



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

TOMOGRAFÍA DE VELOCIDAD DE FASE USANDO
RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL EN EL VOLCÁN
LLAIMA (CHILE)

Damián Alejandro Inghilterra

Director: Dr. José Augusto Casas

Co-directora: Dra. Gabriela Alejandra Badi

La Plata, Argentina

Diciembre, 2024

Resumen

Alrededor de 1500 volcanes son clasificados como activos a nivel mundial. De ellos, un promedio de 60 entran en erupción cada año, poniendo en riesgo la vida de más de 800 millones de personas que viven en sus cercanías (Brown et al., 2017). La sismología volcánica ha demostrado ser una de las herramientas más eficientes para el estudio y seguimiento de la dinámica volcánica (McNutt, 1999). La investigación en volcanología enfrenta el desafío de describir la ubicación y las propiedades de la estructura interna de los sistemas volcánicos, desde las zonas de generación de magmas hasta las bocas de emisión en la superficie. Esta información es vital para entender el comportamiento de los sistemas volcánicos y, consecuentemente, elaborar alertas certeras que minimicen el riesgo de las poblaciones ubicadas en los territorios de potencial afección.

El volcán Llaima es un estratovolcán cuya historia eruptiva evidencia el riesgo que el mismo representa para los territorios cercanos ubicados en Chile y Argentina. Una de las estrategias para la minimización de este riesgo es ampliar el conocimiento sobre el sistema volcánico de interés, en particular sobre la configuración geométrica y propiedades de los elementos subsuperficiales que lo constituyen. Para alcanzar este objetivo, en el presente trabajo de Tesis se estudiarán imágenes tomográficas del subsuelo en el volcán Llaima obtenidas mediante interferometría sísmica (IS) de ruido ambiental, la cual aprovecha el ruido sísmico generado por fuentes naturales. Mediante la correlación cruzada de registros de ruido entre pares de estaciones, se analizan las velocidades de fase de las ondas superficiales (Rayleigh y Love) del medio comprendido entre dichas estaciones. Estas velocidades se utilizan luego para construir las imágenes tomográficas y estimar variaciones de velocidad de onda de corte en profundidad, permitiéndonos realizar interpretaciones acerca de la localización espacial de los posibles reservorios magmáticos.

A raíz de la colaboración entre las universidades de Boise y Carolina del Norte (USA), en conjunto con OVDAS-SERNAGEOMIN (Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile), 39 estaciones de tres componentes banda ancha se encontraban activas en el área del volcán Llaima hacia el año 2015.

Para este mismo período, OVDAS contaba con 8 estaciones permanentes, dedicadas a las actividades de monitoreo rutinarias de este sistema volcánico. Contemporáneamente, el proyecto SAIAS (Sielfeld et al., 2019) había instalado 2 estaciones temporales en una zona muy cercana al cráter del volcán Llaima. En conjunto, las redes instrumentales desplegadas en el área del volcán Llaima entre enero y marzo de 2015 suman unas 49 estaciones de registro. Esta base de datos constituye una oportunidad única para la implementación de nuevas técnicas aplicadas al volcán Llaima.

Agradecimientos

A la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata, por su excelencia académica y sus docentes de calidad.

A Augusto y Gaby, por su paciencia, dedicación y calidez humana. Excelentes personas y profesionales. Hicieron que este último pasito fuera hermoso.

A mi mamá, mi papá y mi hermana. Gracias por acompañarme y apoyarme en todo momento. Por educarme y formarme con los valores que hacen que hoy en día sea quien soy. Por enseñarme que con trabajo y dedicación todo se puede. A mi hermana, quien me enseña que aunque la vida se ponga difícil hay que ser valiente y seguir, que la fe es lo último que se pierde. A Pirua, Zoe y Lila, mis compañeras incondicionales.

A mi familia. A mis abuelos, gracias por acompañarme siempre, por las tardes de mates, las charlas y sus consejos. Por enseñarme que el sacrificio y esfuerzo son pilares fundamentales. A mis primos y primas, a mis tíos y tías, y a mi cuñado Juan, gracias por hacer que los sábados y domingos sean más lindos a su lado.

A Nachito, Ara y Guada. Quienes arrancaron siendo compañeros, luego amigos y hoy son parte de mi familia. Gracias por ser parte de mi vida.

A mis amigos de la facu, porque sin ustedes este camino no hubiera sido el mismo. A Juli y Angie, gracias por el apoyo y el entusiasmo para afrontar los últimos años.

A mis amigos de la vida. A Fraga, Tizi, Alfi y Juli. Quienes me acompañan desde los seis años. A Seba, Fran, Tomi y Luqui, gracias por enseñarme que siendo uno mismo se es la versión más linda.

A quienes me han acompañado a lo largo de estos años, gracias.

Índice general

| | |
|-------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Introducción | 1 |
| 2. Objeto de estudio | 4 |
| 2.1. ¿Por qué el Llaima? | 4 |
| 2.2. Estructura subsuperficial | 6 |
| 2.3. Contexto geológico | 6 |
| 2.4. Sismicidad | 10 |
| 3. Metodología | 11 |
| 3.1. Interferometría sísmica | 11 |
| 3.1.1. Función de Green | 12 |
| 3.1.2. Interferometría sísmica de onda directa | 12 |
| 3.1.3. Interferometría sísmica de onda reflejada | 16 |
| 3.1.4. Interferometría de ruido sísmico ambiental | 20 |
| 3.2. Tomografía de ruido sísmico ambiental. | 22 |
| 3.2.1. Ondas superficiales | 23 |
| 3.2.2. Curvas de dispersión | 24 |
| 3.2.3. Inversión de velocidad | 25 |
| 3.2.4. Inversión en profundidad | 26 |
| 3.2.5. Resolución | 29 |
| 4. Aplicación | 31 |
| 4.1. Datos disponibles | 31 |
| 4.1.1. Red LL | 31 |
| 4.1.2. Red 3H | 32 |
| 4.1.3. Red TC | 32 |
| 4.2. Respuestas instrumentales | 37 |
| 4.3. Preprocesamiento de datos | 39 |

| | |
|----------------------------------------------------------|-----------|
| 4.4. Cálculo de curvas de dispersión | 42 |
| 4.5. Inversión de velocidad | 45 |
| 4.6. Inversión en profundidad e interpretación | 51 |
| 5. Conclusiones y trabajos a futuro | 59 |
| Bibliografía | 68 |
| Anexos de figuras | 69 |
| A - Curvas-L | 69 |
| B - Mapas tomográficos | 73 |
| C - Perfiles tomográficos | 74 |

Capítulo 1

Introducción

El volcán Llaima, objeto de estudio de la presente tesis, es un estratovolcán ubicado en territorio chileno, a 72 km al este de la ciudad de Temuco y, hacia el sector argentino, a 35 km del límite internacional y a 50 km del Lago Aluminé, el cual se encuentra circundado por importantes pueblos turísticos como Villa Pehuenia, Moquehue, Ñorquinco, y Aluminé. De acuerdo a los protocolos del organismo responsable de su monitoreo, OV-DAS - SERNAGEOMIN, el volcán Llaima se encuentra, al momento de la escritura de esta Tesis, en su menor nivel de alerta: VERDE (RAV, 2024). Sin embargo, este volcán es uno de los volcanes con mayor actividad de la cordillera argentino-chilena, caracterizado por una rica historia eruptiva con predominancia de erupciones explosivas (Dzierma & Wehrmann, 2010). Entre sus mayores peligros, se destaca la potencial formación de lahares producto del derretimiento de los glaciares que se encuentran en su cima y laderas. Durante su última erupción, ocurrida en enero de 2008, eyectó una nube de cenizas a 7 km de altura desde su cráter principal, afectando ambos países. Esta erupción causó la evacuación de cientos de personas que se encontraban en la cercanía del volcán, así como la suspensión de vuelos domésticos e internacionales (Venzke, 2013). Por estas razones, comprender la arquitectura subsuperficial del volcán Llaima, así como las propiedades de los materiales que lo conforman y los mecanismos que gobiernan su comportamiento resulta fundamental para la minimización del riesgo en Chile y Argentina.

La presente tesis propone explorar las estructuras ubicadas bajo el volcán Llaima a partir de la elaboración de imágenes tomográficas, las cuales se obtendrán del análisis de velocidades sísmicas. Con ellas se podrá construir un modelo tridimensional de las estructuras y propiedades del sistema del Vn. Llaima, información esencial para la elaboración de alertas efectivas y eficientes llevadas a cabo por los organismos encargados de la vigilancia permanente de este sistema volcánico.

Diversos estudios han sido realizados con el objeto de estimar las estructuras del subsuelo volcánico en el Llaima. Ellos revelan un espesor cortical de entre 43 y 55 km (Bishop et al., 2018), zona que hospeda al menos dos volúmenes mayores, potenciales reservorios de magma; uno de ellos estaría ubicado entre los 8 y 13 km de profundidad, probable fuente de alimentación de aquel ubicado por debajo del edificio principal a profundidades menores a los 4 km (Ruth et al., 2016; Bishop et al., 2018). Este último también fue localizado por Rossavik (2021), siguiendo un flujo de trabajo similar al propuesta en esta Tesis pero analizando las velocidades de grupo de las ondas superficiales. Sin embargo, aún quedan muchas incógnitas por resolver, entre ellas: ¿Cuál es la ubicación exacta de los dos reservorios evidenciados a la fecha? ¿Están interconectados? ¿Son ellos parte de un sistema conformado por una mayor cantidad de reservorios? ¿Cuál es su extensión horizontal? ¿Cómo son las propiedades de los materiales que lo conforman? ¿Cuál es su relevancia al dinamismo del sistema volcánico?

Mediante la aplicación de técnicas de alta resolución se construyen imágenes tomográficas del subsuelo volcánico utilizando IS de ruido ambiental. La IS se basa en el análisis de los patrones de interferencia (constructiva o destructiva) en la propagación de la energía sísmica registrada por una o varias estaciones (Schuster, 2009). Entre sus ventajas, se destaca la extracción de información del subsuelo a partir de campos de ondas complejos o aleatorios, originalmente clasificados dentro del concepto de “ruido” por la sismología tradicional (Sens-Schönfelder & Wegler, 2006). El ruido sísmico ambiental, generado por fuentes naturales como la microsismicidad, es una herramienta clave para este tipo de estudios. Está compuesto por ondas de cuerpo (P y S) y ondas superficiales (Rayleigh y Love), siendo estas últimas las más utilizadas debido a su capacidad de propagación eficiente y su sensibilidad a las propiedades del medio (Yang & Ritzwoller, 2008). Factores como el scattering, la atenuación y la dispersión de estas ondas reflejan las heterogeneidades del subsuelo, proporcionando información sobre la composición y las estructuras internas (Campillo, 2006). El ruido sísmico ambiental es empleado como información de entrada para la reconstrucción de las propiedades del medio entre pares de estaciones de una red mediante un proceso que comprende correlaciones de subintervalos temporales. Primeramente, los registros son sujetos a un preprocesamiento con el objeto de adecuar este dato de entrada. Estos registros son utilizados para el análisis de las velocidades de fase de las ondas superficiales para cada par de estaciones de la red. La información obtenida es entonces empleada para la construcción de imágenes tomográficas de ondas superficiales, Rayleigh y Love, del área encerrada por las estaciones. Dado que la velocidad de las ondas superficiales está fundamentalmente determinada por la velocidad de las

ondas S, la inversión de los mapas tomográficos de las ondas superficiales permite obtener variaciones de velocidad de onda S en profundidad, las cuales son clave para describir las propiedades y los procesos que gobiernan el sistema volcánico.

Capítulo 2

Objeto de estudio

2.1. ¿Por qué el Llaima?

El volcán Llaima ($38^{\circ}41,9'S$, $71^{\circ}43,8'W$, 3179 m s.n.m), ubicado en Chile (Figura 2.1), es uno de los estratovolcanes más activos de Sudamérica (Sernageomin, 2024). Sus flancos occidental, suroccidental y oriental están cubiertos por glaciares que abarcan un área de unos 29 km². Su edificio volcánico tiene una forma mayoritariamente cónica, sin embargo consta de dos cimas principales y cerca de 40 centros de emisión adventicios. La cumbre norte exhibe un cráter abierto de 350 m de diámetro y más de 300 m de profundidad, mientras que la cumbre sur presenta restos de un pequeño cono de escorias anidado en un cráter obstruido de unos 200 m de diámetro. Sus productos volcánicos son principalmente basaltos y andesitas basálticas (Sernageomin, 2024).

El registro eruptivo reciente incluye 48 eventos documentados entre 1640 y 2009 con Índice de Explosividad Volcánica (VEI) que varía entre 1 y 3, en su mayor parte con VEI 2 (Petit-Breuilh, 2004) (Figura 2.2). Su último período eruptivo comenzó en mayo de 2007 y finalizó el 4 de abril de 2009; durante esta fase eruptiva tuvo seis picos de máxima actividad variando entre Estromboliana y Hawaiana siendo el evento más explosivo aquel ocurrido el 1 de enero de 2008, alcanzando un VEI 3, el mismo que fue alcanzado en los años 1640 y 1957 (Franco Marín et al., 2023).

Debido a la gran cantidad de hielo y nieve que cubre el volcán, los lahares son la mayor amenaza, cuyos principales cauces han sido los valles Captrén, Lanlán, Calbuco, Membrillo y Trifultriful, en conjunto con flujos de lava emitidos desde el cráter principal o fisuras y flujos piroclásticos, pudiendo afectar la vida de 20000 personas que viven a menos de 30 km del volcán. Debido a esto y a su cercanía a ciudades como Melipeuco, Cherquenco o Curacautín e incluso la ciudad de Temuco, que se encuentra a menos de 75

km del volcán, el Llaima se encuentra 3ro en el ranking de riesgo específico del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) de Chile (RRE, 2023).

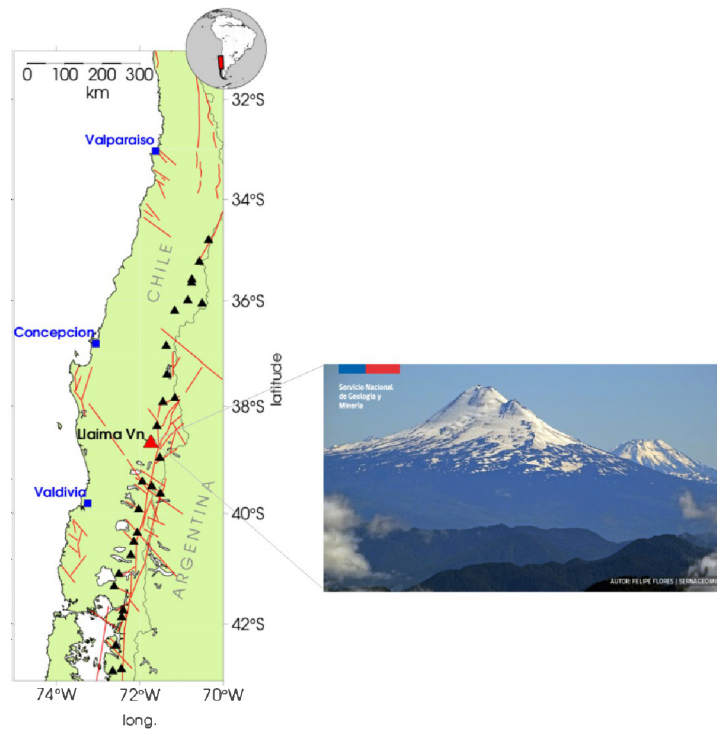


Figura 2.1: A la izquierda, ubicación del Vn. Llaima. Imagen extraída de Franco Marín et al. (2023). A la derecha, imagen del mismo extraída de la página oficial del Sernageomin (<https://rnvv.sernageomin.cl/volcan-llaima/>).

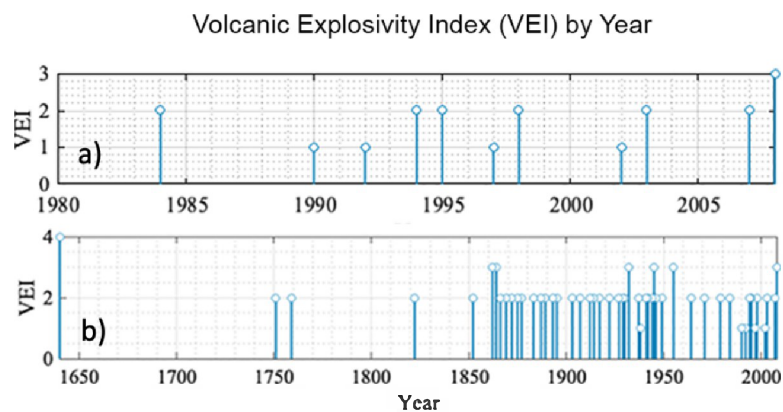


Figura 2.2: a) Actividad eruptiva del volcán Llaima desde el año 1980 junto con el Índice de Explosividad Volcánica (VEI). b) Erupciones desde el año 1650 en comparación con el VEI. Imagen extraída de Venzke (2013).

2.2. Estructura subsuperficial

A pesar de ser uno de los volcanes más activos de Chile, la geometría del sistema volcánico del Llaima no ha sido completamente determinada. Actualmente, no se conocen con precisión las profundidades ni la orientación de los almacenamientos magmáticos bajo la superficie. Sin embargo, evidencias geoquímicas sugieren la existencia de una zona de almacenamiento magmático parcialmente cristalizado en los primeros 14 km bajo la superficie, alimentada por inyecciones desde un reservorio más profundo (Ruth et al., 2016). Los modelos propuestos por Bouvet De Maisonneuve (2011) indican que el almacenamiento magmático superior podría tener la forma de un plexo cristalino de diques anastomosados, donde el magma sufre desgasificación y cristalización mediante enfriamiento antes de ser eruptado.

2.3. Contexto geológico

El Vn. Llaima es un estratovolcán de doble pico que se encuentra en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes. Un estratovolcán es una estructura de topografía positiva que se construye a partir de la intercalación de flujos de lava y depósitos piroclásticos, a menudo rodeados de flancos con inclinaciones suaves de los mismos materiales (Cashman & Sparks, 2013). Con un volumen de 380 km³ (Schindlbeck et al., 2014), el Llaima consta de uno de los edificios estratocónicos del Holoceno más grandes de todo Chile, con un campo de conos y conductos parásitos que se extiende en dirección NE-NNE (Melnick et al., 2006). La corteza subyacente está compuesta por plutones de diorita y granodiorita del Terciario (Reubi et al., 2011). Un estudio realizado por Araneda et al. (2003), que utilizó registros de telesismos y refracción sísmica, estimó que el límite inferior de la corteza superior en esta área está alrededor de los 15 km. Para la aplicación del método de refracción sísmica de este estudio, se realizó una explosión química desde un pequeño lago en la Cordillera Principal de Chile y desde cuatro puntos de disparo en el océano Pacífico. Este estudio utilizó la velocidad de onda P in situ para calcular la temperatura, la densidad y la velocidad a presiones normales. La densidad resultante se utilizó para modelar la gravedad a lo largo de la transecta, y se sugirió una profundidad a la discontinuidad del Moho de aproximadamente 40 km para explicar los mínimos gravitacionales en secciones del perfil ubicadas a 220 km al este del Llaima. Tassara et al. (2006) modelaron la anomalía de Bouguer en una región que abarca el océano Pacífico y el margen andino entre el norte de Perú y la Patagonia. Los resultados del estudio confirmaron una profundidad del Moho

bajo el Vn. Llaima de aproximadamente 40 km.

El volcán Llaima se encuentra en una región donde la subducción se caracteriza por la convergencia oblicua (22-30°NE) de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Cembrano & Lara, 2009). En esta zona, la Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) acomoda la deformación tectónica causada por la convergencia oblicua, generando transpresión y un entorno de extensión ortogonal al arco que parece ser el principal control para la migración del magma en la región.

Como se ve en la Figura 2.3, el Vn. Llaima se encuentra en la intersección de una falla de deslizamiento dextral, paralela al Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFS) y una falla secundaria de deslizamiento sinistral que se extiende a lo largo del valle del Río Allipén en el borde sur del Llaima (Melnick et al., 2006; Rosenau et al., 2006). También se muestran las ubicaciones del cráter principal, el cráter secundario (Pichi-Llaima), ubicado a 1 km hacia el SSE del cráter principal, y los conos de escoria distribuidos a lo largo de los flancos del Llaima. Las ubicaciones de los conos glomeroporfiríticos y pilotaxíticos fueron obtenidas de la información suplementaria proporcionada por Schonwalder-Angel et al. (2018). La textura glomeroporfirítica está dada por la aglomeración de cristales grandes en grupos o racimos dentro de la roca ígnea, mientras que la textura pilotaxítica presenta cristales pequeños y alargados que están orientados de manera preferencial, estas texturas nos dan información sobre la dinámica, transporte y cristalización del magma. La alineación NE-SW de varios conos de escoria a lo largo de los flancos del Llaima corresponde al estado de esfuerzos regional caracterizados por un máximo esfuerzo (σ_1) en la dirección noreste y un mínimo esfuerzo (σ_3) en la dirección noroeste (Cembrano & Lara, 2009; Rosenau et al., 2006). Según Schonwalder-Angel et al. (2018) los conos de escoria de composición glomeroporfirítica se han identificado en los flancos SW y NE del Llaima, siguiendo una alineación NE-SW paralela a la máxima compresión regional. Asimismo, la distribución espacial de los conos pilotaxíticos en los flancos NE, NW y SW sugieren una intrusión de diques sin obstáculos, controlada por la extensión local. Aunque no se observa una tendencia clara en la distribución de estos conos, su distribución radial y composicional sugiere que la propagación de los diques que alimentan estos conos está afectada por la compresión generada por la carga del edificio volcánico (Schonwalder-Angel et al., 2018; Roman & Jaupart, 2014).

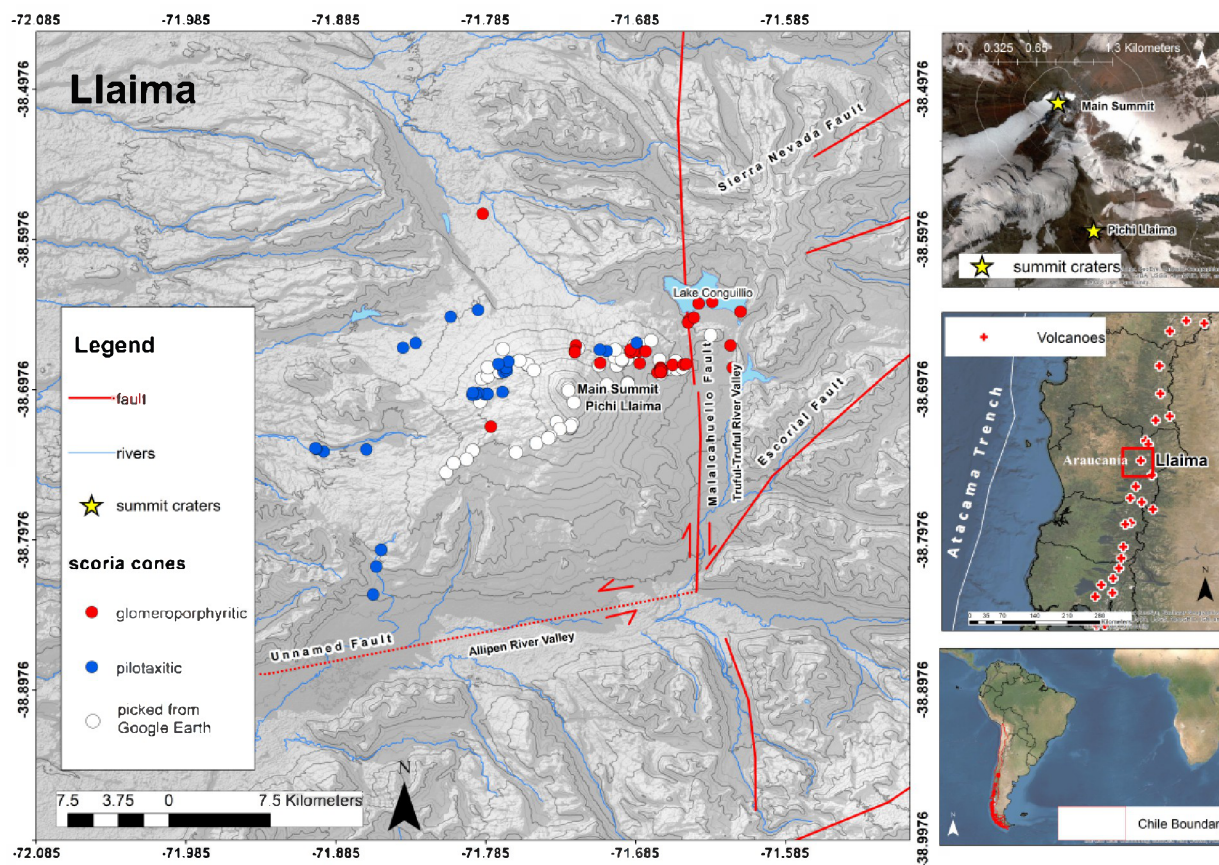


Figura 2.3: Mapa del volcán Llaima en donde se muestra la ubicación de los conos de escoria, las fallas existentes en la región y los dos principales cráteres. Las ubicaciones de los conos glomeroporfiríticos (círculos rojos) y pilotaxíticos (círculos azules) fueron obtenidos de Schonwalder-Angel et al. (2018), mientras que los conos de escoria marcados con círculos blancos fueron identificados a partir de imágenes satelitales. Imagen extraída de Rossavik (2021).

El Vn. Llaima desarrolló su primer edificio volcánico mediante erupciones esencialmente efusivas y de baja explosividad (Llaima Ancestral, Figura 2.4). Esta etapa finalizó cuando una gran erupción explosiva, hace aproximadamente 13000-15500 años, produjo el colapso parcial del edificio volcánico y generó una caldera de 5-8 km de diámetro aproximadamente junto con un depósito ignimbrítico de 2200 km². Esta fase fue principalmente explosiva (Secuencia Trufultruful, Figura 2.4) y finalizó hace unos 7600-7200 años y durante ese período, de unos 6000 años, se generaron depósitos de caída. Posteriormente, y hasta los 3000-4000 años, la actividad explosiva continuó pero con menor intensidad. Contemporáneamente numerosos centros eruptivos adventicios se construyeron en los flancos del volcán, alineados en una dirección preferencial SW-NE en forma de arco, a lo largo de 25 km y formaron las unidades Llaima Fisural 1 y 2 (Figura 2.4). La dirección de estos

centros adventicios condice con la dirección de los conos piroclásticos. A partir de la gran erupción del año 1640, la actividad se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad (Naranjo & Moreno Roa, 2005).

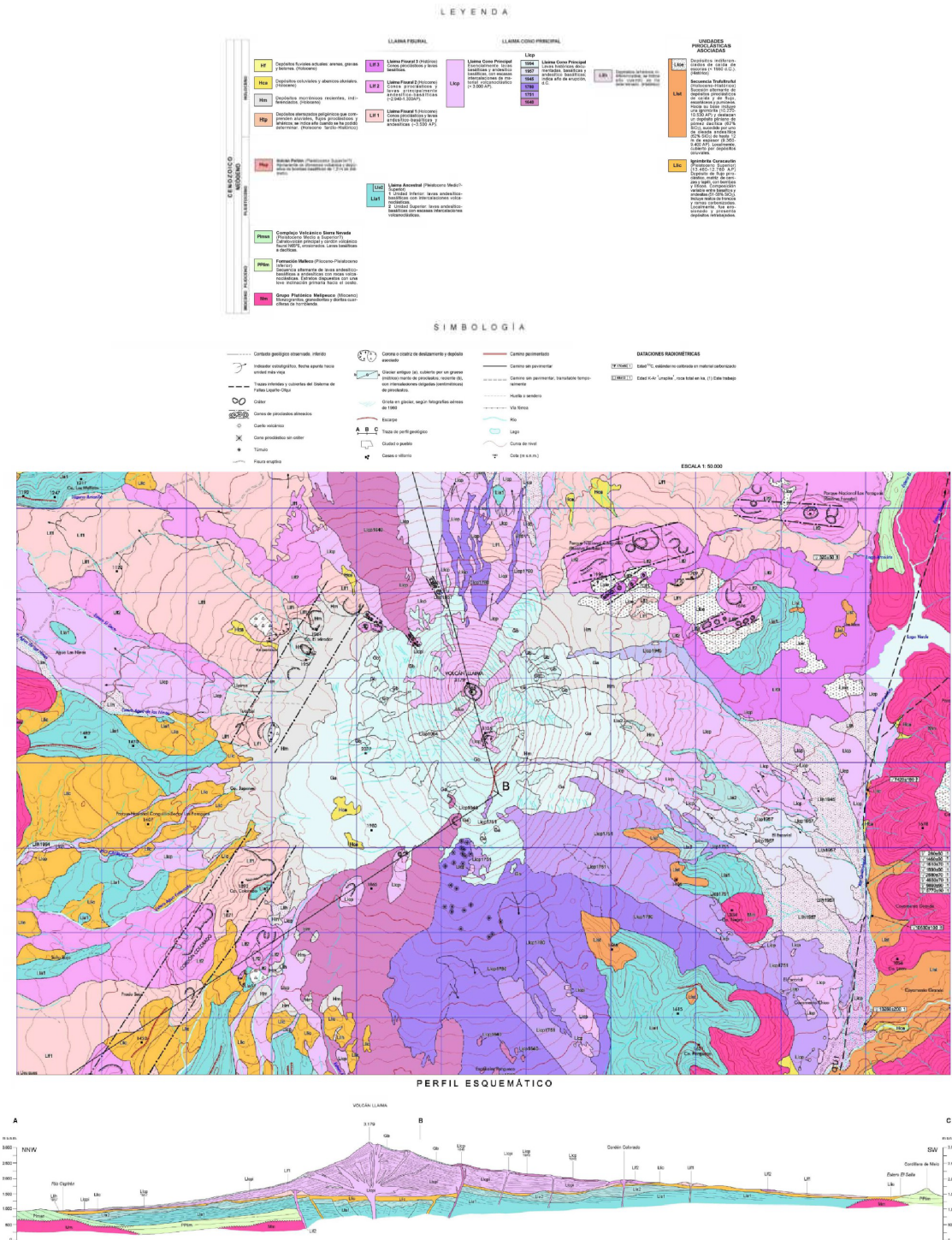


Figura 2.4: Leyenda (arriba), mapa geológico (centro) y perfil geológico (abajo). Imagen extraída de Naranjo & Moreno Roa (2005).

2.4. Sismicidad

El volcán Llaima ha mostrado una variada actividad sísmica a lo largo de su historia eruptiva, especialmente caracterizada por eventos de largo período (LP) y tremor volcánico (TR), como es esperable para sistemas volcánicos de conducto abierto (Rose et al., 2013; Laiolo et al., 2022). Los eventos LP y TR se refieren a la dinámica de fluidos magmáticos y/o hidrotermales. La diferencia está en la excitación de la fuente, continua o discreta. Luego, su contenido espectral y variaciones permitirán estimar detalles de los materiales involucrados en esos fluidos.

Luego de su última fase eruptiva (2007-2009), el volcán entró en una fase de reposo, con una notable disminución de la sismicidad a partir de octubre de 2009. Durante este período post-eruptivo, se observó una leve recuperación en el número de sismos inmediatamente después del terremoto del 27 de Febrero de 2010, de M_w^1 8.8 ocurrido en el Maule (Chile), alcanzando un promedio de 11 eventos diarios. Sin embargo, cuatro meses después, la actividad sísmica decayó a niveles mínimos, con menos de 4 eventos diarios en promedio (Franco Marín et al., 2023). Desde entonces, el Llaima ha mantenido un estado de calma sísmica.

Los eventos volcano-tectónicos (VT), asociados con rupturas frágiles en la estructura del volcán debido a la intrusión o retirada de fluidos, han sido relativamente escasos en número y magnitud durante la última actividad eruptiva del Llaima. Esta sismicidad, mayormente localizada al sur del edificio volcánico y no directamente bajo el cráter, sugiere la presencia de un sistema de fallas locales ciegas en la corteza superior. En particular, se ha registrado actividad sísmica a aproximadamente 18 km al sur del cráter, que ha sido clasificada como eventos locales corticales (LC) en el catálogo sísmico (Franco et al., 2019). Cabe destacar que, desde 2007, no se ha detectado una correlación directa entre la sismicidad LC y la actividad volcánica del Llaima.

La actividad sísmica del Llaima ha permanecido en niveles bajos, con un promedio de 2 eventos diarios, si bien en octubre de 2017 (REAV, 2017) y noviembre de 2023 (REAV, 2023) se registraron leves aumentos de la actividad sísmica. El volcán ha mantenido un estado de reposo prolongado desde la última erupción significativa.

¹Magnitud momento

Capítulo 3

Metodología

3.1. Interferometría sísmica

La interferometría sísmica (IS) es un método que permite reordenar los campos de ondas registrados por las estaciones. Esta información posibilita una precisa caracterización de las propiedades del medio de propagación de la energía (Schuster, 2009). De uso extendido en exploración y sismología global, la IS ha mostrado resultados relevantes en ambientes volcánicos (Sens-Schönfelder et al., 2014; Haney et al., 2014; Casas et al., 2018, 2019, 2020). Entre los productos de IS más relevantes se encuentran las imágenes tomográficas de ondas superficiales, aquellas que permiten inferir la arquitectura y propiedades de las estructuras del subsuelo volcánico (Lees, 2007), y las variaciones de velocidades, calculadas a partir de la correlación cruzada de señales entre pares de estaciones, que aparecen antes de las erupciones debido a cambios en la densidad de fracturas, la saturación de fluidos y la presión de fluidos en los poros (González et al., 2016; Cannata et al., 2017; Nishida et al., 2020; Ruiz et al., 2022), y también aparecen debido a cambios estacionales (Sens-Schönfelder & Wegler, 2006).

La IS reúne técnicas de alta resolución basadas en el análisis de los patrones de interferencia (constructiva o destructiva) en la propagación de la energía sísmica registrada por una o varias estaciones (Schuster, 2009). La IS puede emplearse a partir del uso de fuentes tanto artificiales como naturales, y sus herramientas matemáticas principales son la correlación cruzada, la convolución y la deconvolución (Wapenaar et al., 2008). Del empleo de la IS, se obtienen estimaciones precisas de la respuesta impulsiva del medio, es decir, la función de Green, la cual describe el efecto del medio de propagación entre dos ubicaciones a partir de la excitación producida por una fuente puntual en alguna de ellas. Esta función, entonces, conduce a la obtención de nuevos sismogramas en los cuales

uno de los sensores actúa como fuente de energía para los demás, otorgando información precisa sobre las propiedades del subsuelo.

3.1.1. Función de Green

Uno de los objetivos de la sismología consiste en reproducir los campos de desplazamientos generados por las fuentes de energía sísmica, con el fin de extraer la información útil del medio de propagación. Una primera aproximación consiste en evaluar el campo de ondas generado por una fuente puntual e impulsiva con propagación unidireccional.

Supongamos entonces que se aplica un impulso en un punto $x_S = \xi_S$ en el tiempo $t = \zeta$, y que el impulso se desplaza en la dirección n (orientación de la fuerza dada por sus tres componentes). Se define la componente del desplazamiento i de la fuerza impulsiva puntual f en función de las coordenadas x_S con $s = 1, 2, 3$ a tiempo t (Udías, 1999) como:

$$f_i(x_S, t) = \delta(x_S - \xi_S)\delta(t - \zeta)\delta_{in}, \quad (3.1)$$

donde $\delta(x)$ es la función delta de Dirac, cuyo valor es distinto de cero y tiende a infinito solo cuando su argumento es cero. Por otro lado, δ_{in} es la función delta de Kronecker, donde n es el índice asociado a la orientación de la fuerza impulsiva, que toma el valor 1 cuando $i = n$ y es nula cuando $i \neq n$. De esta manera, la fuerza impulsiva aplicada en un punto de coordenadas ξ_S , coordenada que define la posición de la fuente, en el tiempo ζ será nula fuera de este punto e instante tiempo.

El campo de desplazamientos provocado por una fuente impulsiva está determinado por la función de Green. Cada componente i del desplazamiento depende de la dirección n de la fuerza, por lo que la función de Green en la posición (x_S, t) está dada por $G_{in}(x_S, t, \xi_S, \zeta)$ (Udías, 1999). Esta función es un tensor de segundo rango que depende tanto de las coordenadas del receptor como de las coordenadas donde actúa la fuerza impulsiva. Para cada medio existe una función de Green específica que describe cómo reacciona mecánicamente ante una fuerza impulsiva, siendo una característica única de cada medio.

3.1.2. Interferometría sísmica de onda directa

Para comenzar a comprender la interferometría sísmica se realizará un análisis unidimensional, que puede ser extendible a dos y tres dimensiones, utilizando ondas directas (Wapenaar et al., 2010). La interferometría de onda directa se utiliza principalmente para

recuperar las ondas sísmicas superficiales entre receptores y, de esta manera, realizar un análisis de la distribución de velocidades en el subsuelo.

A partir de una onda plana generada por una fuente puntual e impulsiva ubicada en $x = x_S$ en el tiempo $t = 0$ (Figura 3.1a), propagándose hacia la derecha a lo largo del eje x , suponemos que la velocidad de propagación c es constante, que el medio es no disipativo y que existen dos receptores a lo largo del eje x , ubicados en x_A y x_B .

En la Figura 3.1b se muestra la respuesta observada por el primer receptor en x_A , la cual denominamos $G(x_A, x_S, t)$ donde G representa la función de Green, cuyo primer argumento representa la posición del receptor, el segundo la posición de la fuente y el tercero el tiempo. En este caso, la función de Green consiste en un impulso a $t_A = (x_A - x_S)/c$, por lo tanto $G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A)$, donde $\delta(t)$ es la función delta de Dirac. De manera similar, la respuesta del segundo receptor ubicado en x_B está dada por $G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B)$ con $t_B = (x_B - x_S)/c$ (Figura 3.1c).

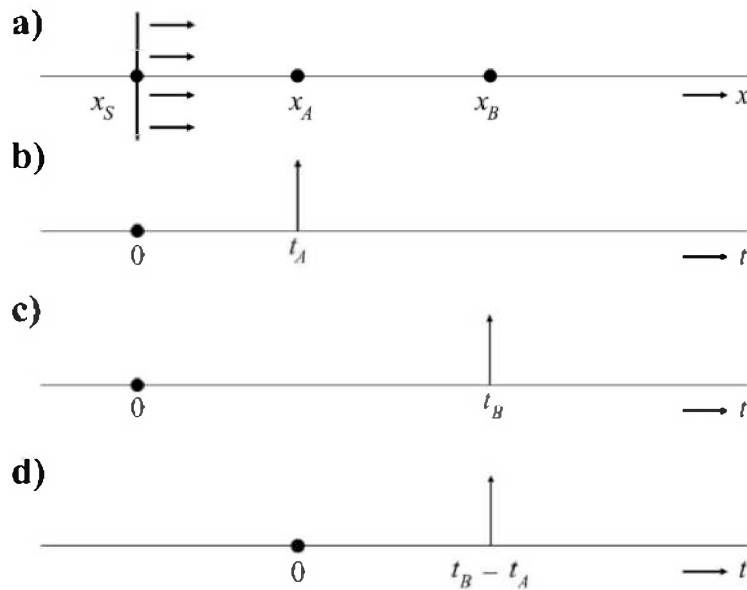


Figura 3.1: Ejemplo 1D de interferometría sísmica de onda directa. a) Onda plana viajando hacia la derecha a lo largo del eje x , generada a partir de una fuente impulsiva en $x = x_S$ y a $t = 0$. b) Respuesta observada por un receptor en x_A . c) Respuesta observada por un receptor ubicado en x_B . d) Correlación cruzada entre las respuestas observadas en x_A y x_B . Imagen obtenida de Wapenaar et al. (2010).

La interferometría sísmica implica la correlación cruzada de las respuestas entre dos receptores, en este caso ubicados en x_A y x_B . Esto lo podemos expresar matemáticamente

como (Wapenaar et al., 2010):

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t), \quad (3.2)$$

donde $*$ denota una convolución temporal. Sin embargo, al invertir el tiempo en la segunda función de Green (es decir, $G(x_A, x_S, -t)$), la convolucion se convierte en una correlación (Wapenaar et al., 2010):

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \int G(x_B, x_S, t + t')G(x_A, x_S, t')dt'. \quad (3.3)$$

Sustituyendo las funciones delta de Dirac por cada función de Green:

$$\begin{aligned} G(x_B, x_S, t) &= \delta(t - t_B), \\ G(x_A, x_S, t) &= \delta(t - t_A), \\ G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) &= \int \delta(t + t' - t_B)\delta(t' - t_A)dt'. \end{aligned} \quad (3.4)$$

Dado que la función delta de Dirac $\delta(t' - t_A)$ solo es distinta de cero cuando $t' = t_A$:

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \delta(t - (t_B - t_A)), \quad (3.5)$$

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \delta\left(t - \frac{x_B - x_A}{c}\right), \quad (3.6)$$

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t). \quad (3.7)$$

Este resultado corresponde a la función de Green $G(x_B, x_A, t)$, que describe la propagación de la onda desde x_A hasta x_B .

En vista de lo obtenido y observando la Figura 3.1a, se puede ver que las trayectorias de los rayos asociados a $G(x_A, x_S, t)$ y $G(x_B, x_S, t)$ comparten el camino desde x_S hasta x_A . El tiempo de viaje a lo largo de este trayecto común se cancela en el proceso de correlación cruzada, quedando sólo el tiempo de viaje a lo largo del trayecto entre x_A y x_B , es decir, $t_B - t_A = \frac{x_B - x_A}{c}$. Por lo tanto, la correlación cruzada de las respuestas mostradas en las Figuras 3.1b y c es un impulso en $t_B - t_A$ (Figura 3.1d). Este impulso puede interpretarse como la respuesta de una fuente virtual en x_A , observada por un receptor en x_B , es decir, la función de Green $G(x_B, x_A, t)$.

Un aspecto interesante es que la velocidad de propagación c y la posición real de la fuente x_S no necesitan conocerse. Los tiempos de viaje a lo largo del camino común entre x_S y x_A se compensan entre sí, independientemente de la velocidad de propagación y de la longitud de dicho trayecto. De manera similar, si el impulso de la fuente ocurriera en $t = t_S$ en lugar de $t = 0$, los impulsos observados en x_A y x_B se desplazarían en la misma cantidad de tiempo t_S , que sería cancelada en la correlación cruzada. Por lo tanto, el tiempo absoluto t_S en el que la fuente emite su pulso tampoco es necesario conocerlo.

Supongamos ahora que la fuente no es impulsiva, sino que está definida por una ondícula $s(t)$. Las respuestas en x_A y x_B pueden escribirse como:

$$u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * s(t), \quad (3.8)$$

$$u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * s(t). \quad (3.9)$$

Si definimos $S_s(t)$ como la autocorrelación de $s(t)$, es decir, $S_s(t) = s(t) * s(-t)$, entonces la correlación cruzada de $u(x_A, x_S, t)$ y $u(x_B, x_S, t)$ da como resultado el lado izquierdo de la Ecuación 3.7 (dado que la convolución es una operación conmutativa) convolucionado con $S_s(t)$, y esto es igual al lado derecho de la Ecuación 3.7 convolucionado con $S_s(t)$:

$$u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t) * S_s(t). \quad (3.10)$$

Es decir, si la fuente es una ondícula en lugar de un impulso, la correlación cruzada entre las respuestas de los dos receptores da como resultado la función de Green entre estos dos receptores convolucionada con la autocorrelación de la función fuente. Principio válido para cualquier tipo de señal, incluso ruido.

Consideremos ahora la configuración dada por la Figura 3.2, con una fuente impulsiva en otra ubicación $x = x'_S$ y que la energía se propaga a lo largo del eje x hacia la izquierda.

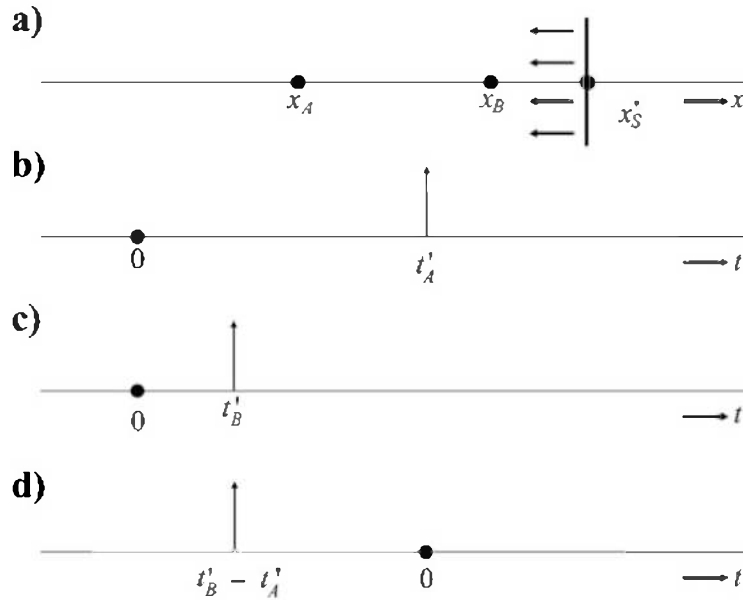


Figura 3.2: Ejemplo 1D de interferometría sísmica de onda directa. a) Onda plana viajando hacia la izquierda a lo largo del eje x , generada a partir de una fuente impulsiva en $x = x_S$ y a $t = 0$. b) Respuesta observada por un receptor en x_A . c) Respuesta observada por un receptor ubicado en x_B . d) Correlación cruzada interpretada como la función de Green invertida en tiempo. Imagen obtenida de Wapenaar et al. (2010).

La Figura 3.2b muestra la respuesta en x_A dada por $G(x_A, x'_S, t) = \delta(t - t'_A)$, con $t'_A = (x'_S - x_A)/c$. De manera similar, la respuesta en x_B es $G(x_B, x'_S, t) = \delta(t - t'_B)$, con $t'_B = (x'_S - x_B)/c$ (Figura 3.2c). La correlación cruzada entre estas respuestas es

$$G(x_A, x'_S, t) * G(x_B, x'_S, t) = \delta(t - (t'_B - t'_A)), \quad (3.11)$$

$$G(x_A, x'_S, t) * G(x_B, x'_S, t) = \delta\left(t + \frac{x_B - x_A}{c}\right), \quad (3.12)$$

lo cual es igual a la función de Green invertida en el tiempo $G(x_B, x_A, -t)$. Por lo tanto, para la configuración de la Figura 3.2a, obtenemos la siguiente representación de la función de Green:

$$G(x_B, x_A, -t) = G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t). \quad (3.13)$$

Combinando las ecuaciones 3.13 y 3.7 de la siguiente manera obtenemos:

$$G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t), \quad (3.14)$$

donde $i=1, 2$ corresponde a x_S y x'_S respectivamente.

Si nuevamente consideramos que la fuente puede ser descrita por una ondícula $s(t)$ en lugar de un impulso, la Ecuación 3.13 puede reescribirse como:

$$[G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)] * S_s(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x'_S, t) * u(x_A, x'_S, -t). \quad (3.15)$$

El resultado de la Ecuación 3.15 indica que la correlación cruzada de la superposición de ondas propagándose en direcciones opuestas registradas en las posiciones x_A y x_B , da como resultado la función de Green entre x_A y x_B más una versión de la misma con tiempo invertido, convolucionadas con la autocorrelación de la función fuente $s(t)$ (Wapenaar et al., 2010).

3.1.3. Interferometría sísmica de onda reflejada

La interferometría sísmica de ondas reflejadas permite extraer, mediante la correlación cruzada de dos registros sísmicos, la información de una reflexión generada desde una fuente situada en la posición de un primer receptor y detectada en la ubicación de un segundo receptor.

Este concepto se ilustra en la Figura 3.3 para un caso específico, donde tenemos una fuente puntual y una heterogeneidad que se encuentra en el punto medio entre ambos receptores. La energía emitida desde la fuente es registrada en el receptor más cercano por

lo que su traza contendrá la información de la ondícula correspondiente a la función fuente retardada en tiempo (Figura 3.3a). La misma onda es reflejada en superficie hacia abajo y luego es reflejada en la heterogeneidad hacia la superficie, arribando de esta manera al segundo receptor. La traza de este último contendrá la misma ondícula de la fuente con mayor retraso que la del anterior debido al recorrido adicional desde el primer receptor al segundo (Figura 3.3b). Mediante la aplicación de la interferometría sísmica (denotado como \otimes en la Figura 3.3), se elimina información sobre el recorrido de la ondícula que ambos registros comparten, es decir, el camino desde la fuente hasta el primer receptor, quedando únicamente el recorrido de la perturbación que, partiendo del primer receptor, se refleja en la heterogeneidad y arriba al segundo receptor. Esto se puede interpretar como una reflexión cuya fuente se ubica en la posición del primer receptor y es registrada en el segundo.

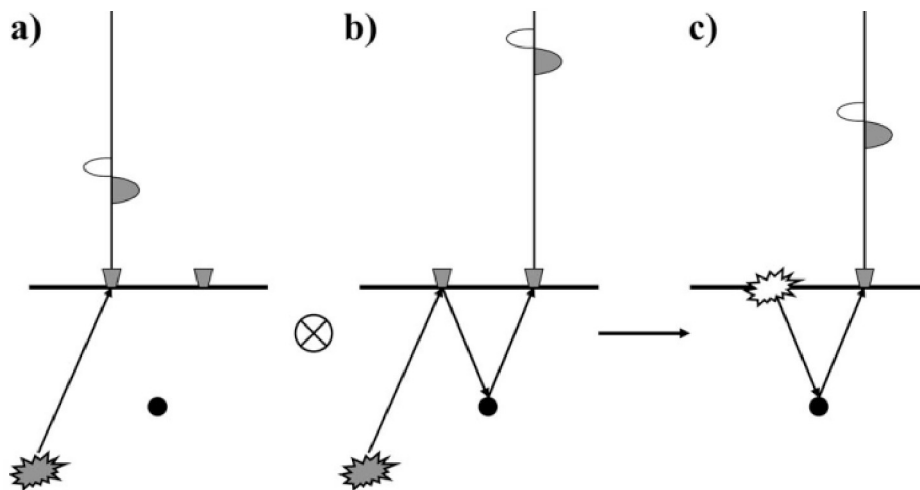


Figura 3.3: Principio básico de la interferometría de onda reflejada. a) Fuente subsuperficial emitiendo una onda que es recibida por un receptor. b) Un segundo receptor recibe una onda reflejada. c) La correlación cruzada elimina la propagación a lo largo del camino entre la fuente y el primer receptor. El resultado es interpretado como una reflexión, con la fuente en la posición del primer receptor, observada por el segundo. Imagen obtenida de Schuster (2009).

Debido a las aproximaciones realizadas en el desarrollo teórico de la interferometría sísmica, es crucial, para mejorar la eficiencia en la obtención de información del subsuelo, considerar una gran cantidad de reflexiones. Para ilustrar este punto, se puede asumir un modelo en el que una capa homogénea y sin pérdida de energía está ubicada entre una superficie libre y un semiespacio homogéneo inferior (Figura 3.4). En este escenario,

supongamos una fuente impulsiva unitaria en el semiespacio inferior que emite una onda plana hacia la superficie, la cual es alcanzada a un tiempo $t = t_0$. Debido a que la onda solo atraviesa una interfaz en su trayecto hacia el primer receptor, el primer arribo se representa como un pulso de la forma $\tau\delta(t - t_0)$, donde τ es el coeficiente de transmisión de la interfaz. Si consideramos que la onda se refleja en la superficie libre, con un coeficiente de reflexión igual a -1, y luego vuelve a reflejarse en la interfaz, con coeficiente de reflexión r , el próximo arribo que alcance la superficie estará dado por $-r\tau\delta(t - t_0 - \Delta t)$, donde $\Delta t = 2\Delta z/c$ siendo Δz el espesor de la capa y c la velocidad de propagación de la onda en dicha capa (Wapenaar et al., 2010).

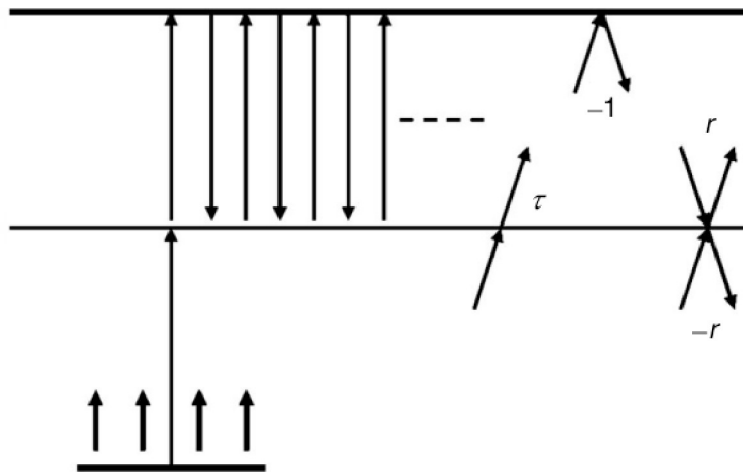


Figura 3.4: Onda plana propagándose verticalmente desde un semiespacio inferior hacia una capa homogénea superior con sus múltiples reflexiones. Imagen modificada de Wapenaar et al. (2010).

Sea $T(t)$ el campo total de ondas de propagación en dirección vertical registrado en superficie. Este contendrá una serie infinita de pulsos regulares a intervalos Δt y amplitudes $a_0 = \tau$, $a_1 = -r\tau$, $a_2 = r^2\tau$, etc (Figura 3.5). La interferometría sísmica para una onda plana propagándose verticalmente registrada en una única estación, se reduce a evaluar la autocorrelación de esa respuesta de transmisión, es decir, a $T(t) * T(-t)$ y este resultado se simplifica al considerar la relación entre el coeficiente de transmisión τ y el de reflexión como $\tau = \sqrt{1 - r^2}$, estos coeficientes se relacionan por la conservación de la energía, dado que la energía de la onda incidente debe distribuirse entre la energía reflejada y transmitida (Chapman, 1994). En este caso la autocorrelación a retardo cero

es (Wapenaar et al., 2010):

$$(a_0^2 + a_1^2 + a_2^2 + a_3^2 + \dots)\delta(t) = \tau^2(1 + r^2 + r^4 + r^6 + \dots)\delta(t) = \tau^2(1 - r^2)^{-1}\delta(t) = \delta(t). \quad (3.16)$$

En el caso de un retardo de Δt , se tiene que la autocorrelación es:

$$(a_0a_1 + a_1a_2 + a_2a_3 + \dots)\delta(t - \Delta t) = -r\tau^2(1 + r^2 + r^4 + \dots)\delta(t - \Delta t) = -r\delta(t - \Delta t). \quad (3.17)$$

Análogamente, para tiempos $2\Delta t$, $3\Delta t$, etc. se tendrá que la autocorrelación es igual a $r^2\delta(t - 2\Delta t)$, $-r^3\delta(t - 3\Delta t)$, etc. respectivamente.

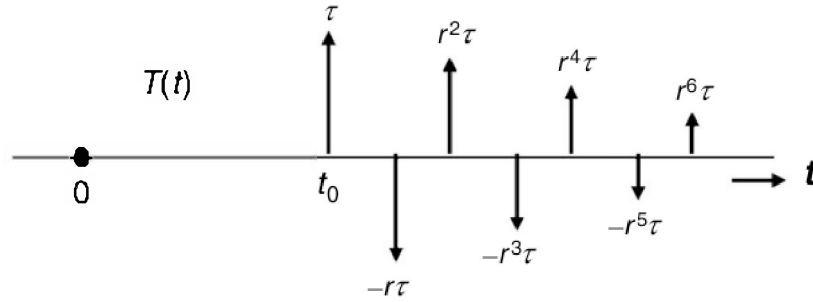


Figura 3.5: Respuesta de transmisión $T(t)$ observada en la superficie libre. Imagen modificada de Wapenaar et al. (2010).

Quitando el primer arribo, estos pulsos de manera conjunta representan la respuesta global de reflexión $R(t)$ a una onda plana iluminando la capa desde la superficie. Como consecuencia, la parte causal de la autocorrelación es igual a $-R(t)$ y la acausal es $-R(-t)$. Con estas consideraciones, se tiene que:

$$R(t) + R(-t) = \delta(t) - T(t) * T(-t). \quad (3.18)$$

Esta expresión muestra que la respuesta global de reflexión puede ser obtenida a partir de la autocorrelación de la respuesta global de transmisión. Este resultado es análogo a la expresión obtenida para la interferometría de onda directa (Ecuación 3.14). En ambos casos, el lado izquierdo es una superposición de una respuesta causal y su versión invertida en el tiempo. La principal diferencia es que el lado derecho de la Ecuación 3.14 es una superposición de correlaciones cruzadas de ondas que se propagan hacia la derecha y hacia la izquierda, lo que fue necesario para obtener una respuesta simétrica en el tiempo, mientras que el lado derecho de la Ecuación 3.18 es una única autocorrelación pues la superficie libre en la Figura 3.4 actúa como un espejo, lo que elimina la necesidad de tener fuentes a ambos lados de los receptores para obtener una respuesta simétrica en el tiempo (Wapenaar et al., 2010).

La idea clave en ambos casos de interferometría, de onda directa y de onda reflejada, es que la correlación cruzada entre las señales registradas en dos puntos genera la respuesta impulsiva del subsuelo entre esas ubicaciones, lo que permite suponer la existencia de una fuente virtual en la posición del primer receptor.

3.1.4. Interferometría de ruido sísmico ambiental

La utilización de ruido sísmico ambiental en el ámbito de la interferometría sísmica ofrece la oportunidad de estimar, mediante el uso de registros continuos, la función de Green del medio cercano a las estaciones de monitoreo. A través de la comparación de las funciones de Green a lo largo del tiempo, la interferometría sísmica permite inferir cambios precisos en dichas funciones y, por ende, en las propiedades del medio subyacente.

Una de las hipótesis para aplicar la interferometría sísmica al ruido ambiental es considerarlo como un campo de ondas difuso, producido por fases aleatorias en los arribos. Esto implica un campo de ondas azimutalmente isotrópico y espacialmente homogéneo al promediar períodos de tiempo suficientemente largos (Hodgson, 1996; Weaver & Lobkis, 2001). Sin embargo, en la práctica, no siempre se obtiene un campo de ondas difuso. Una distribución inhomogénea de fuentes puede introducir imperfecciones en la reconstrucción de las funciones de Green. No obstante, se ha demostrado que es posible el uso de un campo de ondas azimutalmente anisotrópico, como el que compone el ruido sísmico, para obtener funciones de Green precisas (Mulargia & Castellaro, 2008; Mulargia, 2012).

Una ventaja importante de la interferometría con ruido sísmico es que la coda de las funciones de correlación (las cuales surgen de la correlación cruzada entre pares de estaciones), es menos sensible a las variaciones en el origen del ruido que las ondas directas, y al mismo tiempo es más sensible a los cambios mecánicos o estructurales del subsuelo (Campillo et al., 2011).

El ruido sísmico es principalmente generado por fuentes en la superficie terrestre, las cuales producen predominantemente ondas superficiales, por ello, se espera que las señales extraídas de los registros de ruido estén compuestas principalmente por estas ondas, en lugar de ondas de cuerpo (Yang & Ritzwoller, 2008). La presencia de scattering asociado a las heterogeneidades del subsuelo, junto con la consiguiente equipartición de energía, compensa la falta de homogeneidad en la distribución de fuentes de ruido, creando un acoplamiento entre las ondas superficiales y las de cuerpo. Esto permite que ambas puedan ser recuperadas a partir de la correlación de registros de estaciones cercanas. Así, se genera el arribo de un campo difuso (representado por la coda de las funciones de

correlación) a la estación. En medios con una alta presencia de heterogeneidades, como las zonas volcánicas, la coda de las funciones de correlación se convierte en una buena aproximación a un campo difuso, tal como lo exige la teoría de la interferometría sísmica (Derode et al., 2003; Larose et al., 2004).

En la presente Tesis, aplicamos interferometría de ruido sísmico ambiental utilizando la completitud de los registros disponibles para obtener la mejor estimación posible de la función de Green entre pares de estaciones empleadas, las que permiten observar las propiedades del subsuelo. Se correlaciona el ruido sísmico entre pares de estaciones, se obtienen las funciones de correlación y su agrupamiento deriva en un aumento de la cantidad de información disponible para el análisis.

Es interesante destacar que los resultados obtenidos a partir de la interferometría de ruido sísmico ambiental suelen proporcionar información en un rango de frecuencias menor que los estudios basados en ondas directas o fuentes activas. Por lo cual, en algunos casos, la combinación de ambas técnicas permite cubrir un rango espectral más amplio y, en consecuencia, estudiar un mayor rango de profundidades (Halliday et al., 2008).

En resumen, la interferometría sísmica aplicada al ruido sísmico ambiental ofrece la ventaja de la construcción de funciones de correlación para intervalos temporales a elección, los cuales permiten, en su conjunto, derivar funciones de Green con gran precisión. Esto es fundamental para la elaboración de información de calidad.

3.2. Tomografía de ruido sísmico ambiental.

La tomografía sísmica es una técnica que explota la información contenida en los registros sísmicos permitiendo la construcción de modelos 2D o 3D del interior terrestre. Implica la resolución del problema inverso para obtener un modelo sísmico (distribución espacial de velocidades en el subsuelo) heterogéneo que sea coherente con los registros sísmicos. Formalmente, si logramos establecer una relación $d = g(m)$ entre las respuestas sísmicas d y la estructura sísmica m , el problema de la tomografía sísmica se reduce a encontrar m tal que d explique los registros observados d_{obs} . En la mayoría de los casos, tanto d como m son vectores discretos de gran dimensión, lo que significa que se utilizan muchos registros para obtener un modelo detallado del subsuelo (Rawlinson et al., 2009).

La tomografía de ruido ambiental (ANT - Ambient Noise Tomography por sus siglas en inglés) se utiliza para estimar la velocidad de las ondas superficiales (en general, de períodos cortos y de períodos intermedios) mediante la correlación cruzada de ruido sísmico ambiental entre pares de estaciones. Este “ruido” es generado por el movimiento permanente de la superficie terrestre no relacionado con sismos o fuentes específicas controladas (Campillo et al., 2011). Las perturbaciones oceánicas y atmosféricas, que se aleatorizan aún más por la dispersión causada por la heterogeneidad de la Tierra sólida, son una de las principales fuentes de energía para la tomografía de ruido ambiental.

Uno de los enfoques más comunes de la ANT consiste en extraer los tiempos de viaje de las ondas superficiales a partir de las formas de onda correlacionadas y realizar una inversión para obtener las velocidades de grupo para diferentes períodos. Esto se hace bajo el supuesto de que la propagación del rayo sísmico es en línea recta, aunque varios estudios han utilizado rayos curvos mediante la solución de la ecuación de Eikonal y, por lo tanto, han abordado la no linealidad del problema (Rawlinson et al., 2008; Saygin & Kennett, 2010). Los esfuerzos más recientes se han dirigido a recuperar la velocidad de fase además de la velocidad de grupo, e intentar resolver la estructura de velocidad de onda de corte en 3D a partir de la inversión de mapas de dispersión de ondas Rayleigh y Love (Bensen et al., 2009).

En el presente trabajo utilizaremos las curvas de dispersión de ondas superficiales que se obtuvieron a partir de la correlación cruzada entre las estaciones que registraron el ruido ambiental en el área del volcán Llaima. Se invertirán estas curvas en un procedimiento de dos pasos para determinar un modelo de velocidad de ondas de corte (V_S) bajo la superficie. Los dos pasos consisten en una inversión linealizada, mediante mínimos cuadrados, seguida de una inversión basada en el método de Monte Carlo.

3.2.1. Ondas superficiales

Las ondas superficiales son generadas por la superposición de ondas internas P y S, propagándose a lo largo de la superficie terrestre (Udías, 1999). Este tipo de ondas pueden estar asociadas al ruido sísmico, en ese caso, las fuentes actúan de manera continua y difusa, por ejemplo, las perturbaciones oceánicas y la microsismicidad terrestre (Larose et al., 2004; Yang & Ritzwoller, 2008). La correlación cruzada de los registros entre pares de estaciones es un paso fundamental para la extracción de la función de Green. Esta función se comporta como si una fuente sísmica virtual estuviera ubicada en una estación, y la otra estación registrara la propagación desde dicha fuente. De esta manera, la correlación del ruido sísmico ambiental permite reconstruir las características de propagación de las ondas Rayleigh y Love sin la necesidad de eventos sísmicos identificables.

Las ondas superficiales son dispersivas, es decir, que la velocidad con la que se propagan depende de la frecuencia. Y su velocidad asociada a una frecuencia específica se la denomina velocidad de fase $c(\omega)$, siendo ω la frecuencia angular,

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k} = \frac{\lambda}{T}, \quad (3.19)$$

k el número de onda y T el período. Esta es la velocidad con la que se propaga cada componente armónico de las ondas superficiales y depende de los parámetros del medio, como los espesores y velocidades de las ondas de cuerpo, que varían con la profundidad. A causa de la dispersión, cuando las ondas superficiales de frecuencias próximas viajan a velocidades similares, las mismas interfieren entre sí en una tendencia modulada cuya frecuencia es la media de sus componentes y su envolvente varía lentamente en amplitud con el tiempo. En este caso, la energía del movimiento se concentra en paquetes de ondas que viajan con una velocidad que se la denomina velocidad de grupo $U(\omega)$:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk}. \quad (3.20)$$

Usando la ecuación 3.19 podemos escribir a la velocidad de grupo como:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d\omega}{d\frac{\omega}{c(\omega)}} = \left(\frac{d\frac{\omega}{c(\omega)}}{d\omega} \right)^{-1} = \left(\frac{c(\omega) - \omega \frac{dc(\omega)}{d\omega}}{c(\omega)^2} \right)^{-1} = \left(\frac{1 - \frac{\omega}{c(\omega)} \frac{dc(\omega)}{d\omega}}{c(\omega)} \right)^{-1}. \quad (3.21)$$

Por lo tanto,

$$U(\omega) = \frac{c(\omega)}{1 - \frac{\omega}{c(\omega)} \frac{dc(\omega)}{d\omega}}. \quad (3.22)$$

Vemos que la velocidad de grupo depende de la velocidad de fase de las ondas individuales, y por ende de los parámetros del medio, y de cómo varía esa velocidad (Rosa, 2015).

3.2.2. Curvas de dispersión

En un medio homogéneo, las ondas superficiales con distintas longitudes de onda penetran a diferentes profundidades pero todas presentan la misma velocidad, por ser el material uniforme (Figura 3.6A izquierda). Si el medio posee capas de distintas propiedades, las ondas de distinta longitud de onda que atraviesan las diferentes capas, con distintas propiedades elásticas, se propagan a una velocidad de fase que depende de las propiedades elásticas de las capas involucradas (Figura 3.6B derecha).

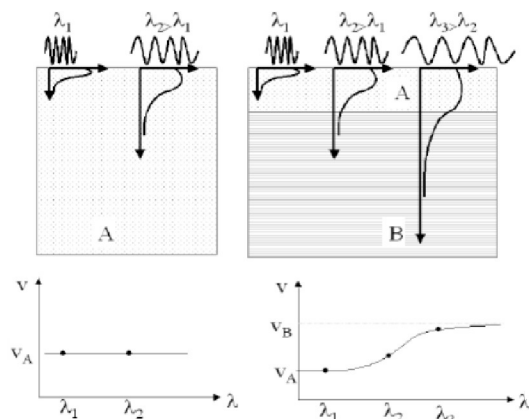


Figura 3.6: Ondas Rayleigh con diferentes longitudes de onda penetrando en un medio homogéneo (A) y en un medio heterogéneo (B). Imagen extraída de Rosa (2015).

La forma de la curva de dispersión depende de ciertos parámetros del medio como los espesores, las densidades y velocidades de las ondas P y S, entonces conociendo la curva para una trayectoria determinada, es esperable obtener, mediante procesos de inversión, la estructura de velocidad de la onda S para dicha trayectoria. Es por esto que resulta crucial la determinación de las curvas de dispersión para el análisis del interior terrestre (Rosa, 2015).

La correlación cruzada del ruido sísmico ambiental es una aproximación de la función de Green de ondas superficiales entre dos puntos de observación. En el caso de un campo de ondas ambientales difusas, registrado en dos receptores, la función empírica de Green de ondas Rayleigh puede emplearse para restringir la estructura de velocidades del interior de la Tierra. En el dominio de la frecuencia, esta es proporcional a una función de Bessel de primera especie de orden cero (J_0) (Magrini et al., 2022):

$$\mathcal{R}\{\rho(x_A, x_B, \omega)\} \approx J_0\left(\frac{\omega\Delta}{c}\right) e^{-\alpha\Delta}, \quad (3.23)$$

donde Δ , ω y c corresponden a la distancia entre estaciones, la frecuencia angular y la velocidad de fase, respectivamente, ρ es el valor esperado del espectro cruzado normalizado asociado con los dos registros de ruido ambiental, y $\mathcal{R}\{\dots\}$ es la parte real del número complejo. El término $e^{-\alpha\Delta}$ es el amortiguamiento que considera la atenuación (α) de las ondas Rayleigh propagándose entre los receptores.

Al trabajar con ruido ambiental, estamos utilizando sismogramas continuos de larga duración por lo que la esperanza estadística de ρ se reemplaza por un promedio de los espectros cruzados calculados en una ventana temporal de varios días. Esto contribuye a aproximar la condición de un campo de ondas ambientales difusas, permitiendo usar la ecuación anterior para medir la velocidad de fase (promedio) entre estaciones (Boschi & Weemstra, 2015).

En la práctica, SeisLib (Magrini et al., 2022), que es la librería de Python que utilizaremos para esta etapa de procesamiento, emplea la ecuación 3.23 para calcular las velocidades de fase de ondas Rayleigh y Love. Dado que la velocidad de fase está relacionada con la fase de la función empírica de Green, pero no con su amplitud, el término de amortiguamiento exponencial se descarta, lo que simplifica el problema de recuperar c a partir de los datos (Magrini et al., 2022).

3.2.3. Inversión de velocidad

SeisLib es la librería de Python que utilizamos para realizar esta primera inversión. Uno de los módulos de esta librería permite invertir mediciones de velocidad entre estaciones para generar mapas de velocidad de ondas superficiales. SeisLib implementa un esquema de inversión de mínimos cuadrados basado en la teoría de rayos, lo cual implica asumir que las ondas superficiales se propagan de un punto dado en la superficie terrestre a otro sin desviarse de la trayectoria de círculo máximo que los conecta. El tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria de círculo máximo puede expresarse como:

$$t = \int_{path} s(\phi(l), \theta(l)) dl, \quad (3.24)$$

donde ϕ y θ representan la longitud y latitud respectivamente, de cada uno de los puntos a lo largo de la trayectoria de un rayo y s es la lentitud que se desea determinar en la Tierra.

Considerando una parametrización discreta de la superficie terrestre y suponiendo que cada bloque o celda de la cuadrícula de esta parametrización tiene lentitud constante,

podemos escribir:

$$s = \frac{1}{L} \sum_n s_n l_n, \quad (3.25)$$

donde L es la longitud de la trayectoria de círculo máximo y l_n es la distancia recorrida por la onda superficial a través del n -ésimo bloque. La ecuación anterior representa el problema directo que permite obtener la velocidad promedio de propagación entre dos puntos en la superficie terrestre. Si ahora definimos la matriz A de $p \times q$ elementos, tal que p es el número total de observaciones:

$$d = A \cdot m, \quad (3.26)$$

donde d es un vector p -dimensional cuyo k -ésimo elemento corresponde a la lentitud medida, y m es el vector q -dimensional deseado, cuyo k -ésimo elemento corresponde al coeficiente del modelo s_k . La matriz A puede calcularse numéricamente. La ecuación 3.26 es la base del problema inverso a resolver, su solución será la distribución de lentitud (o velocidad) que estamos buscando. Sin embargo, en aplicaciones sismológicas reales, el sistema de ecuaciones lineales anterior suele ser sobredeterminado, es decir, el número de datos es mucho mayor que el número de parámetros del modelo ($p \gg q$). Esto implica que, aunque A es conocida, no es invertible.

En SeisLib se resuelve el problema inverso anterior mediante el uso de mínimos cuadrados regularizado, es decir,

$$m = m_0 + (A^T A + \mu^2 R_{eg}^T R_{eg})^{-1} A^T (d - A \cdot m_0), \quad (3.27)$$

donde R_{eg} es la matriz de regularización que depende de la parametrización, m_0 es el modelo inicial y μ es el parámetro de regularización que se debe elegir mediante un análisis de curva L (Hansen, 1999).

3.2.4. Inversión en profundidad

Para realizar la segunda inversión utilizamos BayHunter (Dreiling & Tilmann, 2019), una herramienta de código abierto en Python diseñada para realizar una inversión bayesiana transdimensional mediante cadenas de Markov Monte Carlo (McMC) de la dispersión de ondas superficiales. El algoritmo sigue una estrategia impulsada por los datos y resuelve la estructura de velocidad en profundidad, el número de capas, la relación V_p/V_s , y los parámetros de ruido, como la correlación y amplitud del ruido en los datos.

Habitualmente los métodos de inversión aproximan el mejor modelo minimizando desviaciones. La inversión Bayesiana, en cambio, busca el modelo más probable generando

distribuciones de probabilidad para cada parámetro del mismo. Como su nombre lo indica, se fundamenta en el teorema de Bayes, que relaciona las probabilidades condicionales inversas. Suponiendo que tenemos datos observados d_{obs} y un modelo m , la probabilidad de observar d_{obs} dado m es $p(d_{obs}|m)$, y la probabilidad de obtener m dado d_{obs} es $p(m|d_{obs})$. Ambas ocurrencias dependen también de la probabilidad de que ocurra m o d_{obs} , es decir, $p(m)$ y $p(d_{obs})$. La probabilidad condicional inversa de que ambos eventos ocurran está dada por:

$$p(m|d_{obs})p(d_{obs}) = p(d_{obs}|m)p(m), \quad (3.28)$$

como d_{obs} se conoce, a partir de las mediciones, el teorema de Bayes puede reescribirse como:

$$p(m|d_{obs}) \propto p(d_{obs}|m)p(m), \quad (3.29)$$

$p(m|d_{obs})$ es la distribución posterior del modelo dado los datos, $p(d_{obs}|m)$ es la verosimilitud entre los modelos y $p(m)$ es la distribución de probabilidad previa.

La cadena de Markov Monte Carlo describe un algoritmo de muestreo para obtener muestras de una distribución de probabilidad. Este algoritmo combina el método de Monte Carlo, un método de muestreo aleatorio, y las cadenas de Markov, que asumen una dependencia entre la muestra actual y la anterior (Dreiling & Tilmann, 2019).

En la Figura 3.7 se muestra un esquema de muestreo MCMC para una cadena que progresa a través del espacio de parámetros, este progreso consta de dos etapas. La primera de ellas es la fase burn-in, en la cual la cadena comienza con una combinación aleatoria de parámetros dentro del espacio de soluciones y progresa con iteraciones continuas hacia un óptimo basado en la verosimilitud. En la segunda fase, la fase de exploración, la cadena ya ha alcanzado su región óptima y realiza un muestreo de la distribución posterior.

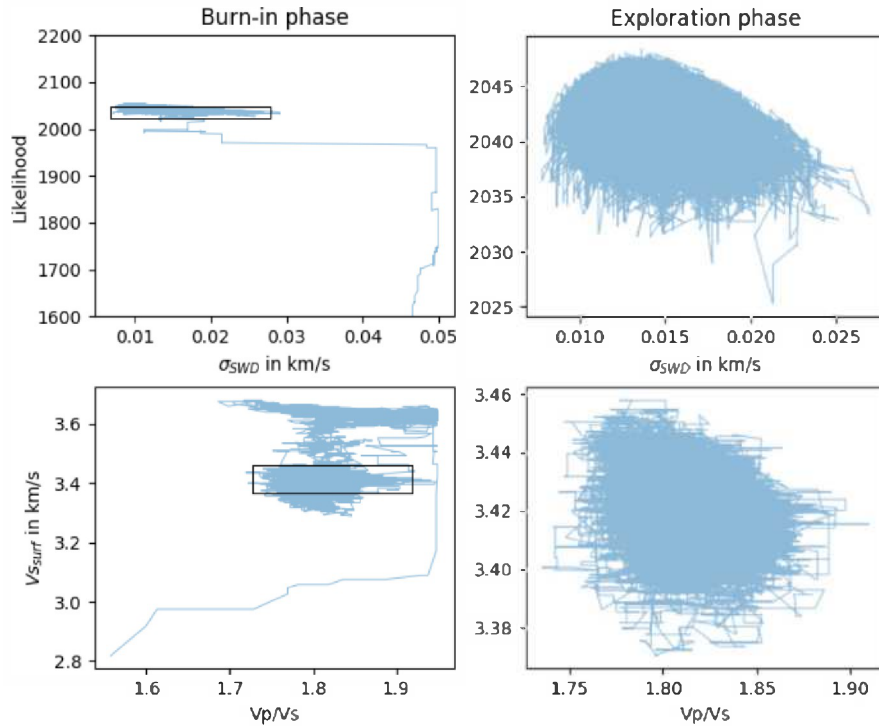


Figura 3.7: La columna de la izquierda corresponde a las iteraciones de la fase burn-in, con el recuadro en negro enmarcando la región de exploración, y la columna de la derecha a las iteraciones de la fase de exploración. En la primera fila se grafica la verosimilitud en función de la amplitud del ruido de la dispersión de ondas superficiales, y en la segunda fila se grafica la velocidad superficial V_s y la relación V_p/V_s . Ejemplo tomado de la estación SL10 en Sri Lanka. Imagen modificada de Dreiling & Tilmann (2019).

En la Figura 3.8 se muestran cien cadenas independientes explorando el mismo espacio de parámetros. Cada cadena comienza con un modelo aleatorio diferente, pero la mayoría de las cadenas convergen hacia la misma región de exploración para muestrear la distribución posterior. Sin embargo, si existen cadenas que no convergen a la zona óptima al entrar en la fase de exploración (por ejemplo, las dos cadenas de color rosa que se encuentran en el gráfico inferior derecho de la Figura 3.8) probablemente representen cadenas atípicas y no deberían considerarse para la distribución posterior.

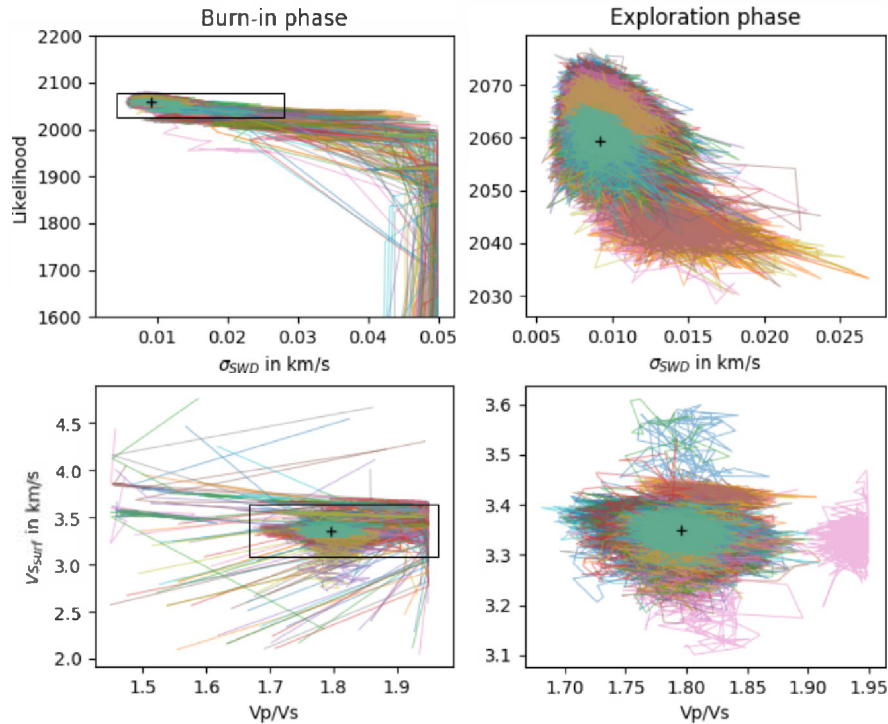


Figura 3.8: Mismos parámetros que en la Figura 3.7. La cruz negra indica la mediana de la distribución posterior completa (fase de exploración). Ejemplo tomado de la estación SL10 en Sri Lanka. Imagen modificada de Dreiling & Tilmann (2019).

3.2.5. Resolución

Uno de los principales aspectos a la hora de realizar la inversión de las velocidades de las ondas superficiales es considerar su resolución en profundidad, es decir, la capacidad que poseen estas ondas para recuperar la información de los parámetros del medio para diferentes profundidades. Es por esto que se analiza la sensibilidad de las velocidades de las ondas superficiales respecto a los parámetros del medio como la densidad y velocidades de ondas P y S. Por ello los núcleos de sensibilidad o kernels, que se obtienen calculando la derivada parcial de la velocidad de las ondas superficiales respecto a los parámetros del medio (como puede ser las velocidades de las ondas de cuerpo, la densidad y profundidad), nos proveen una relación entre las velocidades de dispersión y la estructura de la Tierra (Rosa, 2015).

En general, las velocidades de las ondas superficiales son altamente sensibles a los cambios en las velocidades de la onda de corte. Para un modelo regional de velocidad de onda S en el área de estudio (Sielfeld et al., 2019) y utilizando el software senskernel (Aki & Richards, 1980; Levshin et al., 1989), hemos encontrado que, conforme aumenta el período de las ondas superficiales, tendremos mayor sensibilidad a mayor profundidad

(Figura 3.9). Para este modelo regional de V_s podemos obtener una buena resolución en los primeros 15km de profundidad aproximadamente, descartando los primeros metros pues para muestrear bien estas profundidades deberíamos trabajar con frecuencias más altas, es por este motivo que observamos en la Figura 3.9 una gran variación de sensibilidad en la zona más somera.

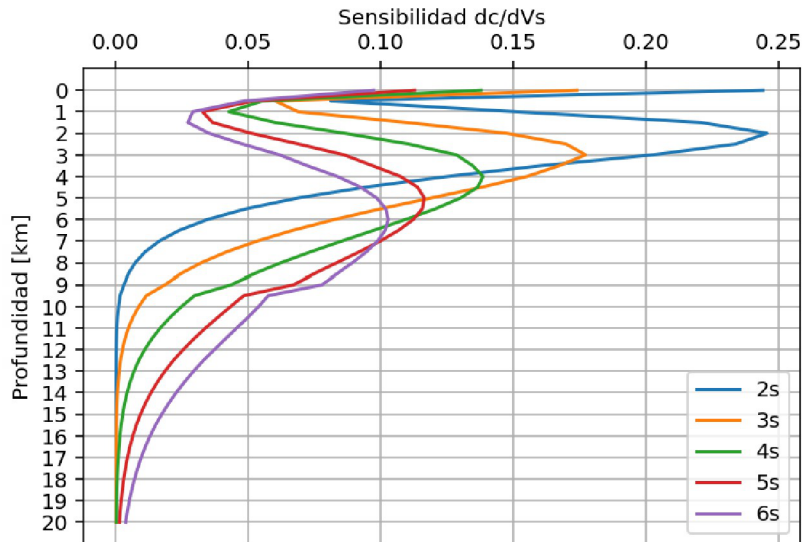


Figura 3.9: Núcleos de sensibilidad de la velocidad de fase del modo fundamental de la onda Rayleigh respecto a la velocidad de onda S, para diferentes profundidades y a distintos períodos.

Capítulo 4

Aplicación

4.1. Datos disponibles

En esta sección describimos las redes y estaciones sísmicas que fueron utilizadas para la realización de la tomografía de ruido sísmico ambiental. La distribución de las estaciones se muestran en la Figura 4.1. La red LL se instaló de manera temporal para reforzar las estaciones de la red sísmica TC (OVDAS-SERNAGEOMIN), que constituye la red permanente de vigilancia volcánica del Vn. Llaima. Por su parte, la red 3H fue establecida provisionalmente como parte del experimento SAIAS (Sielfeld et al., 2019). Fueron utilizadas un total de 49 estaciones sísmicas para la realización de este trabajo, cada una de ellas adquiriendo cien muestras por segundo.

4.1.1. Red LL

La red LL fue desplegada temporalmente entre enero y marzo de 2015 gracias a los esfuerzos coordinados de investigadores de la Universidad de Boise y de Carolina del Norte (Estados Unidos) y con la colaboración de OVDAS-SERNAGEOMIN. Estas estaciones fueron instaladas en un área de 20×25 km² alrededor del volcán Llaima y estaban equipadas con una variedad de sismómetros de banda ancha de tres componentes y digitalizadores, los cuales se detallan en la Tabla 4.1. Originalmente contaba con 26 estaciones, pero dado que la ventana temporal disponible era menor a 30 días, se descartó a la estación MIC por cubrir solo una pequeña porción del intervalo de procesamiento requerido.

4.1.2. Red 3H

Las 16 estaciones pertenecientes a esta red fueron desplegadas como parte del experimento SAIAS (Sielfeld et al., 2019). Las especificaciones de estas estaciones se encuentran en la Tabla 4.2, todas equipadas con sismómetros de banda ancha de componente vertical únicamente. Utilizamos la información de las 16 estaciones.

4.1.3. Red TC

Esta red se encuentra en funcionamiento permanente ya que pertenece a la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (OVDAS-SERNAGEOMIN, Chile). Cuenta con 9 estaciones sísmicas instaladas, de las cuales tenemos información de 8 de ellas, todas equipadas con sismómetros de banda ancha de tres componentes, excepto la estación LAJ, que cuenta con un sismómetro de una componente vertical (la cual fue igualmente utilizada). En la Tabla 4.3 se enumeran las 8 estaciones de las cuales se obtuvieron las formas de ondas para el estudio (se detallan sensores y digitalizadores).

Tabla 4.1: Estaciones pertenecientes a la red LL.

| Estación | Latitud [°] | Longitud [°] | Altura [m] | Sensor | Digitalizador |
|----------|-------------|--------------|------------|-----------------------|-----------------|
| BAD | -38.644051 | -71.782943 | 1245 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk3 |
| BVL | -38.75609 | -71.7925 | 1478 | MCP-120s ¹ | MC |
| CHM | -38.76508 | -71.58561 | 840 | T120P/PA ² | Taurus |
| CIN | -38.68433 | -71.70295 | 1934 | T120P/PA | Reftek 130 |
| CTF | -38.76369 | -71.72169 | 1473 | MCP-120s | MC ³ |
| DTH | -38.74567 | -71.72274 | 1720 | MCP-120s | MC |
| GEO | -38.70291 | -71.69817 | 1933 | T120P/PA | Reftek 130 |
| HFH | -38.75104 | -71.76026 | 1621 | MCP-120s | MC |
| HRD | -38.69548 | -71.73027 | 3080 | MCP-120s | MC |

¹Nanometrics - Meridian Compact Posthole de 120 segundos

²Nanometrics - Trillium 120P/PA

³Nanometrics - Meridian Compact

| Estación | Latitud [°] | Longitud [°] | Altura [m] | Sensor | Digitalizador |
|----------|-------------|--------------|------------|----------------|----------------------|
| HRS | -38.72586 | -71.77995 | 1810 | MCP-120s | MC |
| LAG | -38.69351 | -71.598033 | 998 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk3 |
| LAH | -38.63643 | -71.72533 | 1183 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk2 |
| LST | -38.72921 | -71.68367 | 1486 | MCP-120s | MC |
| MAG | -38.85513 | -71.89416 | 501 | T120P/PA | Taurus ⁴ |
| MDV | -38.89972 | -71.87402 | 490 | T120P/PA | Reftek 130 |
| PAX | -38.820343 | -71.742971 | 712 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk3 |
| POW | -38.8094 | -71.79934 | 777 | Guralp CMG-3T | Reftek 130 |
| RAB | -38.89503 | -71.7368 | 732 | T120P/PA | Taurus |
| RLW | -38.70591 | -71.76403 | 1975 | T120P/PA | Reftek 130 |
| ROD | -38.93478 | -71.82444 | 821 | T120P/PA | Centaur ⁵ |
| SCT | -38.67293 | -71.72349 | 1934 | Guralp CMG-40T | Reftek 130 |
| SMM | -38.69083 | -71.79142 | 1711 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk2 |
| STM | -38.687911 | -71.765127 | 1970 | T120P/PA | Centaur |
| TRL | -38.754478 | -71.645836 | 882 | Guralp CMG-3T | Guralp Mk3 |
| WAT | -38.7243 | -71.6567 | 1027 | T120P/PA | Centaur |

Tabla 4.2: Estaciones pertenecientes a la red 3H.

| Estación | Latitud [°] | Longitud [°] | Altura [m] | Sensor | Digitalizador |
|----------|-------------|--------------|------------|------------|-----------------|
| LB4S | -38.541 | -71.257 | 1118 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LB5S | -38.694 | -71.33 | 1172 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |

⁴Nanometrics - Taurus⁵Nanometrics - Centaur

4.1. DATOS DISPONIBLES

| Estación | Latitud [°] | Longitud [°] | Altura [m] | Sensor | Digitalizador |
|-----------------|--------------------|---------------------|-------------------|------------------|----------------------|
| LB6S | -38.809 | -71.282 | 1141 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LL1B | -38.59 | -71.801 | 743 | Trillium Compact | EarthDataLogger |
| LL2B | -38.672 | -71.624 | 1054 | Trillium Compact | EarthDataLogger |
| LL3S | -38.833 | -71.638 | 522 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LL4S | -38.873 | -71.822 | 414 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LS1B | -38.92 | -71.493 | 1196 | Trillium Compact | EarthDataLogger |
| LS2S | -39.065 | -71.72 | 495 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LS3S | -39.117 | -71.475 | 828 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LS4S | -39.197 | -71.854 | 655 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LX2S | -38.234 | -71.728 | 1167 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LX3S | -38.434 | -71.389 | 1052 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LX4S | -38.463 | -71.638 | 914 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LX5S | -38.47 | -71.509 | 1131 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |
| LX6S | -38.474 | -71.775 | 635 | Mark L4-3D | EarthDataLogger |

Tabla 4.3: Estaciones pertenecientes a la red TC

| Estación | Latitud [°] | Longitud [°] | Altura [m] | Sensor | Digitalizador |
|-----------------|--------------------|---------------------|-------------------|----------------|----------------------|
| AGU | -38.723 | -71.715 | 2154 | T120P/PA | Quanterra Q330 |
| LAV | -38.7015 | -71.6461667 | 1090 | T120P/PA | Quanterra Q330 |
| LAJ | -38.7550167 | -71.6962333 | 1603 | Sercel L4C | Reftek 130B |
| CRU | -38.709011 | -71.799531 | 1704 | T120P/PA | Quanterra Q330 |
| CON | -38.74014 | -71.77058 | 1762 | Reftek 151-30 | Reftek 130B |
| LLA | -38.7808333 | -71.7 | 1088 | Guralp CMG-6T | Reftek 130B |
| PAI | -38.8737694 | -71.6459333 | 1130 | Guralp CMG-40T | Guralp CMG-DM24 |
| ROC | -38.6779333 | -71.6826833 | 1720 | Reftek 151-30 | Reftek 130B |

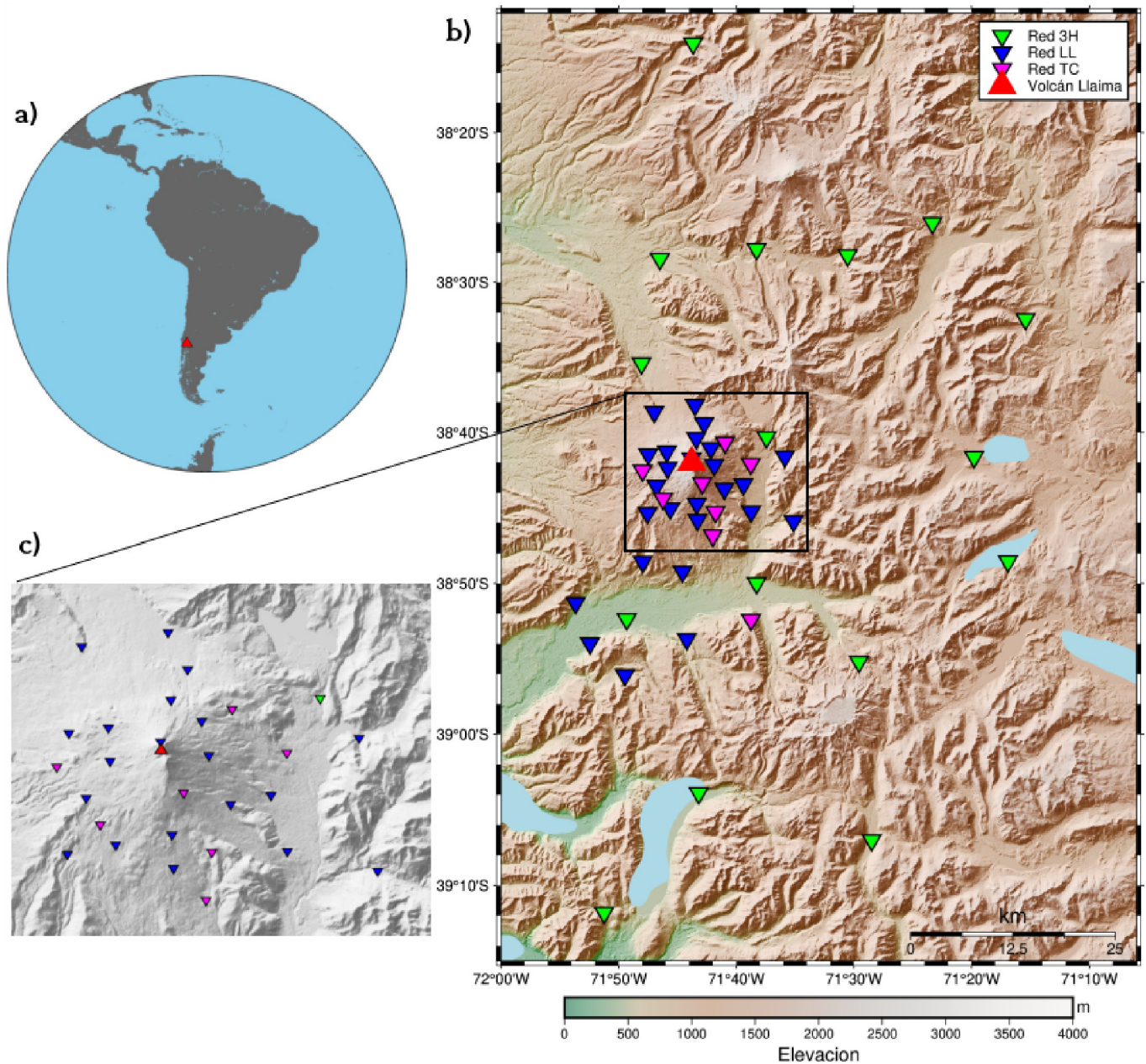


Figura 4.1: a) Ubicación del volcán Llaima (rojo). b) Ubicaciones de las estaciones sísmicas pertenecientes a la redes 3H (verde), LL (azul) y TC (magenta), y el volcán Llaima (rojo). c) Acercamiento al recuadro negro de la figura b para una mejor visualización de la distribución de estaciones en la zona más cercana al edificio volcánico.

4.2. Respuestas instrumentales

Para compatibilizar los datos a utilizar se necesita disponer de las curvas de respuesta de cada instrumento (Figura 4.2) y así extraer sus efectos a fin de obtener el movimiento del suelo en las estaciones. Para ello se utilizó el programa PDCC (Portable Data Collection Center), software desarrollado por IRIS (Figura 4.3) que, además de las especificaciones de marca y modelo, requiere el ingreso de diferentes parámetros de configuración de las estaciones para la adecuada selección de las respuestas instrumentales dentro de una librería disponible. En casos particulares, ante la ausencia de algunos parámetros requeridos a tal fin, se debieron validar las configuraciones seleccionadas a partir de la comparación de registros telesísmicos entre las mismas (Figura 4.4). Las respuestas validadas se almacenan en archivos .xml y .dataless para su implementación en el procesamiento de los datos utilizando funciones de la librería obspy.

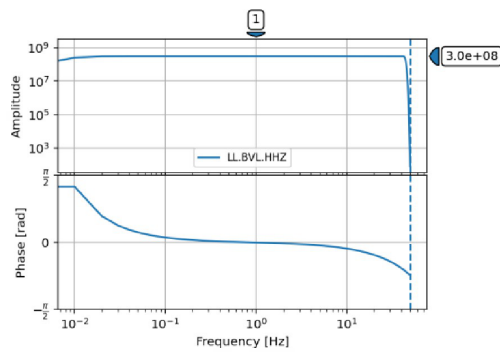


Figura 4.2: Respuesta instrumental de la estación BVL canal HHZ. Espectro de amplitud (arriba) y de fase (abajo).

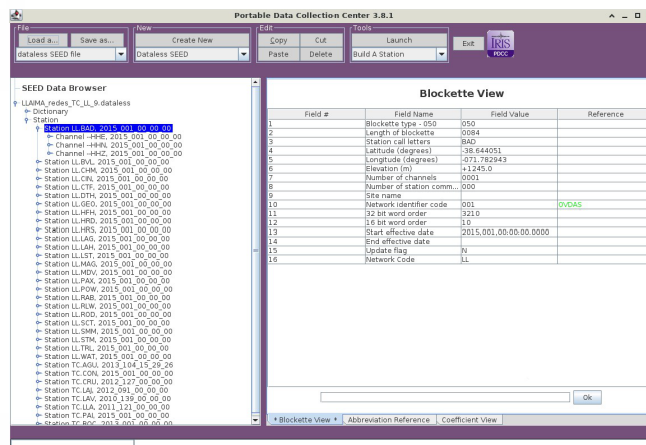


Figura 4.3: Ejemplo de información instrumental cargado en el software PDCC. En el sector izquierdo se observan las estaciones y canales, cuya selección muestra, en el sector derecho, los parámetros seleccionados para la confección de su respuesta instrumental.

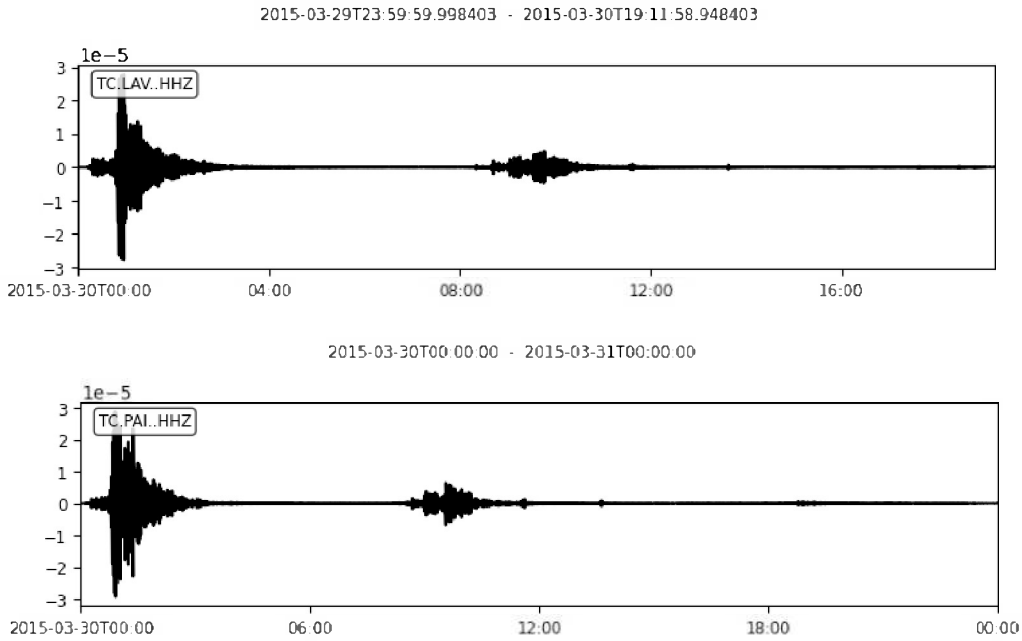
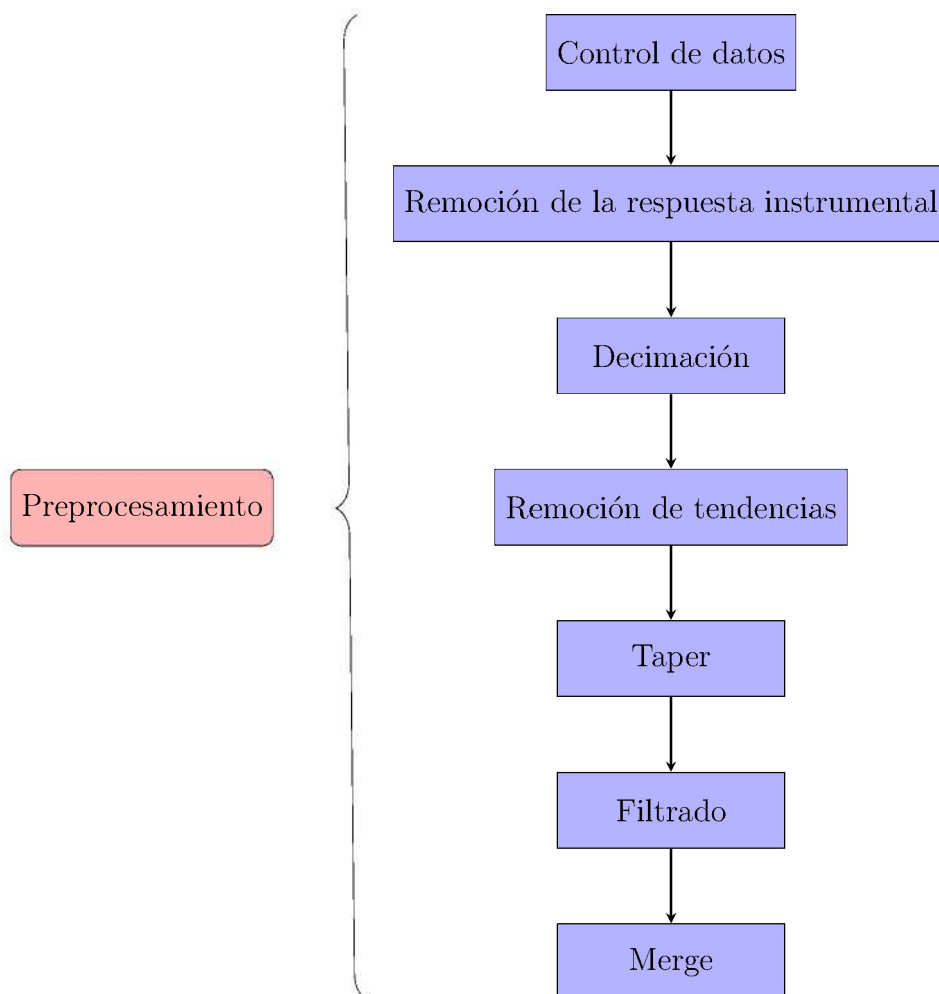


Figura 4.4: Sismograma de la estación LAV con parámetros confiables (arriba) y sismograma de la estación PAI con parámetros por validar (abajo). El evento telusímico seleccionado ocurrió el 29/3/15 a las 23:48:31 hs con $M_w = 7.5$ y profundidad = 41.3 km, arribando a nuestras estaciones el 30/3/15 a las 00:03:42 hs. De la estación PAI desconocíamos una configuración específica del digitalizador, el tap table look up range, por lo que comparamos la respuesta con una estación con un digitalizador con todos sus parámetros conocidos para un evento telusímico y viendo que las respuestas están en el mismo rango seleccionamos el tap table look up range entre 21-30.

4.3. Preprocesamiento de datos

El objetivo principal del preprocesado es adecuar los registros para una correcta aplicación de los pasos comprendidos durante el procesamiento de la información. De esta manera, el preprocesamiento consta, por ejemplo, de la homogeneización de la amplitud del registro para evitar señales de gran amplitud (como podrían ser terremotos) que influyen en la correlación cruzada entre pares de estaciones ocultando señales coherentes de menor amplitud. Los pasos a seguir serán:



- **Control de datos:** se adquieren los registros sísmicos continuos en formato mseed. Posteriormente se hace una conversión a formato SAC, donde agregamos los metadatos de latitud, longitud y elevación de cada una de las estaciones. Controlamos la continuidad del funcionamiento de las estaciones en el intervalo de tiempo y por esta razón descartamos una de las estaciones, la estación MIC perteneciente a la red LL, dado que hubo un corte de 60 días en la adquisición de datos.

- **Remoción de la respuesta instrumental:** para poder comparar registros del movimiento del suelo procedentes de diferentes instrumentos, se deconvoluciona el registro con la respuesta instrumental y así se eliminan el efecto del sensor y del adquirente en el registro.
- **Decimación:** el decimado es un paso que se suele realizar para reducir el tiempo de cómputo y consiste en reducir el número de muestras. La frecuencia de muestreo de nuestra señal es $f_m = 100$ Hz, y decimamos a 10 Hz. Por el teorema de Nyquist sabemos que es posible recuperar hasta los 5 Hz ($f_m/2$), lo cual es más que suficiente para obtener curvas de dispersión con períodos entre 2 s y 6 s. Este es el mayor rango de períodos que podemos obtener sin ambigüedad utilizando SeisLib.
- **Remoción de tendencias:** en ocasiones la media de un registro sísmico está desplazada de la línea de cero e incluso presenta una tendencia lineal, o componente espectral de muy largo período (Figura 4.5). Estas tendencias no están asociadas a las señales sísmicas reales sino que podrían deberse al ruido instrumental y a cambios de temperatura en torno al sensor. Tanto la reducción de la media como la de la pendiente son dos procesos comúnmente utilizados en el tratamiento de señales sísmicas. La primera consiste en desplazar la línea media del registro al nivel del cero. La segunda, en eliminar del registro cualquier sesgo para que presente una media horizontal.

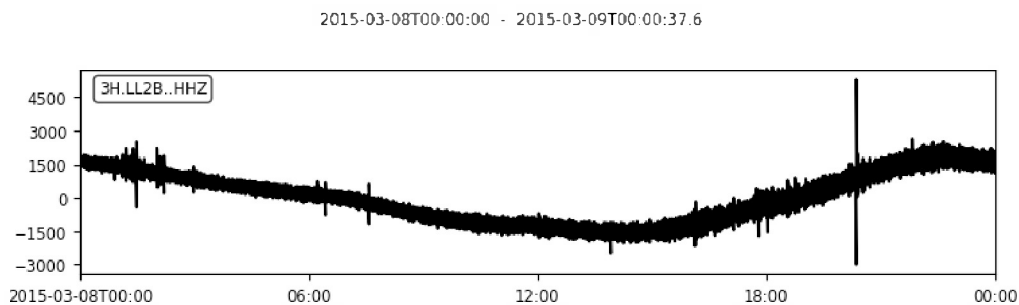


Figura 4.5: Sismograma correspondiente a la red 3H, estación LL2B, canal HHZ. Podemos ver que, antes de aplicar el preprocesamiento se ve un desplazamiento respecto del cero y cambios de pendientes.

- **Taper (o ventaneo):** tiene como objetivo suavizar los extremos de un registro para evitar efectos no deseados en la señal, como el fenómeno de Gibbs. Dado que los extremos del registro no son cero se aplica una ventana de Hanning para que la señal no tenga bordes abruptos y evitar así las oscilaciones.

- **Filtrado:** aplicamos un filtro pasabajos cuya frecuencia de corte es 4.95 Hz, para reducir el tiempo de cómputo y, además, porque nuestra señal de interés, el ruido sísmico ambiental, se encuentra típicamente en el rango 0.02-1 Hz (microsismicidad) (Nishida, 2017).
- **Merge:** consiste en combinar múltiples trazas sísmicas de un mismo canal en una sola traza continua. Dado que muchos de los registros se encuentran en formato mseed primero se realizó un merge de estos para tener datos continuos de todo un día, este merge se hizo previo a la remoción de la respuesta instrumental. Luego de realizadas las etapas descritas anteriormente se realizó otro merge para enlazar todas las trazas correspondientes a un mismo canal para todas las estaciones, obteniendo así registros continuos de 48 días como mínimo y de 168 días como máximo. El merge, en ambos casos, se aplicó sin modificar el dato original, es decir, sin realizar interpolaciones y cuando había huecos (o gaps) en el registro, se rellenó con ceros a fin de no modificar el registro.

Esta etapa de preprocesamiento es crucial, pues exigimos obtener registros continuos de más de 30 días para el cálculo de las curvas de dispersión de calidad. Los registros obtenidos luego de la etapa de preprocesamiento (Figura 4.6) serán la entrada para el programa de la librería SeisLib que calcula la velocidad de fase de las ondas superficiales, y previo a esto, realiza la rotación de las componentes de la onda Love.

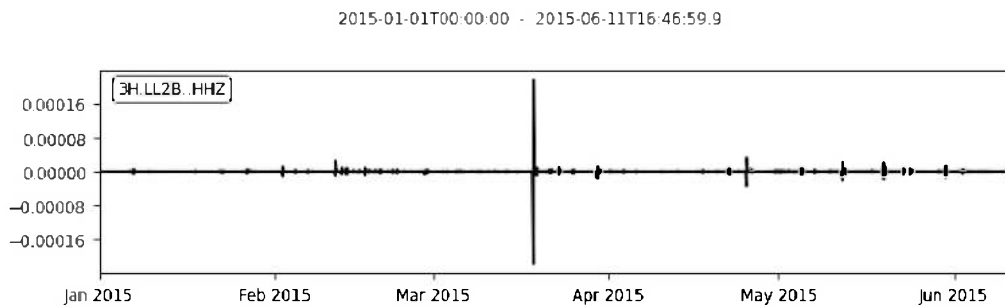


Figura 4.6: Sismograma correspondiente a la red 3H, estación LL2B, canal HHZ luego de aplicado el preprocesamiento. Se observan los cambios de unidades debido a la remoción de la respuesta instrumental, la media del registro se encuentra en el cero, no hay pendientes y es un registro continuo desde enero a junio.

4.4. Cálculo de curvas de dispersión

Para el cálculo de las curvas de dispersión utilizamos la clase `AmbientNoiseVelocity` de la librería `SeisLib`. Este algoritmo marca los cruces por cero de la correlación cruzada en el dominio de la frecuencia (ecuación 3.23) tomando el promedio de los espectros cruzados de los datos de ruido ambiental sobre un lapso temporal mayor a 30 días, para reemplazar el valor esperado de ρ por este promedio y observando en qué frecuencias se produce un cambio de signo en la función, es decir, se calculan las raíces de la función de Bessel J_0 . Luego ingresamos una curva de dispersión de referencia para un modelo global de velocidad de fase dado por Ekström et al. (1997) y el algoritmo calculará la velocidad de fase utilizando dicha curva de referencia como modelo para las frecuencias más bajas.

Además del cálculo de las curvas de dispersión automáticas (Figura 4.7, columna izquierda) obtenemos un gráfico de la correlación cruzada de los espectros (Figura 4.7, columna derecha) que representa la señal de un receptor que funciona como fuente siendo registrada por el otro receptor (principio de la interferometría). La Figura 4.7 (columna derecha) muestra ejemplos donde se observa la amplitud de la señal en función de la frecuencia (en la parte real) y la fase (parte imaginaria).

Para la onda Rayleigh obtuvimos 810 curvas de dispersión, mientras que para la onda Love obtuvimos 253. Esta diferencia significativa entre ambas se debe a que las estaciones de la red 3H (16) sólo cuentan con sismómetros de componente vertical, es decir, que sólo aportan al cálculo de las ondas Rayleigh.

Por otra parte, en el tercer gráfico de la Figura 4.7 y segundo gráfico de la Figura 4.8, como tenemos una distancia corta entre las estaciones, no tenemos demasiados cruces por cero, lo que hace que el algoritmo no pueda resolver bien esta ambigüedad. Ver que esto mismo puede ocurrir para mayores distancias, como hay una gran cantidad de cruces por cero, nuevamente el algoritmo no puede resolver la ambigüedad; tal es el caso del ejemplo mostrado en el cuarto gráfico de la Figura 4.7. Para distancias medias, el algoritmo nos devuelve curvas de dispersión coherentes. Es decir, este cuenta con limitaciones a la hora del cálculo automático de las curvas de dispersión, por lo que se podría realizar el picado manual de estas, pero, con el objeto de mantener los mismos criterios para la obtención de cada una de las curvas, y de esa manera incrementar la objetividad en este paso crucial del procesamiento, decidimos mantener la automaticidad del picado de las curvas.

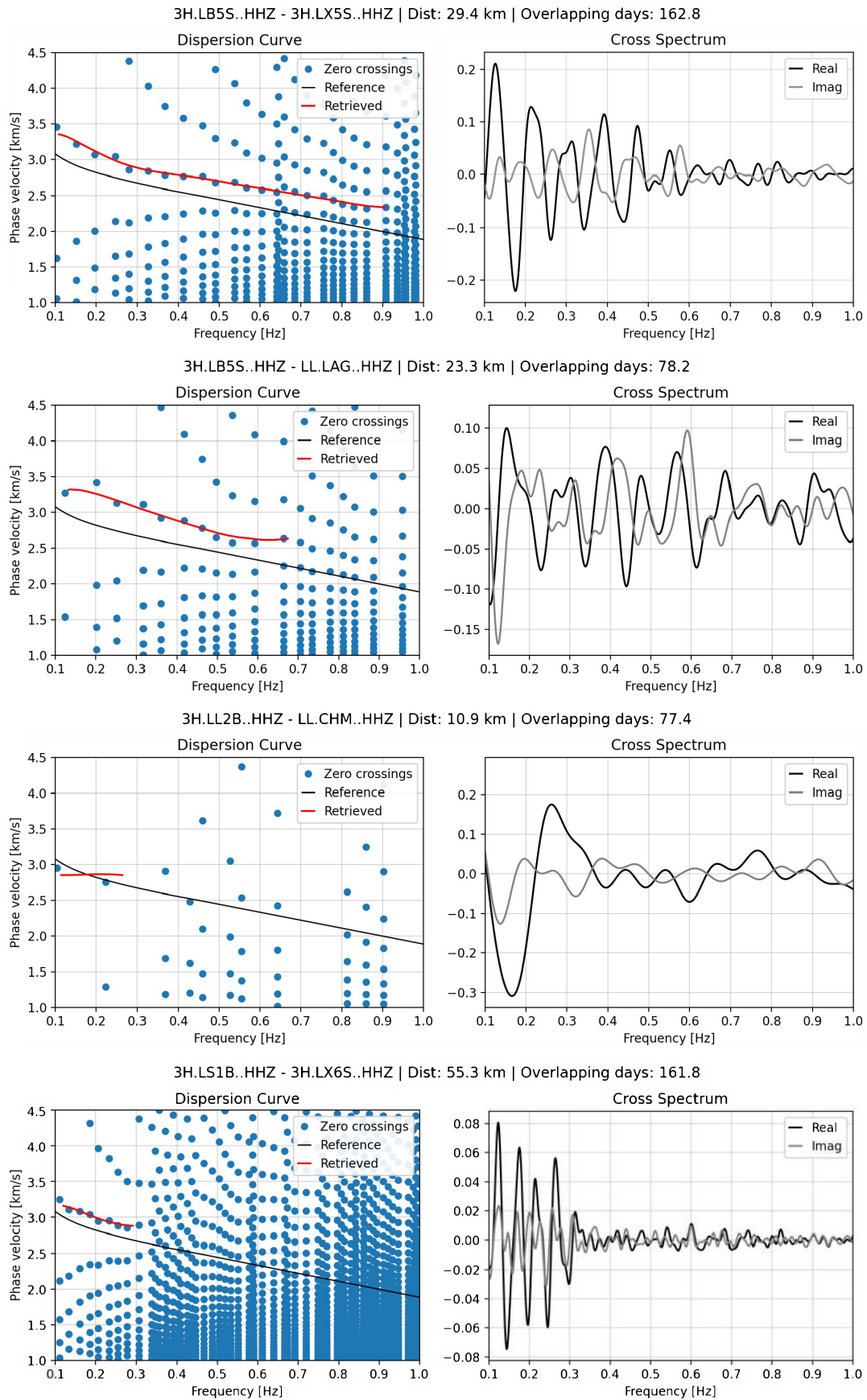


Figura 4.7: Curvas de dispersión (izquierda) y espectros de correlación cruzada (derecha) para ondas Rayleigh.

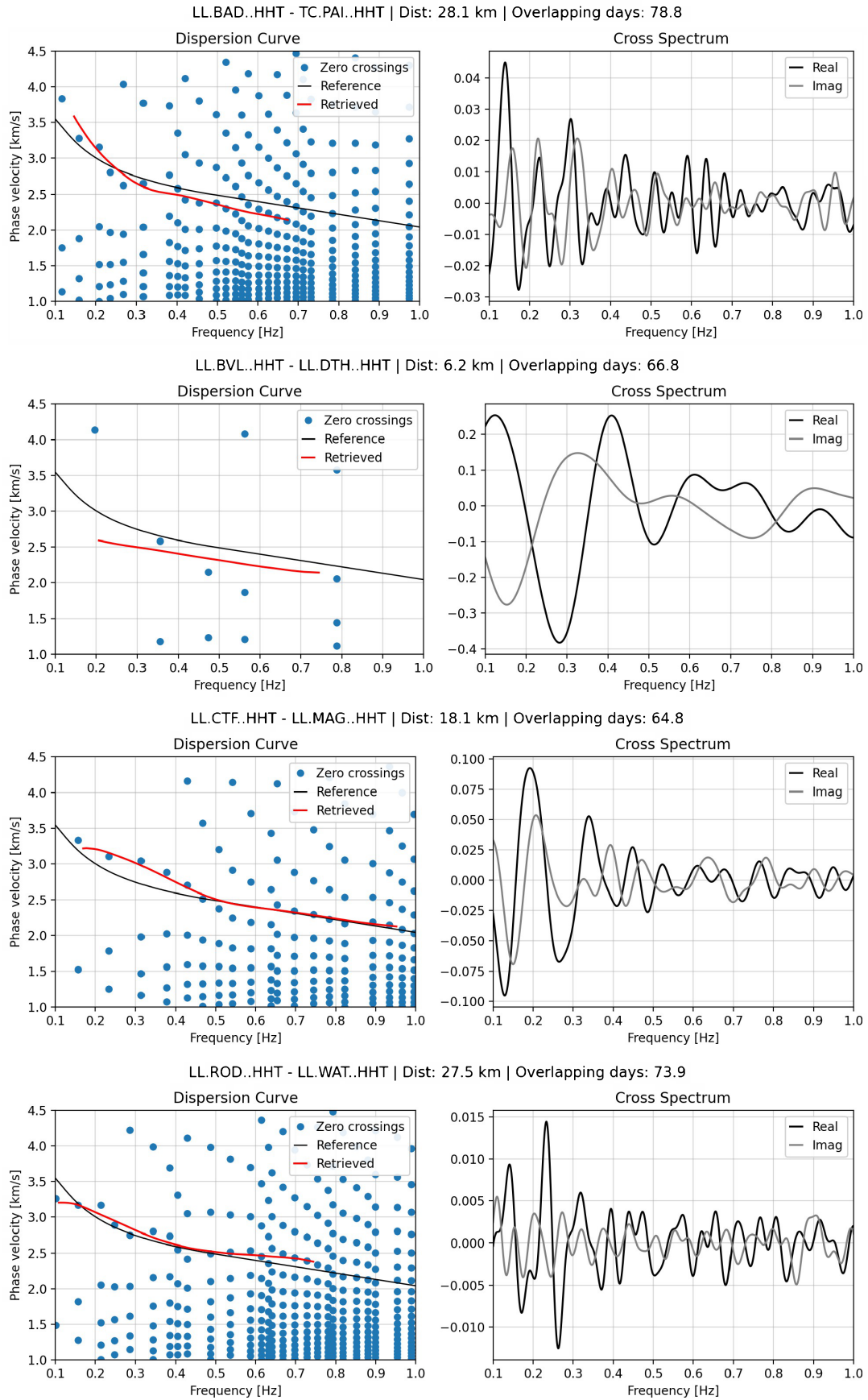


Figura 4.8: Curvas de dispersión (izquierda) y espectros de correlación cruzada (derecha) para ondas Love.

4.5. Inversión de velocidad

Utilizando SeisLib obtuvimos mapas tomográficos a partir de la utilización del método de inversión descrito en el capítulo anterior, aplicado a las velocidades de fase de las ondas Rayleigh y Love adquiridas a partir de las curvas de dispersión. El procedimiento para generar estos mapas involucra los siguientes pasos:

1. **Entrada de datos:** se parte de las curvas de dispersión medidas entre pares de estaciones. Cada curva proporciona una relación entre la frecuencia (o período) y la velocidad de fase, que varía dependiendo las condiciones del subsuelo. Estas velocidades de fase fueron extraídas a partir de las curvas de dispersión, las cuales se calcularon a partir de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones. Para cada par podemos graficar las trayectorias de los rayos involucrados (que surgen de las combinaciones entre pares de estaciones) y observar la cantidad de rayos que atraviesan las distintas celdas, de tamaño $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, que componen a la grilla regular (elegimos este tipo de grilla por trabajar en un área local), cuyos límites se encuentran en el mapa de la Figura 4.1b. En la Figura 4.9a y Figura 4.9b graficamos las trayectorias involucradas en el cálculo de la velocidad de fase para las ondas Rayleigh y Love con su correspondiente período. Podemos ver que hay mayor densidad de rayos (cantidad de rayos por celda) en donde contamos con mayor cantidad de estaciones. Para las ondas Rayleigh contamos con curvas de dispersión que van de los 2 s a los 6 s, mientras que para las ondas Love las curvas de dispersión presentan períodos que van de los 2 s a los 5 s debido a la limitación de las estaciones de la red 3H, por poseer sólo sismómetros de componente vertical, es por esto que en la Figura 4.9b vemos una diferencia en la cantidad de rayos con respecto al mismo período pero de la onda Rayleigh.



Figura 4.9: a) Densidad de rayos correspondientes a la onda Rayleigh de período 2.5 s y el triángulo rojo representa la ubicación del Vn. Llaima. b) Densidad de rayos correspondientes a la onda Love de período 2.5 s. El triángulo en rojo representa la ubicación del Vn. Llaima.

2. **Selección del parámetro μ :** en la ecuación de inversión por mínimos cuadrados regularizado se requiere de la regularización para encontrar el modelo único entre la infinidad de modelos permitidos. Para obtener las velocidades de fase en cada celda de la grilla regular (misma del ítem anterior), se resuelve la ecuación:

$$m = m_0 + (A^T A + \mu^2 R_{eg}^T R_{eg})^{-1} A^T (d - A \cdot m_0),$$

donde m es el modelo que representa las velocidades en cada celda de la grilla, m_0 es el modelo inicial, A es la matriz de diseño que relaciona las velocidades de fase observadas con las velocidades de la grilla, d son los datos observados (velocidad de fase entre estaciones), R_{eg} es la matriz de regularización que controla las propiedades del modelo (como la suavidad) y μ es el parámetro de regularización que controla el peso relativo entre el ajuste de los datos ($A^T A$) y la suavidad del modelo. Este último parámetro debemos seleccionarlo para cada período (en este caso tomamos períodos intermedios con respecto a los iniciales, es decir, períodos de 2 s, 2.5 s, 3.5 s, 4 s, 5 s y 6 s) a partir de un análisis de la curva-L (Figuras 4.10, 4.11, 4.12, 4.13), la cual relaciona el error de ajuste a los datos con la suavidad del modelo. El término Ax representa el modelo ajustado y b los datos observados por lo que $|Ax - b|$

cuantifica la diferencia entre la predicción del modelo y los datos observados y $|Gx|$ representa la suavidad del modelo, es decir, la matriz de regularización $G = R_{eg}$.

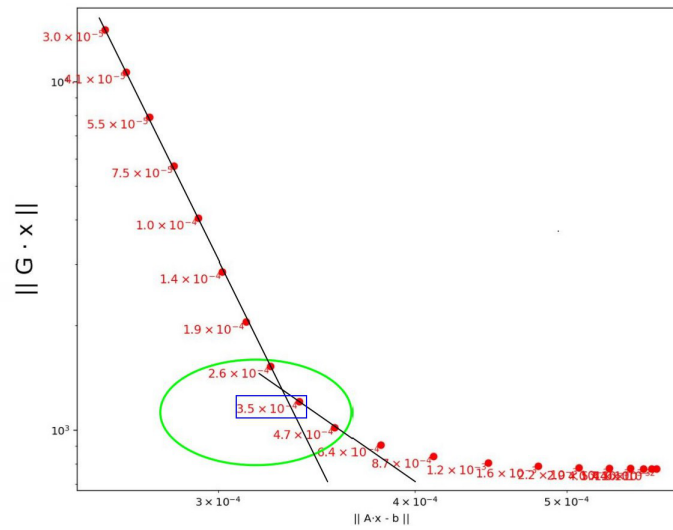


Figura 4.10: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 2 s. El círculo verde indica los valores óptimos de μ y el recuadro azul indica el valor seleccionado. $\|Ax - b\|$ tiene unidades de km/s y $\|Gx\|$ tiene unidades de 1/s.

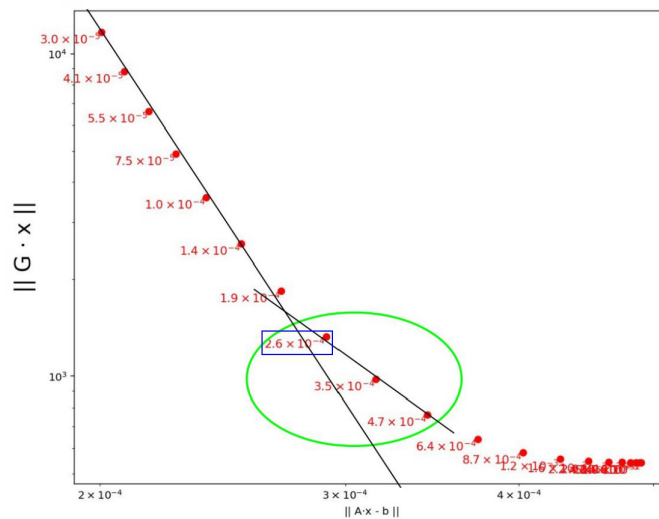


Figura 4.11: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 3.5 s.

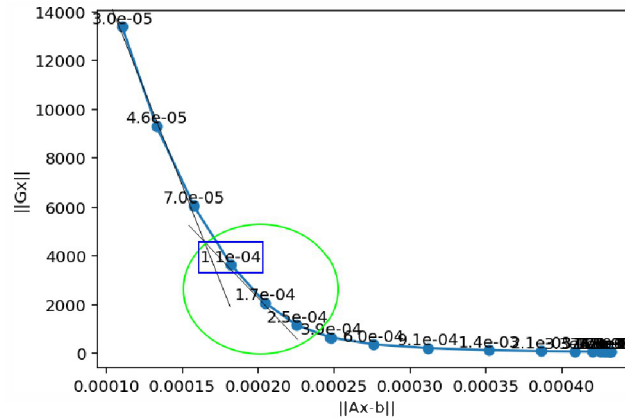


Figura 4.12: Curva-L correspondiente a la onda Love de período 2 s.

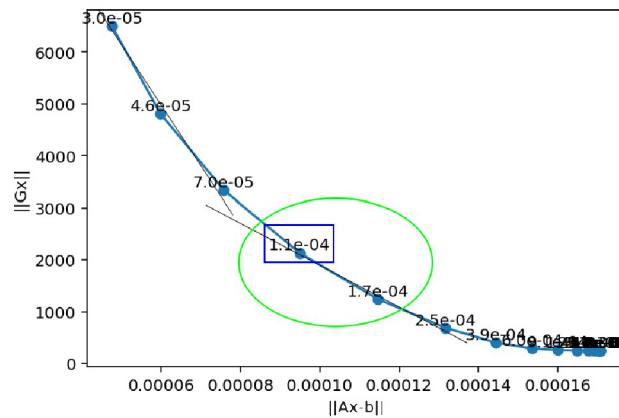


Figura 4.13: Curva-L correspondiente a la onda Love de período 3.5 s.

En base a los gráficos analizados y siguiendo el criterio de análisis de la curva-L seleccionamos como valores óptimos de μ aquellos que caen dentro de los círculos verdes y finalmente elegimos el primer valor en donde hay cambio de pendiente (recuadros azules). El resto de las curvas-L correspondientes a las ondas Rayleigh y Love para los períodos faltantes se encuentran en el Anexo 5A.

3. **Grillado:** una vez seleccionado el valor de μ para cada período, el área de estudio se divide en celdas que forman una malla regular. En cada celda se representa la velocidad de fase en esa ubicación. SeisLib utiliza esta grilla para relacionar las velocidades medidas entre pares de estaciones con las velocidades en cada celda. Seleccionamos el tamaño de la celda a partir del uso de una técnica que evalúa la resolución y capacidad de recuperación de un modelo tomográfico, es decir, verifica que el modelo resuelva las variaciones laterales de velocidad. Este procedimiento se

denomina checkerboard test y es por esto que se comparan los modelos sintéticos y recuperados probando con distintos tamaños de celda que van desde 0.025° hasta los 0.1° (Figura 4.14). Partimos con una celda de 0.1° por trabajar en un área local, luego vamos refinando la parametrización dependiendo de la cantidad de rayos que cruzan las celdas de este tamaño, en particular, realizamos dos refinaciones con tres cruces, como mínimo, por cada una de ellas. Cuanto menor sea la celda mejor resolución tendremos, pero como esto no podemos pedirlo para toda la región en la que se encuentran las estaciones, nos enfocaremos en la zona aledaña al volcán, que es nuestra zona de interés, en donde las distancias entre las estaciones rondan los 3-4 km, por lo que es coherente seleccionar un tamaño de celda de 0.025° (pues 1° es aproximadamente 111 km).

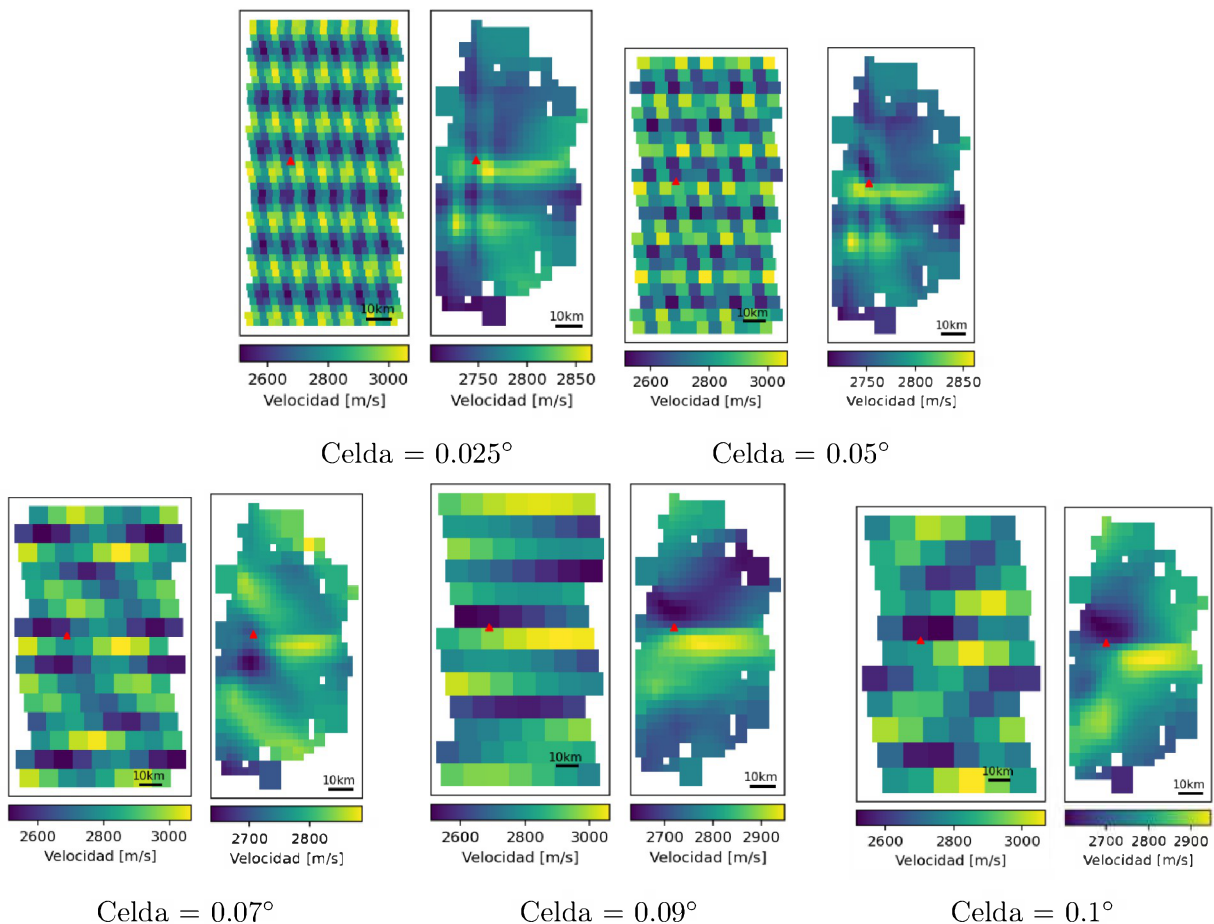


Figura 4.14: Modelo sintético (izquierda) y modelo recuperado (derecha) del dato sintético, a partir del checkerboard test para distintos tamaños de celda para la onda Rayleigh de período de 3 s.

4. **Generación de mapas:** los valores de velocidad de fase para cada celda se inter-

polan y se generan los mapas tomográficos, en donde se visualizan las variaciones espaciales de la velocidad de fase. Es decir, obtendremos los mapas para un dado período con su correspondiente distribución de velocidades, tanto para ondas Rayleigh como Love (Figura 4.15).

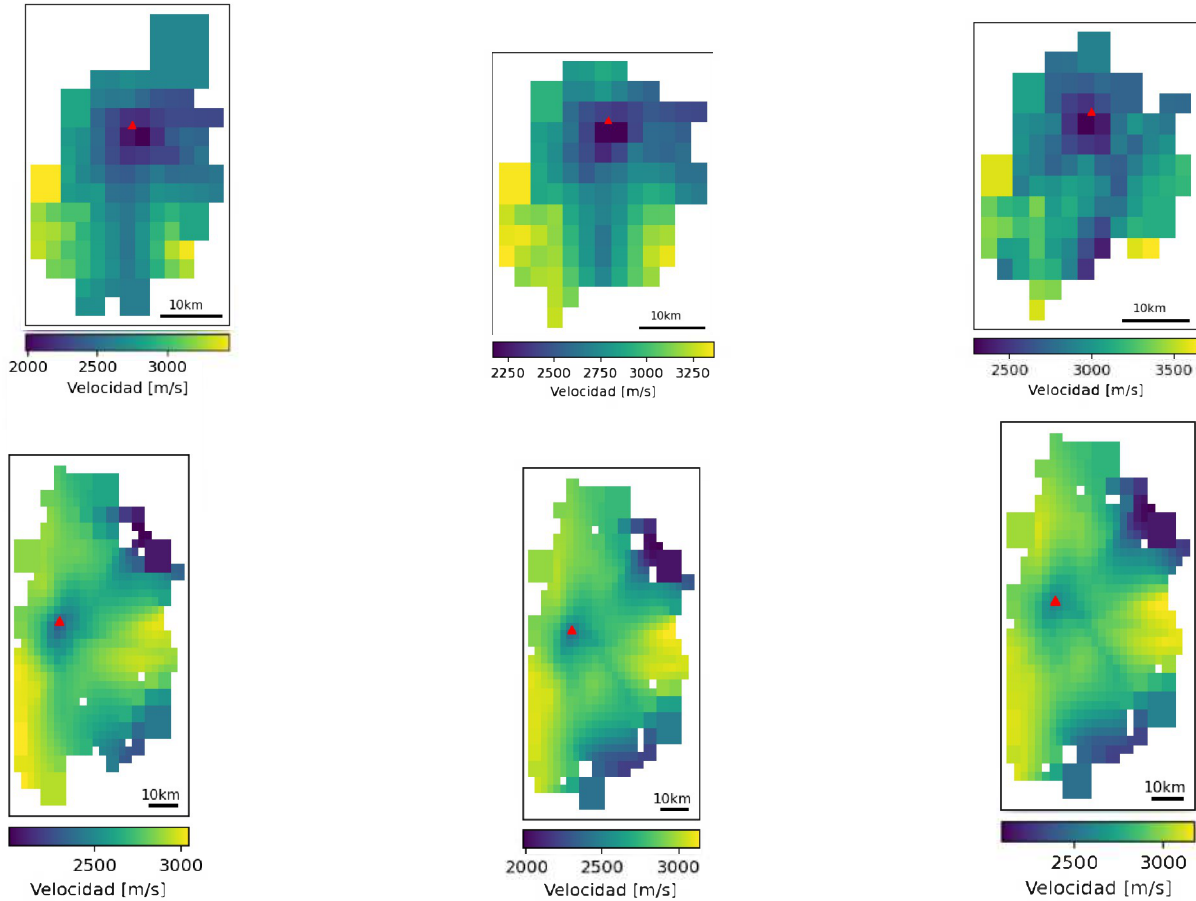


Figura 4.15: Tomografía de velocidad de fase de ondas superficiales para distintos períodos. Fila de arriba, de izquierda a derecha: ondas Love con períodos 2.5 s, 3 s y 3.5 s. Fila de abajo, de izquierda a derecha: ondas Rayleigh con períodos 2.5 s, 3 s y 3.5 s. Los mapas tomográficos restantes se encuentran en el Anexo 5B.

4.6. Inversión en profundidad e interpretación

A partir de los mapas de velocidades, observamos que es posible considerar una resolución de 0.025° en la zona cercana al volcán dado que allí tenemos mayor densidad de estaciones. Consecuentemente, generamos un polígono de esta zona (región encerrada por los puntos rojos en la Figura 4.16) y utilizamos los datos de latitud, longitud y velocidad para períodos entre 2 y 6 s para cada una de las celdas. Estos datos son sometidos a una segunda inversión, la inversión en profundidad, utilizando el programa BayHunter. En este no hacemos una inversión conjunta de ondas Rayleigh y Love, lo cual sería lo ideal pues la inversión resulta más robusta, sino que hacemos una inversión por separado dado que los resultados obtenidos de la anterior inversión no nos permiten realizarlo porque las matrices para dicho polígono tienen diferentes dimensiones (la onda Love tiene dimensiones menores que la Rayleigh). Es por este motivo que analizaremos las tomografías resultantes de la onda Rayleigh, pues presentan mejor resolución.

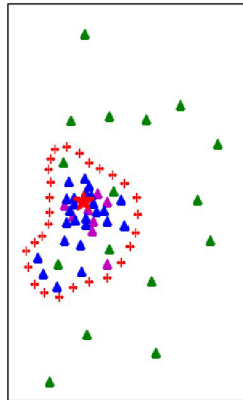


Figura 4.16: Polígono que encierra al Vn. Llaima y es la zona que representará la grilla para la inversión en profundidad. En rojo, el volcán Llaima, en azul las estaciones correspondientes a la red LL, en verde las estaciones correspondiente a la red 3H y en magenta las correspondientes a la red TC.

El algoritmo BayHunter utiliza múltiples cadenas de Markov independientes y un muestreo aleatorio (método de Monte Carlo) para encontrar los modelos de velocidad de onda S (V_s) en función de la profundidad con mayor verosimilitud. Cada inversión se realizó con 10 cadenas, y cada cadena ejecutó 320000 iteraciones, las primeras 100000 corresponden a la fase burn-in y el resto a la fase de exploración. Cada cadena de Markov contiene un modelo actual que se muestra durante una fase de exploración definida por un número de iteraciones. En cada iteración, se propone un modelo que se acepta o rechaza según las razones a priori, propuestas y a posteriori del modelo propuesto respecto al

modelo actual. El modelo se acepta si tiene una probabilidad igual a la probabilidad de aceptación, la cual la definimos en un rango entre 40-45 %. Cuando el modelo propuesto es aceptado, reemplaza al modelo actual. Cada modelo aceptado se guarda como un modelo de cadena, y estos modelos representan la distribución de probabilidad posterior para cada parámetro del modelo. Es decir, BayHunter no selecciona un solo modelo sino que encuentra una cadena de modelos probables y calcula la distribución de probabilidades para los parámetros.

En la Figura 4.17a mostramos un ejemplo del modelo final de V_s -profundidad, calculada a partir de 50000 modelos de 10 cadenas. El resto de las cadenas fueron descartadas. También mostramos el desarrollo de la estructura de V_s con la profundidad (Figura 4.17b) sobre 3 cadenas con sus probabilidades (Figura 4.17c).

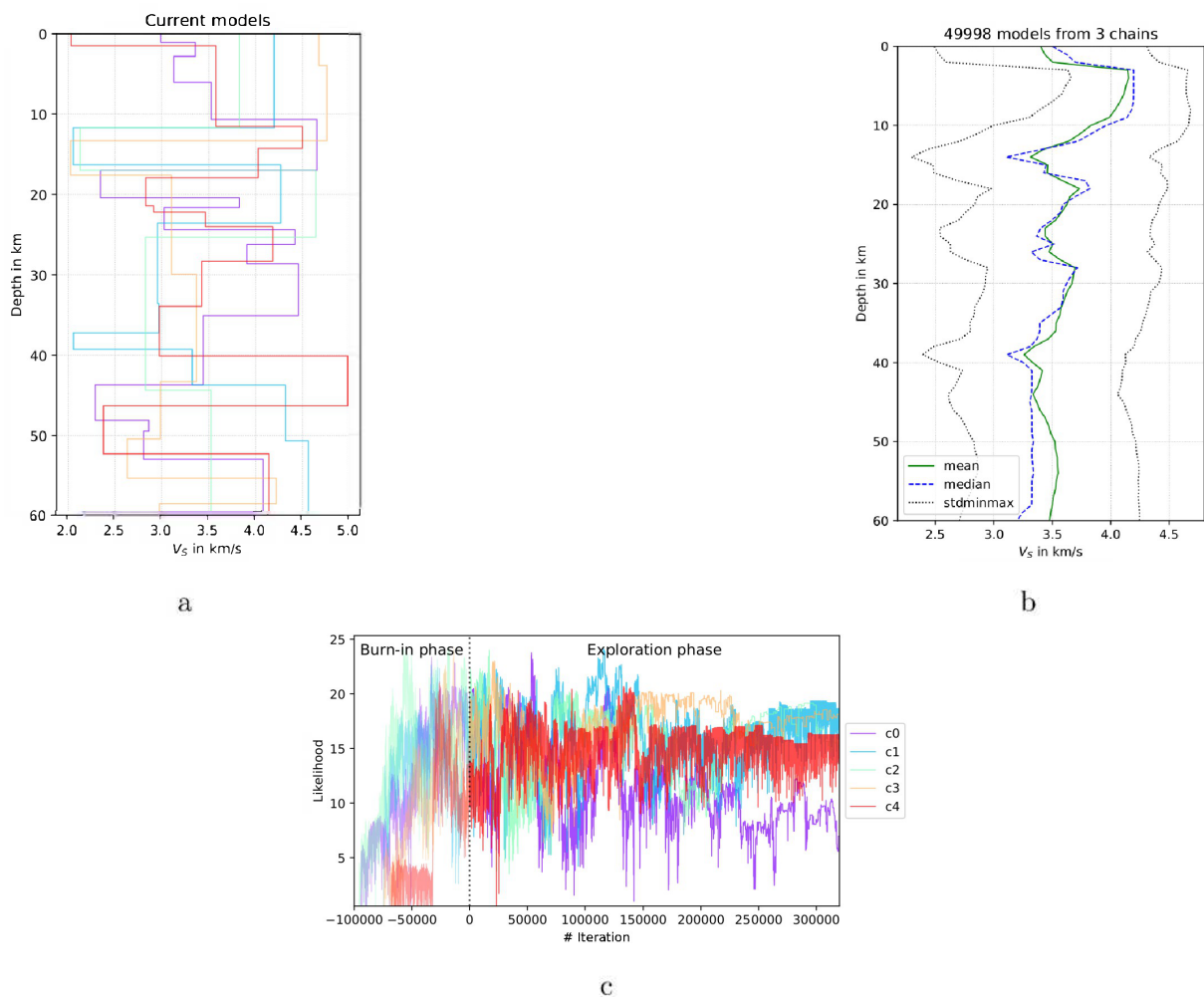


Figura 4.17: Ejemplos de resultados obtenidos a partir del uso del algoritmo BayHunter para el nodo 28, ubicado a 1km del cráter del volcán Llaima.

Dado que la velocidad de las ondas superficiales está representada en aproximadamente

un 90 % por la velocidad de la onda S, al hacer esta inversión podemos trabajar con V_s . Este hecho resulta conveniente dado que esta velocidad es más sensible a medios con presencia de fluidos.

En la Figura 4.17b vimos un ejemplo del modelo final de V_s -profundidad, para el nodo 28 de la grilla generada por BayHunter (cada celda tiene un tamaño de 0.025°) a partir del polígono de entrada, que se corresponde con un punto a 1km del Vn. Llaima. Sin embargo, contamos con 162 nodos distintos sobre la superficie, es decir, que para cada uno de ellos obtenemos un modelo de V_s diferente (Figura 4.18). De las curvas resultantes, se reconocen aquellos resultados más significativos como los comprendidos hasta dos veces la desviación estándar respecto al valor promedio; de ellos obtenemos la curva resultante (ver curva negra en Figura 4.18) con la cual podemos construir un modelo local de velocidad de onda S.

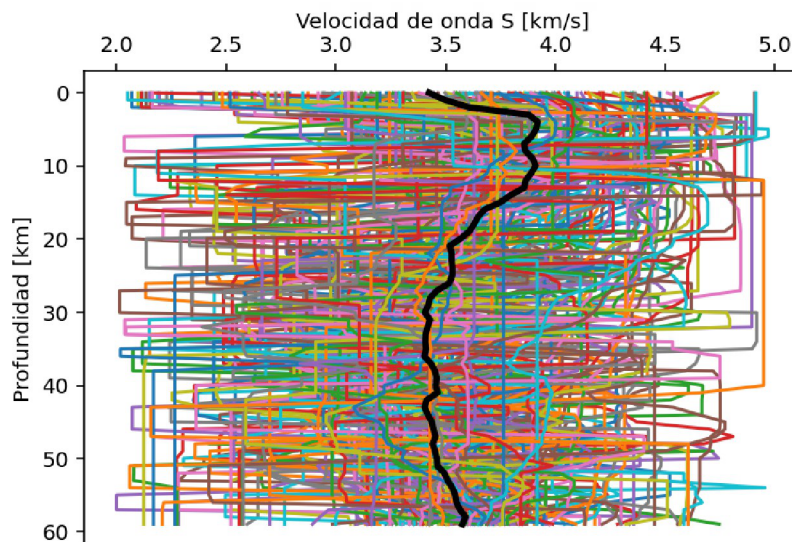


Figura 4.18: Modelos de V_s para los 162 nodos. En negro, el modelo de velocidad de onda S significativo estadísticamente.

Utilizando este nuevo modelo de V_s , calculamos en el software senskernel los núcleos de sensibilidad de la velocidad de fase con respecto a la velocidad de onda S (Figura 4.19), para períodos de 2 s a 6 s, a fin de determinar los rangos de profundidad en los que nuestros resultados tendrán mayor confiabilidad. Observando la Figura 4.19, consideramos profundidades en las cuales la sensibilidad es superior al 20 % del máximo para cada período analizado, esto implica un rango de profundidades de 1-22 km.

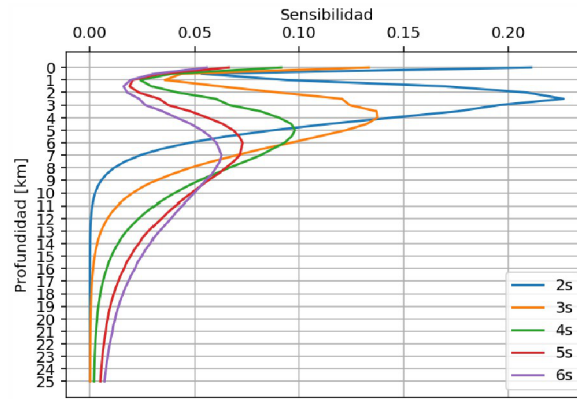


Figura 4.19: Núcleos de sensibilidad del modo fundamental de la onda Rayleigh.

Las imágenes tomográficas obtenidas las representamos mediante perfiles verticales (Figura 4.20) contabilizando un total de 16 perfiles, 8 correspondientes a las líneas rojas y 8 a las azules, estas secciones se eligieron en función de la distribución de las estaciones, es decir, en la zona de mayor densidad de las mismas y la longitud máxima de estos a partir de la distancia entre las estaciones LAH y LLA, que son aproximadamente los extremos. En estos perfiles observamos variaciones de V_s laterales y con la profundidad (todos los perfiles pasan por el cráter principal del Llaima).

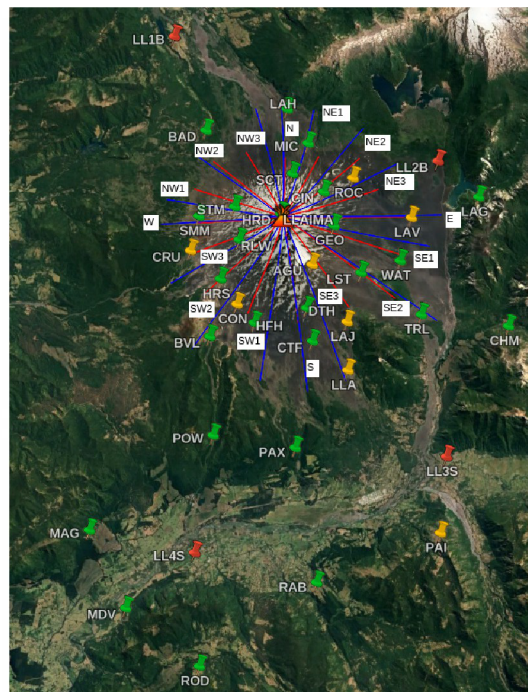


Figura 4.20: Estaciones y trazas de secciones verticales utilizadas para la visualización de la inversión de velocidad de onda S. La denominación de los perfiles se estableció en sentido horario comenzando desde el N. En verde estaciones de la red LL, en rojo estaciones de la red 3H y en amarillo estaciones de la red TC.

Teniendo en cuenta que BayHunter realiza la inversión tomando como nivel de referencia la superficie en la cual se encuentran cada una de las estaciones, es decir, la superficie topográfica, y dado que estamos trabajando en un área con topografía escarpada, en una primera aproximación utilizamos el promedio entre las alturas de las estaciones que fueron sometidas a la inversión como nivel de referencia para el modelo obtenido (Figura 4.20). De este modo, el nivel cero en las imágenes tomográficas se corresponde con la línea punteada a 1300 m s.n.m que se muestra en el perfil de elevación asociado. A continuación graficamos los perfiles verticales, correspondientes a las líneas azules (Figura 4.20), pues en estos las anomalías están mejor definidas dado que las distancias son mayores que las correspondientes a las líneas rojas, las cuales se muestran en el Anexo 5C.

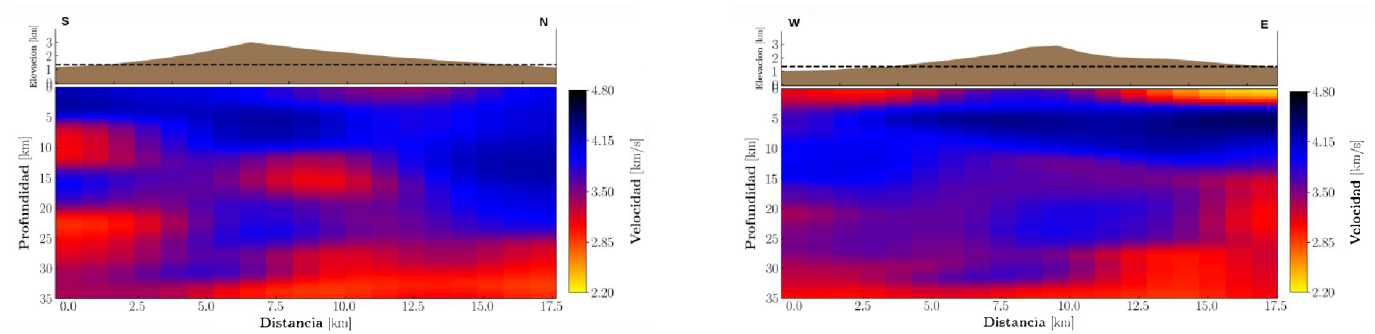


Figura 4.21: Perfiles N-S (izquierda) y E-W (derecha).

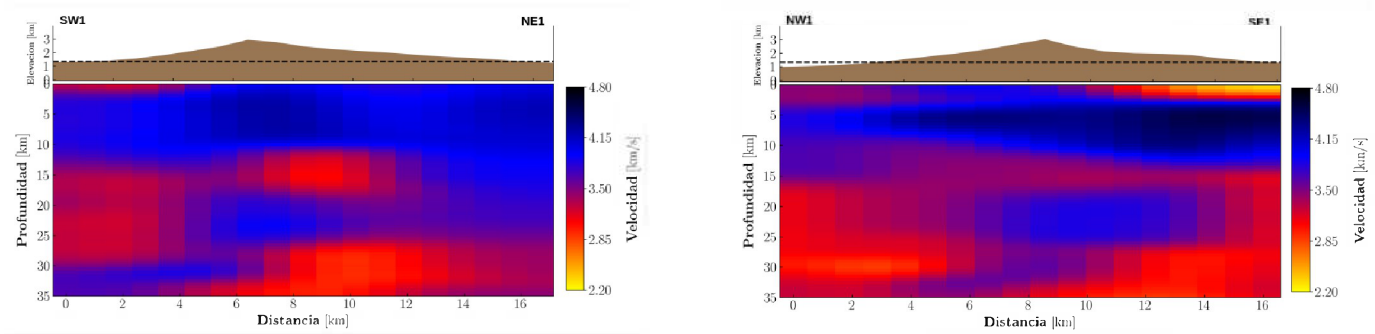


Figura 4.22: Perfiles NE1-SW1 (izquierda) y SE1-NW1 (derecha).

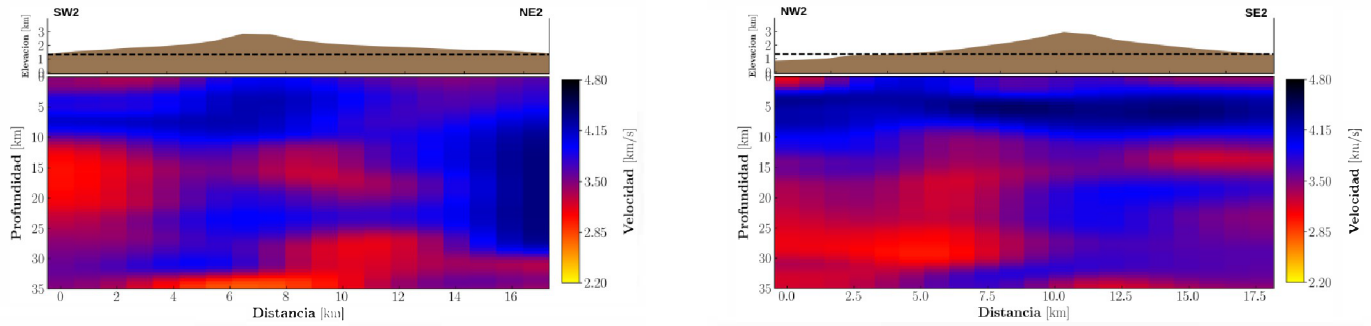


Figura 4.23: Perfiles NE2-SW2 (izquierda) y SE2-NW2 (derecha).

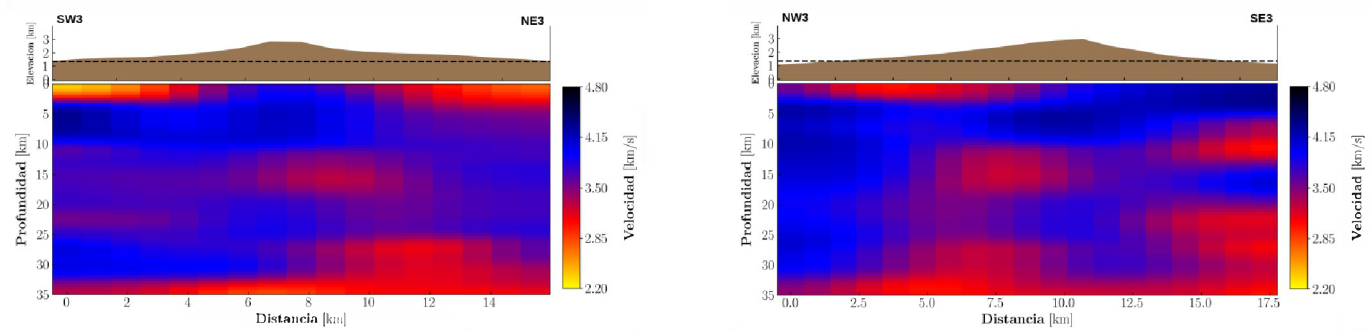


Figura 4.24: Perfiles NE3-SW3 (izquierda) y SE3-NW3 (derecha).

En las Figuras 4.21 a 4.24, podemos observar variaciones de velocidad de ondas S que denotan cambios reológicos o estructurales laterales y en profundidad. Como mencionamos anteriormente, nuestra resolución basada en los núcleos de sensibilidad de la onda S nos permiten interpretar en un rango de 1-22 km de profundidad, más allá de esta profundidad cualquier interpretación no sería confiable.

Elaboramos cortes en planta a intervalos de 1 km para el rango de profundidades seleccionado (ver Anexo 5). En particular, el corte a 1 km de profundidad, es decir, a 300 m s.n.m en nuestra aproximación, lo superimpusimos a la imagen satelital del área para generar la Figura 4.25 izquierda. Del mismo modo, en la Figura 4.25 derecha presentamos la geología en el área de las estaciones (extractada de la Figura 2.4). Analizando las variaciones de velocidad en planta, identificamos con los números 1, 2 y 3 las zonas con menor V_s . Las zonas 1 y 2 se condicen con las orientaciones preferenciales de los conos de escoria, NE-SW, y los mínimos que se encuentran en la zona 3 se pueden asociar a la presencia de una falla, debido a la ruptura de rocas, generando zonas de baja densidad y consecuentemente baja velocidad, denominada esta como Unnamed Fault en la Figura 2.3, esta falla se extiende a lo largo del valle del Río Allipén.

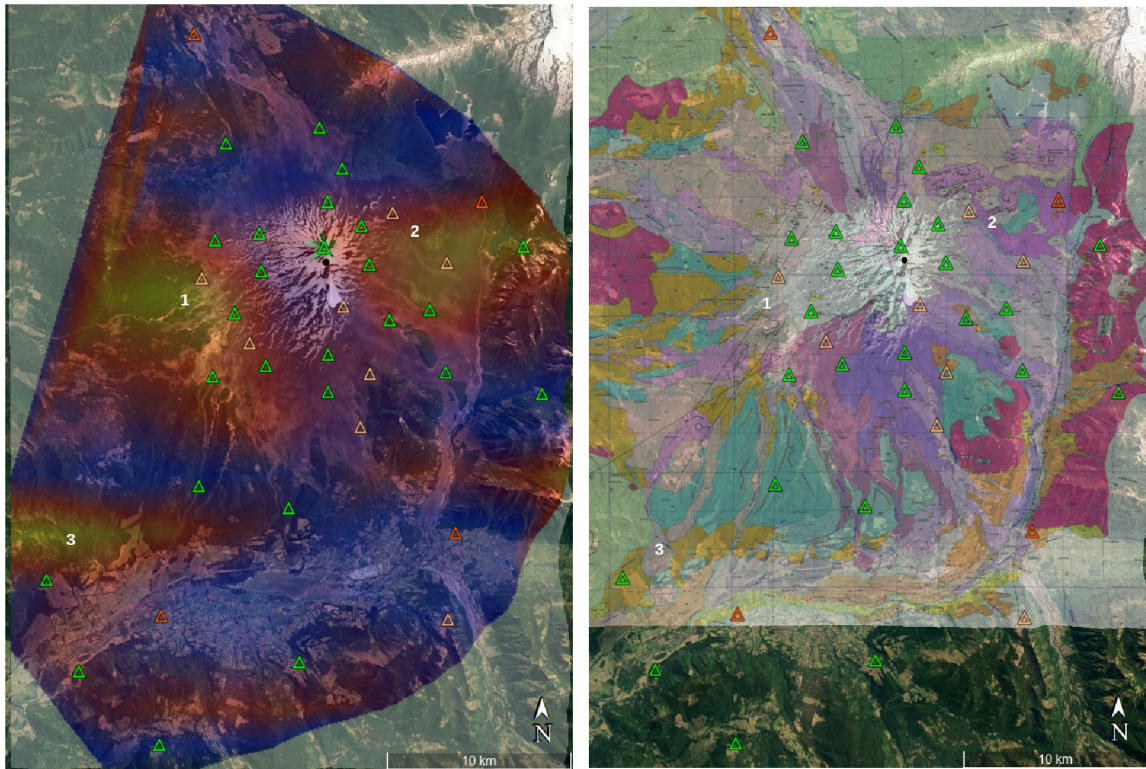


Figura 4.25: Corte horizontal a 1 km de profundidad junto con la topografía del área (izquierda) y mapa geológico (derecha). Los números sobre la figura refieren a las anomalías 1, 2 y 3 referidas en el texto. La figura también muestra las estaciones utilizadas en la inversión, pertenecientes a las redes LL (verde), 3H (roja) y TC (salmón).

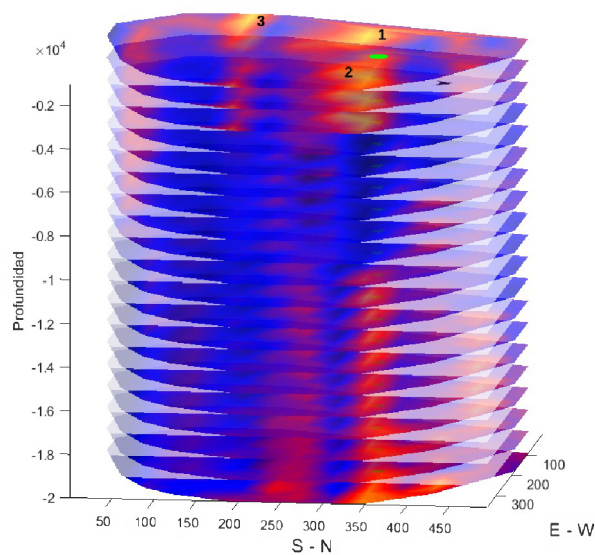


Figura 4.26: Corte horizontal de 1-20 km de profundidad con vista desde el este. El círculo verde indica la ubicación del Vn. Llaima y la escala del mapa corresponde a 100 unidades = 11 km.

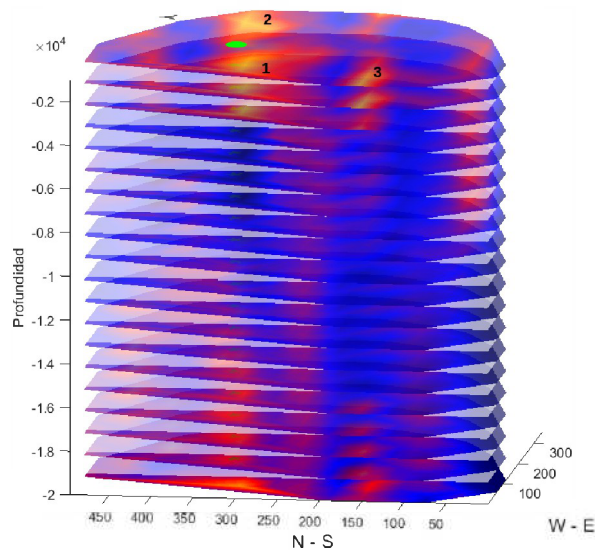


Figura 4.27: Corte horizontal de 1-20 km de profundidad con vista desde el oeste.

En base a lo analizado anteriormente y sumándole la información obtenida a partir de todos los cortes horizontales (1-20 km) realizamos las Figuras 4.26 y 4.27. En la primera de ellas tenemos una vista del lado Este, identificando un posible reservorio magmático profundo por debajo de la zona 2, este parece extenderse desde los 20 km de profundidad y a profundidades entre 10 y 20 km bajo el edificio volcánico, se observa un gran volumen de baja velocidad con orientación W-NE que podríamos asociar con un reservorio profundo. A los 10 km de profundidad, se observa un aumento de velocidad bajo el edificio volcánico demarcando posiblemente el límite superior del reservorio profundo. Dicho aumento en la velocidad significa una limitación en el ascenso de fundidos, el que se ramifica y adelgaza tal como se observa entre los 4 y 10 km de profundidad. La alimentación a los reservorios someros ubicados entre 1-4 km, se realiza entonces principalmente por el sur del edificio volcánico. De este modo, por encima de los 4 km de profundidad, se distinguen posibles reservorios de menor extensión hacia el Noreste y Sur del edificio volcánico.

En la Figura 4.27, observamos una vista del lado Oeste, por lo que en el primer corte horizontal del gráfico se pueden identificar las zonas 1 y 3. Al igual que en la Figura 4.26 para profundidades de 10-20 km, hacia el Norte hay bajas velocidades de onda S, y podríamos darnos la idea de que estamos en presencia de la misma cámara magmática de mayor extensión en profundidad que alimenta a través de conductos a una menor, encontrándose esta a profundidades más someras. Esta fuente a menor profundidad proveería de material fundido tanto a la región del cráter principal, como a las zonas 1 y 2, y a las fisuras que se encuentran al SW (Figura 2.4).

Capítulo 5

Conclusiones y trabajos a futuro

En esta Tesis aplicamos las técnicas de interferometría sísmica y tomografía de ruido sísmico ambiental para investigar la estructura interna del volcán Llaima. En primer lugar, se realizó el armado de las respuestas instrumentales, luego desarrollamos un código en python para el preprocesamiento de los registros a fin de adecuar la información disponible a las condiciones requeridas por el procesamiento. En la etapa de procesamiento obtuvimos las curvas de dispersión y mapas tomográficos de velocidad de fase de ondas superficiales para períodos de 2 s a 6 s utilizando la librería SeisLib con la finalidad de realizar la inversión en profundidad mediante el programa BayHunter para estimar las variaciones en la velocidad de onda S. Calculamos un modelo local de V_s a partir del análisis estadístico de los 162 modelos calculados por el programa utilizado para la inversión en profundidad y utilizando el software senskernel fue posible determinar la sensibilidad de las variaciones de la velocidad de fase con respecto a la velocidad de la onda S y así poder interpretar los resultados en un rango de profundidades correcto.

La utilización de la velocidad de fase nos permitió interpretar anomalías de velocidad de onda S en el rango de profundidad de 1-20 km. Los resultados del análisis de las imágenes tomográficas destacan la presencia de anomalías de V_s cerca de los primeros 3 km, debido a la presencia de fisuras, conos de escoria y fallamientos. A mayores profundidades interpretamos que estas anomalías se deben a la presencia de una cámara magmática encontrándose entre los 10 y 20 km de profundidad principalmente hacia el Norte del edificio volcánico. Otros posibles reservorios se encuentran a menores profundidades, 1-4 km, alimentados por aquella a mayor profundidad.

Teniendo en cuenta las desviaciones de nuestro modelo debido al cálculo del plano de referencia, estas posibles profundidades de fuentes de magma son similares a los resultados obtenidos por Ruth et al. (2016); Bishop et al. (2018) quienes destacan la probable

presencia de un reservorio entre los 8-13 km y uno menor a los 4 km de profundidad aproximadamente. Asimismo en los primeros kilómetros también contamos con anomalías de velocidad de onda S, como también observó Rossavik (2021), pero en este caso lo asociamos a la presencia de conos de escoria, fisuras y una falla que se extiende a través del valle del Río Allipén.

De acuerdo con lo obtenido en la presente Tesis, se propone, como trabajos a futuro:

1. Inversión en profundidad combinada: solucionar las matrices con diferentes dimensiones para realizar una inversión conjunta entre las ondas Rayleigh y Love, obteniendo una mejor resolución y una menor ambigüedad en los modelos.
2. Tomografía de atenuación: la atenuación es un parámetro que depende de las condiciones subsuperficiales y propiedades de los materiales que lo componen, como densidad, viscosidad, temperatura, porcentaje de fundidos, presencia de fluidos, o presión. En los últimos años, se ha demostrado la potencialidad de las correlaciones para proveer información de las propiedades de atenuación sísmica, permitiendo incrementar el conocimiento del subsuelo.
3. Corrección del plano de referencia para la inversión en profundidad: la profundidad desde la superficie debe corregirse a una profundidad consistente con respecto al nivel del mar. Para realizar esto se podría usar un modelo digital de elevación y suavizarlo con un filtro Gaussiano con un radio de 30 km y luego utilizar estos valores de elevación local para desplazar los resultados de cada inversión 1-D. Köhler et al. (2012) encontraron mediante un análisis empírico que la longitud de onda más corta de la topografía, a la que una onda Rayleigh es sensible, es aproximadamente 2.5 veces la longitud de onda, de una onda Rayleigh. Por lo tanto, la elección del filtro de 30 km en promedio es razonable para nuestro rango de períodos de 2-6 s (longitudes de onda de 15-45 km).

Esta tesis formó parte de una Beca de grado del Consejo Interuniversitario Nacional (CIN) entre el 1/9/2023 y el 31/8/2024, enmarcada en el proyecto “NOISY: avances en el análisis e interpretación de señales de moNitoreo vOlcánIco, Sismicidad y raYos”, acreditado en el Programa Nacional de Incentivos a la Docencia e Investigación.

Bibliografía

- Aki, K. & Richards, P. (1980). *Quantitative seismology*. W.H. Freeman and Co.
- Araneda, M., Asch, G., Bataille, K., Bohm, M., Bruhn, C., Giese, P., Lüth, S., Quezada, J., Rietbrock, A., & Wigger, P. (2003). A crustal model along 39°s from a seismic refraction profile-ISSA 2000. *Revista geológica de Chile*, 30(1), 83–101.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., & Yang, Y. (2009). a 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1177–1196.
- Bishop, J., Lees, J., Biryol, C., Mikesell, T., & Franco, L. (2018). Examining the interior of Llaima volcano with receiver functions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (352), 1–9.
- Boschi, L. & Weemstra, C. (2015). Stationary-phase integrals in the cross correlation of ambient noise. *Reviews of Geophysics*, 53, 411–451.
- Bouvet De Maisonneuve, C. (2011). Petrologic and numerical modeling study of strombolian eruption dynamics at volcán Llaima (Chile). *Ph.D.thesis, University of Geneva*.
- Brown, S., Jenkins, S., Sparks, R., & Odbert, H. y Auken, M. (2017). Volcanic fatalities database: analysis of volcanic threat with distance and victim classification. *Bulletin of the Seismological Society of America*, (pp. 6–15).
- Campillo, M. (2006). Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the green function. *Pure appl.geophys*, 163, 475–502.
- Campillo, M., Roux, P., & Shapiro, N. (2011). Using seismic noise to image and to monitor the solid Earth. *Encyclopedia of solid earth geophysics*, (pp. 1230–1235).

- Cannata, A., Cannavò, F., Montalto, P., Mancinelli, P., Pauselli, C., & Leto, G. (2017). Monitoring crustal changes at volcanoes by seismic noise interferometry: Mt. Etna case of study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 337, 165–174.
- Casas, J. A., Draganov, D., Badi, G., Manassero, M., Olivera Craig, V., Franco Marín, L., Gómez, M., & Ruigrok, E. (2019). Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 92(134-144).
- Casas, J. A., Draganov, D., Badi, G. A., Franco, L., & Draganov, D. (2020). Seismic interferometry applied to regional and teleseismic events recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393.
- Casas, J. A., Mikesell, T., Draganov, D., Lepore, S., Badi, G., Franco, L., & Gómez, M. (2018). Shallow S-wave velocity structure from ambient seismic noise at Planchón-Peteroa complex, Argentina-Chile. *Bulletin of Seismological Society of America*, 108(4), 2183–2198.
- Cashman, K. V. & Sparks, R. S. J. (2013). How volcanoes work: A 25 year perspective. *GSA Bulletin*, 125(5-6), 664–690.
- Cembrano, J. & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113.
- Chapman, C. (1994). Reflection/transmission coefficient reciprocities in anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 116, 498–501.
- Derode, A., Larose, E., Campillo, M., & Fink, M. (2003). How to estimate the Green's functions of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*, 83(15), 3054–3056.
- Dreiling, J. & Tilmann, F. (2019). BayHunter - McMC transdimensional bayesian inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *GFZ Data Services*.
- Dzierma, Y. & Wehrmann, H. (2010). Eruption time series statistically examined: Probabilities of future ructions at Villarica and Llaima volcanoes, southern volcanic zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, 82–92.

- Ekström, G., Tromp, J., & Larson, E. (1997). Measurements and global model of surface wave propagation. *Journal of Geophysical Research*, 102(B4), 8137–8157.
- Franco, L., Palma, J. L., Lara, L. E., Gil Cruz, F., Cardona, C., Basualto, D., & San Martín, J. (2019). Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007-2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 379, 90–105.
- Franco Marín, L., Lara, L. E., Basualto, D., Palma, J. L., Gil Cruz, F., Cardona, C., & Farias, C. (2023). A long time of rest at Llaima volcano following the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 440(107858).
- González, D. M., Bataille, K., Eulenfeld, T., & Franco, L. E. (2016). Temporal seismic wave velocity variations at Láscar volcano. *Andean Geology*, 43(2), 240–246.
- Halliday, D., Curtid, A., & Kragh, E. (2008). Seismic surface waves in a suburban environment: Active and passive interferometric methods. *The Leading Edge*, 27(2), 210–218.
- Haney, M. M., Hotovec-Ellis, A. J., Bennington, N. L., De Angelis, S., & Thurber, C. (2014). *Tracking Changes in Volcanic Systems with Seismic Interferometry*, (pp. 1–23). Springer Berlin Heidelberg.
- Hansen, P. C. (1999). The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems.
- Hodgson, M. (1996). When is a diffuse-field theory applicable? *Applied Acoustics*, 49(3), 197–207.
- Köhler, A., Weidle, C., & Maupin, V. (2012). On the effect of topography on surface wave propagation in the ambient noise frequency range. *Journal of Seismology*, 16, 221–231.
- Laiolo, M., Delle Donne, D., Coppola, D., Bitetto, M., Cigolini, C., Della Schiava, M., Innocenti, L., Lacanna, G., La Monica, F. P., Massimetti, F., Pistolesi, M., Silengo, M. C., Aiuppa, A., & Ripepe, M. (2022). Shallow magma dynamics at open-vent volcanoes tracked by coupled thermal and SO₂ observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 594.
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., & Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics*, 95(12), 8393–8399.

- Lees, J. M. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(37-56).
- Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Bukchin, B., Barmin, M., Ratnikova, L., & Its, E. (1989). *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwe Academic Publishers.
- Magrini, F., Lauro, S., Kästle, E., & Boschi, L. (2022). Surface-wave tomography using SeisLib: a Python package for multiscale seismic imaging. *Geophysical Journal International*, 231, 1011–1030.
- McNutt (1999). Seismic monitoring: Encyclopedia of volcanoes. (pp. 1095–1195).
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. (2006). Neogene tectonic evolution of the Neuquen Andes western flank (37-39°s). *Special Paper-Geological Society of America*, 407, 73–95.
- Mulargia, F. (2012). The seismic noise wavefield is not diffuse. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 131(4), 2853–2858.
- Mulargia, F. & Castellaro, S. (2008). Passive imaging in nondiffuse acoustic wavefields. *Physical Review Letters*, 100(21), 218501.
- Naranjo, J. A. & Moreno Roa, H. (2005). *Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Nishida, K. (2017). Ambient seismic wave field. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 93(7), 423–448.
- Nishida, K., Mizutani, Y., Ichihara, M., & Aoki, Y. (2020). Time-lapse monitoring of seismic velocity associated with 2011 Shinmoe-dake eruption using seismic interferometry: An extended Kalman filter approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(e2020JB020180).
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and south american plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248.
- Petit-Breuilh, S. (2004). La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX). In: *Casa de los Volcanes 8, Huelva*.

- RAV (2024). Reporte de actividad volcánica. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin)*. <https://rnvv.sernageomin.cl/volcan-llaima/>.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., & Fishwick, S. (2009). Seismic tomography: A window into deep earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(2010), 101–135.
- Rawlinson, N., Sambridge, M., & Saygin, E. (2008). A dynamic objective function technique for generating multiple solution models in seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 174, 295–308.
- REAV (2017). Reporte especial de actividad volcánica: Volcán Llaima. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin)*. https://rnvv.sernageomin.cl/rnvv/TI_Santiago_prod/reportes_LB/2017/_20171003092101224REAV_20171002_Llaima_VERDE.pdf.
- REAV (2023). Reporte especial de actividad volcánica: Volcán Llaima. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin)*. https://rnvv.sernageomin.cl/rnvv/TI_Santiago_prod/reportes_LB/2023/REAV_20231109_0940_Llaima.pdf.
- Reubi, O., Bourdon, B., Dungan, M., Koornneef, J., Sellés, D., Langmuir, C., & Aciego, S. (2011). Assimilation of the plutonic roots of the andean arc controls variations in u-series disequilibria at Volcan Llaima, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1-2), 37–47.
- Roman, A. & Jaupart, C. (2014). The impact of a volcanic edifice on intrusive and eruptive activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 1–8.
- Rosa, M. L. (2015). Tomografía de ondas superficiales en Sudamérica: estructura litosférica en la cuenca Chaco-Paraná. *Tesis doctoral en Geofísica. Universidad Nacional de La Plata*.
- Rose, W., Palma, J., Delgado Granados, H., & Varley, N. (2013). *Understanding open-vent volcanism and related hazards*. The Geological Society of America.
- Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern andes between 38°s and 42°s latitude. *Tectonics*, 25(4).
- Rosavik, C. K. (2021). 3-D ambient noise tomography of Llaima volcano, Chile. *Tesis de grado. Boise State University*.

- RRE (2023). Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2023. *Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin)*. https://rnvv.sernageomin.cl/wp-content/uploads/sites/2/2023/10/Ranking-2023_tabloide_20231012.pdf.
- Ruiz, M. Z., Civilini, F., Ebinger, C. J., Oliva, S. J., Ruiz, M. C., Badi, G., La Femina, P. C., & Casas, J. A. (2022). Precursory signal detected for the 2018 Sierra Negra volcanic eruption, Galápagos, using seismic ambient noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(e2021JB022990).
- Ruth, D. C., Cottrell, E., Cortés, J. A., Kelley, K. A., & Calder, E. S. (2016). From passive degassing to violent strombolian eruption: the case of the 2008 eruption of Llaima volcano, Chile. *Journal of Petrology*, 57(9), 133–1864.
- Saygin, E. & Kennett, B. (2010). Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, 481(1-4), 116–125.
- Schindlbeck, J., Freundt, A., & Kutterolf, S. (2014). Major changes in the post-glacial evolution of magmatic compositions and pre-eruptive conditions of Llaima volcano, andean southern volcanic zone, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 76(6), 1–22.
- Schonwalder-Angel, D., Cortés, J., & Calder, E. (2018). The interplay of magmatism and tectonics: An example based on the satellite scoria cones at Llaima volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 367, 31–45.
- Schuster (2009). Seismic interferometry. *Cambridge Univ.Press 13.978-0-511-54011-0*.
- Sens-Schönfelder, C., Pomponi, E., & Peltier, A. (2014). Dynamics of Piton de la Fournaise volcano observed by passive image interferometry with multiple references. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 32–45.
- Sens-Schönfelder, C. & Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(L21302).
- Sernageomin (2024). Monitoreo volcánico. <https://rnvv.sernageomin.cl/volcan-llaima/>.
- Sielfeld, G., Lange, D., & Cembrano, J. (2019). Intra-arc crustal seismicity: Seismotectonic implications for the southern Andes volcanic zone, Chile. *Tectonics*, 38(2), 552–578.

- Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Udías, A. (1999). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Venzke (2013). Global volcanism program. *Volcanoes of the World*, v.4.9.1.
- Wapenaar, K., Draganov, D., & Robertsson, J. O. (2008). *Seismic interferometry: history and present status*. SEG Geophysics Reprint Series No.26.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 - basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195–75A209.
- Weaver, R. & Lobkis, O. (2001). Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 87(13), 134301.
- Yang, Y. & Ritzwoller, M. (2008). Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).

Anexos

A - Curvas-L

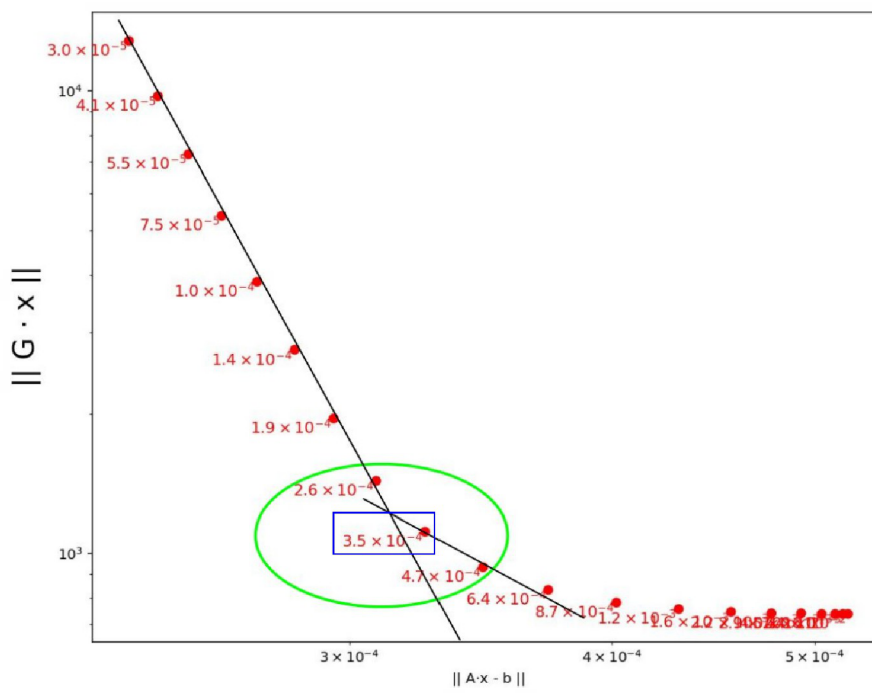


Figura 5.1: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 2.5 s.

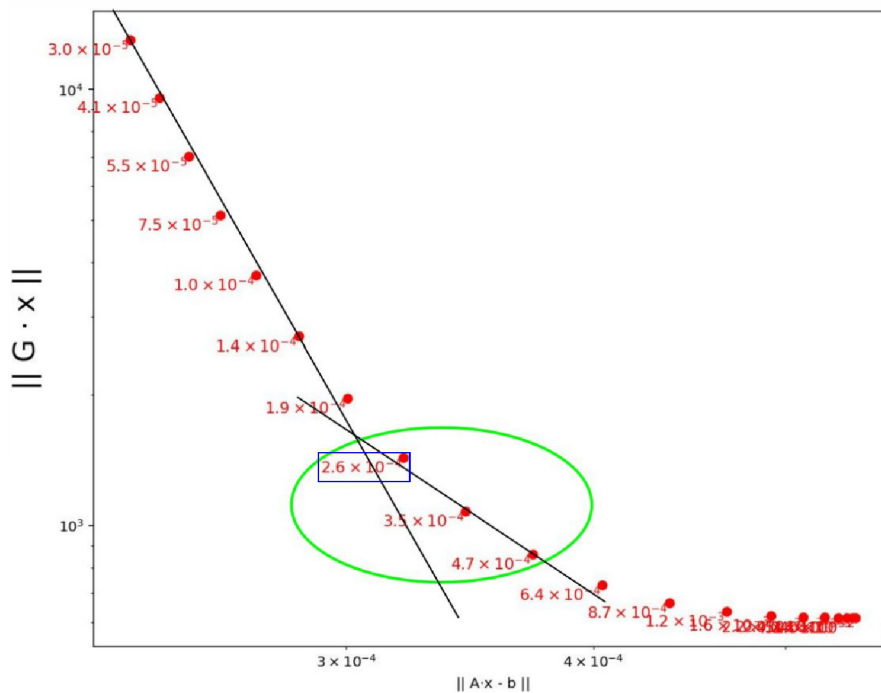


Figura 5.2: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 3 s.

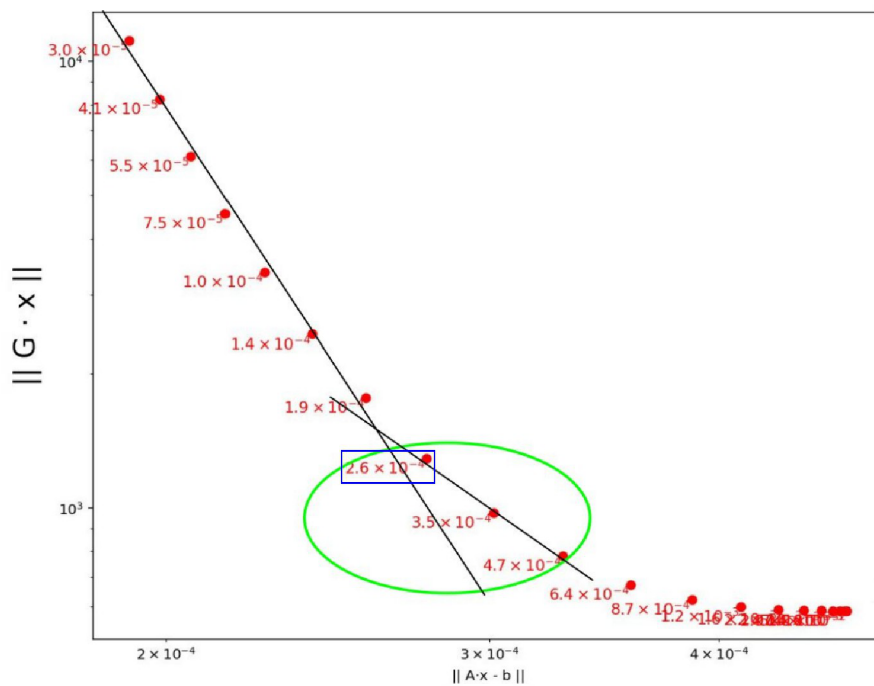


Figura 5.3: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 4 s.

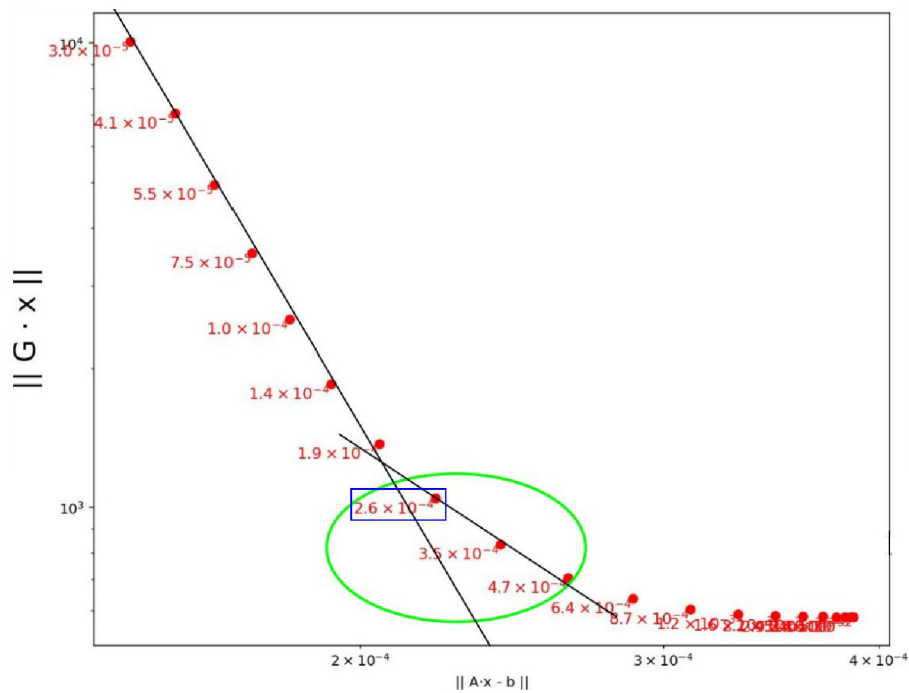


Figura 5.4: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 5 s.

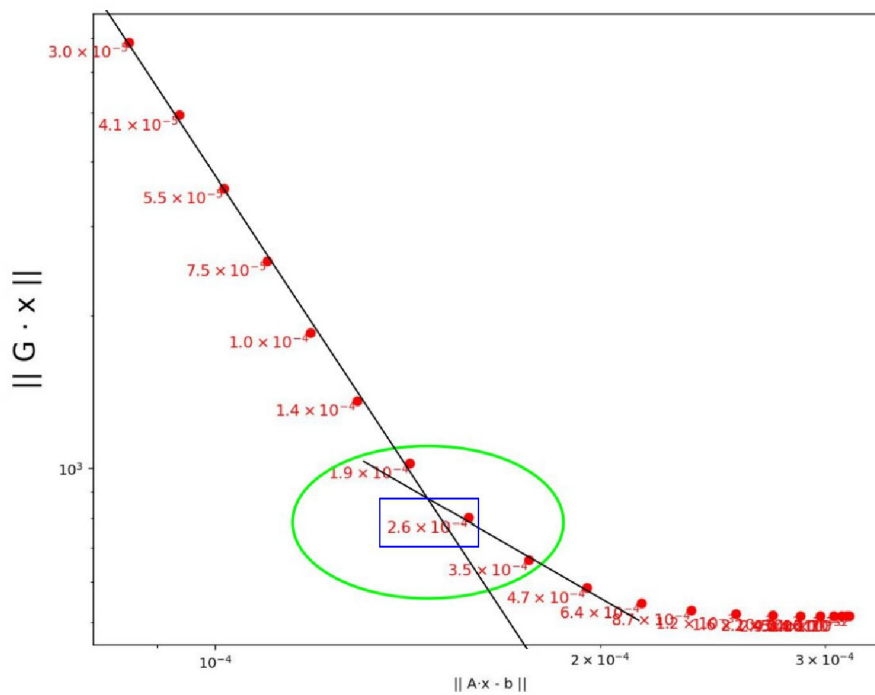


Figura 5.5: Curva-L correspondiente a la onda Rayleigh de período 6 s.

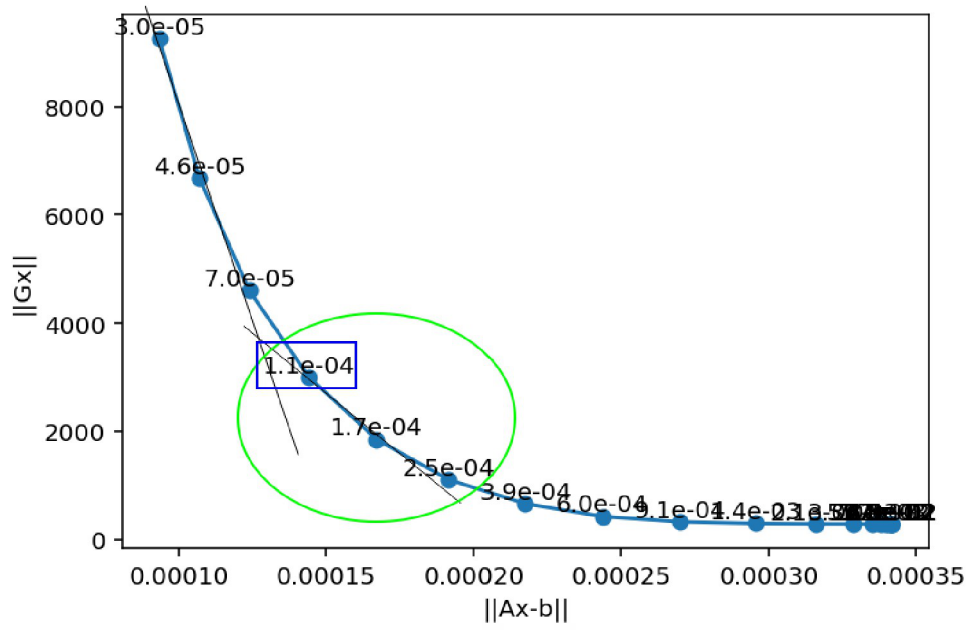


Figura 5.6: Curva-L correspondiente a la onda Love de período 2.5 s.

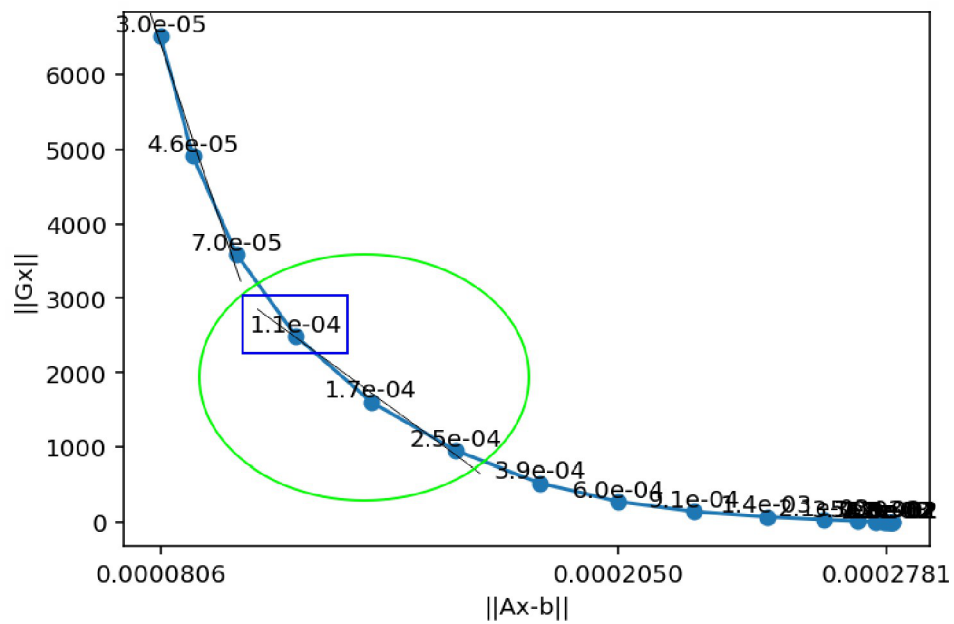


Figura 5.7: Curva-L correspondiente a la onda Love de período 3 s.

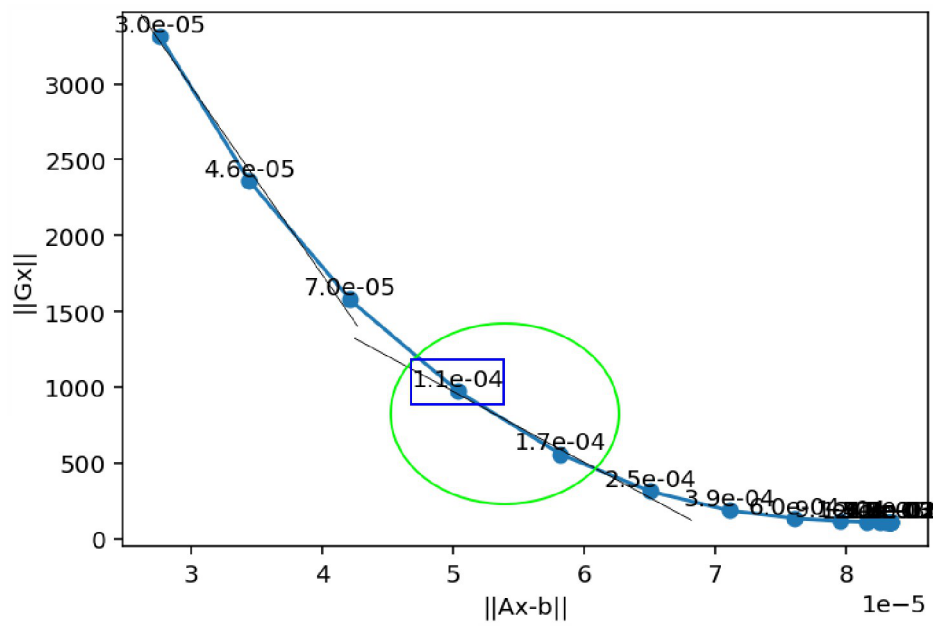
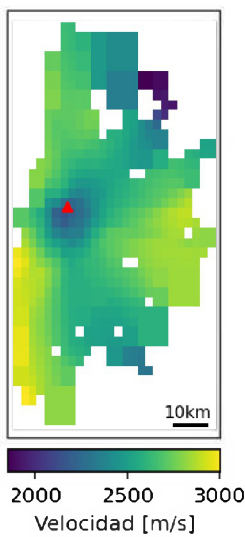
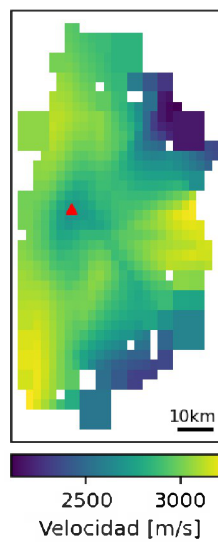


Figura 5.8: Curva-L correspondiente a la onda Love de período 4 s.

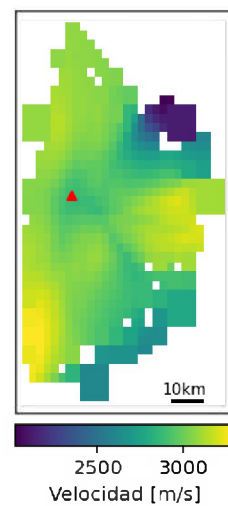
B - Mapas tomográficos



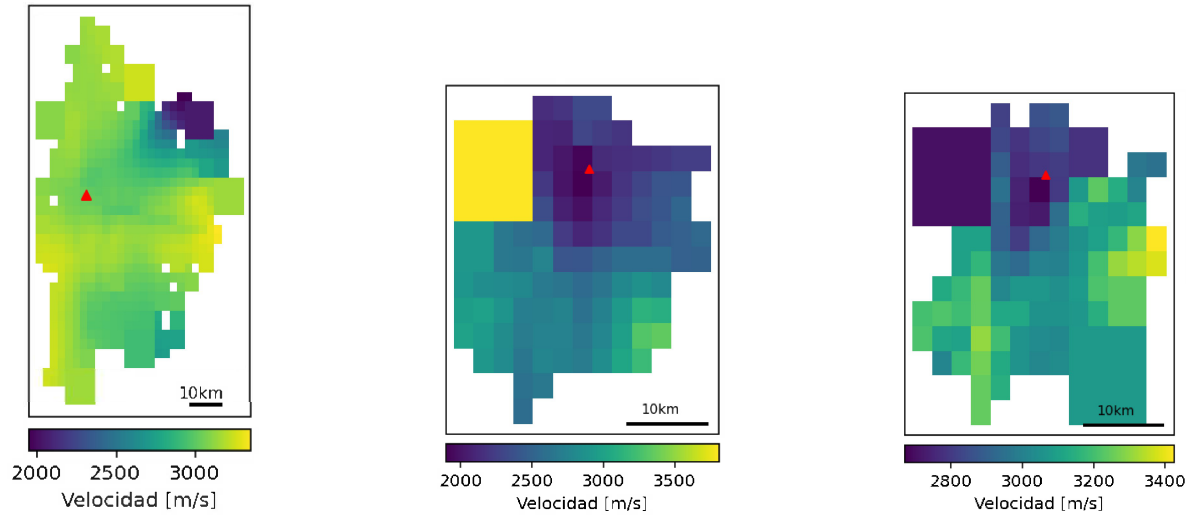
Onda Rayleigh -
período 2 s.



Onda Rayleigh -
período 4 s.



Onda Rayleigh -
período 5 s.



Onda Rayleigh -
período 6 s.

Onda Love - período 2
s.

Onda Love - período 4
s.

C - Perfiles tomográficos

A continuación mostramos los perfiles verticales y horizontales. Los verticales corresponden a la línea en rojo (Figura 4.20), es decir, los perfiles de menor longitud.

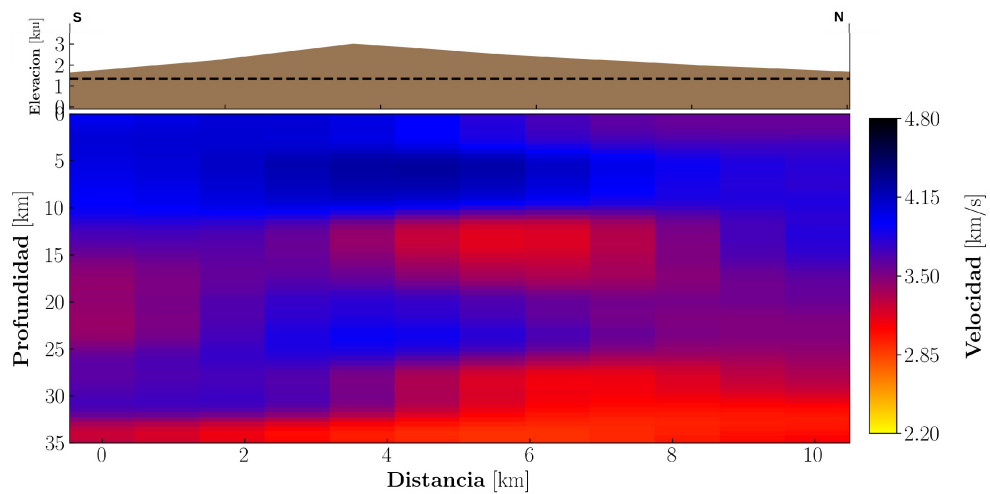


Figura 5.11: Perfil vertical S-N.

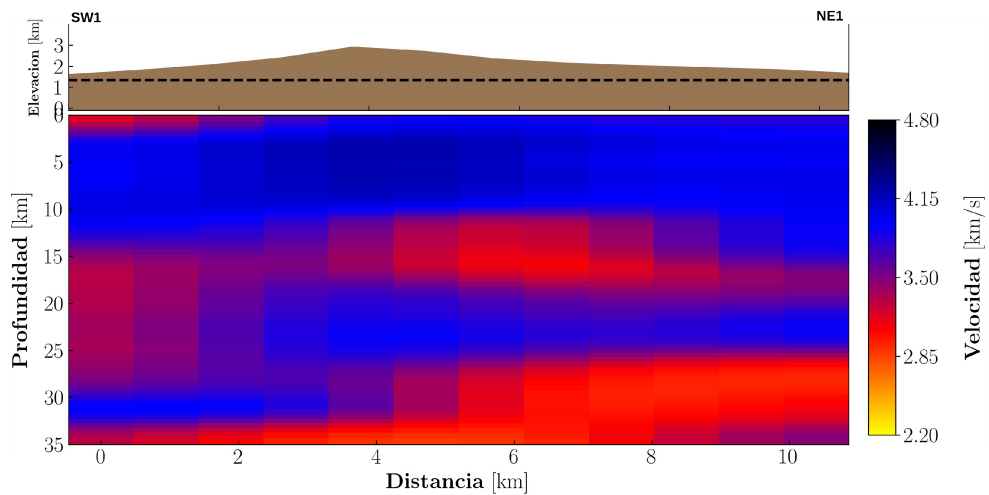


Figura 5.12: Perfil vertical SW1-NE1.

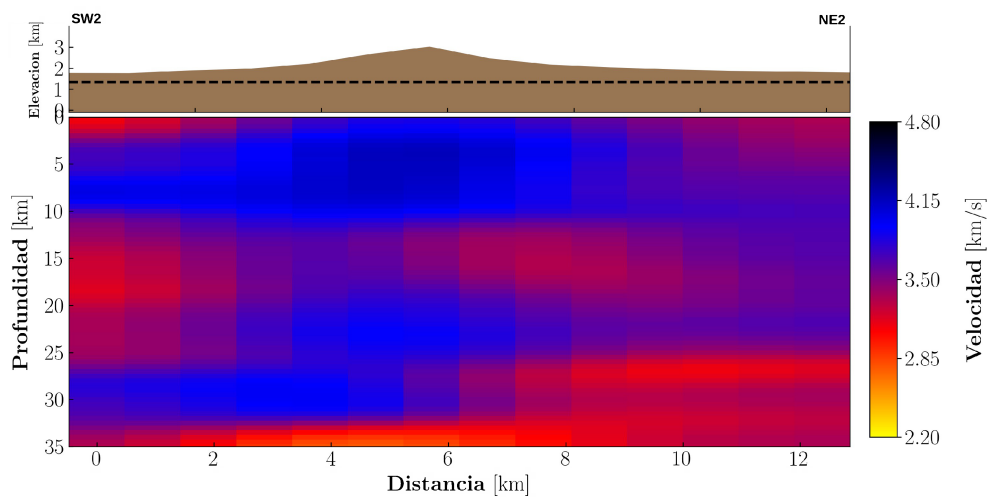


Figura 5.13: Perfil vertical SW2-NE2.

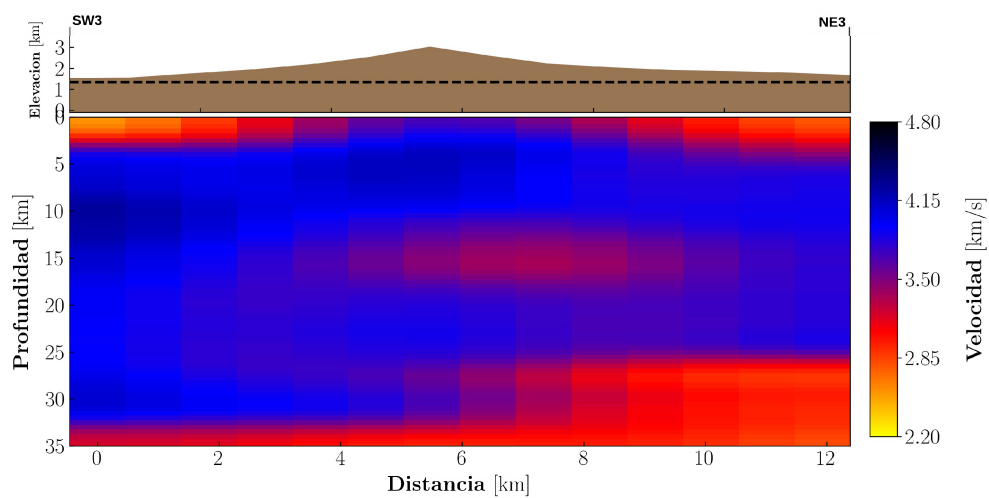


Figura 5.14: Perfil vertical SW3-NE3.

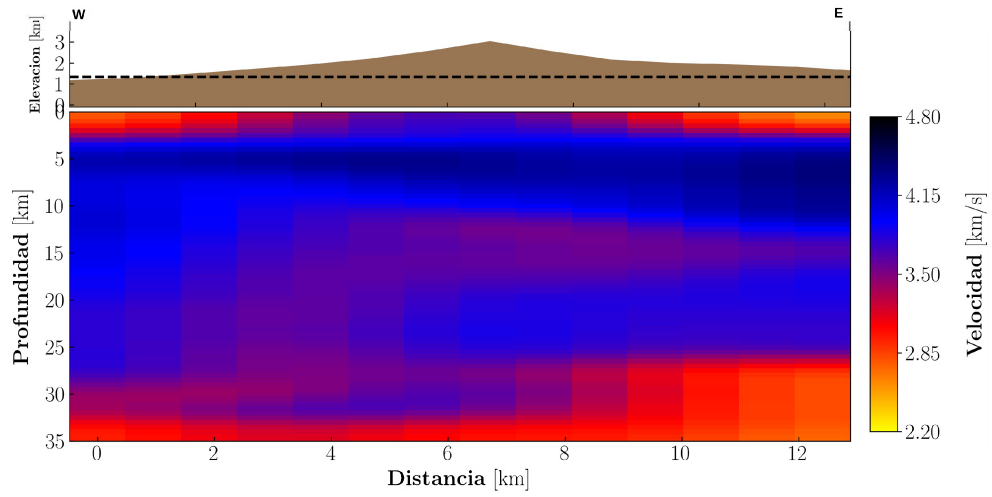


Figura 5.15: Perfil vertical W-E.

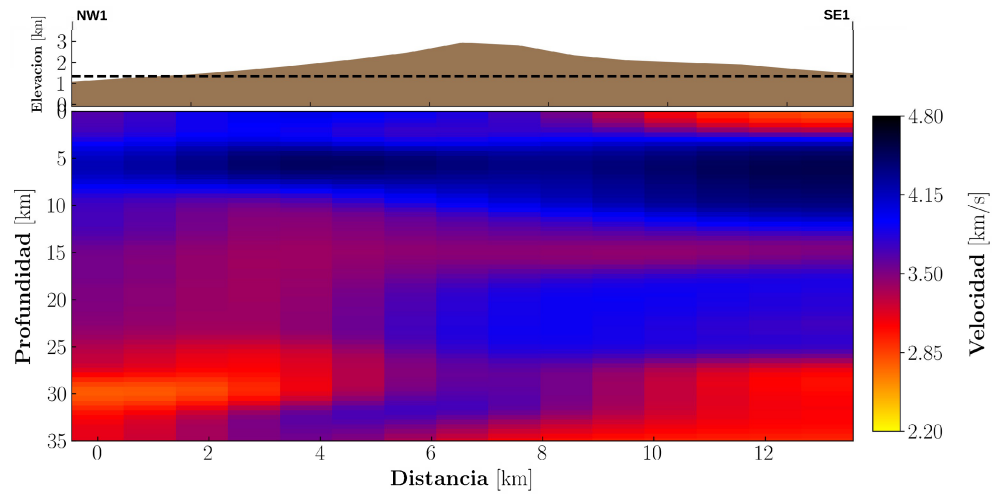


Figura 5.16: Perfil vertical NW1-SE1.

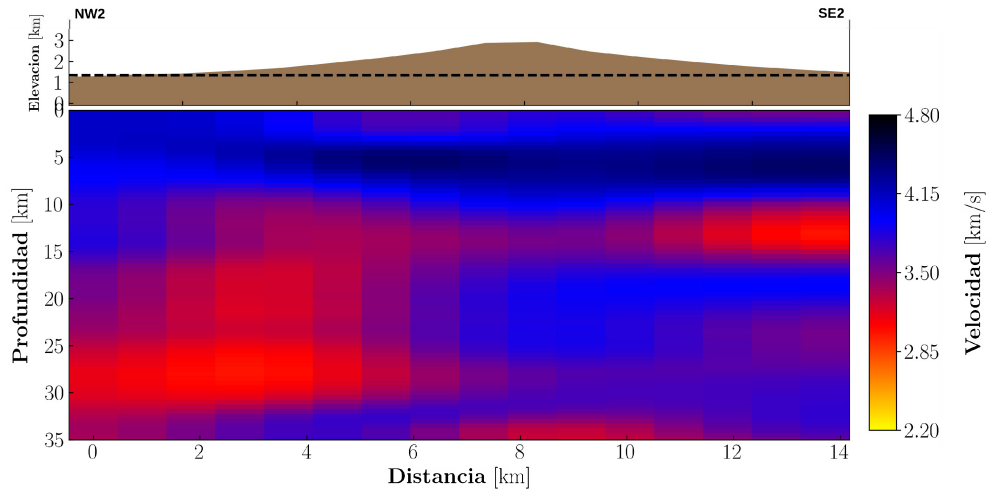


Figura 5.17: Perfil vertical NW2-SE2.

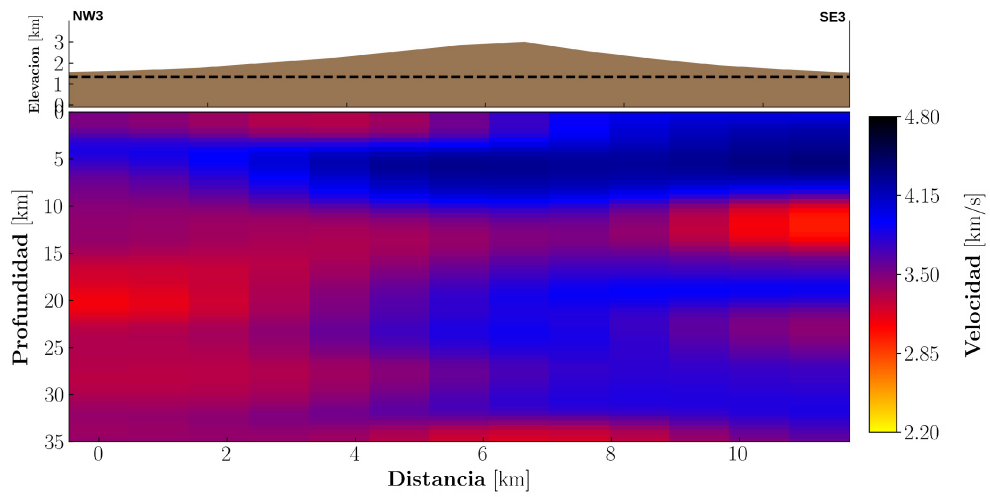
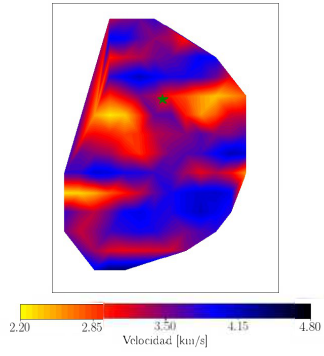
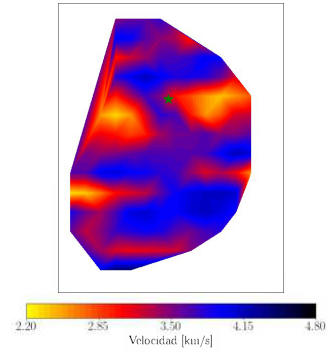


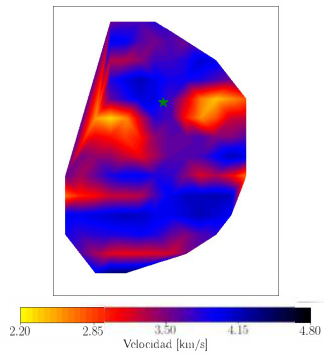
Figura 5.18: Perfil vertical NW3-SE3.



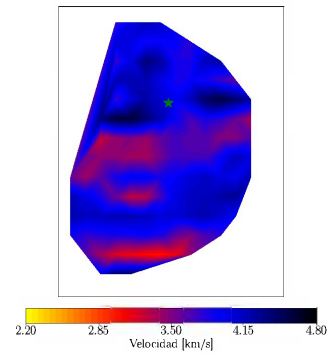
Perfil horizontal a 1 km.



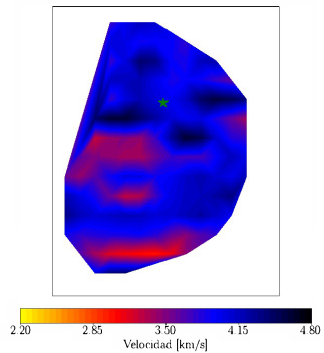
Perfil horizontal a 2 km.



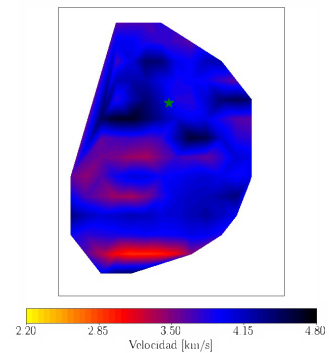
Perfil horizontal a 3 km.



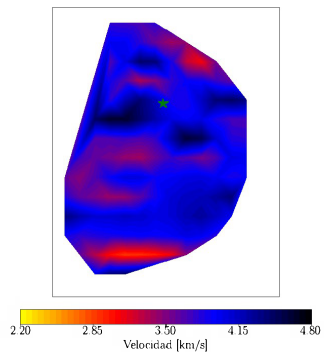
Perfil horizontal a 4 km.



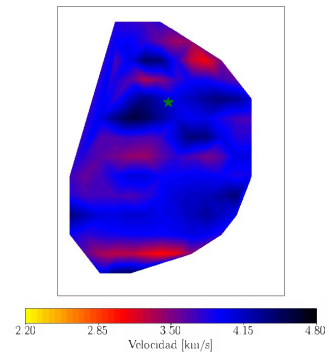
Perfil horizontal a 5 km.



Perfil horizontal a 6 km.

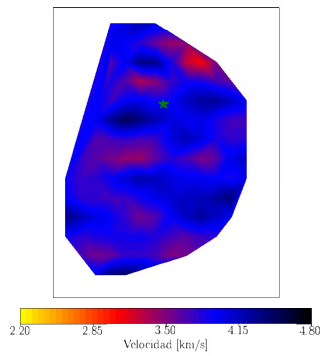


Perfil horizontal a 7 km.

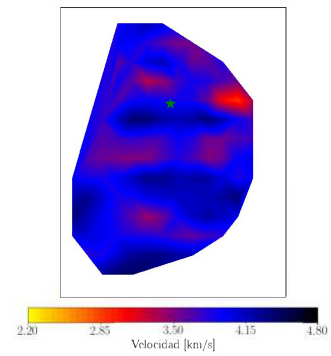


Perfil horizontal a 8 km.

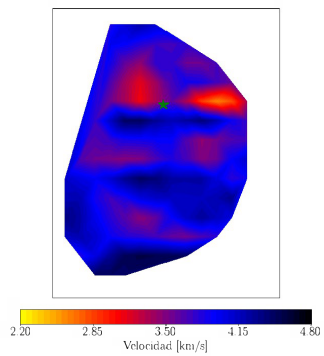
Figura 5.19: Perfiles horizontales respecto al nivel de referencia calculado. La estrella verde indica la ubicación del Vn. Llaima.



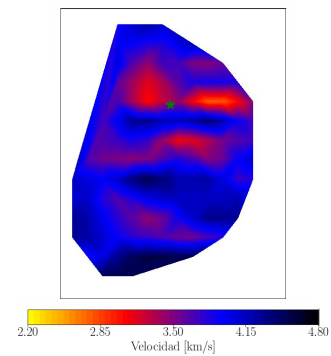
Perfil horizontal a 9 km.



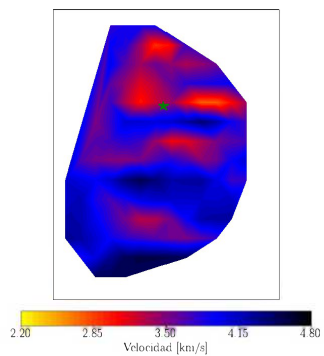
Perfil horizontal a 10 km.



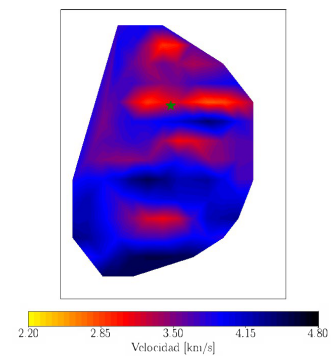
Perfil horizontal a 11 km.



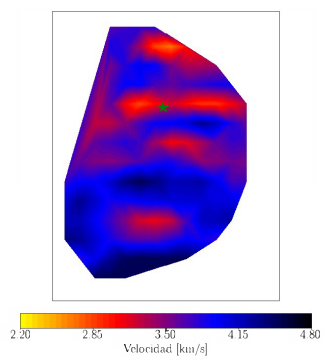
Perfil horizontal a 12 km.



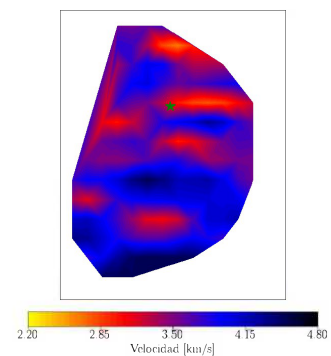
Perfil horizontal a 13 km.



Perfil horizontal a 14 km.



Perfil horizontal a 15 km.



Perfil horizontal a 16 km.

Figura 5.20: Perfiles horizontales respecto al nivel de referencia calculado. La estrella verde indica la ubicación del Vn. Llaima.

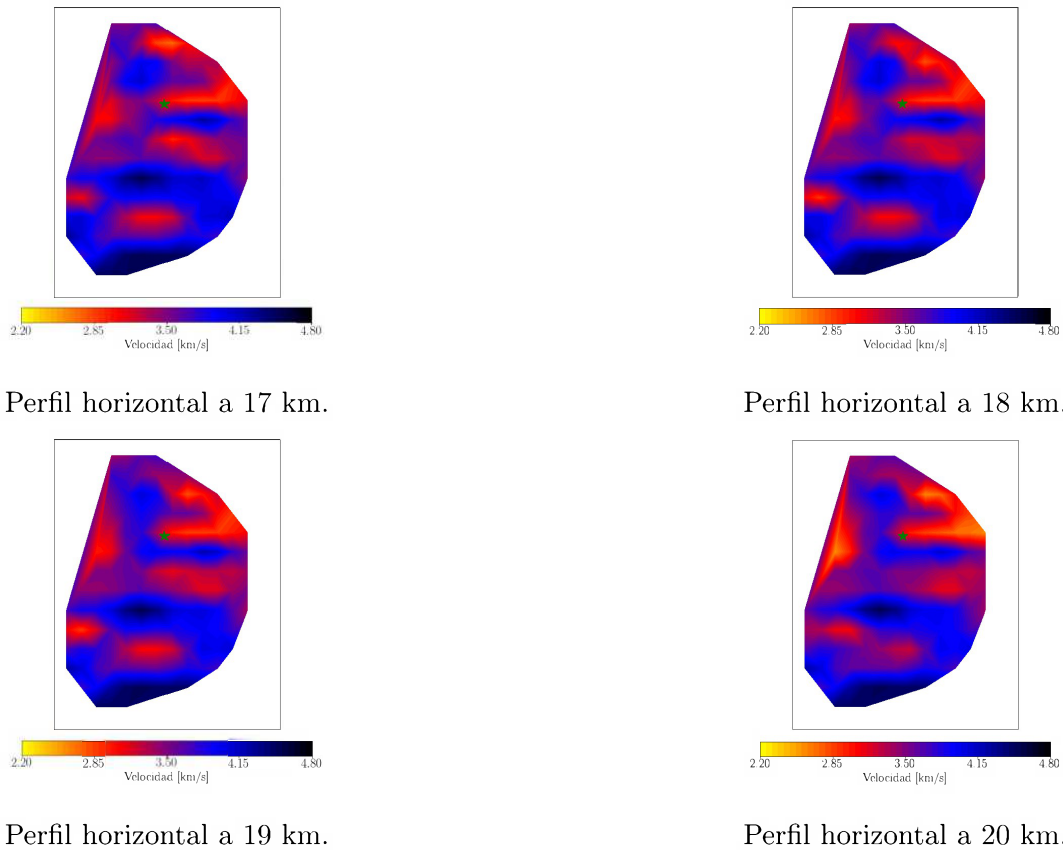


Figura 5.21: Perfiles horizontales en los primeros kilómetros de profundidad respecto al nivel de referencia calculado. La estrella verde indica la ubicación del Vn. Llaima.

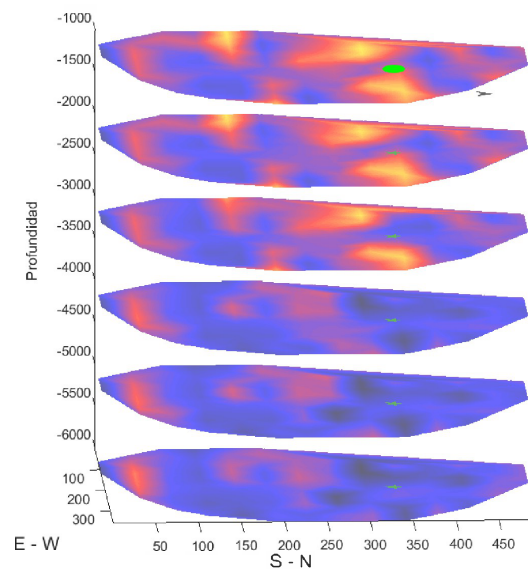


Figura 5.22: Cortes horizontales de 1-6 km de profundidad. Los círculos y estrellas en color verde indican la ubicación del Vn. Llaima y la flecha en negro indica el norte. El eje vertical representa la profundidad en metros y en los ejes horizontales 100 unidades representan 11 km.

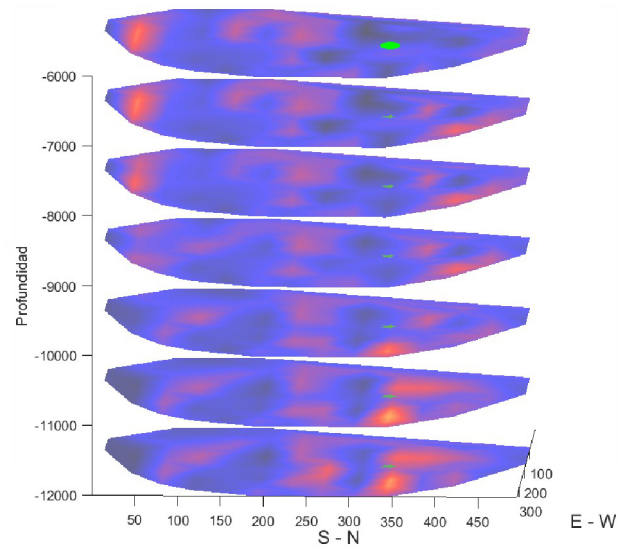


Figura 5.23: Cortes horizontales de 6-12 km de profundidad.

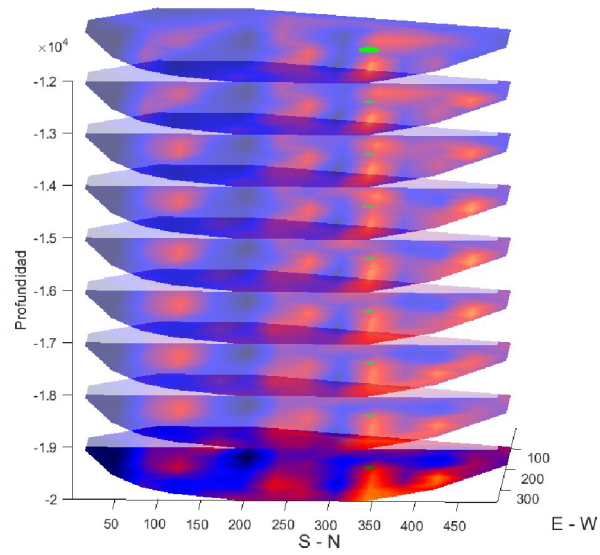


Figura 5.24: Cortes horizontales de 12-20 km de profundidad.