



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

**Iluminando la estructura interna de Galápagos
mediante Interferometría Sísmica**

Eugenia Boero

Director: Dr. Augusto Casas
Co-directora: Dra. Gabriela Badi

La Plata, Argentina
Marzo, 2023

Índice general

Resumen	1
1. Introducción	2
2. Volcán Sierra Negra	5
2.1. Contexto tectónico	5
2.2. Estructura subsuperficial	7
3. Interferometría Sísmica	9
3.1. Introducción	9
3.2. Representación matemática	10
3.2.1. Función de Green	10
3.2.2. Interferometría Sísmica de onda directa	10
3.2.3. Interferometría Sísmica de onda reflejada	13
3.3. Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones	16
4. Aplicación	19
4.1. Datos	19
4.2. Pre-procesamiento	20
4.3. Procesamiento	24
5. Interpretación	35

5.1. Estructuras y discontinuidades someras	36
5.2. Reservorio magmático y profundidades medias	37
5.3. Profundidades mayores y comparación con modelos globales	40
6. Conclusiones	42
6.1. Trabajos a futuro	43
Bibliografía	44

Resumen

El archipiélago de Galápagos, Ecuador, es un conjunto de islas volcánicas ubicadas en el Océano Pacífico que deben su origen y diversidad a la interacción de la Placa de Nazca con el punto caliente de Galápagos y el Centro Divergente de Galápagos. Particularmente, en el sur de la Isla Isabela se encuentra el Volcán Sierra Negra, uno de los más activos del archipiélago. Este sistema se considera maduro con al menos un reservorio subsuperficial. Numerosos análisis han buscado caracterizar el subsuelo en esta área. Sin embargo, aún quedan muchos detalles por discernir, tales como la cantidad y profundidad de las zonas de acumulación de magma o mejores estimación de rasgos del subsuelo como la profundidad de la Moho y discontinuidades más profundas.

En esta tesis, se buscó mejorar el entendimiento del Volcán Sierra Negra mediante el uso de Interferometría Sísmica. Esta reúne técnicas de alta resolución basadas en el análisis de los patrones de interferencia de la energía sísmica registrada por una o varias estaciones. Es una metodología innovadora que permite recuperar la respuesta del suelo, caracterizada por su función de Green, a partir del uso de fuentes artificiales o naturales, y ha sido aplicada con éxito a fases globales, telesísmicas, microsismos y ruido sísmico ambiental obteniendo imágenes del subsuelo a diferentes escalas. Particularmente, se iluminó la estructura profunda bajo el Volcán Sierra Negra utilizando Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones de telesismos y eventos regionales registrados por una estación sismológica ubicada en la zona de interés. De esta forma, se logró acotar las profundidades de las zonas de emplazamiento de fundidos y magma parcialmente cristalizado que constituyen el reservorio del volcán Sierra Negra; así como también, identificar los espesores de corteza, litósfera y manto superior.

Capítulo 1

Introducción

El planeta Tierra presenta más de 1500 volcanes activos, es decir, sistemas magmáticos que han manifestado al menos una erupción en los últimos 10 mil años. Según el registro de erupciones, considerado completo desde 1950, en promedio ocurren entre 50 y 70 erupciones anuales (aproximadamente la mitad de ellas con continuidad de un año al otro). Estas influyen a alrededor del 7% de la población mundial (400 millones de personas) (Bignami et al., 2012), y ponen en riesgo la vida de más de 800 millones personas que viven en sus cercanías, pero afectando a muchos más según sea la energía de las erupciones (Brown et al., 2017).

El conocimiento de un sistema volcánico puede construirse mediante la adquisición de información científica multidisciplinaria (geología, geofísica, geodesia, geoquímica), información que debe ser cuidadosamente procesada, analizada, e interpretada, con el objeto de describir apropiadamente las características de dicho sistema. La sismología volcánica ha demostrado ser una de las herramientas más eficientes para el estudio y monitoreo de la dinámica volcánica (McNutt, 1999). Entre otros objetivos, enfrenta el desafío de iluminar la estructura interna de los sistemas volcánicos, desde las zonas de generación de magmas hasta las bocas de emisión en el edificio volcánico. Esta información es de gran utilidad para la vigilancia del sistema, permitiendo una mejor interpretación de su comportamiento y el establecimiento de alertas tempranas y pronósticos eruptivos más acertados tendientes a minimizar el riesgo.

En el Océano Pacífico, al oeste del territorio continental de Ecuador, se encuentra el archipiélago de Galápagos, un conjunto de islas volcánicas cuyo origen se debe al punto caliente de Galápagos. Se sabe que en dichas islas existen al menos 22 volcanes, varios de los cuales muestran actividad frecuente, reportándose más de 70 erupciones en los últimos dos siglos (página web del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional - IGEPN, <https://www.igepn.edu.ec>), conformando una de las regiones volcánicas con mayor actividad en la actualidad (Simkin y Howard, 1970). Los volcanes más jóvenes y activos están localizados hacia el oeste (Harpp y Geist, 2018). Entre estos, en el sur de la Isla Isabela, se encuentra el Volcán Sierra Negra, objeto de estudio de este trabajo. Este ha tenido siete erupciones con índice de explosividad volcánica (VEI, del inglés *Volcanic Explosivity Index*) (Newhall y Self, 1982), mayor a 2 desde 1948. Sus últimas erupciones ocurrieron en 1979 (Crafford y Venzke, 2018), 2005 (Geist et al., 2008) y 2018 (Vasconez et al., 2018). Debido a este alto nivel de actividad, resulta fundamental estudiar la estructura subsuperficial del Volcán Sierra Negra para contribuir no solo al conocimiento científico de su sistema volcánico, sino a la estimación del riesgo asociado a los eventuales procesos que en él se originen.

Los productos emitidos por el Sierra Negra evidencian que se trata de un volcán maduro con un reservorio subsuperficial (Harpp y Geist, 2018). Numerosos análisis han buscado iluminar las estructuras bajo la superficie de Galápagos. Sin embargo, la limitada resolución de los resultados en ciertas áreas y profundidades no ha permitido aún especificar la ubicación y propiedades de dicho reservorio magmático. El objetivo del presente trabajo consiste en obtener información de las estructuras del subsuelo ubicadas debajo del volcán mediante el uso de Interferometría Sísmica. Esta ha sido aplicada con éxito a fases globales, telesísmicas, microsismos y ruido sísmico ambiental obteniendo imágenes del subsuelo a diferentes escalas. Particularmente, en esta tesis se ha aplicado Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones a telesismos y eventos regionales registrados por la estación sismológica GS17 perteneciente a la red SIGNET, ubicada en la zona de interés, con el objetivo de obtener información de las estructuras del subsuelo ubicadas debajo de dicha estación sísmica y, por ende, del volcán. Concretamente, se ha buscado acotar las profundidades de las zonas de emplazamiento de fundidos y magma parcialmente cristalizado bajo Sierra Negra; así como también, identificar los espesores de corteza y litósfera.

La investigación de este trabajo dio inicio en el año 2021 a través de una beca

CIN enmarcada en el proyecto *Nuevas Tecnologías para el Procesamiento de Señales Geofísicas. Monitoreo y Resultados en Sudamérica* (P I+D 2018 - UNLP G156) acreditado en el *Programa Nacional de Incentivos a la Docencia e Investigación* y *NOISY: avances en el análisis e interpretación de señales de monitoreo volcánico, Sismicidad y rayos* (P I+D 2023 – UNLP en evaluación). El objetivo fue complementar estudios de tomografía sísmica de velocidad y atenuación utilizando ruido ambiente, y el monitoreo de variaciones temporales de velocidad del subsuelo bajo Sierra Negra como precursores de erupciones. Estos fueron desarrollados por investigadores y tesistas del grupo de sismología volcánica del Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas en colaboración con diversas instituciones americanas y europeas (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional de Quito, Ecuador; la Universidad de Tulane, EEUU; la Universidad Tecnológica de Delft, Países Bajos; la Univ. de Boise, EEUU y la Univ. de Mainz, Alemania). El objetivo de esta colaboración ha sido el de profundizar el conocimiento de la geodinámica asociada al archipiélago de Galápagos para a su vez, aumentar el entendimiento de la dinámica del Volcán Sierra Negra y colaborar así a mejorar la eficiencia de su vigilancia. Los avances parciales del proyecto de esta beca fueron presentados en la IV Asamblea de The Latin American and Caribbean Seismological Commission (LACSC) mediante el póster titulado “Investigating Deep Structures at Active Volcanoes in Galapagos Using Seismic Interferometry”.

El Capítulo II comprende la descripción del objeto de estudio, el Volcán Sierra Negra, el contexto tectónico de las Islas Galápagos y el estado actual de conocimiento respecto de su estructura subsuperficial. En el capítulo III, se describe la técnica de Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones, cuya aplicación a datos de la estación sismológica seleccionada es detallada en el Capítulo IV. Por último, los capítulos V y VI incluyen, respectivamente, la interpretación de los resultados y las conclusiones generales obtenidas a partir de dicha interpretación.

Capítulo 2

Volcán Sierra Negra

2.1. Contexto tectónico

De acuerdo al modelo propuesto por Hey (1977), hace unos 25 millones de años, la placa tectónica Farallón se dividió en las placas de Juan de Fuca (norte) y Cocos-Nazca (sur). Debido a esfuerzos diferenciales entre el sector correspondiente a la placa de Cocos con movimiento al norte y el de Nazca con movimiento al este, hace unos 23 millones de años, comenzó un proceso de *rifting* con dirección principalmente este-oeste dando origen al Centro de divergencia de Galápagos y generando la separación entre las placas de Cocos y Nazca. Actualmente, este centro de divergencia tiene una velocidad promedio de 28 mm/año en dirección norte-sur (Villagómez et al., 2014), continuando aproximadamente perpendicular al movimiento de la placa de Nazca hacia el este respecto al punto caliente de Galápagos (Figura 2.1).

Las Islas Galápagos, ubicadas sobre la placa de Nazca, son producto del punto caliente de Galápagos y su interacción con el Centro de Divergencia de Galápagos. Se encuentran en el Océano Pacífico a aproximadamente 1.000 km de la costa continental del Ecuador, entre 100 y 300 km al sur de este centro de divergencia (Geist et al., 2008). El archipiélago consiste en 13 islas principales, en las que se encuentran varios edificios volcánicos que se elevan hasta 1.710 m s. n. m. desde una plataforma submarina poco profunda de aproximadamente 40.000 km² de área (Simkin y Howard, 1970). Los volcanes más jóvenes y activos se encuentran ubicados en las dos islas más occidentales: Isabela y Fernandina, consistente con el movimiento hacia el este de la placa respecto al punto caliente. En la isla Fernandina se encuentra un

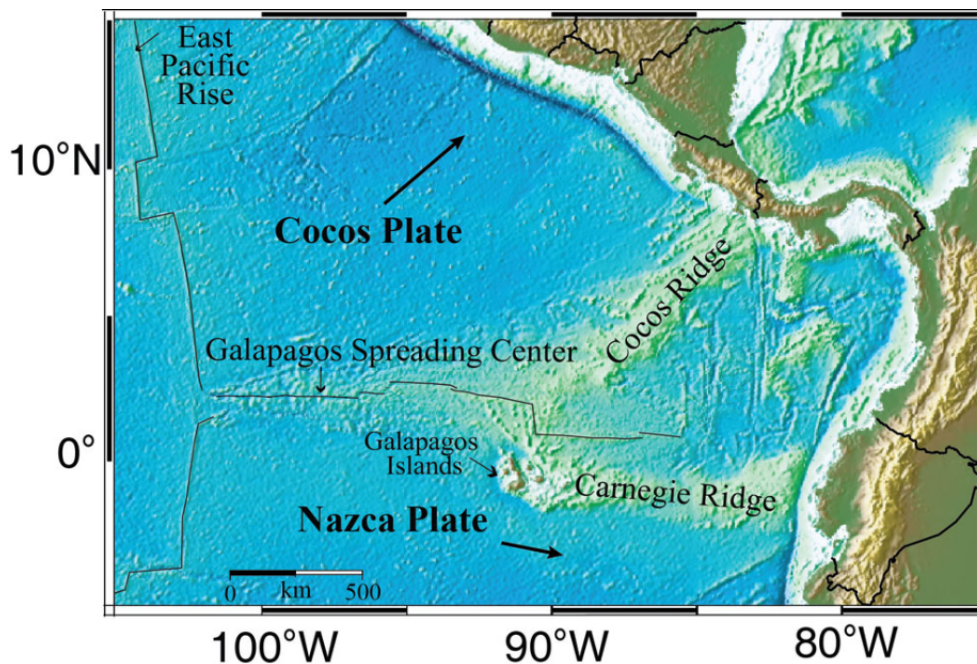


Figura 2.1: Contexto tectónico del archipiélago de Galápagos (Fuente: <http://www.soest.hawaii.edu/HIGP/Faculty/hey/galapagos.html>)

único volcán en escudo conocido como la Cumbre. En la isla Isabela se encuentran, de norte a sur, los volcanes Wolf, Ecuador, Darwin, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul. Todos estos son volcanes basálticos en escudo con calderas bien desarrolladas, flancos inusualmente empinados e hileras de fumarolas volcánicas concéntricas cerca de la caldera y radiales en los flancos (Simkin y Howard, 1970).

El Volcán Sierra Negra (Figura 2.2), ubicado al sur de la Isla Isabela, es el más voluminoso del archipiélago con una altura de 1.124 m s. n. m. y un área elíptica de $60 \times 40 \text{ km}^2$ (Reynolds y Geist, 1995). La caldera, también de forma elíptica, tiene unas dimensiones en planta de $9 \times 7 \text{ km}^2$ con orientación suroeste-noreste y una profundidad de 110 m (Geist et al., 2008). Además, es uno de los más activos del archipiélago. Se estima que emergió del mar hace menos de 700.000 años (Reynolds y Geist, 1995). En la historia reciente (últimos 200 años), las zonas más activas del volcán se encuentran en la región norte de la caldera, el borde de la caldera y la zona conocida como Volcán Chico (página del IGEPN <https://www.igepn.edu.ec>).



Figura 2.2: Mapa en relieve sombreado del archipiélago de Galápagos, mostrando la ubicación del Volcán Sierra Negra. El recuadro indica la caldera de Sierra Negra. (Geist et al., 2008)

2.2. Estructura subsuperficial

Numerosos análisis han buscado iluminar las estructuras bajo la superficie de Galápagos a diferentes escalas y profundidades, procurando determinar la ubicación y propiedades de los reservorios magmáticos que alimentan a sus volcanes, así como los espesores de la corteza y la litósfera en la región.

Tepp et al. (2014) realizaron un análisis de la estructura de velocidades usando métodos de tomografía de ondas de cuerpo. Dada la propagación de onda S, determinaron que entre los 5 y 15 km no se encuentran grandes acumulaciones de material fundido. También detectaron una zona de baja velocidad con más de 25 km de ancho entre los 8 y 15 km de profundidad bajo Sierra Negra, la cual interpretaron como un reservorio de magma parcialmente cristalizado. Esto se condice con el modelo de la subsuperficie propuesto por Bell et al. (2021), que describe cuerpos de magma potencialmente emplazados a estas profundidades.

Rychert et al. (2014), a partir de un análisis de funciones receptoras, cuya teoría está incluida dentro de la de la Interferometría Sísmica (Galetti y Curtis, 2012), identificaron un aumento de velocidad a una profundidad de 11 ± 7 km que vinculan a la discontinuidad de Mohorovicic antigua. En este trabajo, observaron otro aumento a una profundidad de 37 ± 7 km vinculado a la actual Moho. Esta debería su origen a una capa de material magmático en el sector inferior de la placa, es decir, a la presencia de a la pluma mantélica. También, detectaron un descenso de velocidad a una profundidad de 75 ± 12 km correspondiente con el límite inferior de la litósfera. Particularmente, especificaron que en el sector suroeste del archipiélago, donde se encuentra Sierra Negra, esa discontinuidad se encuentra a una profundidad de aproximadamente 82 km. Byrnes et al. (2015) indican profundidades similares para dicha discontinuidad.

Rychert et al. (2014) observaron un aumento de velocidad a una profundidad de $125 - 145 \pm 15$ km que atribuyen al comienzo desde superficie de material fundido, probablemente asociado a la pluma mantélica, indicando mayores profundidades para el sector suroeste. Esto se condice con las profundidades asociadas a la pluma mantélica indicadas por Villagómez et al. (2014) y Byrnes et al. (2015).

Capítulo 3

Interferometría Sísmica

3.1. Introducción

La interferometría es una metodología que reúne técnicas basadas en el estudio de fenómenos de interferencia (constructiva o destructiva) entre pares de señales con el objetivo de medir, con alta precisión, diferencias de fase entre ellas. La Interferometría Sísmica (IS) se basa en el análisis de patrones de interferencia en la propagación de la energía sísmica. Para ello, la IS utiliza registros de una o varias estaciones a partir de fuentes de energía sísmica artificiales o naturales. Mediante un reordenamiento del campo de ondas registrado, la IS obtiene nuevos sismogramas donde uno de los sensores, llamado fuente virtual, actúa como fuente de energía para las demás estaciones.

En el campo de la sismología, donde uno de los principales objetivos es conocer las propiedades del subsuelo, la IS provee estimaciones precisas de la respuesta impulsiva del medio (Wapenaar et al., 2010), es decir, la función de Green, que describe el efecto del medio de propagación entre dos ubicaciones a partir de la excitación producida por una fuente puntual e impulsiva en alguna de ellas.

3.2. Representación matemática

3.2.1. Función de Green

Supongamos un impulso aplicado en un punto de coordenadas $\mathbf{x} = \mathbf{x}_S$ (coordenadas de la fuente) y en un tiempo $t = \tau$ con dirección \mathbf{n} . Se define la componente i de la fuerza impulsiva \mathbf{f} en función de las coordenadas $\mathbf{x} = \mathbf{x}_R$ (coordenadas del receptor) y del tiempo t como:

$$f_i(\mathbf{x}_R, t) = \delta(\mathbf{x}_R - \mathbf{x}_S)\delta_{ij}(t - \tau), \quad (3.1)$$

donde $\delta(\mathbf{x})$ es la función Delta de Dirac, cuyo valor es no nulo y tiende a infinito únicamente cuando su argumento es igual a cero, es decir cuando $\mathbf{x}_R - \mathbf{x}_S = 0$; y δ_{ij} es la Delta de Kronecker, función de dos variables que toma valor igual a 1 cuando $i = j$, mientras que es nula cuando $i \neq j$. Por lo tanto, la fuerza impulsiva con origen en \mathbf{x}_S a tiempo τ , será nula fuera de este punto y tiempo.

El campo de desplazamientos producido por una fuente impulsiva queda determinado por la Función de Green. Cada componente i del desplazamiento depende de la dirección \mathbf{n} de la fuerza, por lo que la Función de Green es un tensor de segundo orden de componentes $G_{in}(\mathbf{x}_R, t, \mathbf{x}_S, \tau)$, que dependen las coordenadas y tiempo del receptor (\mathbf{x}_R, t) y de la fuente (\mathbf{x}_S, τ) . La forma de esta función depende de las características del medio, sus coeficientes elásticos y su densidad. Para cada medio, hay una Función de Green diferente que define cómo este reacciona mecánicamente a una fuerza de excitación impulsiva y es, entonces, una característica propia de cada medio.

3.2.2. Interferometría Sísmica de onda directa

Consideremos el análisis de una onda plana viajando en una dimensión, extensible a casos de dos y tres dimensiones (Wapenaar et al., 2010). Supongamos una fuente puntual e impulsiva en $x = x_S$ y $t = 0$ y que la energía se propaga a lo largo del eje x a velocidad constante c en un medio ideal sin pérdida de energía. Supongamos que en esa dirección se encuentran dos receptores en x_A y x_B (Figura 3.1a). En este caso, la respuesta observada en x_A consiste en un impulso a $t_A = (x_A - x_S)/c$

(Figura 3.1b), es decir, la función de Green es $G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A)$ donde $\delta(t)$ es la Delta de Dirac. Análogamente para el receptor ubicado en x_B (Figura 3.1c), se tiene que $G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B)$ con $t_B = (x_B - x_S)/c$.

Calculemos la correlación cruzada entre $G(x_A, x_S, t)$ y $G(x_B, x_S, t)$ como: $G(x_A, x_S, t) * G(x_B, x_S, -t)$, donde $*$ refiere a la operación de convolución, con lo cual:

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

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \int \delta(t + t' - t_B) \delta(t' - t_A) dt'$$

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

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \delta(t - (x_B - x_A)/c),$$

y, por lo tanto:

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

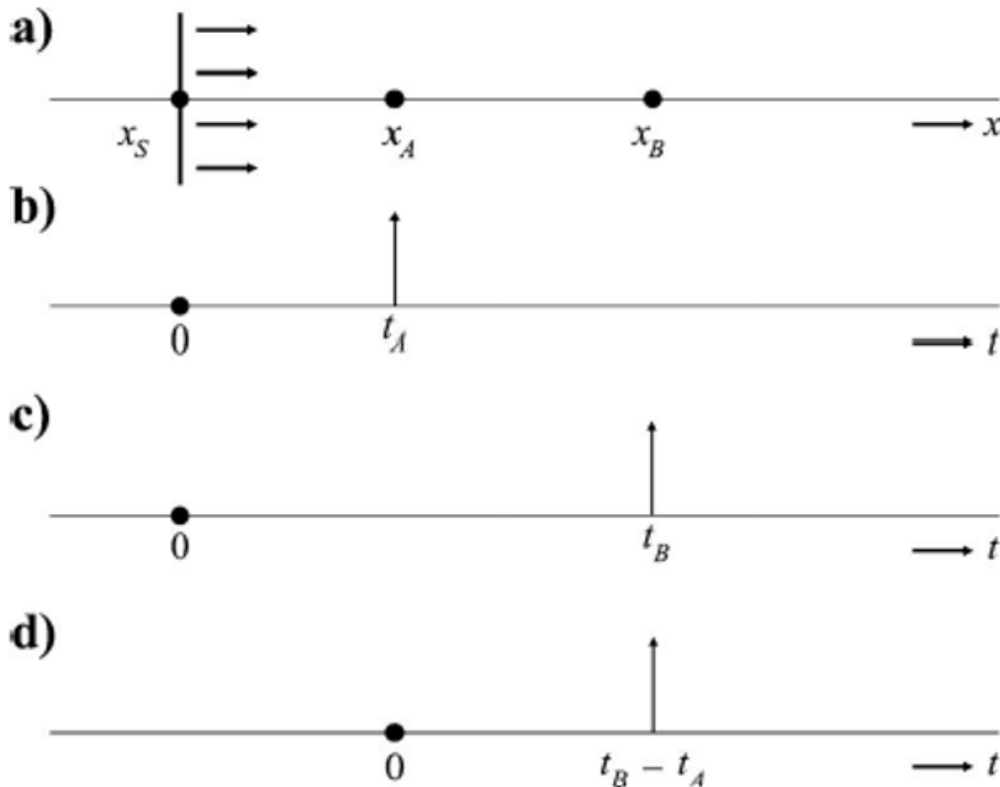


Figura 3.1: Ejemplo 1D de interferometría sísmica de onda directa. (a) Onda plana propagándose hacia la derecha en la dirección del eje x emitida por una fuente impulsiva en $x = x_S$ y $t = 0$. (b) La respuesta observada por un receptor en x_A . (c) La respuesta observada por un receptor en x_B . (d) La correlación cruzada entre las respuestas observadas en x_A y x_B . Imagen modificada de Wapenaar et al. (2010).

Vemos entonces que la correlación cruzada entre las respuestas en x_A y x_B da como resultado la función del Green $G(x_B, x_A, t)$, la cual puede ser interpretada como la respuesta de una fuente virtual ubicada en x_A registrada por un receptor en x_B (Figura 3.1d). Esto ocurre debido a que las respuestas en x_A y x_B de la fuente ubicada en x_S tienen en común el camino recorrido entre x_S y x_A y por eso, al realizar la correlación cruzada entre éstas, el tiempo de viaje correspondiente a ese trayecto se cancela. Hemos demostrado entonces que la correlación cruzada entre registros de dos receptores puede ser utilizada para obtener la respuesta en uno de los receptores a partir de suponer al otro como fuente virtual.

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 $u = G(x_A, x_S, t) * s(t)$ y $u = G(x_B, x_S, t) * s(t)$, respectivamente. Llamemos $S_S(t)$ a la autocorrelación de $s(t)$, es decir: $S_S(t) = s(t) * s(-t)$. Calcular la correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B en este caso, da como resultado el lado izquierdo de la Ecuación 3.2 convolucionado con $S_S(t)$ y, por lo tanto, es igual al lado derecho de la Ecuación 3.2 convolucionado con $S_S(t)$:

$$u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t) * S_S(t). \quad (3.3)$$

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

Consideremos la misma configuración que en la Figura 3.1 pero con una fuente impulsiva en otra ubicación $x = x'_S$, a la derecha de los receptores en x_A y x_B , y que la energía se propaga a lo largo del eje x de izquierda a derecha. Análogamente al primer caso, se obtiene que:

$$G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t) = G(x_B, x_A, -t), \quad (3.4)$$

por lo que la correlación cruzada de las respuestas en ambos receptores da como resultado la función de Green entre ambos con el tiempo invertido.

Combinando las ecuaciones 3.2 y 3.4 de la siguiente manera obtenemos:

$$G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^i, t) * G(x_A, x_S^i, -t) \quad (3.5)$$

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 3.5 puede reescribirse como:

$$[G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)] * S_S(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x_S^i, t) * u(x_A, x_S^i, -t) \quad (3.6)$$

El resultado de la Ecuación 3.6 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).

3.2.3. Interferometría Sísmica de onda reflejada

Supongamos que hay una fuente a una determinada profundidad, cuya energía es transmitida hacia la superficie donde es registrada por un receptor. La traza observada en dicho receptor contendrá entonces la ondícula correspondiente a la función fuente retardada en tiempo (Figura 3.2a). La misma onda es reflejada en superficie hacia abajo y luego nuevamente refleja en profundidad hacia la superficie, arribando a un 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 3.2b). Mediante la aplicación de IS (denotada como \otimes en la Figura 3.2), se elimina información sobre el recorrido de la ondícula que ambos registros comparten, es decir, el camino desde la fuente hacia el primer receptor (Figura 3.2c) y sobrevive únicamente el recorrido desde ese primer receptor al segundo. Esto puede ser interpretado como una reflexión cuya fuente se encuentra ubicada en el primer receptor y es registrada en el segundo.

Un caso particular del caso de la Figura 3.2 es cuando la propagación sucede en la vertical. En ese caso, se puede observar cómo la energía se propaga desde la fuente

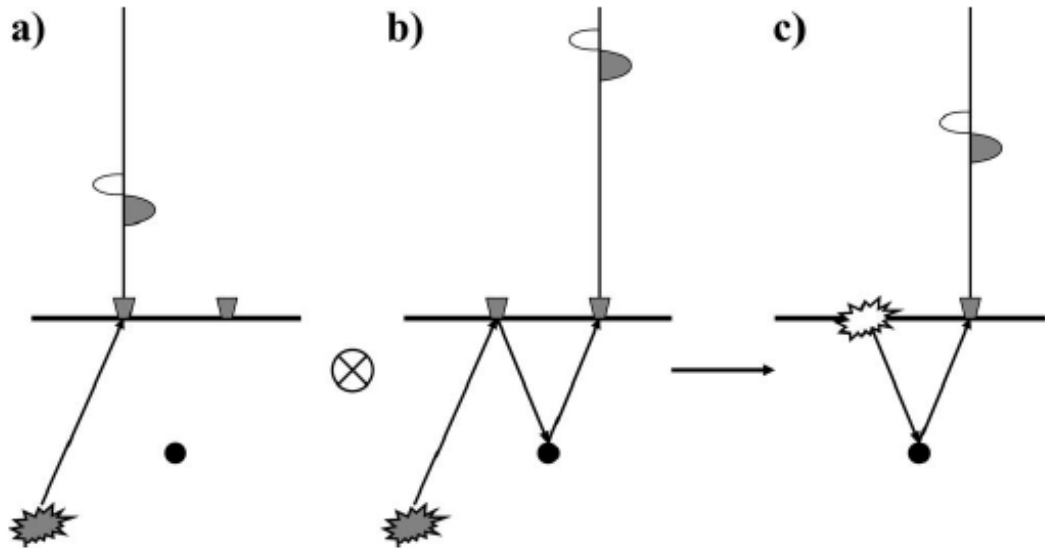


Figura 3.2: Principio básico de la Interferometría Sísmica de Reflexión. (a) Fuente subsuperficial emitiendo una ondícula a la superficie donde es registrada por un receptor. (b) Un segundo receptor recibe la ondícula refleja en superficie. (c) Correlación cruzada entre los registros de ambos receptores, cuyo resultado se interpreta como respuesta a una reflexión en profundidad con la fuente ubicada en el primer receptor y observada por el segundo. Imagen modificada de Schuster (2001).

virtual, reflejándose en la heterogeneidad para volver al punto inicial, donde está ubicado, a su vez, el receptor. Consideremos, para este caso particular, la ocurrencia de múltiples reflexiones. Supongamos una capa homogénea sin pérdida de energía entre la superficie y un semiespacio también homogéneo y sin pérdida de energía. Sea una fuente impulsiva ubicada en el semiespacio inferior que emite verticalmente una onda plana (Figura 3.3). Supongamos dicha onda alcanza la superficie en $t = t_0$. Debido a que el camino directo desde la fuente hasta el receptor atraviesa solo una interfaz, el primer arribo estará dado por un pulso de la forma $\tau \delta(t - t_0)$, donde τ es el coeficiente de transmisión de la interfaz. Esta onda luego es reflejada en la superficie libre con un coeficiente de reflexión igual a -1 y nuevamente reflejada en la interfaz con coeficiente de reflexión r . Por lo tanto, el siguiente 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.

Llamemos $T(t)$ al campo total de ondas de propagación en dirección vertical registrado en superficie, llamado respuesta global de transmisión. Este contendrá una serie infinita de pulsos a intervalos regulares Δt y amplitudes dadas por $a_0 = \tau$, $a_1 = -r \tau$, $a_2 = r^2 \tau$, $a_3 = -r^3 \tau$, y así sucesivamente (Figura 3.4).

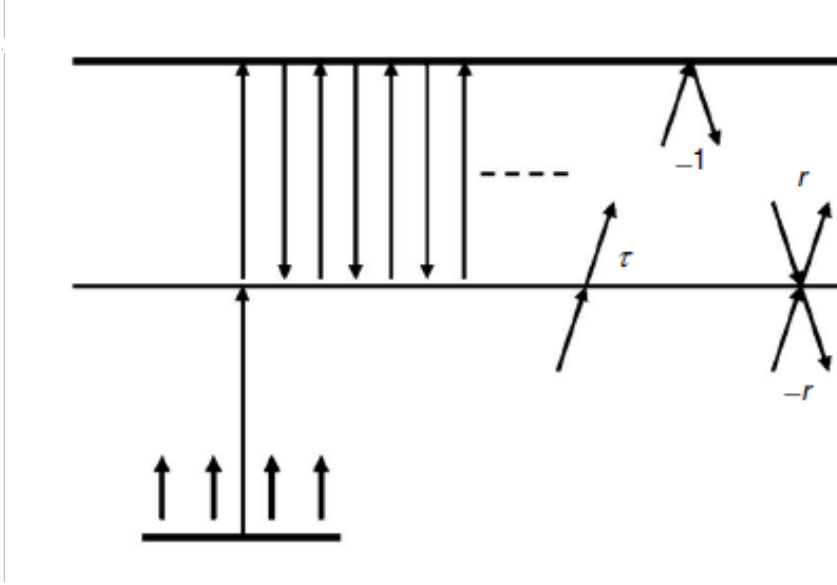


Figura 3.3: Onda plana propagándose verticalmente desde un semiespacio inferior hacia una capa homogénea superior y sus múltiples reflexiones. Modificada de Wapenaar et al. (2010).

En este caso, aplicar interferometría sísmica se reduce a realizar la autocorrelación de la respuesta de transmisión, es decir, $T(t) * T(-t)$. Este resultado puede simplificarse asumiendo que $\tau = \sqrt{1 - r^2}$ (Chapman, 1994). En este caso, la autocorrelación a retardo cero es:

$$(a_0^2 + a_1^2 + a_2^2 + a_3^2 + \dots)\delta(t) = \tau^2(1 + r^2 + r^4 + r^6 + \dots)\delta(t) = \tau^2(1 - r^2)^{-1}\delta(t) = \delta(t). \quad (3.7)$$

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

$$(a_0 a_1 + a_1 a_2 + a_2 a_3 + \dots)\delta(t - \Delta t) = -r\tau^2(1 + r^2 + r^4 + \dots)\delta(t - \Delta t) = -r\delta(t). \quad (3.8)$$

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.

Quitando el primer arribo, estos pulsos de manera conjunta representan la respuesta global de reflexión $R(t)$ a un 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 $-R(-t)$. Considerando todo esto, se tiene que:

$$R(t) * -R(-t) = \delta(t) - T(t) * T(-t). \quad (3.9)$$

Esto significa que la respuesta global de reflexión puede obtenerse a partir de au-

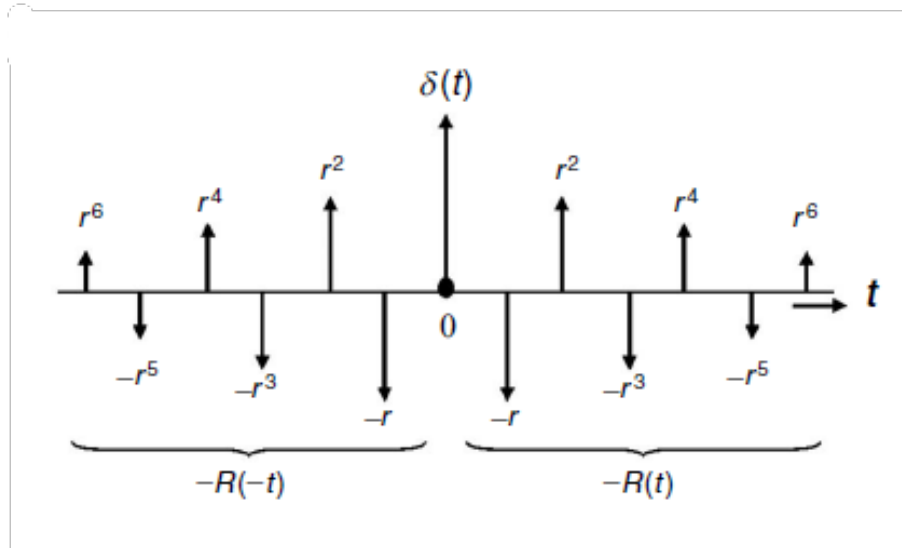


Figura 3.4: Respuestas observadas en la superficie libre. Modificada de Wapenaar et al. (2010).

tocorrelación de la respuesta global de transmisión. Este resultado es análogo al obtenido en la Ecuación 3.6, donde la diferencia principal radica en que dicha ecuación se tiene la suma de las correlaciones de las ondas propagándose a izquierda y derecha, lo cual es necesario para obtener una respuesta simétrica. En este caso, la superficie actúa de espejo, lo que evita que necesitemos fuentes a ambos lados (Wapenaar et al., 2010).

3.3. Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones

En este trabajo, se aplicó IS mediante autocorrelaciones (ISmA). Este es un método pasivo que no requiere previo conocimiento acerca del medio de propagación ni de las fuentes para obtener información de las estructuras del subsuelo. La ISmA ha sido aplicada con éxito a fases globales, telesísmicas, microsismos y ruido sísmico ambiental para obtener imágenes del subsuelo a diferentes escalas (Ruigrok y Wapenaar, 2012; Nishitsuji et al., 2016; Kim et al., 2017; Draganov et al., 2007; Gorbatov et al., 2013; Boullenger et al., 2014; Oren y Nowack, 2017; Casas et al., 2020).

El trabajo de Claerbout (1968) marcó las bases teóricas sobre las cuales se origina la ISmA; establece que la autocorrelación de la respuesta a la transmisión de una onda plana a través de un medio estratificado horizontalmente y registrada en la superficie, permitiendo obtener la respuesta a la reflexión de una fuente virtual coincidente con la estación de registro (aquí expresada en la Ecuación 3.9).

Para ilustrar el principio básico de la ISmA, supongamos una fuente en el subsuelo que libera energía en forma perpendicular hacia la superficie, donde es reflejada dirigiéndose nuevamente hacia el subsuelo (Figura 3.5a). Los sismogramas contendrán entonces el arribo de ondas directas seguidas de otras reflejadas múltiples veces entre la superficie y las diversas discontinuidades del subsuelo en sus trayectorias verticales. Al realizar la autocorrelación del registro del receptor, es decir, al aplicar ISmA, se separan estos arribos, se elimina la información de ondas directas, y se atenúa gran parte del ruido incoherente (Figura 3.5b y 3.5c). Estos principios han sido extendidos a medios inhomogéneos tridimensionales (Wapenaar et al., 2008).

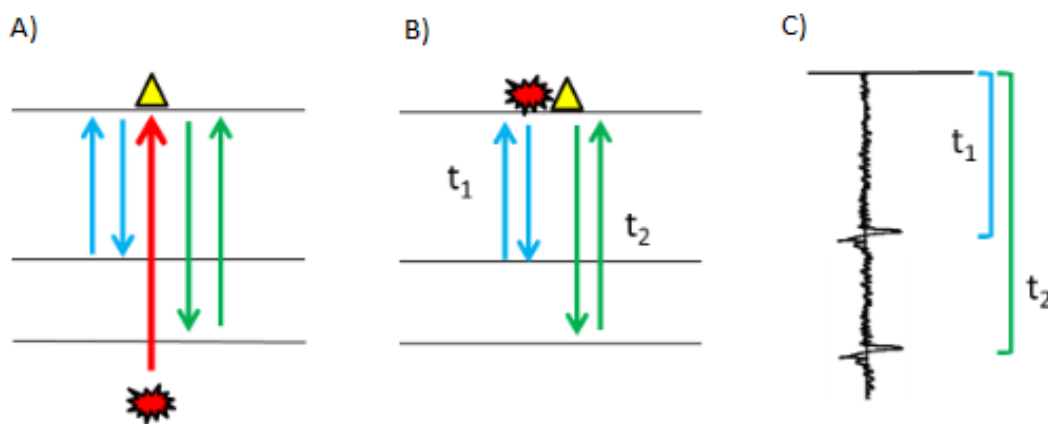


Figura 3.5: Principio básico de la Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones. (a) Fuente subsuperficial emitiendo una onda a la superficie (rojo) y sus reflexiones (verde y azul), las que son registradas por un receptor. (b) Resultado de aplicar Interferometría sísmica mediante Autocorrelaciones (c) Registro en la ubicación del receptor a partir de aplicación de ISmA. Modificada de Boero et al. (2022).

A partir de un modelo de velocidades, puede traducirse los resultados de la ISmA del dominio del tiempo al de la distancia. De esta manera, la ISmA permite estimar la profundidad de las discontinuidades reflectoras de la energía propagada, otorgando información acerca de la arquitectura del subsuelo del área de análisis.

La formulación matemática de la ISmA ha sido desarrollada por Wapenaar y Fokkema (2006), utilizando el teorema de reciprocidad por correlaciones y la invarianza de la reversión temporal de las Funciones de Green en un medio sin pérdidas anelásticas. Sin embargo, ello no constituye una imposibilidad en la utilización de la formulación de IS para medios con pérdidas anelásticas. Posteriores trabajos, por ejemplo Vasconcelos et al. (2009), han desarrollado representaciones para sortear estas limitaciones. La robustez y adaptación de ISmA a distintos tipos de registros

en áreas volcánicas y cantidad de estaciones disponibles han sido puestas de manifiesto en los trabajos de Casas et al. (2019, 2020), quienes han utilizado eventos locales y telesismos registrados en el área del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Argentina-Chile, para la estimación de las estructuras someras y de los principales rasgos tectónicos regionales bajo el complejo volcánico.

Capítulo 4

Aplicación

4.1. Datos

La aplicación de ISmA, con el objetivo de conocer la estructura bajo el Sierra Negra, requiere de registros de una estación sismológica ubicada por encima de la zona de interés. Los sismogramas registrados en dicha estación tendrán el arribo de ondas directas seguidas de otras reflejadas múltiples veces entre la superficie y diversas discontinuidades del subsuelo en sus trayectorias verticales. La ISmA permitirá separar estos arribos, eliminando la información de ondas directas y atenuando gran parte del ruido incoherente. De esta manera, se podrá estimar la profundidad de las discontinuidades reflectoras de la energía propagada bajo dicha estación.

En 2009, un consorcio de instituciones de Ecuador y Estados Unidos (Escuela Politécnica Nacional, Universidad de Rochester, Universidad de Miami, Universidad de Idaho y la Fundación Charles Darwin) desplegaron el arreglo temporal Sierra Negra Integrated Geophysical Network (SIGNET). SIGNET estuvo conformado por 15 estaciones sísmicas banda ancha instaladas en el sur de la Isla Isabela entre agosto de 2009 y junio de 2011, cubriendo un área elipsoidal de aproximadamente $75 \text{ km} \times 45 \text{ km}$, incluyendo al Volcán Sierra Negra. Una de las estaciones con mayor cercanía al volcán, la GS17, fue la seleccionada para este trabajo (Figura 4.1).

Para la descarga de datos se utilizó el software PyWEED, desarrollado en lenguaje Python y distribuido por el Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Para asegurar que la energía arribe de manera subvertical a la estación, se seleccionaron eventos con distancias epicentrales mayores a 30° respecto de la esta-

ción GS17. Esta condición surge del hecho de que estos eventos poseen la propiedad de que la energía de onda P arribe a esas distancias con un ángulo de incidencia suficientemente chico, por lo cual es posible asumir, con gran seguridad, una propagación vertical a subvertical de la energía sísmica (Kennett et al., 1995). Se obtuvieron un total de 104 sismos con esta característica y $M_w > 6$ registrados entre los años 2010 y 2011 con una frecuencia de muestreo de 50 Hz (Figura 4.2). Para estos eventos, se descargaron las tres componentes este (E), norte (N) y vertical (Z) en formato SAC, dando comienzo al registro 20 segundos antes del arribo de onda P y finalizando 200 segundos después del arribo de onda S (Figura 4.3). Estos tiempos de arribo son tiempos teóricos provistos por el mismo PyWEED.

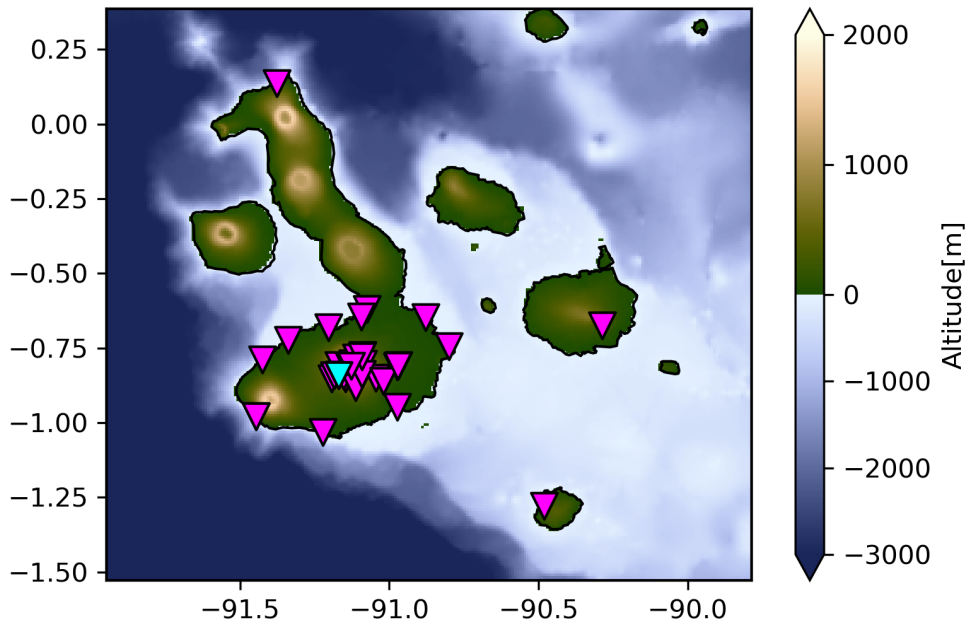


Figura 4.1: Distribución de estaciones en el archipiélago de Galápagos (triángulos rosas) y ubicación de la estación GS17 (triángulo cian).

4.2. Pre-procesamiento

A priori, las ondas convertidas (por ejemplo, de P a S) también podrían contribuir al resultado de las correlaciones. Sin embargo, siempre que se correlacione componentes verticales, se espera que las llegadas de la energía convertida en ondas S se atenúen para offset cero (Delph et al., 2019). Además, si se elige correlacionar solo la energía (sub)vertical de las componentes verticales, se limita aún más el re-

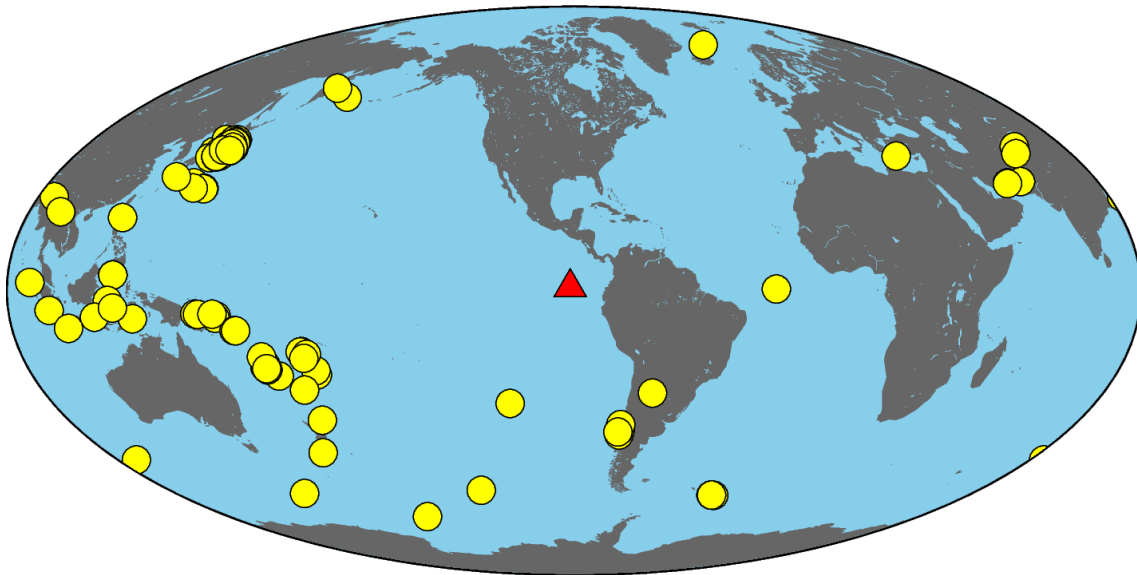


Figura 4.2: Ubicación de la estación GS17 (triángulo rojo) y distribución de los eventos seleccionados, registrados por dicha estación (círculos amarillos).

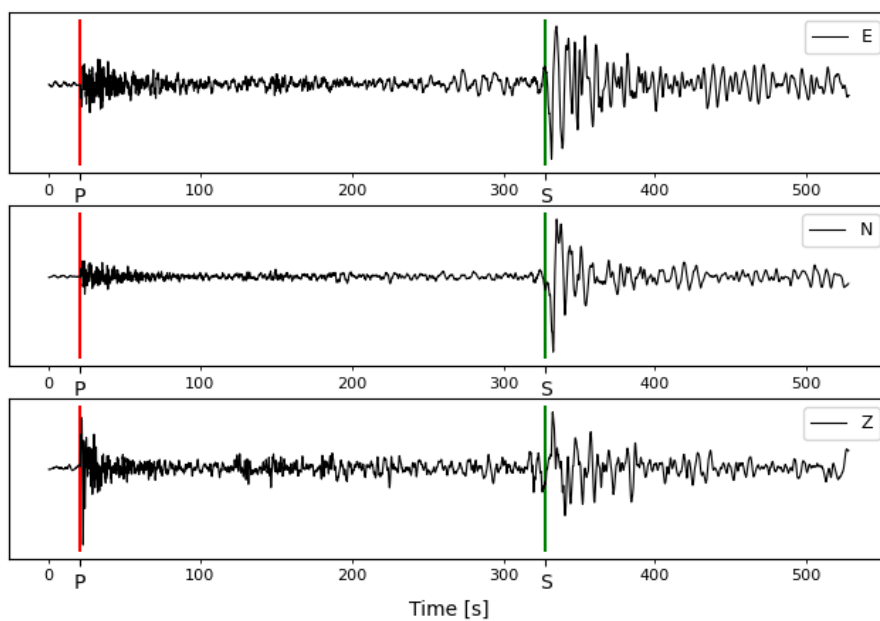


Figura 4.3: Sismograma con arribos de onda P (rojo) y onda S (verde) de un evento de Mw 7 ocurrido el 01/01/2011 en Santiago del Estero, Argentina, registrado por la estación GS17.

gistro de llegadas de ondas S. Cuando tales llegadas se reflejan en la superficie libre de la Tierra y, consecutivamente, en las discontinuidades del subsuelo, también se caracterizarán por poca o ninguna conversión a ondas S. Por lo tanto, al elegir para la autocorrelación solo las llegadas (sub)verticales a la estación, naturalmente se suprime la presencia en los resultados de las llegadas de ondas S en la componente

vertical, obteniendo así principalmente ondas P (Casas et al., 2020).

Debido a que los registros de componente Z (componente con orientación vertical) son una muy buena aproximación a la respuesta a la transmisión de la energía sísmica para energía propagándose en dirección subvertical, se seleccionó la componente Z de los 104 registros con el objetivo de extraer de la misma las formas de onda de las fases P y sus reverberaciones posteriores en la componente vertical, lo que llamamos coda de P.

Con el objeto de preparar el dato para la correcta implementación del procesamiento, se aplicó un pre-procesamiento mediante el desarrollo de un código en Python. Además de extraer los registros correspondientes a la coda de onda P, debieron efectuarse procedimientos sobre la señal para trabajar con la misma adecuadamente. En esta instancia, también se realizaron distintos análisis de sensibilidad para establecer los rangos de frecuencia adecuados para obtener resultados significativos a las profundidades de interés. Este análisis se basó en la observación de los rangos de frecuencia en los cuales se manifestó la energía sísmica proveniente de los eventos sísmicos de entrada.

Esta etapa de pre-procesamiento comprende:

- Ventaneo
- Filtrado
- Corte de coda de P
- Decimación
- Almacenamiento

El código desarrollado implicó la utilización de los siguientes librerías de uso libre de Python:

- Os: provee una manera versátil de usar funcionalidades dependientes del sistema operativo. En este caso, fue implementado para la selección de carpeta de la cual deben tomarse los registros y en la cual deben guardarse las nuevas trazas.

- Glob: encuentra todos los nombres de rutas que se asemejan a un patrón especificado. Utilizado para la selección de archivos dentro de la carpeta.
- Numpy: es una librería de Python especializada en el cálculo numérico y el análisis de datos, especialmente para un gran volumen de datos. Fue utilizada como principal herramienta matemática.
- Matplotlib: permite la creación de imágenes estáticas, animadas e interactivas. Fue implementada para la realización de gráficos.
- Pandas: ofrece estructuras de datos y operaciones para manipular tablas numéricas y series temporales. Fue utilizada para la lectura de archivos.
- Obspy: proporciona herramientas de lectura para formatos de archivo comunes, acceso a centros de datos y rutinas de procesamiento de señales sísmológicas. Se utilizó para lectura y procesamiento de los datos descargados.

Concretamente, el procedimiento aplicado a una traza fue:

1. Ventaneo: Se aplicó una ventana de tipo Hann con un porcentaje de 5% con el objetivo de suavizar los bordes de la señal en tiempo. Esto permite mejorar la calidad de la señal en el dominio de las frecuencias.
2. Filtrado: Para determinar las frecuencias de corte de los filtros a aplicar, se realizó un análisis espectral de la señal. Se observó que la mayor cantidad de energía se concentra en las bajas frecuencias, lo cual es coherente con el hecho de que los eventos son regionales y lejanos respecto a la estación que los registró (Figura 4.4). En esta instancia se siguieron dos caminos. Para analizar profundidades mayores, se aplicó un filtro Butterworth pasa-bajos con una frecuencia de corte de 1 Hz. Luego, para el análisis de estructuras más someras, se aplicó un filtro pasa-banda con frecuencias de corte de 0.5 Hz y 1 Hz, dado que al ser mayor la energía en las frecuencias más bajas, estas enmascaraban la información que luego pudiera observarse de las mayores frecuencias. Los siguientes pasos continuaron indistintamente para ambos filtros aplicados.
3. Corte de coda de P: Al contar con información del arribo de onda P y el arribo de onda S a partir de la descarga de los registros, puede extraerse fácilmente este fragmento de los mismos. Simplemente se extrajeron los registros con

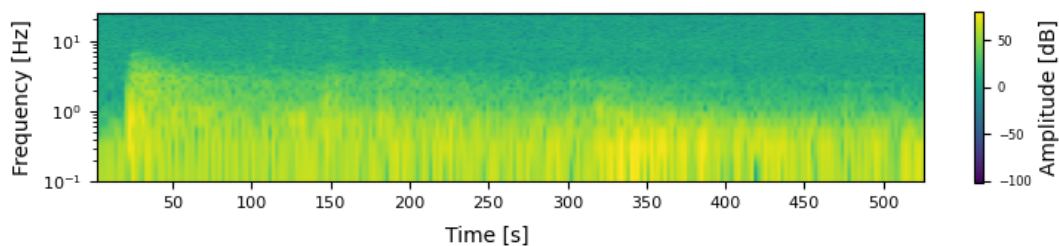


Figura 4.4: Espectrograma de la componente Z de un evento de Mw 7 ocurrido el 01/01/2011 en Santiago del Estero, Argentina, registrado por la estación GS17.

tiempo inicial 20 segundos después del comienzo de la traza descargada, coincidente con el arribo de onda P, y tiempo final 201 segundos del final. Si bien el arribo de onda S, se daba 200 segundos antes del final de la traza descargada, se eligió hacer el corte en 201 segundos para evitar posibles errores en el cálculo de los tiempos teóricos del programa PyWEED.

4. Ventaneo: Al extraer la coda de P de la traza, nuevamente se obtuvo una nueva señal con saltos abruptos en sus bordes, por lo que se aplicó a la coda de P un ventaneo con una ventana de Hann con un porcentaje de 5 %.
5. Decimación: Siguiendo el Teorema de Nyquist (Karl, 1989), es necesaria una frecuencia de muestreo de al menos del doble de la frecuencia máxima de interés en la señal para realizar un adecuado análisis del fenómeno. Como en este caso, la frecuencia máxima luego de aplicar los filtros fue de 1 Hz, se seleccionó una frecuencia de muestreo de 5 Hz. Los datos de la estación GS17 tenían una frecuencia de 50 Hz, por lo que se redujo significativamente el peso de los archivos en cuestión, agilizando el posterior procesamiento.
6. Guardado: Se crearon y guardaron nuevos archivos en formato SAC correspondientes a las 104 trazas con el filtro pasa-bajos aplicado (Figura 4.5) y otras 104 con el filtro pasa-banda aplicado (Figura 4.6).

4.3. Procesamiento

Para realizar el procesamiento de datos, se continuó el código en lenguaje Python del pre-procesamiento.

Los pasos implementados en esta instancia fueron aplicados de igual manera a

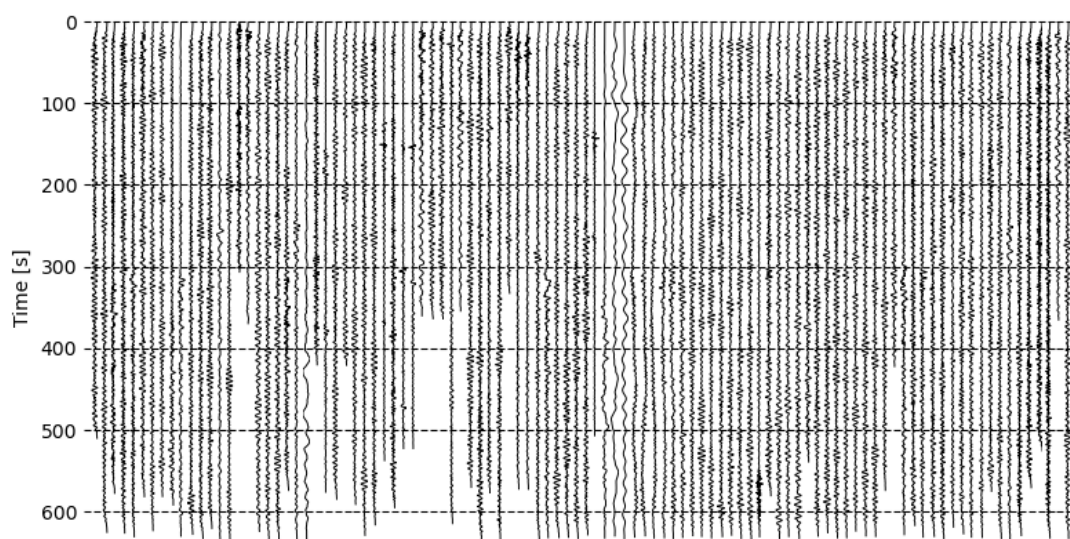


Figura 4.5: Trazas resultado de la etapa de pre-procesamiento con filtro pasa-bajos con frecuencia de corte de 1 Hz ordenadas cronológicamente. El eje horizontal de cada traza tiene unidades de nanómetros.

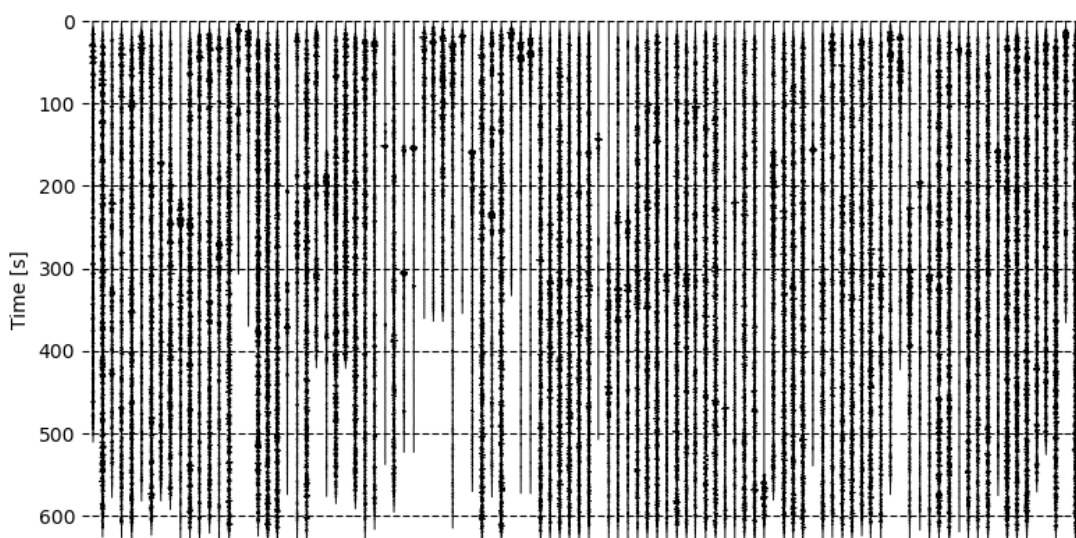


Figura 4.6: Trazas resultado de la etapa de pre-procesamiento con filtro pasa-banda con frecuencias de corte de 0,5 y 1 H zordenadas cronológicamente. El eje horizontal de cada traza tiene unidades de nanómetros.

los rangos de frecuencia elegidos para las trazas, es decir, $(0 - 1]$ Hz y $[0,5 - 1]$ Hz. Estos pasos son:

1. Cálculo de las autocorrelaciones: Para cada una de las codas de P se calculó su autocorrelación, obteniendo nuevas trazas. Dado que cada una de las codas

de P tiene su propia longitud, también la tendrá su autocorrelación. Por este motivo, se completó con ceros las autocorrelaciones calculadas de manera tal que todas tengan la misma longitud (Figuras 4.7 y 4.8). Además, dada que las autocorrelaciones son simétricas, se decidió utilizar solo su parte causal (Figuras 4.9 y 4.10).

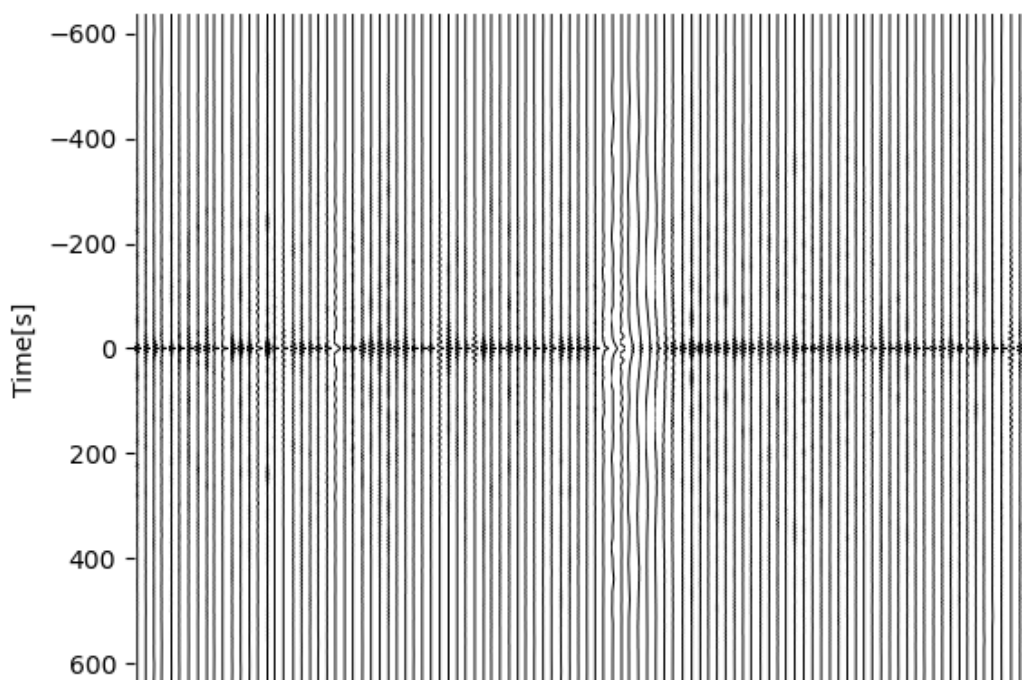


Figura 4.7: Autocorrelaciones de las codas de P con rango de frecuencia $(0 - 1]$ Hz.

2. Selección de trazas:

- a) Se calculó la longitud de los lóbulos centrales de todas las autocorrelaciones. Aquí definimos al lóbulo central de una autocorrelación como aquel comprendido desde el máximo de la autocorrelación, que se encuentra a lag 0 (en el centro), hasta los segundos cruce por cero, simétricos a cada lado. En este caso donde sólo contamos con la parte causal, sería desde el comienzo (donde se encuentra el máximo) hasta el segundo cruce por cero.
- b) Se calculó la mediana entre las longitudes de los lóbulos centrales de las autocorrelaciones. Recordemos que la mediana representa el valor central de un conjunto de datos ordenados.

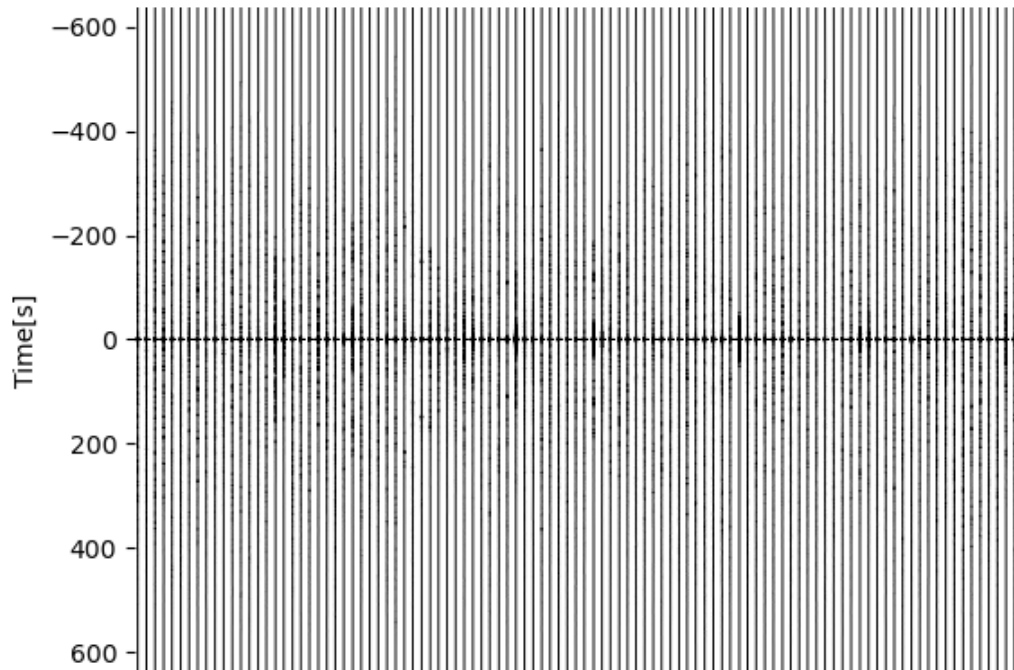


Figura 4.8: Autocorrelaciones de las codas de P con rango de frecuencia $[0,5 - 1]$ Hz.

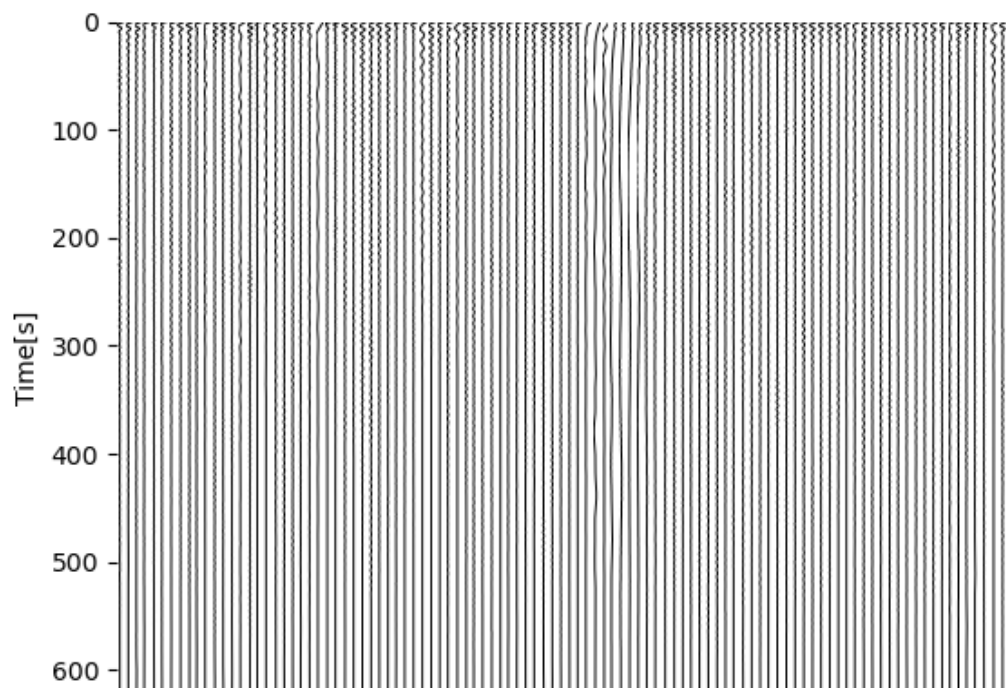


Figura 4.9: Parte causal de las autocorrelaciones de las codas de P con rango de frecuencia $(0 - 1]$ Hz.

- c) Se descartaron aquellas autocorrelaciones cuya longitud de lóbulo central fuera mayor a dos veces la mediana calculada, relacionadas con una

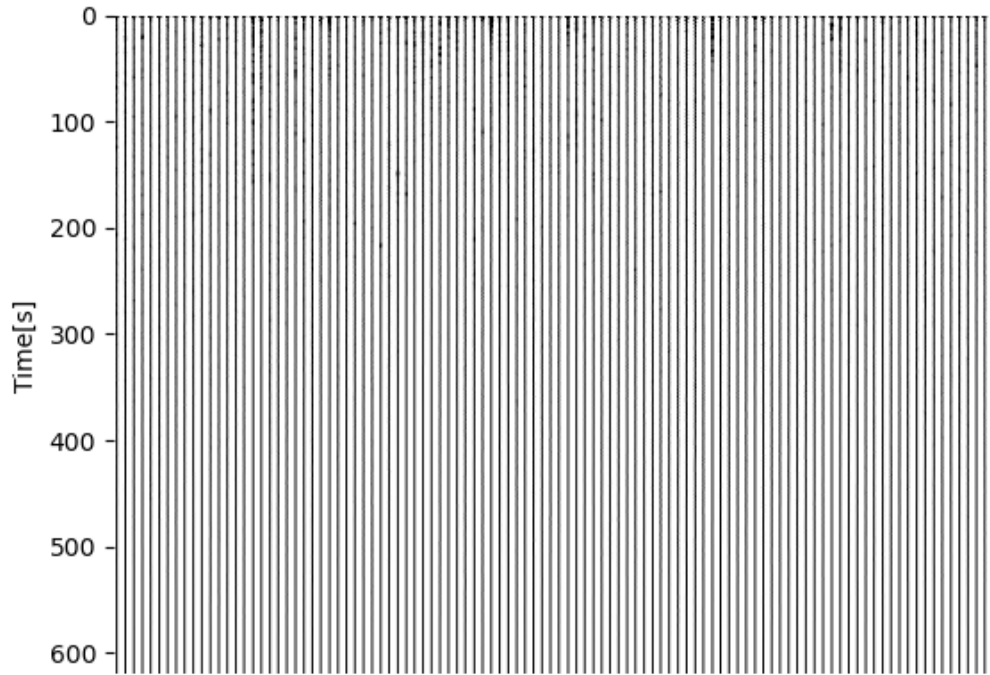


Figura 4.10: Parte causal de las autocorrelaciones de las codas de P con rango de frecuencia $[0,5 - 1]$ Hz.

excesiva amplitud de energía en muy bajas frecuencias.

En base a este criterio, se descartaron 10 trazas (quedando 94 de las 104) para el caso de $(0 - 1]$ Hz (Figura 4.11) y, como era esperable, ninguna para $[0,5 - 1]$ Hz.

3. Eliminación de lóbulos centrales: Se anuló la presencia de los lobulos centrales, producto de que estos se corresponden con una impresión matemática en lugar de una representación de un rasgo físico.
 - a) Se buscó la mayor longitud entre todas las longitudes de los lóbulos centrales de las trazas seleccionadas.
 - b) Se creó una función tipo cajón con bordes suavizados por una ventana de Hann de longitud igual a la mayor de los lóbulos centrales.
 - c) Se multiplicó a todos los lóbulos centrales por dicha función invertida para atenuarlos, como puede observarse en las Figuras 4.12.a y 4.13.a.
4. *Stack*: Se realizó la suma lineal¹ de todas las trazas (Figuras 4.12b y 4.13b).

¹Suma de las amplitudes a tiempos iguales de las trazas utilizadas.

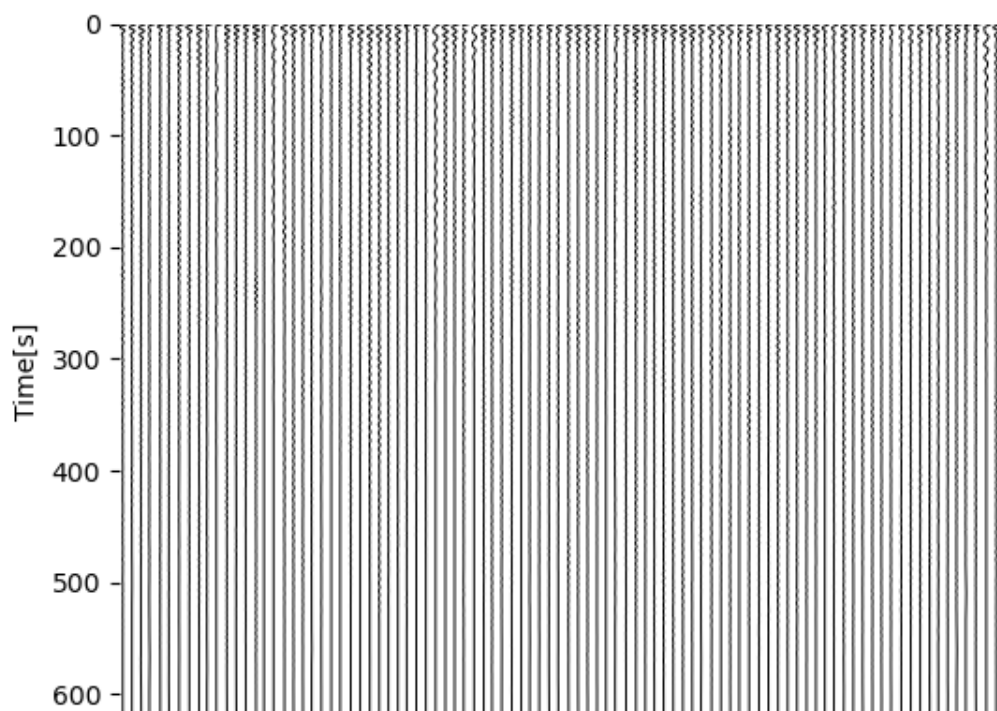


Figura 4.11: Autocorrelaciones seleccionadas para el caso $(0 - 1]$ Hz.

5. Aplicación de AGC: El Control Automático de Ganancia (AGC, de inglés *Automatic Gain Control*) es un control de ganancia adaptativo que consiste en aplicar un factor de escala a cada muestra en función de una ventana móvil que recorre la traza. Para cada nueva muestra, se renueva la posición de la ventana y se re-calcula este factor de escala. Para implementarlo, se utilizó la función AGC provista por el módulo `seismicToolBox` de Python, modificada y adaptada al formato de los datos. En este caso, se implementó AGC instantáneo sobre el *stack*. Aquí la ventana se desplaza muestra por muestra, asignándose el factor de escala (ganancia) a una muestra cualquiera de la ventana que no necesariamente es la central. El ancho de la ventana se eligió de 30 s, es decir, de 150 muestras. Para calcular la ganancia de la primera muestra, la ventana abarca desde las muestras $[1 - 150]$; para la segunda, $[2 - 151]$; y así sucesivamente. Para las últimas 150 muestras, que no cuentan con 150 muestras siguientes, se utilizó el último factor de escala calculado. Los cambios en el *stack* luego de aplicar AGC se pueden ver en las Figuras 4.14 y 4.15.

6. Conversión de registros de tiempos dobles a profundidad: Notemos que, al

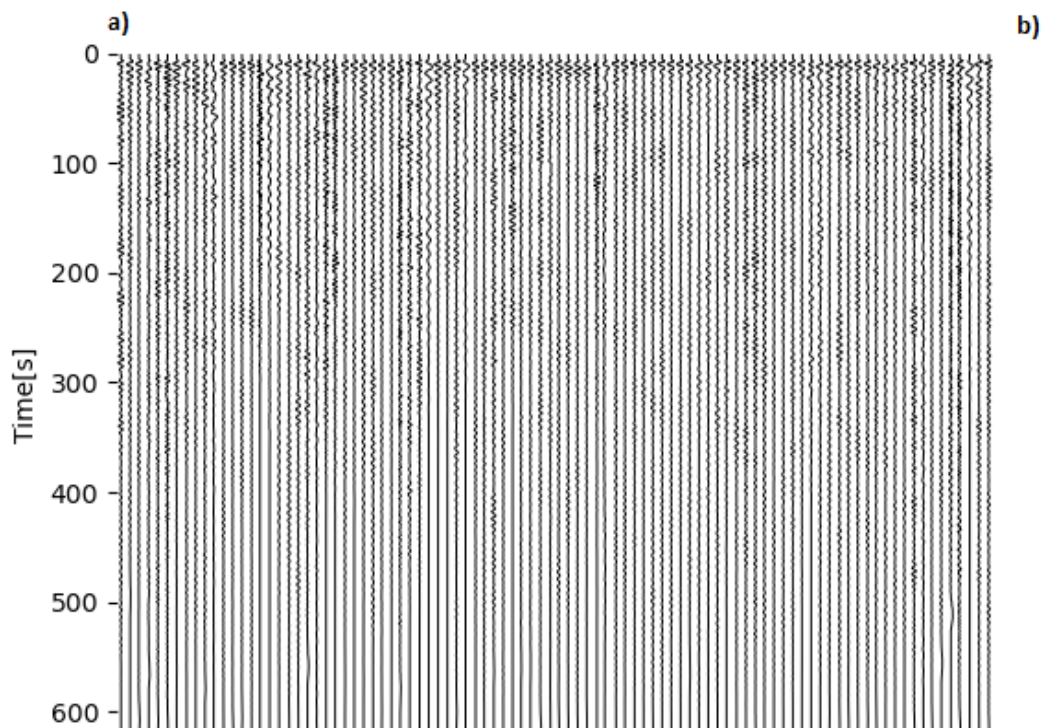


Figura 4.12: Autocorrelaciones con lóbulos centrales atenuados para el caso $(0 - 1]$ Hz (a) y su *stack* (b). Notemos que el *stack* no está en escala respecto las autocorrelaciones.

haber realizado la autocorrelación de los datos, las nuevas trazas muestran los registros que se observarían si la fuente estuviera ubicada en el mismo lugar que la estación (que actúa de fuente virtual y receptor, Figura 3.5). Por este motivo, estos nuevos registros contienen reflexiones verticales en donde el tiempo de propagación observado representa los tiempos de propagación de ida y vuelta de la señal, y por eso hablamos de tiempos dobles. Para pasar las trazas en función de estos tiempos dobles a profundidad, es necesario adoptar un modelo de velocidades. En este caso, dependiendo de la profundidad y, por ende, de los tiempos, se adoptaron distintos modelos:

- a) Para profundidades de hasta 43 km, correspondiente con aproximadamente a un tiempo simple de 4,5 s, se utilizó un modelo adoptado por el IGEPN para el monitoreo rutinario del Volcán Sierra Negra.
- b) A profundidades mayores, se utilizó el modelo global AK-135 (Kennett et al., 1995).

Los resultados finales pueden observarse en las Figuras 4.16 y 4.17. Cabe desta-

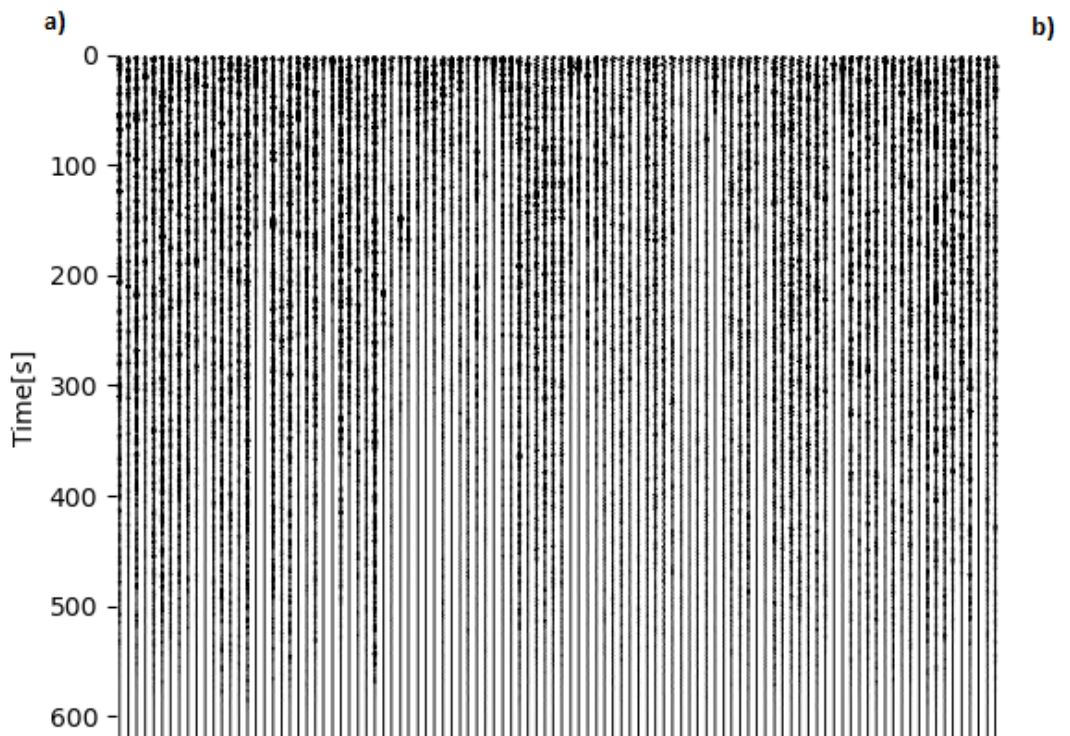


Figura 4.13: Autocorrelaciones con lóbulos centrales atenuados para el caso $[0,5 - 1]$ Hz (a) y su *stack* (b). Notemos que el *stack* no está en escala respecto las autocorrelaciones.

car que, en todas las instancias de procesamiento, se realizaron cálculos y gráficos de control que permitieron hacer el debido seguimiento a cada una de las etapas. Estos, además, permitieron determinar todos los parámetros utilizados, como por ejemplo, en la construcción de la función cajón para anular lóbulos centrales o la determinación del ancho de la ventana en la aplicación de AGC. Particularmente, se seleccionaron de las frecuencias de corte de los filtros aplicados en pre-procesamiento en función de los rasgos y profundidades que se pretendían observar en la etapa de interpretación.

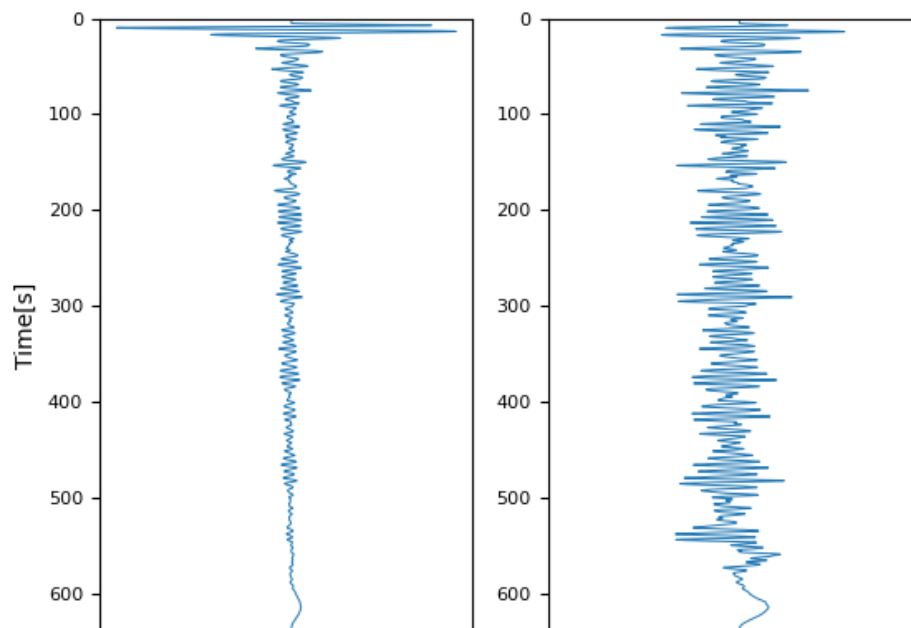


Figura 4.14: *Stack* de las autocorrelaciones antes (izquierda) y después (derecha) de aplicar AGC para el caso $(0 - 1]$ Hz.

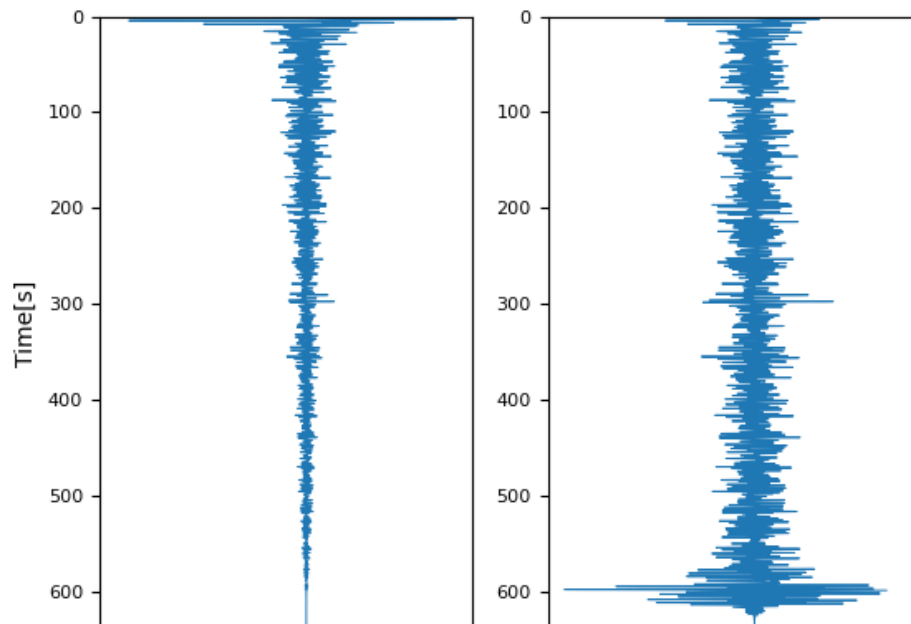


Figura 4.15: *Stack* de las autocorrelaciones antes (izquierda) y después (derecha) de aplicar AGC para el caso $[0,5 - 1]$ Hz.

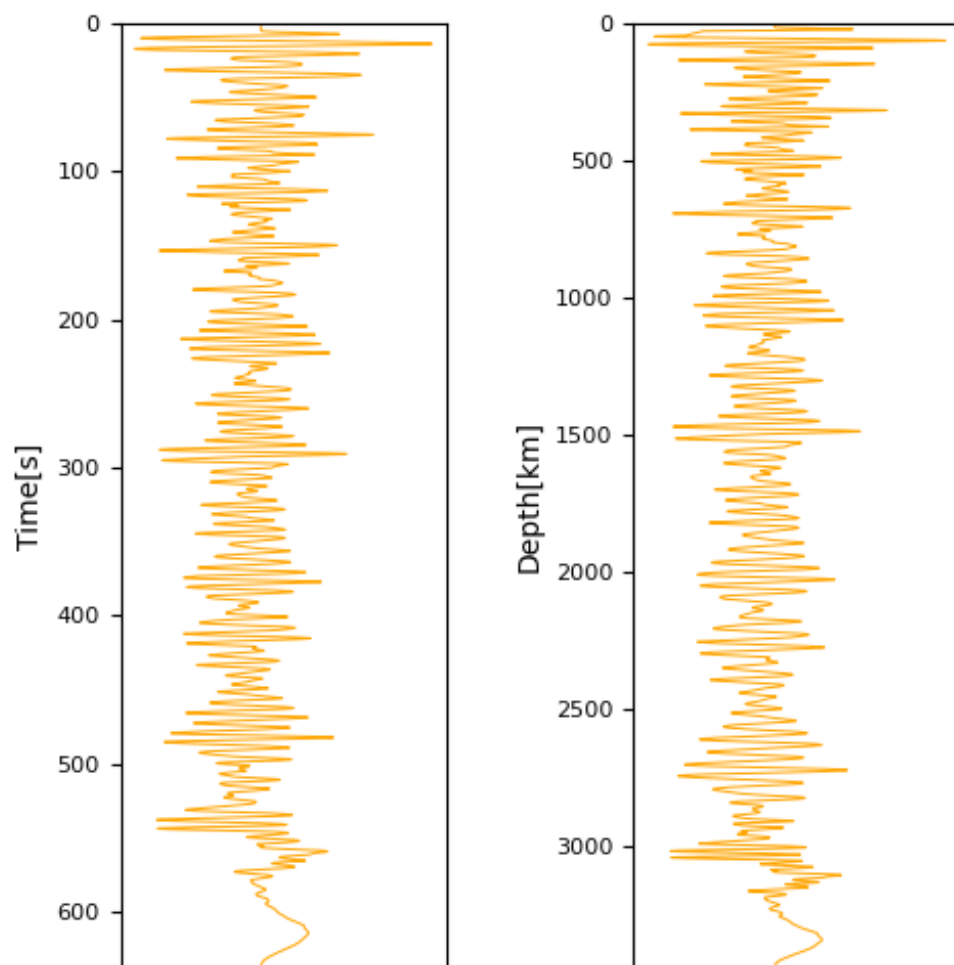


Figura 4.16: *Stack* en función de los tiempos dobles de propagación (izquierda) y su conversión a profundidad (derecha) para el caso $(0 - 1]$ Hz.

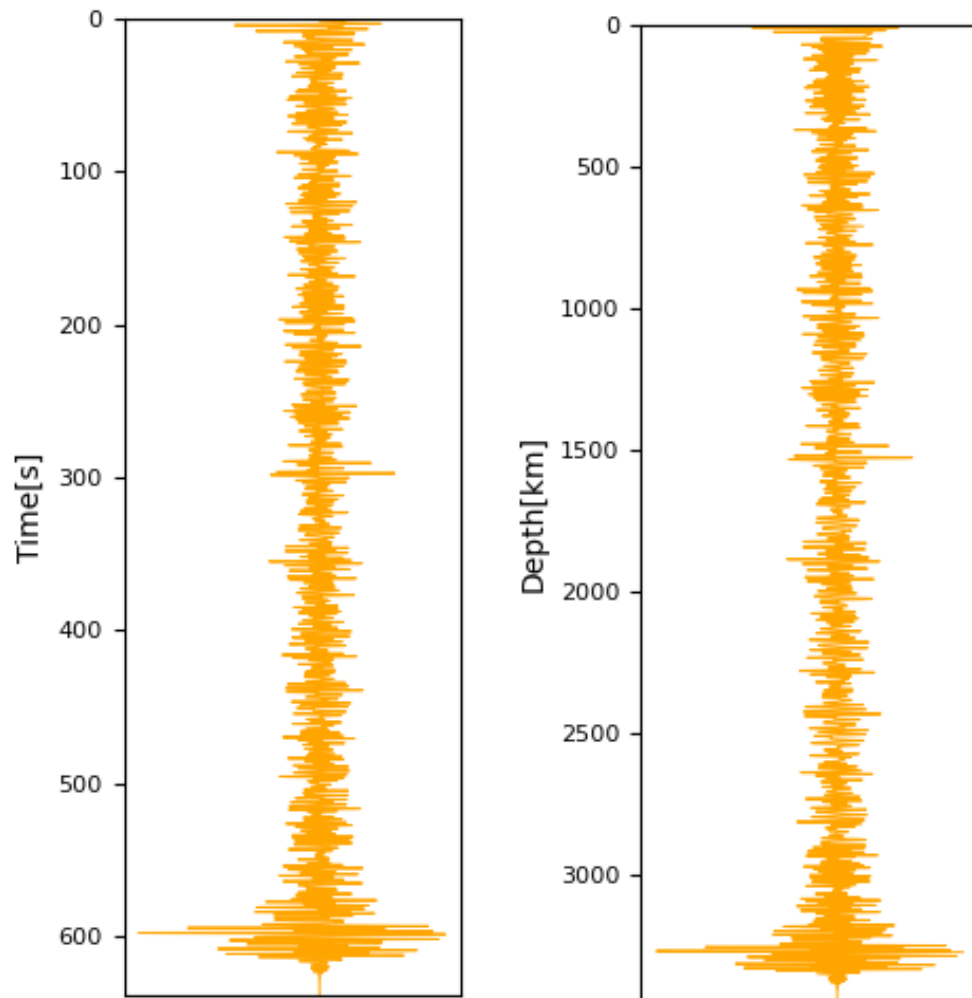


Figura 4.17: *Stack* en función de los tiempos dobles de propagación (izquierda) y su conversión a profundidad (derecha) para el caso $[0,5 - 1]$ Hz.

Capítulo 5

Interpretación

Para la interpretación de los resultados obtenidos, se han buscado amplitudes dominantes en las respuestas obtenidas, es decir, amplitudes máximas locales en la envolvente de la señal resultante. Estas, de acuerdo a lo explicado en el Capítulo 3, están potencialmente relacionadas con las principales discontinuidades del subsuelo.

De acuerdo con la expresión de los resultados en profundidad, el rango de frecuencia más alto ($[0,5 - 1]$ Hz) permite describir el subsuelo en sus capas más superficiales, aproximadamente hasta los 50 km de profundidad. En cambio, los resultados para el rango de frecuencia $(0 - 1]$ Hz, nos dan la posibilidad de observar hasta al menos unos 1.000 km de profundidad aunque no son tan efectivos para estudiar profundidades bajas. A pesar de que el rango de frecuencias $(0 - 1]$ Hz contiene al rango $[0,5 - 1]$ Hz, las altas frecuencias, de menor energía, están enmascaradas por frecuencias más bajas en el primer caso y sus variaciones no pueden ser apreciadas. Además, la anulación de las amplitudes del lóbulo central conduce a una eliminación de los rasgos subsuperficiales para esas mismas profundidades. De esta manera, se descarta la posibilidad de interpretar rasgos del subsuelo a profundidades menores a 50 km en los resultados del rango de frecuencias $(0 - 1]$ Hz.

La interpretación de los resultados en ambos casos se ha realizado a través del contraste entre las respuestas obtenidas y la características conocidas o esperadas del subsuelo en la región. El capítulo está dividido en secciones de acuerdo con las estructuras y el rango de profundidades que se estén analizando.

5.1. Estructuras y discontinuidades someras

En la Figura 5.1, se muestran los resultados calculados a partir de las trazas con rango de frecuencias [0,5 - 1] Hz, utilizados para analizar las profundidades menores. En esta imagen, se han indicado algunas de las mayores amplitudes observadas en el registro.

Mediante una franja verde se ha señalado el primer rasgo observado, aproximadamente a una profundidad de 10 km. A partir del análisis de funciones receptoras, Rychert et al. (2014) obtuvieron resultados que sugieren un aumento de velocidad a los 11 ± 7 km de profundidad en el área de estudio, correspondiente con el Moho antiguo. Intrepretamos que el rasgo observado en nuestros resultados corresponde con esta discontinuidad.

El trabajo de Rychert et al. (2014), también describe una discontinuidad dada por otro aumento de velocidad a una profundidad de 37 ± 7 km al Moho actual, producto de la presencia de la pluma mantélica. El rasgo a aproximadamente 50 km de profundidad, indicado en color rojo en la Figura 5.1, muestra un cambio respecto de lo observado a profundidades más someras y podría corresponderse con la discontinuidad mencionada.

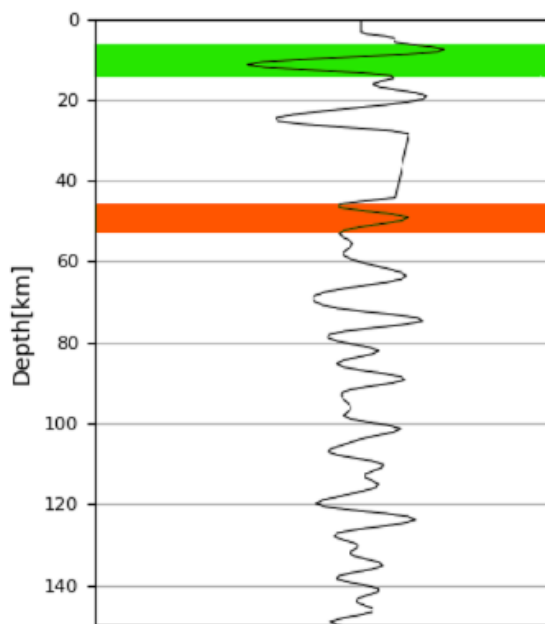


Figura 5.1: Resultados para rango de frecuencia de [0,5 - 1] Hz para profundidades de 0 a 150 km. La franjas verde y roja se corresponden con las profundidades analizadas.

Bell et al. (2021) propone la presencia de cuerpos de magma dominantes a profundidades entre 8 y 14 km. Otra posible interpretación del rasgo más somero observado en nuestros resultados es un efecto combinado entre el Moho y la presencia de cuerpos de magma potencialmente emplazados a esas profundidades (Figura 5.2).

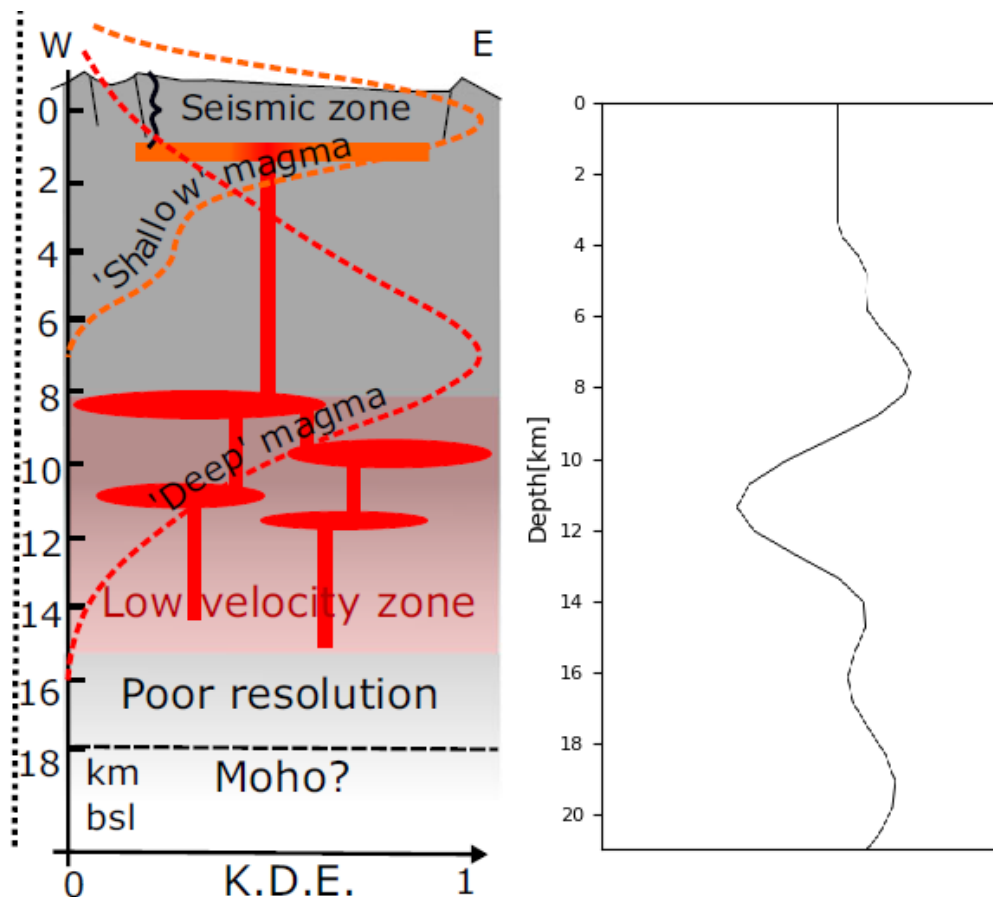


Figura 5.2: Izquierda: Modelo propuesto por Bell et al. (2021). Derecha: Resultados para [0,5 - 1] Hz hasta los 20 km de profundidad.

5.2. Reservorio magmático y profundidades medias

Con el objetivo de asociar las amplitudes anómalas observadas en nuestros resultados con rasgos conocidos del subsuelo, se ha realizado una comparación con el modelo cualitativo propuesto por Villagómez et al. (2014) (Figura 5.3a). Dicho gráfico representa un corte a una longitud de 91° W y, dado que la estación GS17 tiene una longitud de 91.1° W, ha sido de especial interés analizarlo. En particular, se ha señalado con una línea verde vertical la latitud que corresponde a la estación (aproximadamente 0.84° S) y, por ende, con la cual se ha realizado la comparación.

El gráfico muestra profundidades entre 10 y 240 km aproximadamente, por lo que

se han tenido en cuenta los resultados correspondientes a ambos rangos de frecuencia seleccionados. Los gráficos correspondientes para los casos $[0,5 - 1]$ Hz y $(0 - 1]$ Hz pueden observarse en las Figuras 5.3b y 5.3c respectivamente.

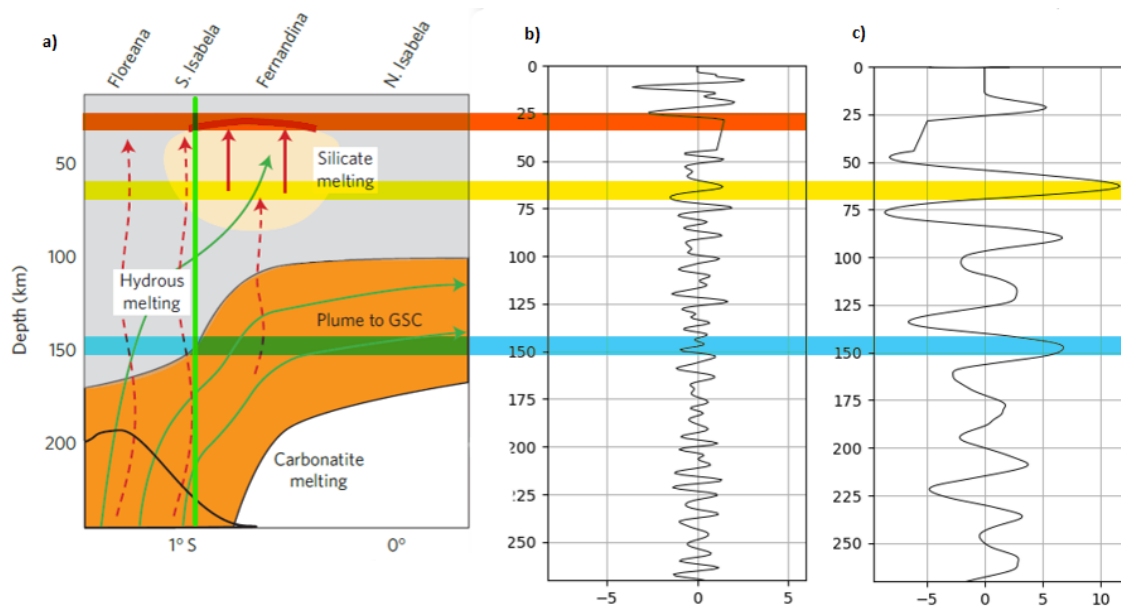


Figura 5.3: (a) Sección transversal norte-sur a una longitud de 91° W, perpendicular al movimiento de la placa. Se diferencia entre las zonas fundidas como: silicato fundido (silicate melting en la imagen) y la región de la pluma mantélica (naranja); y el volumen deshidratado (gris). Se indica con línea verde vertical la latitud de la estación GS17. Modificado de Villagómez et al. (2014). (b) Resultados para $[0,5 - 1]$ Hz hasta una profundidad de 250 km. (c) Idem (b) para caso $(0 - 1]$ Hz. Las franjas roja, amarilla y azul indican las vinculaciones observadas entre los paneles de la figura.

Para las profundidades menores, se ha realizado la comparación con el gráfico del caso $[0,5 - 1]$ Hz. Se ha marcado con línea roja horizontal a la primera discontinuidad observada en la Figura 5.3a y correspondiente con el máximo del gráfico de la Figura 5.3b. De acuerdo con Villagómez et al. (2014), esta discontinuidad se debe al comienzo (desde superficie) de material en estado fundido que alimenta al volcán. Particularmente, se trata de un material rico en silicatos.

Para profundidades mayores, se utilizaron los resultados para $(0 - 1]$ Hz. La base del reservorio magmático rico en silicatos mencionado anteriormente podría estar relacionado con el máximo de la Figura 5.3c correspondiente con una profundidad de aproximadamente 65 km marcado con línea amarilla, o bien, con un cambio en las propiedades del material que compone este volumen. El trabajo de Byrnes et al. (2015) ajusta las profundidades del modelo propuesto por Villagómez et al. (2014). Realizando la comparación con los resultados para el caso $(0 - 1]$ Hz, se ha observado

que efectivamente hay correspondencia con la base de los silicatos fundidos, como se ha señalado en la Figura 5.4 con color amarillo.

En el trabajo de Byrnes et al. (2015), también se determina la profundidad de la discontinuidad de Gutenberg, es decir, el límite litósfera-astenósfera. Hemos notado una correspondencia entre el máximo, señalado en la Figura 5.4 en color magenta, y dicha discontinuidad. Este resultado, también se condice con el trabajo de Rychert et al. (2014), en el cual reportan una profundidad de 82 km para esta discontinuidad, en el sector donde se encuentra la estación analizada.

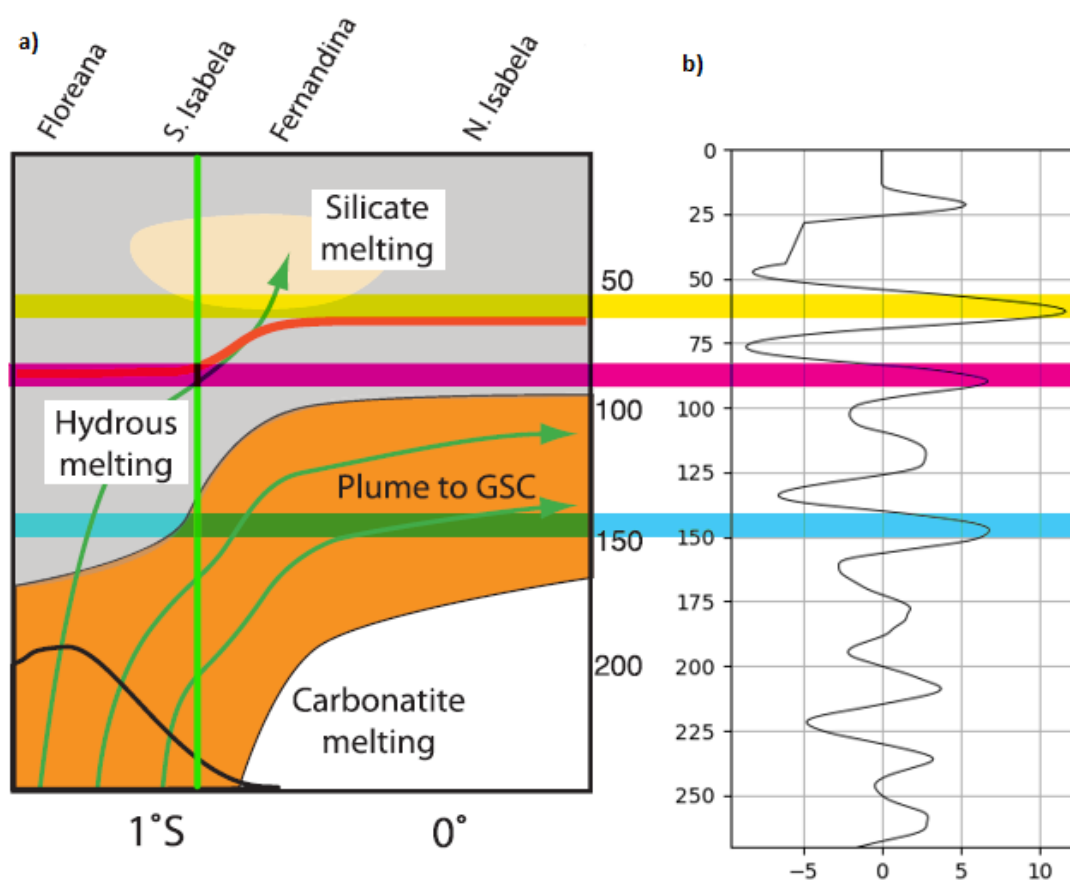


Figura 5.4: (a) Sección transversal norte-sur a una longitud de 91° W, perpendicular al movimiento de la placa. Se diferencia entre las zonas fundidas como: silicato fundido (*silicate melting* en la imagen) y la región de la pluma mantélica (naranja); y el volumen deshidratado (gris). La línea roja señala la discontinuidad de Gutenberg. Se indica con línea verde vertical la latitud de la estación GS17. Modificada de Byrnes et al. (2015). (b) Resultados para $(0 - 1]$ Hz hasta una profundidad de 250 km. Las franjas amarilla, magenta y azul indican las vinculaciones observadas entre los paneles de la figura.

A mayores profundidades, aproximadamente a los 145 km, puede observarse otro máximo local en la Figura 5.3.c que ha sido vinculado con el comienzo (desde su-

perficie) de la pluma mantélica para la latitud de la estación que puede verse en la Figura 5.3.a en color azul. También se observa esta correspondencia en la Figura 5.4. Este resultado también se condice con el aumento de velocidad observado por Rychert et al. (2014) entre los 125 y 145 ± 15 km de profundidad (siendo las profundidades mayores las asociadas al sector suroeste, donde se encuentra la estación). En dicho trabajo, esta discontinuidad también es atribuida al comienzo de material fundido de la región y relacionado con la pluma mantélica.

5.3. Profundidades mayores y comparación con modelos globales

Para realizar la interpretación de los resultados a profundidades mayores, se ha realizado el análisis para el caso $(0 - 1]$ Hz hasta unos 1.000 km de profundidad, como puede observarse en la Figura 5.5. En dicho gráfico se han indicado con líneas horizontales los máximos analizados. Debido a las altas profundidades, las comparaciones se han realizado con rasgos y modelos globales.

La línea horizontal naranja en la Figura 5.5 indica un máximo observado a una profundidad de aproximadamente 310 km. Debajo de los arcos de islas, como es este caso, se suele observar una discontinuidad sísmica cerca de los 300 km de profundidad (Williams y Revenaugh, 2005). En dicho trabajo, se indica que la discontinuidad esté probablemente asociada a una transición composicional de coesita a stishovita o a la exsolución de stishovita de clinopiroxenos que contienen exceso de sílice. En la Figura 5.6, puede verse que en la zona del Volcán Sierra Negra es esperable observar esta discontinuidad.

En la Figura 5.5, se ha indicado un máximo local en color azul a una profundidad de 500 km aproximadamente. Si bien se observan estas mayores amplitudes, no es posible asociarlo a ningún rasgo conocido del subsuelo al momento.

De acuerdo con modelos globales, como por ejemplo el AK-135, a unos 670 km de profundidad aproximadamente se encuentra la discontinuidad manto superior-manto inferior. En la Figura 5.5, se ha indicado con una línea amarilla un máximo a la dicha profundidad. Concluimos que es altamente probable que la amplitud observada se deba a la discontinuidad mencionada.

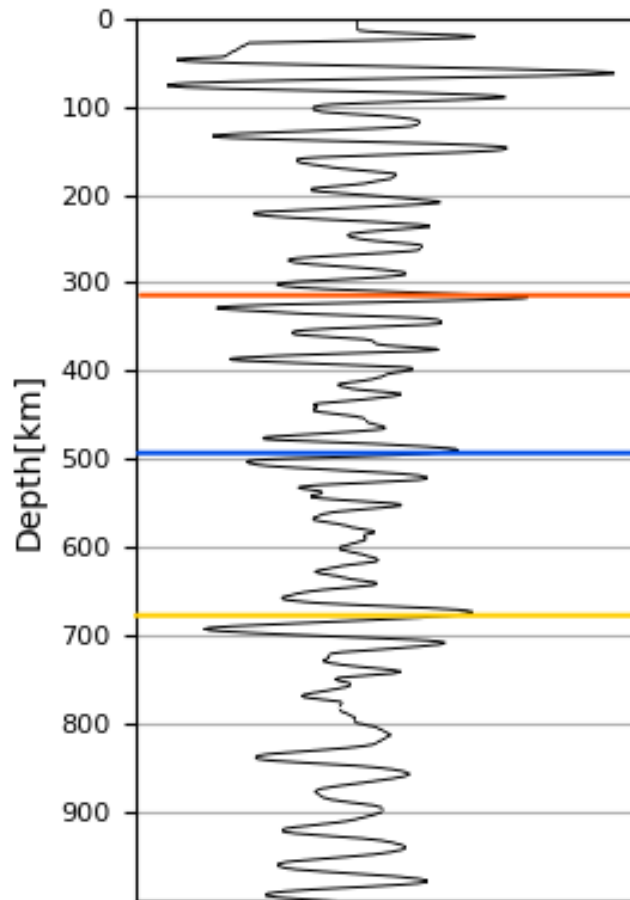


Figura 5.5: Resultados para (0 - 1] Hz hasta una profundidad de 1.000 km. Las líneas horizontales naranja, azul y amarillo indican máximos locales analizados.

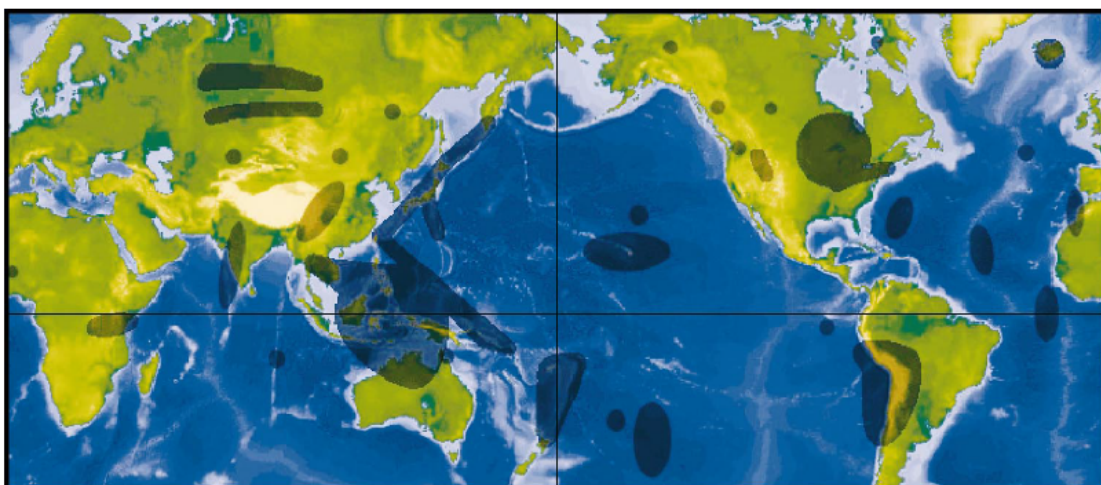


Figura 5.6: Distribución de zonas, indicadas con un sombreado, donde es esperable observar la discontinuidad de los 300 km. (Williams y Revenaugh, 2005).

Capítulo 6

Conclusiones

En esta tesis se aplicó la técnica de Interferometría Sísmica mediante Autocorrelaciones a telesismos y eventos regionales registrados entre 2010 y 2011 por la estación GS17 perteneciente a la red temporal SIGNET, con el objetivo de conocer la estructura bajo el Volcán Sierra Negra. Para realizar el pre-procesamiento y procesamiento de datos, se desarrolló un código en lenguaje Python donde se seleccionaron dos rangos de frecuencia acordes a las profundidades que interesaba analizar. Este programa fue diseñado para poder implementarse con datos de cualquier otra estación sismológica en la región del archipiélago de Galápagos, incluso podría exportarse a otros entornos volcánicos, aunque con sus debidas consideraciones, por ejemplo modificando el modelo de velocidades o rango de frecuencias empleado.

Los resultados, para ambos rangos de frecuencia seleccionados, permitieron la identificación de rasgos potencialmente vinculados a discontinuidades debajo de la estación, y, por ende, del volcán. Se ha podido contrastar dichos rasgos con características conocidas o esperadas del subsuelo en la región. Nuestros resultados permitieron confirmar profundidades de rasgos previamente conocidos del subsuelo. Específicamente, para los siguientes rasgos, se determinaron las profundidades aproximadas:

- Base de la corteza: 10 km.
- Comienzo desde superficie de la zona de material fundido: 25 km.
- Base de la zona de material fundido: 50 km.

- Base de la litósfera: 82 km.
- Comienzo desde superficie de la pluma mantélica: 145 km.
- Discontinuidad por transición composicional o exsolución: 310 km.
- Discontinuidad manto superior-manto inferior: 670 km.

Es destacable que algunos de los rasgos solo contaban con estimaciones esquemáticas, como por ejemplo, la base de la zona de material fundido; o bien no habían sido reportados, como aquel identificado a los aproximadamente 500 km de profundidad.

6.1. Trabajos a futuro

1. Aplicación a otras estaciones ubicadas en las cercanías del Volcán Sierra Negra: De esta forma, se obtendría información del subsuelo debajo de cada una de estas estaciones. Los resultados obtenidos servirían como datos de entrada para tomografías sísmicas de velocidad y de atenuación mediante IS de ruido sísmico, a fin de lograr imágenes tridimensionales de alta resolución para el área, y así mejorar la interpretación de su dinámica eruptiva y monitoreo.
2. Utilización de eventos locales: Estos eventos contarían con mayor energía para las altas frecuencias, con lo cual permitirían iluminar el subsuelo a menores profundidades. Implica la adecuada selección de los mismos para asegurar que la energía arribe subverticalmente a la estación.
3. Cambios en la estrategia de procesamiento aplicada: Una opción podría ser la de trabajar con la deconvolución de la función fuente. Otra posibilidad sería, en lugar de realizar la suma lineal de las trazas, realizar el stack pesado por la fase.

Bibliografía

- Bell, A., Femina, P., Ruiz Fernandez, M., Amelung, F., Bagnardi, M., Bean, C., Bernard, B., Ebinger, C., Gleeson, M., Grannell, J., Hernandez, S., Higgins, M., Liorzou, C., Lundgren, P., Meier, N., Möllhoff, M., Oliva, S. J., Ruiz, G., y Stock, M., 03 2021, Caldera resurgence during the 2018 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos Islands: *Nature Communications*, **12**, 9.
- Bignami, C., Behncke, B., Berger, J., Jenkins, S., Neri, M., Spence, R., y Stahr, K., 2012, Handbook for volcanic risk management: prevention, crisis management and resilience: MIAVITA.
- Boero, E., Casas, J. A., Badi, G. A., y Draganov, D., 10 2022, Investigating Deep Structures at Active Volcanoes in Galapagos Using Seismic Interferometry: IV Asamblea de The Latin American and Caribbean Seismological Commission.
- Boullenger, B., Verdel, A., Paap, B., Thorbecke, J., y Draganov, D., 12 2014, Studying CO₂ storage with ambient-noise seismic interferometry: A combined numerical feasibility study and field-data example for Ketzin, Germany: *Geophysics*, **80**, Q1–Q13.
- Brown, S., Jenkins, S., Sparks, R., Odbert, H., y Auken, M. R., 2017, Volcanic fatalities database: analysis of volcanic threat with distance and victim classification: *Journal of Applied Volcanology*, pages 6–15.
- Byrnes, J., Hooft, E., Toomey, D., Villagomez, D., Geist, D., y Solomon, S., 03 2015, An upper-mantle seismic discontinuity beneath the Galápagos Archipelago and its implications for studies of the lithosphere-asthenosphere boundary: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 1070–1088.
- Casas, J., Draganov, D., Badi, G., Manassero, C., Olivera Craig, V., Franco-Marín, L. E., Gómez, M., y Ruigrok, E., 03 2019, Seismic interferometry applied to local

- fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, **92**.
- Casas, J., Badi, G., Franco-Marín, L. E., y Draganov, D., 02 2020, Seismic interferometry applied to regional and teleseismic events recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **393**, 106805.
- Chapman, C., 1994, Reflection/transmission coefficient reciprocities in anisotropic media: *Geophysical Journal International*, **116**, 498 – 501.
- Claerbout, J., 04 1968, Synthesis of a Layered Medium from its Acoustic Transmission Response: *Geophysics*, **33**.
- Crafford, A. E., y Venzke, E., 2018, Report on Sierra Negra (Ecuador): Global Volcanism Program - Bulletin of the Global Volcanism Network.
- Delph, J., Levander, A., y Niu, F., 08 2019, Constraining Crustal Properties Using Receiver Functions and the Autocorrelation of Earthquake-Generated Body Waves: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124**.
- Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J., y Verdel, A., 02 2007, Retrieval of reflections from background-noise measurements: *Geophysical Research Letters*, **34**, -L04305+.
- Galetti, E., y Curtis, A., 04 2012, Generalised receiver functions and seismic interferometry: *Tectonophysics*, s **532–535**, 1–26.
- Geist, D., Harpp, K., Naumann, T., Poland, M., Chadwick, W., Hall, M. L., y Rader, E., 04 2008, The 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos, Ecuador: *Bulletin of Volcanology*, **70**, 655–673.
- Gorbatov, A., Saygin, E., y Kennett, B., 02 2013, Crustal properties from seismic station autocorrelograms: *Geophysical Journal International*, **192**, 861–870.
- Harpp, K., y Geist, D., 05 2018, The Evolution of Galápagos Volcanoes: An Alternative Perspective: *Frontiers in Earth Science*, **6**, 50.
- Hey, R., 01 1977, Tectonic Evolution of the Cocos-Nazca spreading center: *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, **88**.

- Karl, J. H., 1989, An introduction to digital signal processing: Academic Press.
- Kennett, B., Engdahl, E., y Buland, R., 07 1995, Constraints on seismic velocities in the earth from travel-times: *Geophysical Journal International*, **122**, 108 – 124.
- Kim, D., Brown, L., Árnason, K., Ágústsson, K., y Blanck, H., 06 2017, Magma reflection imaging in Krafla, Iceland, using microearthquake sources: *Magma Imaging With Microearthquakes: Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**.
- McNutt, 1999, Seismic Monitoring: *Encyclopedia of Volcanoes*, pages 1095–11195.
- Newhall, C., y Self, S., 01 1982, The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical eruptions: *J. Geophys. Res.*, **87**.
- Nishitsuji, Y., Ruigrok, E., Gómez, M., Wapenaar, K., y Draganov, D., 08 2016, Reflection imaging of aseismic zones of the Nazca slab by global-phase seismic interferometry: *Interpretation*, **4**, SJ1–SJ16.
- Oren, C., y Nowack, R., 01 2017, Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure: *Geophysical Journal International*, **208**, 321–332.
- Reynolds, R., y Geist, D., 12 1995, Petrology of lavas from Siera Negra volcano, Isabela Island, Galápagos Archipelago: *Journal of Geophysical Research*, **100**.
- Ruigrok, E., y Wapenaar, K., 06 2012, Global-phase seismic interferometry unveils p-wave reflectivity below the Himalayas and Tibet: *Geophysical Research Letters*, **39**, 11303.
- Rychert, C., Harmon, N., y Ebinger, C., 02 2014, Receiver function imaging of lithospheric structure and the onset of melting beneath the Galápagos Archipelago: *Earth and Planetary Science Letters*, **388**, 156–165.
- Schuster, G., 01 2001, *Theory of Daylight/Interferometric Imaging: Tutorial*.
- Simkin, T., y Howard, K. A., 1970, Caldera Collapse in the Galápagos Islands, 1968: *Science*, **169**, no. 3944, 429–437.
- Tepp, G., Ebinger, C., Ruiz, M., y Belachew, M., 01 2014, Imaging rapidly deforming ocean island volcanoes in the western Galápagos archipelago, Ecuador: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**.

- Vasconcelos, I., Snieder, R., y Douma, H., 09 2009, Representation theorems and Green's function retrieval for scattering in acoustic media: *Physical review. E, Statistical, nonlinear, and soft matter physics*, **80**, 036605.
- Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., La Femina, P., y Ruiz, G., 2018, The different characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador): *Volcanica*, **1**, no. 2, 127–133.
- Villagómez, D., Toomey, D., Geist, D., Hooft, E., y Solomon, S., 01 2014, Mantle flow and multistage melting beneath the Galápagos hotspot revealed by seismic imaging: *Nature Geoscience*, **7**.
- Wapenaar, K., Draganov, D., y Robertsson, J., 01 2008, *Seismic interferometry: History and Present Status*: Society of Exploration Geophysicists.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., y Verdel, A., 09 2010, Tutorial on seismic interferometry. Part I: Basic principles and applications: *Geophysics*, **75**, 75A195–75209.
- Wapenaar, K., y Fokkema, J., 07 2006, Green's function representation for seismic interferometry: *Geophysics*, **71**.
- Williams, Q., y Revenaugh, J., 01 2005, Ancient subduction, mantle eclogite, and the 300 km seismic discontinuity: *Geology*, **33**, 1.