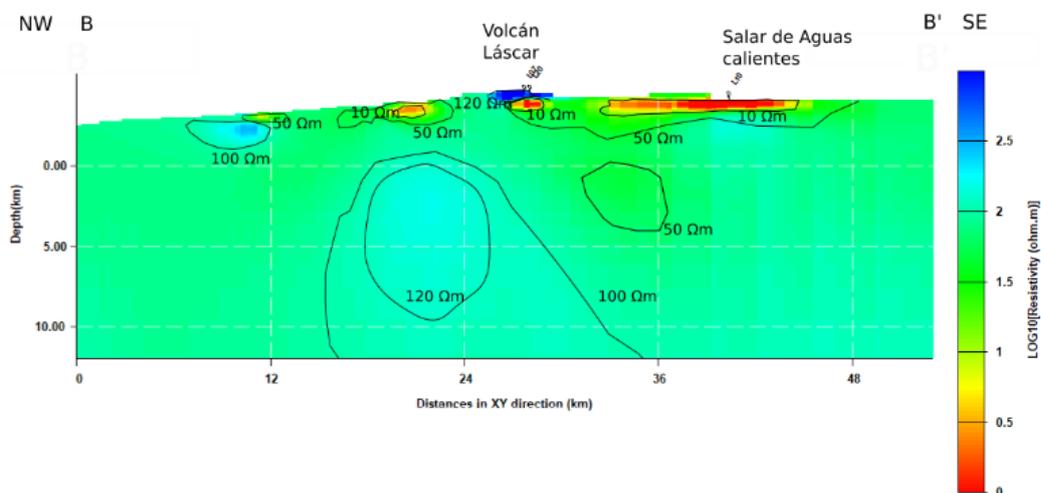
**Figura 6.3.1:** Localización de la sismicidad según Gaete et al. (2019).

Los autores sugieren que la actividad precursora a la erupción del 2015 comenzó con la sismicidad VT a mayor profundidad en el conducto debido a la acumulación de stress en la zona y que luego en las partes más someras el incremento inusual de sismos LP durante 10 meses seguido de 2 meses de actividad a una menor tasa previo a la erupción indica la inestabilidad del sistema. No se observa evidencia de una cámara magmática, por lo que se propone que la

actividad está dominada por la presurización del sistema hidrotermal del volcán evidenciado por estudios de magnetotelúrica.

### 6.3.2. Magnetotelúrica

En el Láscaar se han realizado estudios de magnetotelúrica. Pérez Gutiérrez (2020) encontró muy cerca del edificio volcánico una capa de alta resistividad sobre otra de alta conductividad, que es atribuida al sistema hidrotermal del Láscaar, al encontrarse este tipo de anomalía en otras zonas con pendientes empinadas como lo es la ladera del volcán. No se encuentra evidencia de un reservorio magmático ni ninguna otra anomalía dentro de las dimensiones de esta tomografía, sin embargo, puede ser útil saber que se encuentran dos zonas anómalas bajo los 5 [km] de profundidad, una de alta conductividad y otra de alta resistividad que son interpretadas respectivamente como zona de migración de fluidos/magma y reservorio cristalizado; sin evidencia de conexión con el cráter.



**Figura 6.3.2:** Resultados de magnetotelúrica de Pérez Gutiérrez (2020) en perfil similar al de este estudio.

Similares resultados fueron obtenidos en un estudio anterior de magnetotelúrica Díaz et al. (2012), en donde se encontró una capa de alta conductividad que fue asociada al sistema hidrotermal. Las imágenes tomográficas obtenidas en esta tesis están hechas en una escala más fina, por lo que una comparación directa es difícil de hacer.

### 6.3.3. Geodesia

No se observa deformación significativa durante el periodo de recopilación de datos de acuerdo a la información de desplazamientos entregada por las estaciones GPS ubicadas en el volcán (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018a,b,c,d).

### 6.3.4. Geoquímica

El análisis químico de las fumarolas del volcán en 3 periodos (noviembre 2002, mayo 2005 y octubre 2006) mostró presencia de componentes de origen magmático en el los gases provenientes desde el fondo del cráter. Desde el borde oeste del cráter las emisiones muestran influencia de un sistema hidrotermal-meteórico. La evolución temporal de la composición de los gases muestra una disminución de la influencia de componentes magmáticos y por lo tanto un aumento de la importancia del sistema hidrotermal (Tassi et al., 2009).

Con estos resultados se plantea un modelo para el sistema de circulación de fluidos del Láscar, que considera fluidos magmáticos en el centro del cráter y fluidos hidrotermales hacia los extremos.

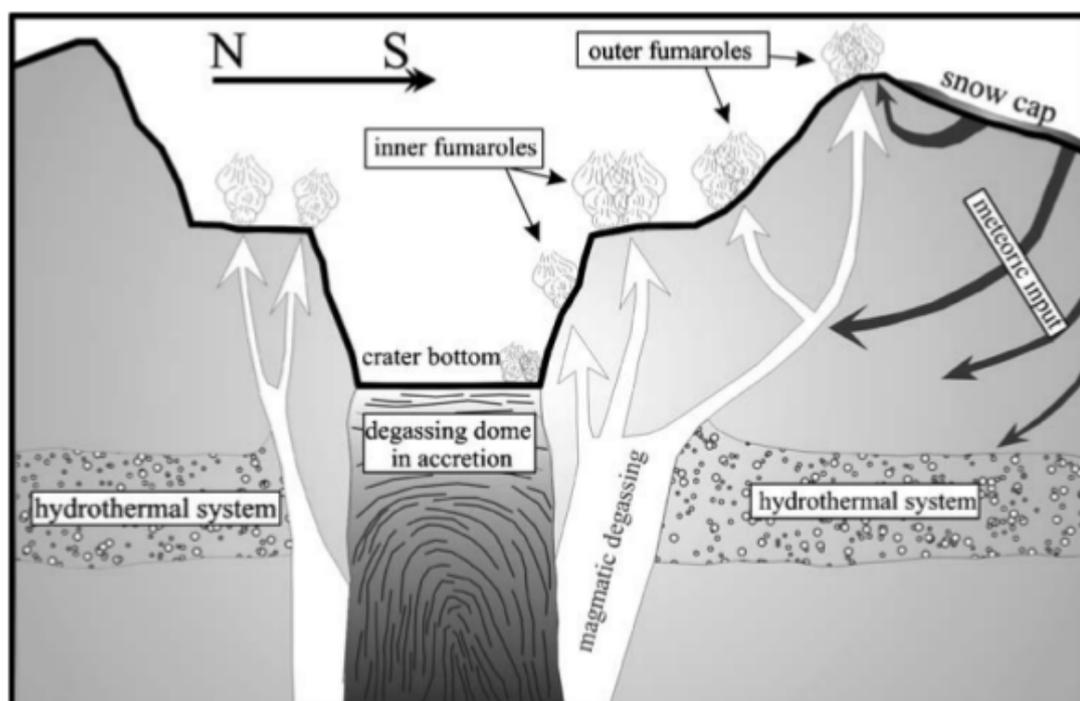


Figura 6.3.3: Modelo conceptual geoquímico. Extraído de Tassi et al. (2009)

Menard et al. (2014) estudiando la composición de los gases entre el 2009 y el 2012 identificó dos fuentes de desgasificación: un reservorio mágnico profundo y un sistema hidrotermal somero.

## 6.4. Estructura del Lászar

Por las distribuciones de los eventos y de las estaciones sísmicas no es posible una buena cobertura de rayos en todos los bloques del perfil. Para esta tesis se tomarán en cuenta los resultados en los bloques por donde los rayos tienen al menos 3 posibles estaciones receptoras, que vendrían siendo aquellos cuyos nodos están a una distancia de 1 [km] correspondientes a la cuadrícula central de 5x5. Para conocer las limitaciones reales del modelo de manera más exacta en los exteriores es recomendable la realización de un test de resolución.

### 6.4.1. Modelo conceptual propuesto

La figura 7.0.1 muestra un esquema basado en lo discutido en esta sección. Los datos usados para esta tomografía son correspondientes de marzo a julio del 2018. La última erupción del Lászar a la fecha fue el año 2015 (sección 2.2.3), desde entonces ha presentado continuamente sismicidad y actividad superficial.

Un aumento en la presencia de fluido (o fundido) afecta más a la velocidad S que a  $v_p$ , ocasionando que disminuya su valor (sección 3.1.2.2); provocando un aumento de la tasa  $v_p/v_s$ . Por lo que se sugiere que hay un conducto con alta presencia de fluido presente en el volcán en la zona de alto  $v_p/v_s$ . De acuerdo a múltiples informes de SERNAGEOMIN (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2018a) cuando la incandescencia se ausenta aumenta la sismicidad del volcán de tipo VT y de largo periodo de tipo tornillo<sup>1</sup>, sugiriendo que la sismicidad está causada por tapones someros generados en la misma columna. Este mismo tipo de actividad fue reportada en las últimas dos erupciones freáticas el año 2013 y 2015, generadas por la interacción de vapor con la roca sin el requerimiento de magma. Se propone que este conducto sea el principal del volcán y que para el periodo estudiado tenga una alta presencia de fluidos provenientes de una cámara mágnica que no está

---

<sup>1</sup>Los eventos tipos tornillo, llamados así por su forma en el sismograma, son un tipo de sismos de baja frecuencia (LP) (1-3 [Hz]) asociados a resonancia de fluidos en conductos del volcán (Wassermann, 2012).

presente en las dimensiones de este estudio y el sistema hidrotermal evidenciado en las investigaciones previamente mencionadas.

El fluido presente en el conducto puede ser el responsable de la sismicidad VT que se encuentra localizada en mayor parte en esta columna, al elevar la temperatura y fundiendo parcialmente la roca generando el tapón en donde se rompe la roca y causa la ausencia de incandescencia reportada. Se propone una zona altamente fracturada en la transición entre la zona de alto  $v_p/v_s$  y el entorno de bajo  $v_p/v_s$  a los alrededores del conducto.

Al costado izquierdo del conducto se encuentra un área de bajo  $v_p/v_s$  y alto  $v_p$ , cercano al centro del edificio. Esto puede estar causado por enfriamiento y solidificación del magma como se ha postulado en otros volcanes. Este material rígido puede ser resultado de remanentes de un conducto o intrusión en el cono oeste, denominado cono extinto por la falta de actividad de éste en épocas recientes (Gardeweg et al., 1998).

En cambio el bajo  $v_p$  hacia el lado derecho que incluye en parte la columna descrita, puede ser explicado por un sistema hidrotermal dominado por vapor como se ha hallado en otros estudios. Los valores bajos de  $v_p$  en la zona superficial puede ser interpretada como un reflejo de la topografía al ser estratos pocos consolidados de erupciones anteriores.

# Capítulo 7

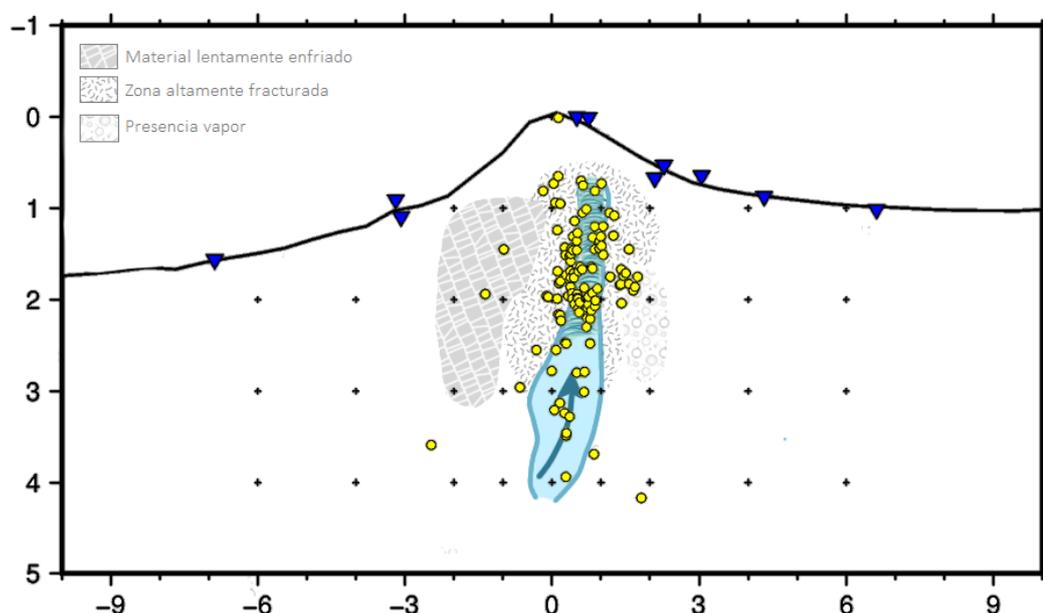
## Conclusión

La tomografía es una técnica que ayuda a comprender de mejor manera el comportamiento y la estructura interna de los volcanes. Al complementarse con otros tipos de datos geofísicos se pueden aceptar con mayor evidencia las hipótesis que se tengan sobre los procesos volcánicos, pudiendo incluso ser observados a través del tiempo a través de varias tomografías (Londoño and Kumagai, 2018; Koulakov and Vargas, 2018; Vargas et al., 2017).

La obtención de un modelo de velocidad es un resultado útil al poder emplearse en la localización de sismos provenientes del volcán de manera más precisa durante periodos de una mayor actividad sísmica que suele ser precursora de erupciones, para así poder tener un panorama más claro durante la actividad.

El Láscar, como muchos de los volcanes de su tipo, presenta zonas anómalas de velocidad. La interpretación conjunta de variaciones de velocidad P y la razón  $v_p/v_s$  es muy útil para poder sacar conclusiones. En este caso se propone el modelo esquematizado en la figura 7.0.1 que comprende un área de 5 [km] de profundidad y 5 [km] de ancho. La principal característica es la existencia de una zona de alto  $v_p/v_s$  que contiene en gran parte la sismicidad VT encontrada, interpretada como un conducto lleno de fluidos volcánicos con presencia de fundido que al obstruirse propicia la ruptura de roca que genera los eventos VT. Este conducto estaría rodeado por una zona altamente fracturada producto del paso constante de fluidos. La columna está rodeada por roca de similares valores  $v_p/v_s$  pero de diferentes porcentajes de variación de velocidad p, el que está en la izquierda del conducto presenta velocidades mayores relacionado al un enfriamiento lento

de magma asociado al cono oeste que no ha presentado actividad en el registro histórico y a la derecha se observan velocidades  $p$  menores relacionadas a presencia de gases relacionados al sistema hidrotermal. No se encuentra evidencia de una gran cámara mágmatica hasta los 5 [km] de profundidad, sin descartar que la zona a los 3 [km] de profundidad más ancha de alto  $v_p/v_s$  pueda estar relacionada a una pequeña cámara superficial que alimenta el conducto ubicado por encima. Estructuras magmáticas a más de 4 [km] profundidad no están determinadas.



**Figura 7.0.1:** Modelo propuesto de acuerdo a la observación de los parámetros físicos obtenidos. El conducto encontrado por donde ascienden los fluidos está dibujado en azul. La sismicidad VT localizada en este trabajo esta representada por los puntos amarillos, que entre los 1-2.5 [km] de profundidad presenta una acumulación atribuida a un tapón del conducto. La columna está rodeada de una zona de alta fracturación hacia el lado izquierdo del esquema asociada a remanentes de lo que fue la actividad en el cono oeste del volcán. Finalmente hacia la derecha se encuentra lo que podría ser una zona con presencia de vapor.

## Bibliografía

- Abdelwahed, M. F. and Zhao, D. (2007). Deep structure of the japan subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 162(1):32 – 52.
- Aki, K. and Lee, W. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first p arrival times from local earthquakes: 1. a homogeneous initial model. *Journal of Geophysical research*, 81(23):4381–4399.
- Aoki, Y., Takeo, M., Aoyama, H., Fujimatsu, J., Matsumoto, S., Miyamachi, H., Nakamichi, H., Ohkura, T., Ohminato, T., Oikawa, J., et al. (2009). P-wave velocity structure beneath asama volcano, japan, inferred from active source seismic experiment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187(3-4):272–277.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., and Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for south america from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82–96.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H. (2018). *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier.
- 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.
- Brocher, T. M. (2005). Compressional and shear wave velocity versus depth in the san francisco bay area. *California: rules for USGS Bay area velocity model*, 5(0):2005–1317.
- Casertano, L. and Barozzi, R. (1961). Informe sobre el sistema volcánico de lascar. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 18(18):pág. 303–315, mapas, láms.
- De Silva, S. L. and Francis, P. (1991). *Volcanoes of the central Andes*, volume 219. Springer-Verlag Berlin.
- Díaz, D., Brasse, H., and Ticona, F. (2012). Conductivity distribution beneath lascar volcano (northern chile) and the puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217:21–29.
- Evans, J. R., Eberhart-Phillips, D., and Thurber, C. (1994). User’s manual for

- simulps12 for imaging vp and vp/vs; a derivative of the "thurber" tomographic inversion simul3 for local earthquakes and explosions. Technical report, US Geological Survey,.
- Ewert, J. (2007). System for ranking relative threats of u.s. volcanoes. *Natural Hazards Review*, 8.
- 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.
- Gaete, A., Walter, T. R., Bredemeyer, S., Zimmer, M., Kujawa, C., Franco Marin, L., San Martín, J., and Bucarey Parra, C. (2020). Processes culminating in the 2015 phreatic explosion at lascar volcano, chile, evidenced by multiparametric data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2):377–397.
- Gardeweg, M. and Amigo, A. (2015). Peligros del volcán láscar, región de antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 22, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Gardeweg, M. and Medina, E. (1994). La erupción subpliniana del 19–20 de abril de 1993 del volcan lascar, n de chile. In: *Abstracts of the 7th Chilean Geological Congress, Universidad de Concepción, Concepción*, 7:299–304.
- Gardeweg, M., Sparks, R., and Matthews, S. (1998). Evolution of lascar volcano, northern chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1):89–104.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ*, 8(1):56–71.
- Goldstein, P. and Snoke, A. (2005). Sac availability for the iris community. *Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter*, 7(1).
- González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Havskov, J., Bormann, P., and Schweitzer, J. (2012). Seismic source location. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, pages 1–36. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Huang, H.-H., Lin, F.-C., Schmandt, B., Farrell, J., Smith, R. B., and Tsai, V. C. (2015). The yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. *Science*, 348(6236):773–776.
- James, D. E. (1971). Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 76(14):3246–3271.
- Kasatkina, E., Koulakov, I., West, M., and Izbekov, P. (2014). Seismic structure changes beneath redoubt volcano during the 2009 eruption inferred from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6):4938–4954.

- Kennett, B. L., Engdahl, E., and Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1):108–124.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10):19635–19646.
- Kissling, E., Kradolfer, U., and Maurer, H. (1995). Program velest user’s guide—short introduction. *Institute of Geophysics, ETH Zurich*.
- Koulakov, I. and Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, pages 1–18.
- Koulakov, I. and Vargas, C. A. (2018). Evolution of the magma conduit beneath the galeras volcano inferred from repeated seismic tomography. *Geophysical Research Letters*, 45(15):7514–7522.
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.
- Lee, W. H. K. and Valdes, C. (1985). *HYP071PC: A personal computer version of the HYP071 earthquake location program*, volume 85. US Geological Survey.
- Lees, J. M. (1992). The magma system of mount st. helens: non-linear high-resolution p-wave tomography. *Journal of volcanology and geothermal research*, 53(1-4):103–116.
- Lees, J. M. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1):37 – 56. Large Silicic Magma Systems.
- Lehmann, B. (2007). Seismic traveltime tomography for engineering and exploration applications: Eage.
- Londoño, J. M. and Kumagai, H. (2018). 4d seismic tomography of nevado del ruiz volcano, colombia, 2000–2016. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358:105–123.
- Londoño, J. M. and Sudo, Y. (2003). Velocity structure and a seismic model for nevado del ruiz volcano (colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4):61–87.
- Matthews, S. J., Gardeweg, M. C., and Sparks, R. S. J. (1997). The 1984 to 1996 cyclic activity of lascar volcano, northern chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 59(1):72–82.
- Matthews, S. J., Jones, A., and Gardeweg, M. (1994). Lascar volcano, northern chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35(2):401–432.

- Menard, G., Moune, S., Vlastélic, I., Aguilera, F., Valade, S., Bontemps, M., and González, R. (2014). Gas and aerosol emissions from lascar volcano (northern chile): Insights into the origin of gases and their links with the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 287:51–67.
- Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory: MATLAB edition*, volume 45. Academic press.
- Molina, I., Kumagai, H., Le Penec, J.-L., and Hall, M. (2005). Three-dimensional p-wave velocity structure of tungurahua volcano, ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1-2):144–156.
- Newhall, C. G. and Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (vei) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2):1231–1238.
- Nolet, G. (2008). A breviary of seismic tomography. *A Breviary of Seismic Tomography*.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2018a). Reporte de actividad volcánica (rav) n 03–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2018b). Reporte de actividad volcánica (rav) n 04–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2018c). Reporte de actividad volcánica (rav) n 05–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2018d). Reporte de actividad volcánica (rav) n 06–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2018e). Reporte de actividad volcánica (rav) n 13–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2022a). Reporte de actividad volcánica (rav) n 2–región de antofagasta.
- OVDAS-SERNAGEOMIN (2022b). Reporte especial de actividad volcánica (reav) –región de antofagasta.
- Pérez Gutiérrez, G. P. (2020). Estudio de estructuras magmáticas bajo el volcán lascar mediante datos de magnetotelúrica y geodesia.
- Program, G. V. (1993). Report on lascar (chile) (venzke, e., ed.). *Journal of the Geological Society*. 18:4. Smithsonian Institution.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., and Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: A window into deep earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3):101 – 135.
- Sainlot, N., Vlastélic, I., Nauret, F., Moune, S., and Aguilera, F. (2020). Sr–pb isotopes signature of lascar volcano (chile): Insight into contamination of arc magmas ascending through a thick continental crust. *Journal of South American Earth Sciences*, page 102599.

- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to seismology*. Cambridge university press.
- Siebert, L., Simkin, T., and Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Stein, S. and Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Stern, C., Roa, H., Lopez-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M., and Skewes, A. (2007). *Chapter 5. Chilean volcanoes The Geology of Chile*, pages 147–178.
- Stern, C. R. (2004). Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2):161–206.
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, ., Medina, E., Tedesco, D., Huertas, A. D., Poreda, R., and Kojima, S. (2009). The magmatic- and hydrothermal-dominated fumarolic system at the active crater of lascar volcano, northern chile. *Bulletin of Volcanology*, 71(2):171 – 183.
- Tatsumi, Y. (1986). Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 13(8):717–720.
- Thurber, C. and Eberhart-Phillips, D. (1999). Local earthquake tomography with flexible gridding. *Computers & Geosciences*, 25(7):809–818.
- Udias, A. and Buforn, E. (2017). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Vargas, C., Koulakov, I., Jaupart, C., Gladkov, V., Gomez, E., El Khrepy, S., Al-Arifi, N., et al. (2017). Breathing of the nevado del ruiz volcano reservoir, colombia, inferred from repeated seismic tomography. *Scientific Reports*, 7(1):1–6.
- Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. In *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)*, pages 1–77. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Zhao, D., Christensen, D., and Pulpan, H. (1995). Tomographic imaging of the alaska subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4):6487–6504.
- Zobin, V. M. (2012). *Introduction to volcanic seismology*, volume 6. Elsevier.

# Apéndice A

## Figuras

### A1. Andesita

Figura A1.1: Velocidad P para la andesita. Extraído de (Brocher, 2005).

