



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica**

**Estudio comparativo de fenómenos sismológicos y
vulcanológicos en campos volcánicos para la evaluación del
potencial geotérmico: caso de estudio Stromboli, Italia**

TESIS

Que para optar por el grado de

Maestro en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

Erik Alberto López Mazariegos

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Marco Calò
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

Octubre2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a todos sus contribuyentes por darme la oportunidad de seguir creciendo en mi formación académica

Al Instituto de Geofísica por darme la oportunidad de estudiar en su programa de posgrado y proporcionarme un espacio en donde trabajar.

Al proyecto PAPIIT IA100618 “Estudio comparativo de los fenómenos sismológicos y vulcanológicos para mejorar el monitoreo de los volcanes” por proporcionar apoyo para la realización de este trabajo.

A CONACyT-SENER por el apoyo otorgado durante la realización de este proyecto.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por apoyarme en la realización de este trabajo.

Al Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanologia, por proporcionar los datos para desarrollar este trabajo y darme un espacio en donde trabajar.

A Anna Tramelli y Massimo Orazi por su apoyo y las experiencias compartidas durante mi visita al INGV.

Contenido

1. Resumen	5
2. Introducción	6
2.1 Área de estudio	6
2.2 Trabajos previos	8
2.3 Objetivo general	13
2.4 Objetivos particulares	13
2.5 Hipótesis	13
2.6 Justificación	14
3. Marco Teórico	14
3.1 Ruido sísmico	14
3.2 Interferometría de ruido sísmico	16
3.2.1 Función de Green y correlación cruzada	17
3.2.2 Tratamiento de ruido sísmico	20
3.2.2.1 Normalización temporal	21
3.2.2.2 Normalización espectral	22
3.2.2.3 Apilamiento y emergencia de la función de Green	23
3.2.3 Método Moving Window Cross Spectrum	24
3.2.4 Variaciones temporales de velocidad sísmica y función de Green	30
3.3 Señales sísmicas-volcánicas	31
3.4 Variaciones de velocidad sísmica en volcanes	32
3.5 Tomografía de ondas superficiales	34
4 Base de datos	36
4.1 Registros sísmicos disponibles	36
4.2 Parámetros vulcanológicos disponibles	37
5 Preproceso y proceso de datos sísmicos	39
5.1 Estabilidad del proceso	40
5.1.1 Apilado de función a comparar	40
5.1.2 Lag dinámico y lag estático	41
6 Resultados	44
6.1 Curvas de dispersión	45
6.2 Tomografía de ondas superficiales	46

6.3	Análisis de curvas dv/v _____	51
6.4	Relación entre curvas dv/v y parámetros vulcanológicos _____	52
6.5	Tomogramas de variaciones de velocidad _____	54
7	<i>Discusión de los resultados</i> _____	57
8	<i>Conclusiones</i> _____	58
9	<i>Bibliografía</i> _____	59

1. Resumen

En este trabajo se planteó la posibilidad de detectar cambios temporales en la velocidad de las ondas sísmicas relacionados con variaciones en diferentes fenómenos vulcanológicos del volcán Stromboli, Italia. Se utilizaron 16 estaciones sísmicas de banda ancha instaladas por el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Italia, de las cuales se utilizaron los registros continuos de 4 años (del 1 de enero de 2010 al 31 de diciembre de 2013). A los registros se les realizó un procesamiento tradicional que consiste en una decimación y una normalización temporal y espectral. Para cada par de estaciones se calculó la función de Green de cada día al apilar 24 funciones de cross-correlación (una por hora de ruido sísmico). Posteriormente se obtuvo la función de Green de referencia apilando los 4 años de cada par de estaciones. Se calcularon las curvas de variación de velocidad en bandas estrechas de frecuencia de 0.5, 1, 2, 3 y 4 Hz utilizando el código MSnoise, mediante el método Moving Window Cross Spectrum. Se comparó el promedio de las curvas de variación de velocidad de todas las estaciones con el comportamiento diario de diferentes fenómenos vulcanológicos como amplitud de tremor volcánico, número y amplitud de eventos de periodo muy largo (VLP), deslizamiento de material, emisión de CO₂ con lo que se determinó en por lo menos cuatro periodos existen variaciones bien identificadas tanto en los parámetros vulcanológicos como en las variaciones de velocidad en rangos de frecuencias de 2 a 3 Hz. Se escogieron estos periodos para construir mapas de variación de velocidad y así compararlos con mapas realizados en otros estudios donde usan diferentes técnicas para localizar zonas hidrotermales. Con esto se determinó que las zonas más propensas a variaciones de velocidad (noreste del volcán) concuerdan con zonas donde existen manifestaciones hidrotermales y donde los otros estudios señalan la posibilidad de presencia de fluido geotérmico. Esto sugiere que el estudio de las variaciones de velocidad puede volverse una herramienta útil para caracterizar zonas con potencial geotérmico.

2. Introducción

Los campos volcánicos son de gran interés energético debido a que su fuente de calor puede ser explotada como energía geotérmica si las características del medio son favorables para la existencia de un sistema hidrotermal. Un sistema hidrotermal asociado a un volcán activo se encuentra bajo los efectos de los fenómenos sísmicos y vulcanológicos del mismo. Debido al transporte de masa en la cámara magmática o sus conductos, se generan perturbaciones en la actividad del volcán que se traducen, por ejemplo, en un aumento o disminución en la recurrencia y amplitud de señales sísmicas (ej. tremores, explosiones, eventos de periodo largo (LP) o de periodo muy largo (VLP) y deslizamientos de material expulsado; Martini et al., 2007); en un aumento o disminución en la emisión de gases (Inguaggiato et al., 2017), etc. Por otro lado, estos movimientos de masa generan cambios en el estado de esfuerzos y, por lo tanto, deformaciones y cambios en la estructura del medio (ej. Fracturas, fallas, presión de poro; Terakawa et al., 2016). Estos cambios en el estado de esfuerzos se han podido estimar como variaciones temporales de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas mediante el análisis de largos y continuos registros sísmicos (Duputel, 2009; Lesage et al., 2014; Brenguier et al., 2016). También se ha observado que los sistemas hidrotermales son muy sensibles a estas alteraciones en el estado de esfuerzos y se han reportado notables variaciones de velocidad sísmica en ellos ocasionadas por fuertes eventos tectónicos regionales o por inyecciones de fluido en pozos de plantas geotérmicas durante pruebas de estimulación (López, 2017; Taka'aki et al., 2016). Debido a esto, en este estudio se pretende estudiar la relación entre las variaciones de velocidad sísmica y las variaciones de la actividad del volcán para regionalizar las zonas más sensibles a estos cambios en velocidad y poder asociarlo a zonas con potencial hidrotermal.

2.1 Área de estudio

El volcán Stromboli pertenece a las Islas Eolias ubicadas al noreste de Sicilia, Italia. Estas Islas forman un complejo volcánico que yace sobre una zona sísmica que se extiende a

450 km debajo del mar Tirreno. Su origen proviene de la subducción de la placa Iónica debajo de la placa Europea (Figura 1b), ocasionando un arco volcánico insular. Tres de estas Islas están activas: Stromboli, Panarea y Vulcano, presentando magmas típicos de

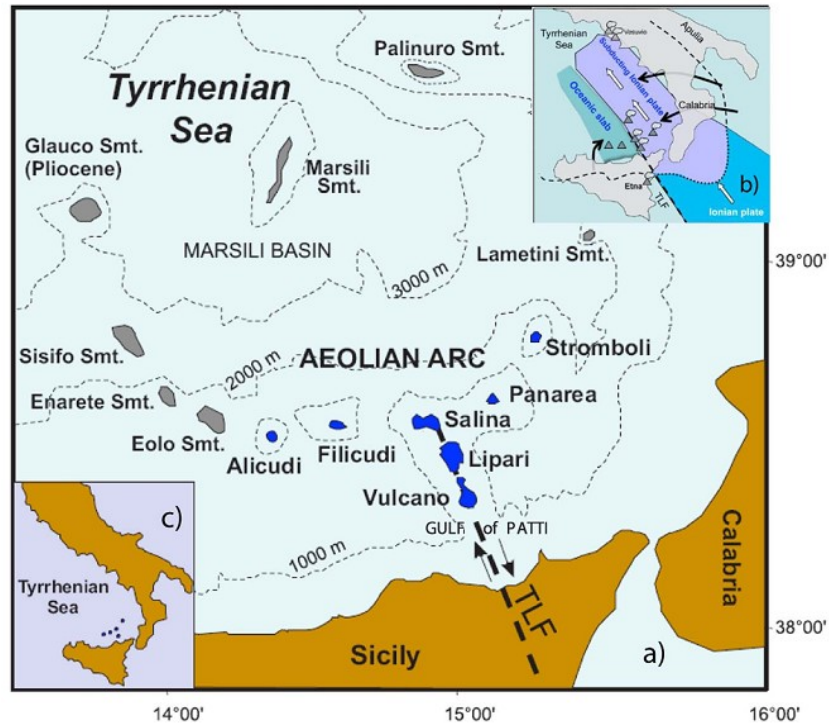


Figura 1. Mapa de la zona de estudio. a) Distribución de los cuerpos volcánicos; en color azul los que sobresalen del mar y de color gris los que permanecen debajo del nivel del mar. b) esquema de las placas tectónicas que interactúan y dan lugar a los cuerpos volcánicos. c) Ubicación geográfica de las Islas Eolias.

zona de subducción que han ido evolucionando a lavas con menor contenido de SiO₂ y más potasio.

El volcán Stromboli, es uno de los volcanes más activos y más estudiados del mundo caracterizado por sistemas de desgasificación y explosiones recurrentes. En las últimas décadas ha presentado erupciones efusivas, siendo la última en el año 2014 (Inguaggiato *et al.*, 2018). Esta actividad recurrente indica un estado de equilibrio entre la alimentación de volátiles y la liberación de presión mediante explosiones y efusiones. También ha presentado fracturas efusivas cuando la recarga de material magmático parece ser mayor a la capacidad de liberación de presión del sistema (Inguaggiato *et al.*, 2011b). Debido a todas estas características la instrumentación instalada en este volcán es densa y diversa, haciéndolo un lugar propicio para llevar a cabo estudios sobre diferentes fenómenos (composición de gases, sismicidad, acústica, temperatura, etc). Ya que existe

vasta información de este volcán, se considera un lugar apropiado para llevar a cabo estudios sísmico-volcánicos y desarrollar metodologías en este tipo de ambientes.

2.2 Trabajos previos

A lo largo de los últimos 20-30 años se han realizado varios estudios con el propósito de conocer el sistema hidrotermal en el volcán Stromboli. Para determinar la localización y geometría de los sistemas hidrotermales, se han realizado una serie de estudios que involucran métodos geofísicos y geoquímicos (Finizola *et al.*, 2002; Finizola *et al.*, 2003; Revil *et al.*, 2004). Estos consistieron en tomas densas del potencial espontáneo (SP),

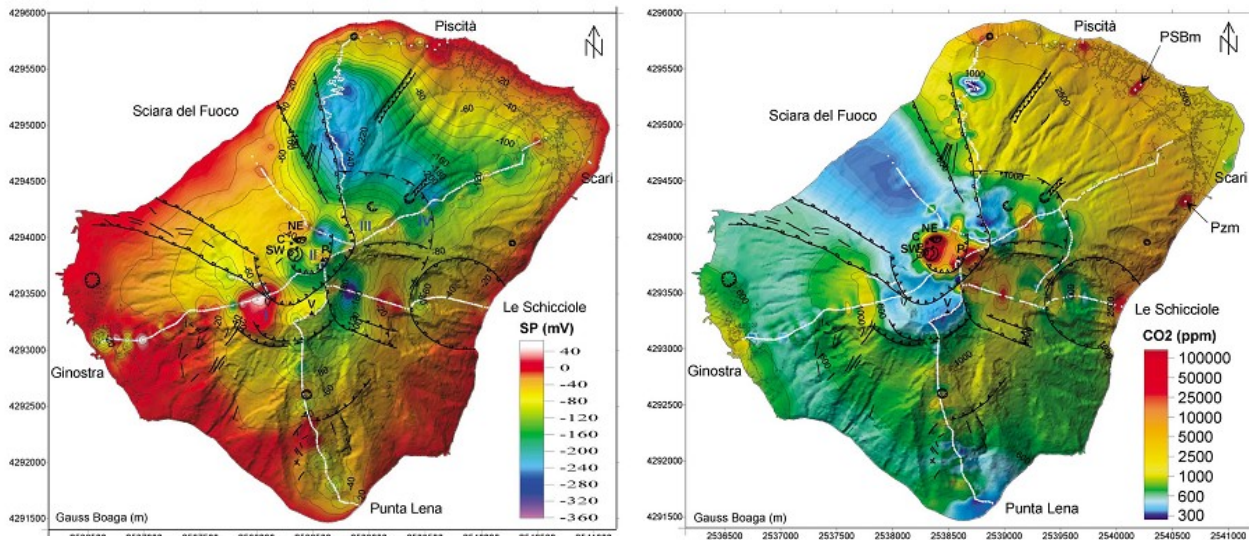


Figura 2. (Izquierda) Mapa de valores de SP interpolados a partir de las líneas de medición (trayectorias blancas). (Derecha) Mapa de emisión de CO₂ realizadas sobre las mismas líneas de medición. Tomado de Finizola (2002).

emisión de CO₂, y temperatura para correlacionarlos y determinar la relación de las variaciones entre estos. Se observó que existe una gran diferencia entre el flanco norte del volcán y los otros flancos ya que muestra valores negativos de SP, altos valores de concentración de CO₂ y temperatura, lo que podría indicar que el flanco norte del volcán está compuesto por rocas permeables que permiten la circulación vertical y horizontal de fluidos hidrotermales. Según Finizola (2003), el aumento de la emisión de CO₂ junto con valores altos de SP en la cima del volcán, en la parte llamada Fossa, sugieren la existencia de al menos 3 subsistemas hidrotermales. Estos sistemas parecen estar delimitados por caídas en los valores de SP y aumento en la emisión de CO₂ en zonas

que pertenecen a fallas estructurales en donde existen fracturas que permiten la liberación de gases. Esto sugiere que pueden existir otras estructuras subterráneas que no forman parte estrictamente de las ventilas y que actúan como fuente de calor para estos sistemas. Revil (2004) sugiere que el sistema hidrotermal en la cima del volcán se sella a profundidad e involucra transporte de aguas meteóricas principalmente por convección.

Linde (*et al.*, 2014) realizó un estudio estructural con gravimetría de alta resolución con el cuál se obtuvo el modelo de densidades del volcán a diferentes profundidades. En la Figura 3 se muestra el mapa de distribución de densidades. En la parte central (cráteres) y suroeste del volcán se presentan densidades altas probablemente por el material consolidado de erupciones previas, mientras que en la parte norte y noreste existen anomalías de baja densidad que se asocian a regiones que fueron afectadas por explosiones freatomagmáticas y zonas de fallas estructurales.

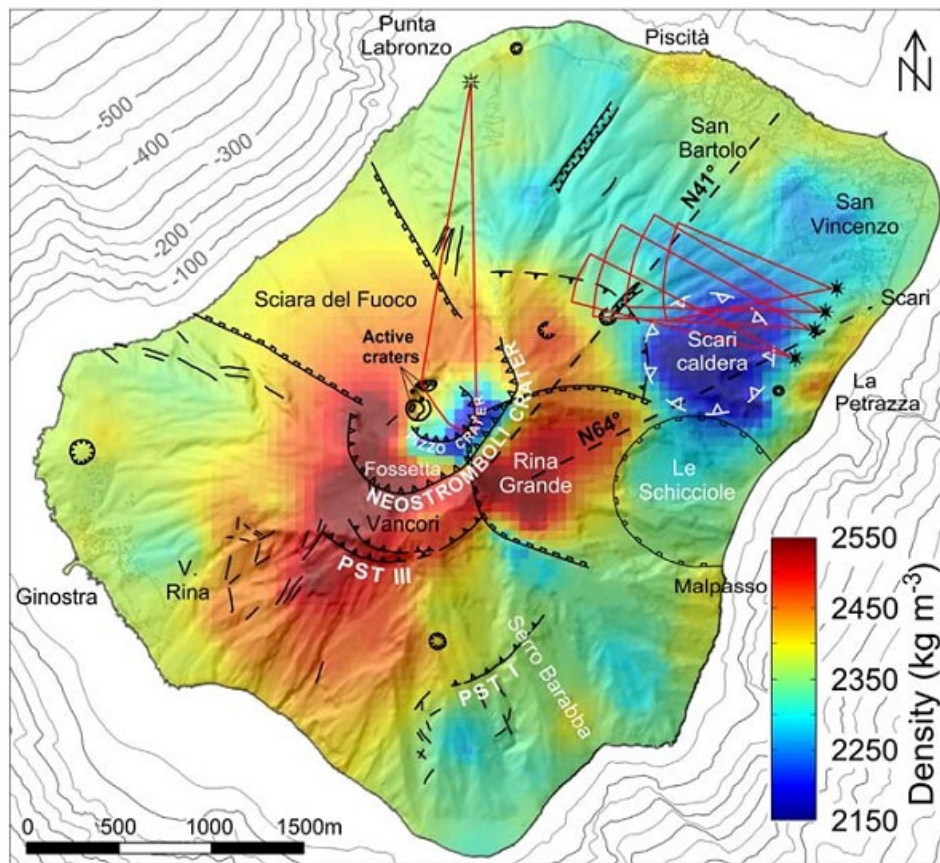


Figura 3. Mapa de distribución de densidades en el volcán Stromboli. Las densidades están invertidas para una profundidad de 500 m a partir de la superficie del volcán y proyectada hacia el plano horizontal al nivel medio del mar.

Inguaggiato (*et al.*, 2017) realizó un estudio de la emisión de CO₂ durante 16 años, desde el 2000 al 2015. Las mediciones de CO₂ fueron realizadas en diferentes puntos del volcán. Debido a que existe un similar comportamiento en las diferentes ubicaciones de

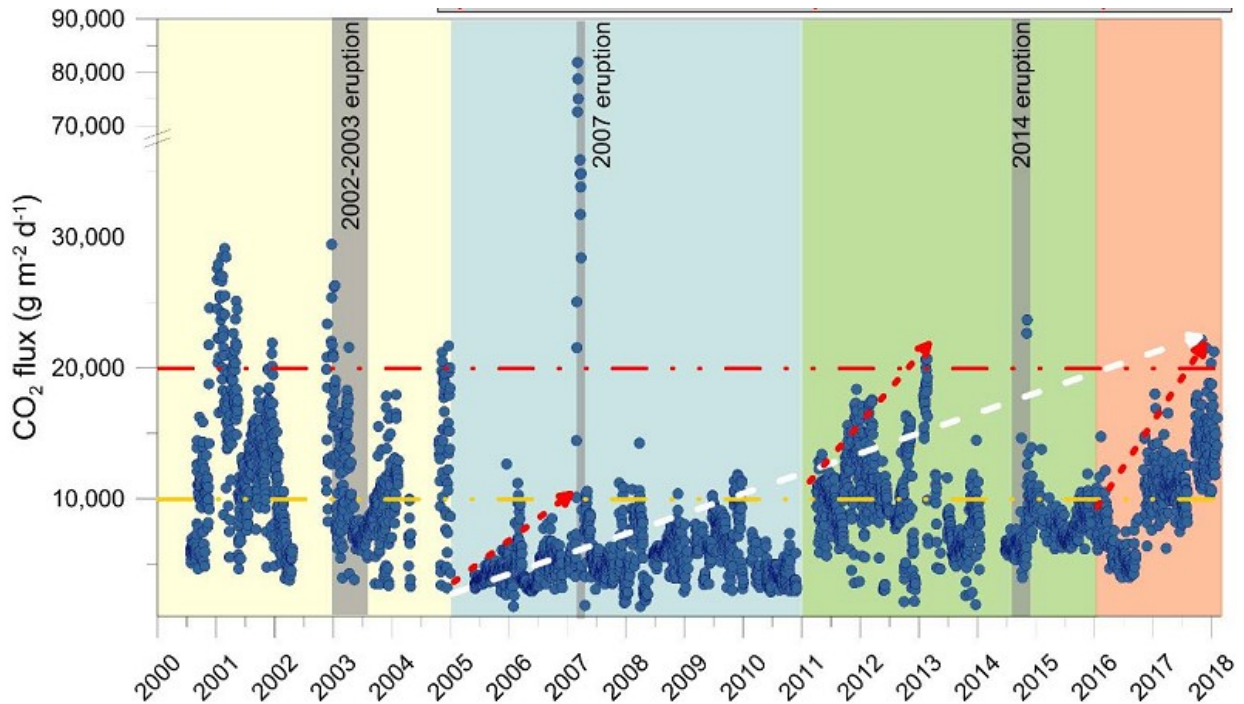


Figura 4. Flujo de CO₂ de 2000 al 2018. (Puntos azules) medidas de flujo de CO₂, (Flechas rojas) incremento en el flujo a corto plazo, (flecha blanca) incremento en el flujo a largo plazo. Se divide en 4 lapsos distintos (franjas de colores) que se distinguen por la cantidad de flujo de CO₂ y sus respectivas erupciones. Tomado de Inguaggiato (2017).

estas mediciones, la emisión de CO₂ medida en un solo lugar puede ser representativo de la emisión de gas en el volcán. El aumento en la emisión de CO₂ también parece estar relacionado a la actividad del volcán ya que en 3 lapsos (2000–2004, 2005–2010 y 2011–2015) donde la emisión de este gas aumentó, coincidió con eventos de efusión de lava. Debido a esto, el estudio de estos gases en los flancos o en la cima del volcán permite conocer su estado de actividad como ya se ha señalado en otros estudios del mismo autor (Inguaggiato *et al.*, 2011a). En la Figura 4 se muestra el promedio diario de flujo de CO₂ medido en la cumbre del volcán, cerca de la Fossa en donde comienza la zona de cráteres. Es posible observar que existe un incremento en el flujo de CO₂ precedente a las erupciones importantes ocurridas en 2002-2003, 2007 y 2014 lo cual sugiere que existe una relación entre la cantidad de CO₂ emitido y la actividad del volcán. Recientemente, (Inguaggiato *et al.*, 2019) se sugiere que el incremento en el flujo de este

gas en los diferentes eventos importantes ocurridos es un indicador de una actividad mayor del volcán (ej. Paroxismo, efusión de lava, etc).

Patanè (*et al.*, 2017) obtuvieron un modelo de alta resolución de la estructura del volcán con tomografía de onda de cuerpo utilizando fuentes sísmicas artificiales y naturales. Se identificaron diferentes cuerpos entre 0.4 km por encima del nivel del mar y 4 km de profundidad representados en la Figura 5. Entre 2 y 4 km de profundidad, en la parte noreste del centro de la isla, se encuentra un cuerpo de alta velocidad (HVB, $V_p > 6$ km/s, $V_s > 3.5$ km/s) el cual presenta un núcleo de muy alta velocidad ($6.5 < V_p < 7$ km/s) bien definido que yace directamente debajo de la cima del volcán (iso6.5). En la parte más somera del volcán, se localiza un cuerpo con altos valores V_p/V_s (A) y debajo de ella un cuerpo con valores bajos de V_p/V_s (B), cuerpos por donde se sugiere que se encuentra el camino de alimentación del magma. Otros cuerpos con valores V_p entre 3 y 4 km/s son ubicados debajo de la Sciara del Fuoco y son relacionados a estructuras verticales tubulares de antiguas rutas de alimentación de magma.

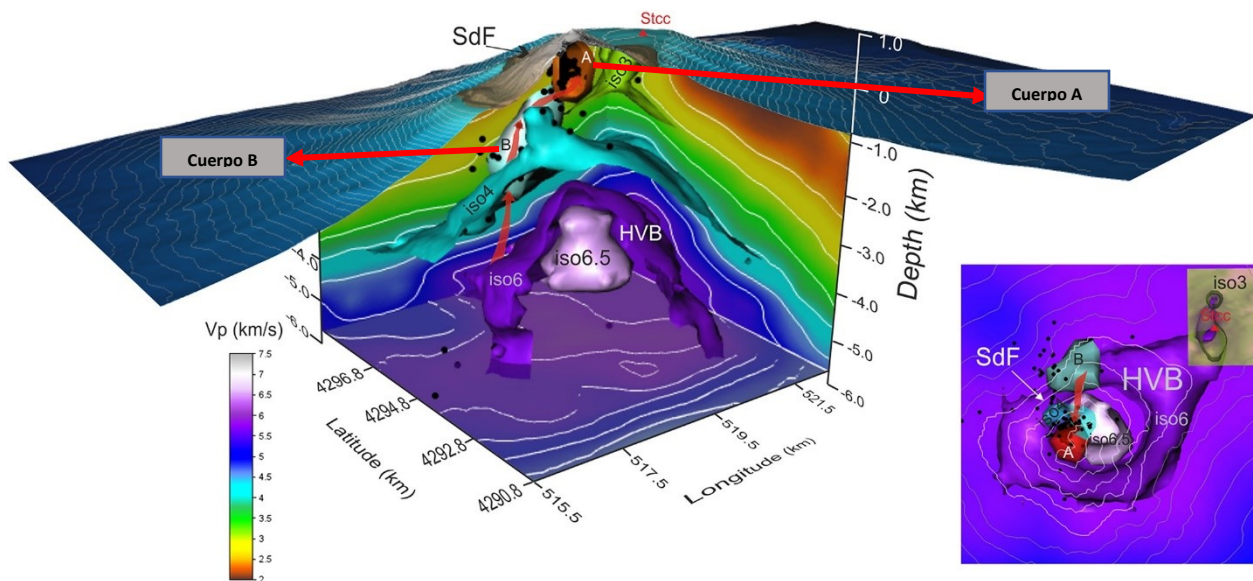


Figura 5. Modelo de alta resolución de la estructura del volcán Stromboli. Isosuperficies a 6 km/s (iso6) del cuerpo de alta velocidad (HVB) y el núcleo de muy alta velocidad (iso6.5). Isosuperficies a 4 (iso4) y 3 (iso3) km/s. (A) y (B) cuerpos con altos y bajos valores de V_p/V_s respectivamente. A la derecha se muestra una proyección en planta de los cuerpos localizados, Nótese la distribución de los cuerpos A y B.

Las señales sísmicas típicas registradas en el volcán Stromboli son resumidas por Martini (*et al.*, 2007). Las señales que tienen una mayor ocurrencia en el volcán Stromboli son: explosiones que ocurren de 5 hasta más de 20 veces al día y se presentan en una banda de frecuencias de 1 a 5 Hz, eventos de periodo largo (VLP) que presentan una

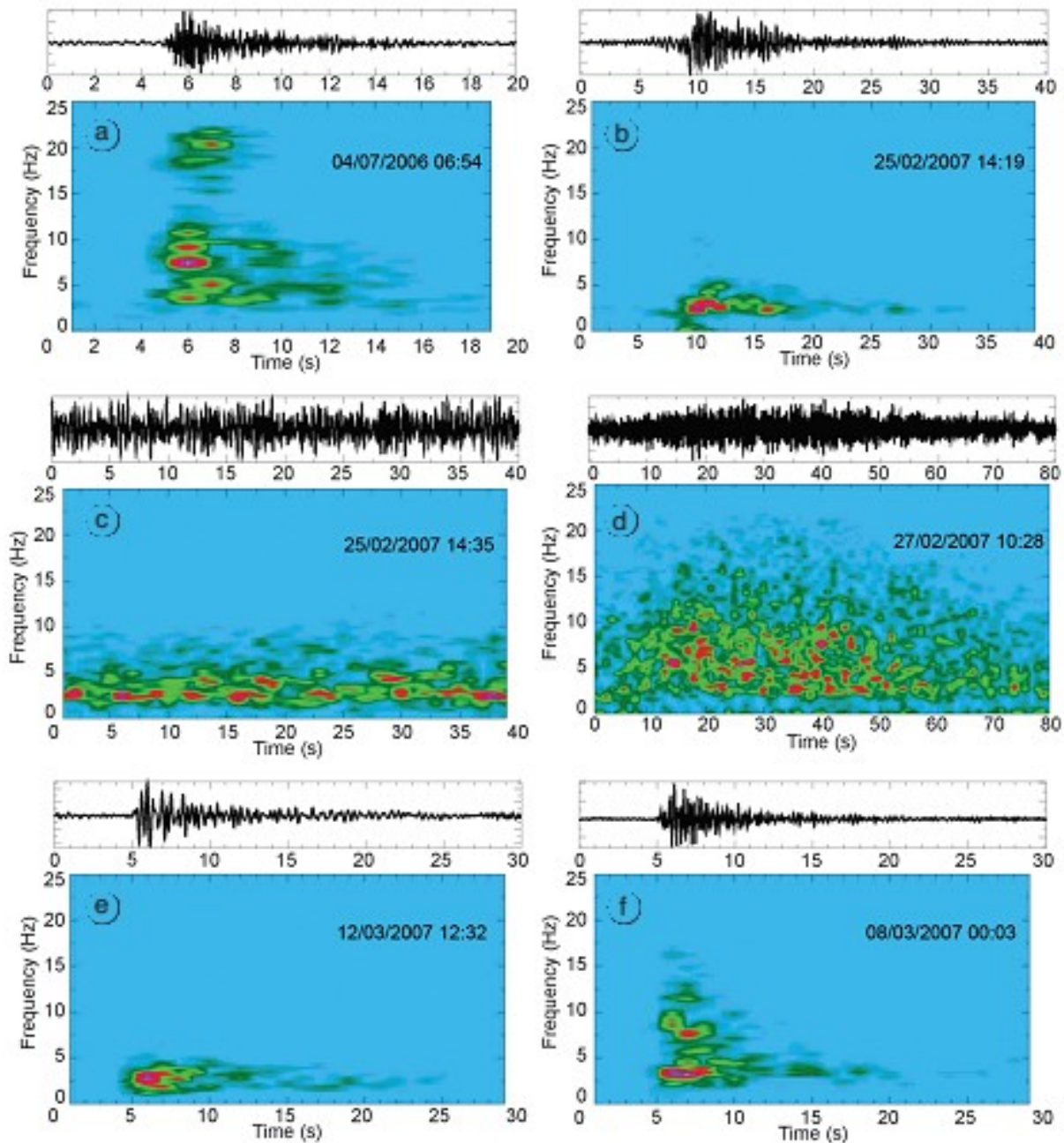


Figura 6. Señales típicas detectadas en Stromboli y sus espectrogramas. a) evento VT, b) evento VLP, c) tremor, d) deslizamiento de material, e) explosión, f) evento híbrido. Martini (*et al.*, 2007)

polarización rectilínea hacia la fuente y están contenidas en una banda de frecuencia de entre 0.05 y 0.5 Hz y tremor volcánico caracterizado por una banda de frecuencias de 1 a 3 Hz. Existen otras señales con menor recurrencia como los deslizamientos de material contenidos en una banda de frecuencia de 1 a 3 Hz, Los eventos vulcanotectónicos (VT) contenidos en una banda de 5 a 20 Hz y los eventos híbridos que son dos o más de estas señales sísmicas siendo detectadas al mismo tiempo. En la Figura 6 se muestran los espectrogramas de estas señales registradas en el volcán Stromboli.

2.3 Objetivo general

Determinar la relación existente entre los distintos fenómenos volcánicos y sísmicos coexistentes y las variaciones de velocidad sísmica para conocer la distribución de posibles fluidos hidrotermales.

2.4 Objetivos particulares

Obtener curvas de variación temporal de velocidad sísmica mediante el análisis de la coda de la función de Green reconstruida utilizando el método de correlación cruzada de ruido sísmico.

Determinar la relación entre fenómenos vulcanológicos y las variaciones de velocidad del campo de ondas sísmicas en regiones volcánicas.

Determinar las regiones más susceptibles a variaciones temporales de velocidad asociadas a diferentes fenómenos vulcanológicos y sismológicos.

Realizar una tomografía con ruido sísmico para comparar su estructura con la zonación de las variaciones temporales de velocidad de ondas

2.5 Hipótesis

Es posible determinar zonas con potencial de explotación geotérmica analizando los diferentes fenómenos vulcanológicos que afectan la velocidad de las ondas sísmicas ya que los volcanes son regiones de alto potencial geotérmico.

2.6 Justificación

Se ha podido observar en campos volcánicos y geotérmicos que las variaciones del estado de esfuerzos, de saturación de fluidos y de permeabilidad producen cambios en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas. Estos cambios han sido detectados mediante el análisis de largos registros de ruido sísmico (Obermann *et al.*, 2015; López., 2017; Brenguier *et al.*, 2016; Duputel *et al.*, 2009). Al mismo tiempo, la comparación del comportamiento de otros fenómenos geofísicos (potencial espontáneo, resistividad, emisión de gases) en ambientes volcánicos han sido útiles para localizar zonas con potencial geotérmico. Por lo tanto, es importante analizar el comportamiento de las variaciones de velocidad sísmica con respecto a otros parámetros geofísicos medidos en campos volcánicos como tremor, eventos VLP, emisión de gases, etc. para determinar regiones con alto potencial geotérmico.

3. Marco Teórico

3.1 Ruido sísmico

El ruido sísmico generalmente se considera como la parte del registro detectado en un sismómetro que no contiene información referible a un evento sísmico, es decir, la parte del registro sísmico no utilizable en la sismología tradicional. Una parte del ruido sísmico es generada por diferentes fenómenos como viento, lluvias, actividad humana, el mar, etc. Estas ondas generadas son, en su mayor parte, superficiales y se propagan a través de un medio heterogéneo, resultando en múltiples caóticos debido a la interacción de estas ondas con elementos dispersivos (ej. fracturas, contrastes de densidad, etc). Esta interacción resulta en una señal que tiene apariencia de ser aleatoria debido a su complejidad dando lugar a señales como la coda o el mismo ruido sísmico.

Los diferentes orígenes del ruido sísmico han podido ser caracterizados grosso modo en frecuencia a partir de su análisis espectral, asociándolos así a diferentes fenómenos. Por ejemplo, los movimientos del suelo continuos registrados a periodos largos (cientos de segundos) son asociados a interacciones entre la tierra sólida y la atmósfera o “*seismic hum*” (Rhie y Romanowicz, 2004), a periodos alrededor de 10 segundos se asocia a

microsisimos (Kedar y Webb, 2005.), a periodos de 1 segundo se producen por factores ambientales como el viento, la lluvia, etc. (Hillers *et al.*, 2011) y a periodos menores a 1 segundo se asocian a actividades antropogénicas (Hillers *et al.*, 2014).

En la Figura 7 se puede observar el espectrograma del ruido sísmico en una región al este de Francia en donde se encuentra un campo geotérmico y ciudades cercanas (Lehuteur *et al.*, 2015). La banda espectral analizada comprende de 0.1 Hz hasta 10Hz. De acuerdo con lo mencionado anteriormente, las frecuencias altas (mayores a 1 Hz) son generadas, en mayor parte, por actividad humana, lo cual se observa como una variación en la amplitud con respecto a la hora y el día de la semana, siendo al medio día y entre semana cuando más amplitud existe para ondas con este periodo. Para frecuencias más bajas se puede observar que en invierno existe una mayor amplitud y existe una variación a lo largo del año posiblemente debido a las corrientes de viento y movimientos de agua en los océanos y por los cambios de temperatura (Sthely *et al.*, 2006).

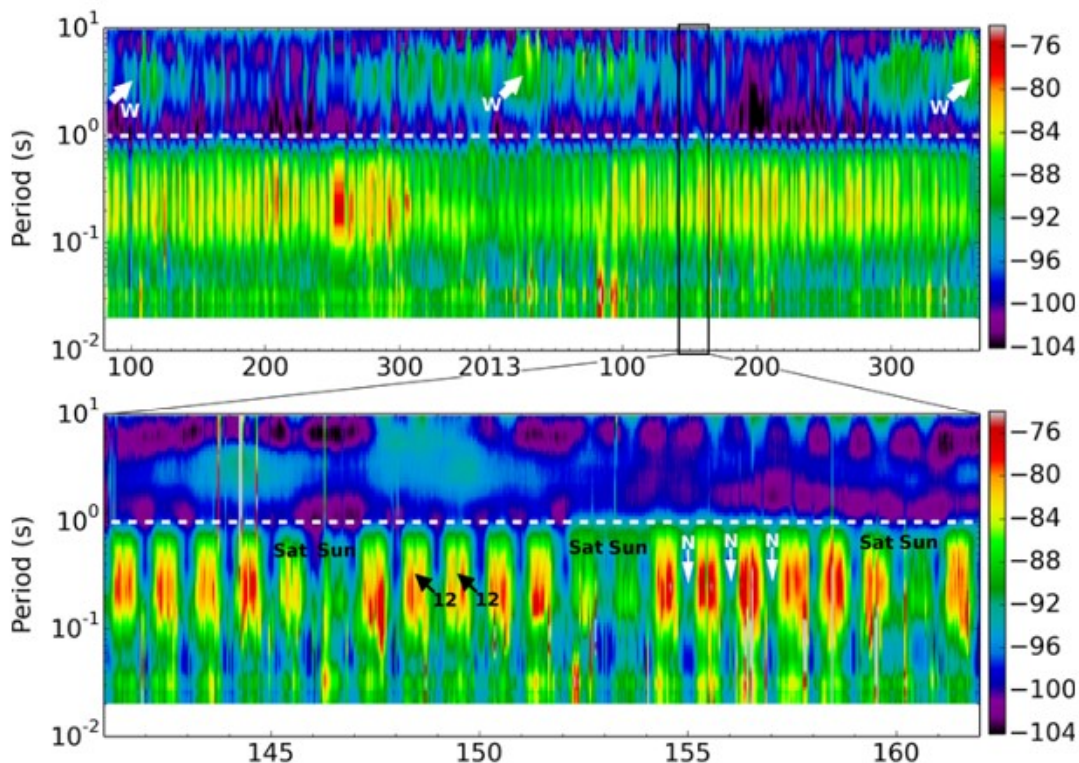


Figura 7. Espectrograma del ruido sísmico de casi dos años de registro en un campo geotérmico al norte de Francia. Se puede observar variaciones estacionales (flechas blancas, figura superior), variaciones semanales antropogénicas (flechas negras figura inferior) y variaciones entre el día y la noche. Tomado de (Lehuteur *et al.*, 2015).

3.2 Interferometría de ruido sísmico

El trabajo que dio inicio a la interferometría fue el de Aki (1957) en el cual mostró que es posible obtener curvas de dispersión a partir de la correlación cruzada entre receptores superficiales. Posteriormente, Claerbout (1968) recuperó la respuesta al impulso entre dos receptores superficiales mediante la correlación cruzada de sus registros. Campillo y Paul (2003) y Wapenaar (2004) demostraron de forma experimental que es posible obtener la función de Green (FG) mediante la correlación cruzada entre codas de sismos o, también, de registros continuos de ruido sísmico de un par de estaciones. Esto abrió nuevas posibilidades para estudiar el subsuelo a partir de la correlación de registros sísmicos continuos.

El proceso base de la interferometría sísmica es realizar la correlación cruzada (CC) de registros de ruido de larga duración entre pares de estaciones y apilarlas para aumentar la razón señal-ruido (Bensen et al., 2007; Gouedard et al., 2008). Esto resulta en una forma de onda que representa la derivada temporal de la función de Green del medio, (Roux et al., 2005a). Debido al teorema de reciprocidad, cualquier estación A o B puede tomarse como fuente o receptor; dependiendo del orden en que se realiza la operación se obtiene la forma causal o acausal de la función de Green (Lobkis y Weaver, 2001; Campillo y Paul, 2003).

La parte más emergente de la FG es, en su mayoría, la parte correspondiente a ondas superficiales. Esto se debe a que la energía es transmitida por fuentes superficiales principalmente, también a que las ondas de cuerpo generalmente son de más baja amplitud y de más altas frecuencias por lo que su interacción con el suelo las atenúa debido al comportamiento natural de este como filtro pasa-bajas (Campillo, 2006). No obstante, se ha visto que posible recuperar las ondas de cuerpo mediante la FG obtenida a partir de la correlación cruzada de ruido sísmico (Nishida, 2013; Poli *et al.*, 2012; Roux *et al.*, 2005b).

Con el uso de correlaciones de codas de sismos, Shapiro y Campillo (2004) generaron un modelo tomográfico al medir las velocidades de grupo de ondas en un

rango de periodo de entre 10 y 125 segundos y para distancias entre estaciones de unos cientos a miles de kilómetros. Posteriormente Sabra (*et al.*, 2005) proponen un método para la emergencia de la función de Green a partir de registros continuos de ruido sísmico.

3.2.1 Función de Green y correlación cruzada

La correlación cruzada es una operación que indica el grado de similitud entre dos señales. Si se realiza una correlación cruzada entre el registro sísmico de una estación A y uno de una estación B, se obtendrá como resultado una función correspondiente a la parte coherente entre ambos registros, en otras palabras, se obtendrá una función que contienen el comportamiento similar entre ambos registros. Se puede pensar entonces que es posible extraer, de forma determinista, el comportamiento del medio entre dos estaciones en forma de onda o, en otras palabras, su función de transferencia o función de Green. Esta función describe cómo se comporta un medio entre una excitación y un observador cuando este se excita con un pulso unitario. Campillo (2006) explica de manera simplificada la relación entre la función de correlación y la función de Green expresando matemáticamente la forma modal de un campo de ondas difuso dentro de un cuerpo elástico finito como

$$u(\mathbf{x}, t) = \sum_n a_n \varphi_n(\mathbf{x}) e^{i\omega_n t} \quad (1)$$

Dónde $u(\mathbf{x}, t)$ es el desplazamiento en un punto $\mathbf{x} = (x, y, z)$ y en el tiempo t ; φ_n son las eigenfunciones, ω_n eigenfrecuencias y a_n funciones de excitaciones modales que dependen sólo de la fuente. Ya que es un campo difuso, las fuentes excitantes son funciones aleatorias provocadas por los distintos y aleatorios puntos dispersivos del medio, entonces

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(\omega_n) \quad (2)$$

lo cual indica que si son amplitudes modales aleatorias y si su forma es lo suficientemente cercana a un delta de Dirac entonces el promedio de estas resulta en el espectro de densidad de energía $F(\omega_n)$ excitado en una banda $[\omega - \delta\omega, \omega + \delta\omega]$. Los paréntesis en la ecuación 2 indican un promedio sobre una función difusa o aleatoria cuyo valor resulta en la función que mejor describe el promedio suponiendo que se trata de un proceso estocástico. Dado esto, la función de correlación promedio entre dos campos ubicados en x y y es

$$\langle C(x, y, t) \rangle = \sum_n F(\omega_n) \varphi_n(x) \varphi_n(y) e^{-i\omega_n t} \quad (3)$$

Ya que el término que contiene la información de amplitud, desaparece en el promedio por ser aleatorio, se conserva la información de la fase por lo que la correlación (su derivada) resulta similar a la parte real de la función de Green entre los puntos x y y definida para tiempos positivos

$$G(x, y, t) = Re \left(\sum_n \frac{\varphi_n(x) \varphi_n(y) e^{-i\omega_n t}}{-i\omega_n} \right) \quad (4)$$

Wapenaar (et al., 2010) llega a la misma conclusión a partir de una definición más formal partiendo de la respuesta en los puntos x_A y x_B definidos en 1D como

$$u(x_A, x_s, t) = G(x_A, x_s, t) * S(t) \quad (5)$$

$$u(x_B, x_s, t) = G(x_B, x_s, t) * S(t) \quad (6)$$

Donde $u(x_A, x_s, t)$ es la respuesta del punto x_A dada una onda que proviene de x_s en un tiempo t , $u(x_B, x_s, t)$ es la respuesta del punto x_B dada una onda que viene del punto x_s en un tiempo t , $G(x_A, x_s, t)$ es la respuesta al impulso en un receptor en x_A debido a un impulso en x_s en un tiempo t y $S(t)$ la función que define la forma de onda de la fuente que puede ser un impulso, una ondícula o ruido sísmico. Entonces la correlación cruzada entre $u(x_A, x_s, t)$ y $u(x_B, x_s, t)$ es una convolución denotada con asterisco entre la respuesta en x_B y x_A invertida en el tiempo:

$$G(x_A, x_B, t) * S_S(t) = u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) \quad (7)$$

Esta función de Green está definida para una onda originada en x_S que viaja en sentido positivo de x_A a x_B pero las fuentes de ruido están ubicadas aleatoriamente por lo que, añadiendo una onda originada en x'_S que viaja en sentido negativo de x_B a x_A , se tiene que

$$(G(x_A, x_B, t) + G(x_A, x_B, -t)) * S_S(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x_S^i, t) * u(x_A, x_S^i, -t) \quad (8)$$

Que es un resultado similar obtenido en la ecuación (7) pero con los efectos de fuentes simultáneas posicionadas en puntos $x_S^1 = x_S$ y $x_S^2 = x'_S$. Nótese que $G(x_A, x_B, t) + G(x_A, x_B, -t)$ es la parte causal y acausal de la función de Green.

En una distribución 2D de fuentes de ruido en una región S que rodea a 2 receptores r_1 y r_2 (fig. 8-a), la energía que viaja entre los receptores se interfieren de forma constructiva si las fuentes están alineadas con el trayecto entre los receptores y de forma destructiva conforme menos alineadas estén (Fig. 8-c). Ambos receptores funcionan también como fuentes (Figura 8-b).

La función de Green empírica es simétrica si la distribución de fuentes es homogénea en toda la región. Si la distribución de fuentes de ruido es más densa de un lado de la trayectoria entre estaciones, la función de Green será asimétrica y estará mejor definida

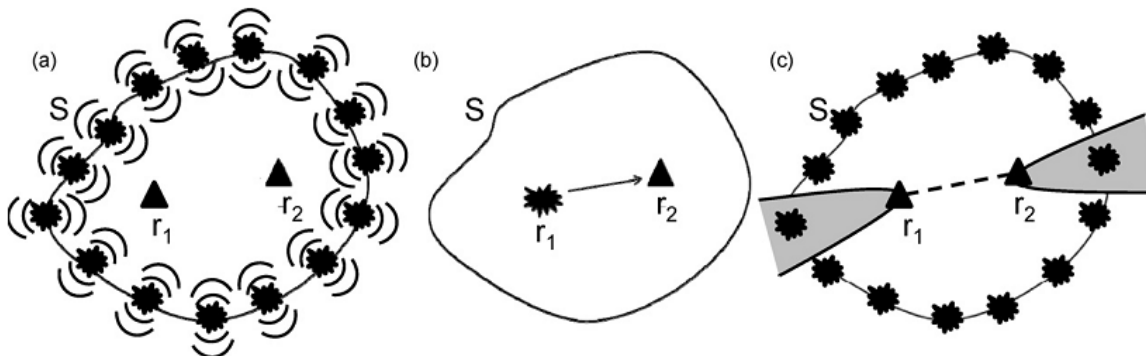


Figura 8. Ejemplo 2D de distribución de fuentes. (a) Cada fuente emite un campo de ondas que detectan ambos receptores (triángulos). (b) La interferometría sísmica supone a uno de los receptores en fuente. (c) Las fuentes dentro de la región gris son las que contribuyen en mayor medida a la reconstrucción de la función de Green. Tomada de Nicholson (2012).

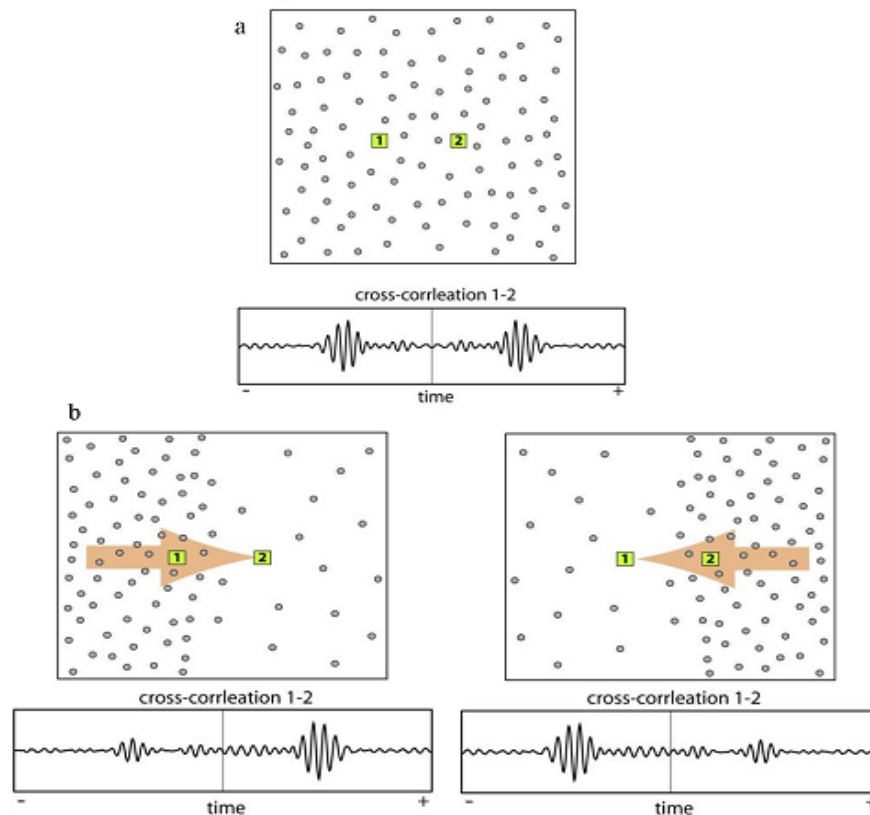


Figura 9. Simetría de la función de Green y distribución de fuentes. (a) Una distribución de fuentes homogénea genera una función de Green simétrica. (b, c) Una distribución no homogénea genera una función de Green asimétrica dependiendo de qué parte existe una mejor distribución. Tomado de Sthely (2006)

en su parte causal o acausal (Fig. 9). Como la simetría de esta función depende de la distribución de las fuentes de ruido sísmico es importante satisfacer esta condición en el proceso de generación de las FG usando largos periodos de registros sísmicos (Sthely, 2006).

3.2.2 Tratamiento de ruido sísmico

Para remover efectos no deseados de algunas señales como sismos, fuentes repetitivas, etc., y mejorar la razón señal-ruido de la función de Green empírica se han desarrollado diferentes tratamientos sobre los registros de ruido sísmico que se desean correlacionar Bensen et al. (2007) realizan un resumen de estos procesos cuyos resultados son favorables para el análisis de estas señales y se pueden resumir en tres procesos

principales: la normalización temporal, la normalización espectral y el apilamiento de señales.

3.2.2.1 Normalización temporal

Esta normalización reduce los efectos de fenómenos no estacionarios que afectan la señal en su amplitud como sismos, fuentes cercanas a las estaciones e irregularidades instrumentales. Las mejores normalizaciones que permiten una buena emergencia de la función de Green debido a su buena simetría son la normalización 1-bit que convierte los valores positivos en 1 y valores negativos en -1 y la normalización “rms” que normaliza la amplitud del registro a un múltiplo del valor cuadrático medio de la señal. La normalización 1-bit remueve en su totalidad la amplitud del registro dejando sólo la información de la fase lo cual la hace eficiente computacionalmente, pero ocasiona que la fase de las frecuencias más pequeñas desaparezca si la señal contiene periodos largos con amplitudes grandes. Debido a esto, es recomendable aplicar un filtro en la banda de frecuencia a analizar previo a la normalización 1-bit. Por otro lado, la normalización “rms” mantiene todas las frecuencias, pero tiene un coste computacional al calcular el valor cuadrático medio de cada traza y posteriormente normalizar cada valor.

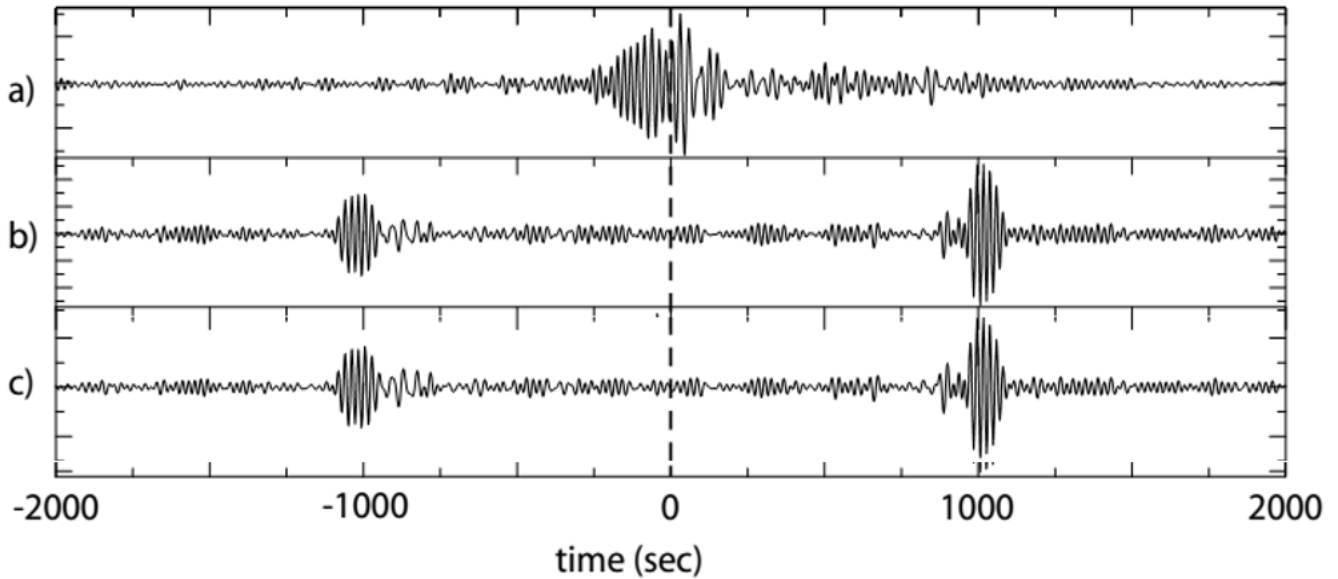


Figura 10. Funciones de correlación resultantes. (a) sin normalización, (b) con normalización 1-bit y (c) con normalización rms. Modificado de Bensen (2007)

En la Figura 10 se muestran funciones de correlación obtenidas a partir de trazas de un año de duración utilizando ambos métodos de normalización. En la figura 10-a se observa la FG emergente de las señales sin normalizar. La figura 10-b y 10-c muestran la FG obtenida a partir de la normalización 1-bit y “rms” respectivamente, en la cuales se puede notar una gran similitud. Para efectos de este trabajo, se ha utilizado la normalización “rms” a 3 veces el valor cuadrático medio ya que permite efectuar el análisis a la señal en un rango de frecuencias mucho más amplio sin aplicar más filtros como ocurriría con el método 1-bit.

3.2.2.2 Normalización espectral

Con la normalización o blanqueamiento espectral se busca ajustar las amplitudes de todas las frecuencias contenidas en la señal a un mismo nivel. Es útil evitar frecuencias de fenómenos repetitivos como sismicidad local, el efecto *Hum*, mencionado anteriormente, u otras fuentes persistentes. Estas señales monocromáticas pueden dominar la información contenida en el ruido sísmico, afectando la emergencia de la FG. El blanqueamiento espectral también resulta útil para ensanchar la banda de frecuencias del ruido sísmico. En la Figura 11 se muestra el efecto del blanqueamiento espectral

sobre la FGE. En la Figura 11-a se muestra una FG y en 11-b su espectro de amplitud cuyo pico en un periodo de 26 [s] domina en la parte causal de la FGE. En la Figura 11-c y 11-d se muestra la misma FGE y su blanqueamiento espectral respectivamente en donde se puede notar que el pico en el espectro ha desaparecido en su mayoría y la FGE tiene mejor emergencia debido a su simetría y su similitud entre amplitudes.

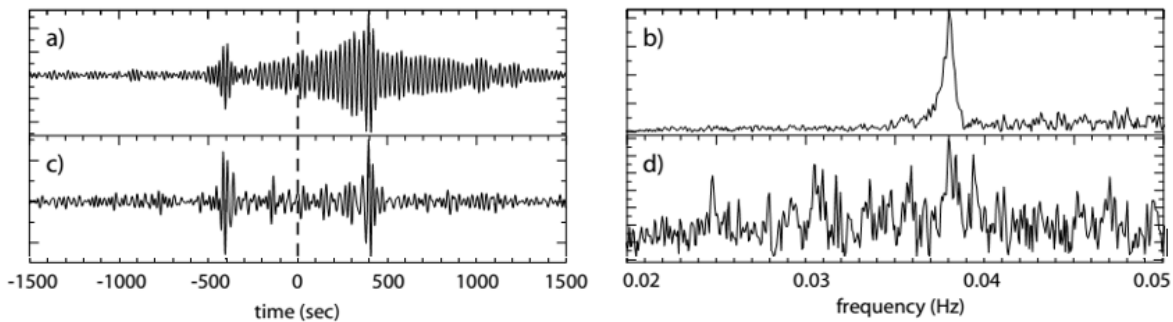


Figura 11. Efectos del blanqueamiento espectral. (a) función de correlación sin blanqueamiento espectral con (b) su respectivo espectro de amplitud y (c) función de correlación con blanqueamiento espectral y (d) su espectro de amplitud. Modificado de Bensen (2007).

3.2.2.3 Apilamiento y emergencia de la función de Green

El apilamiento es útil para aumentar la razón señal/ruido de una señal proveniente de un fenómeno estocástico. Este proceso es crucial para eliminar la información de carácter más aleatorio ya que toda la señal que sea coherente será amplificada y la parte de carácter aleatorio será disminuida. En este sentido, apilar o promediar las FG aumenta la señal y disminuye los efectos aleatorios. Mientras más correlaciones de un par de estaciones se apilen, mejor definida estará esta función. En la Figura 12 se muestran las respectivas FG's resultantes de apilar un mes (Fig. 12a), tres meses (Fig. 12b), doce

meses (Fig. 12c) y 24 meses (Fig. 12d). Puede observarse que mientras más funciones de correlaciones diarias sean apiladas, mejor es la definición de la función de Green.

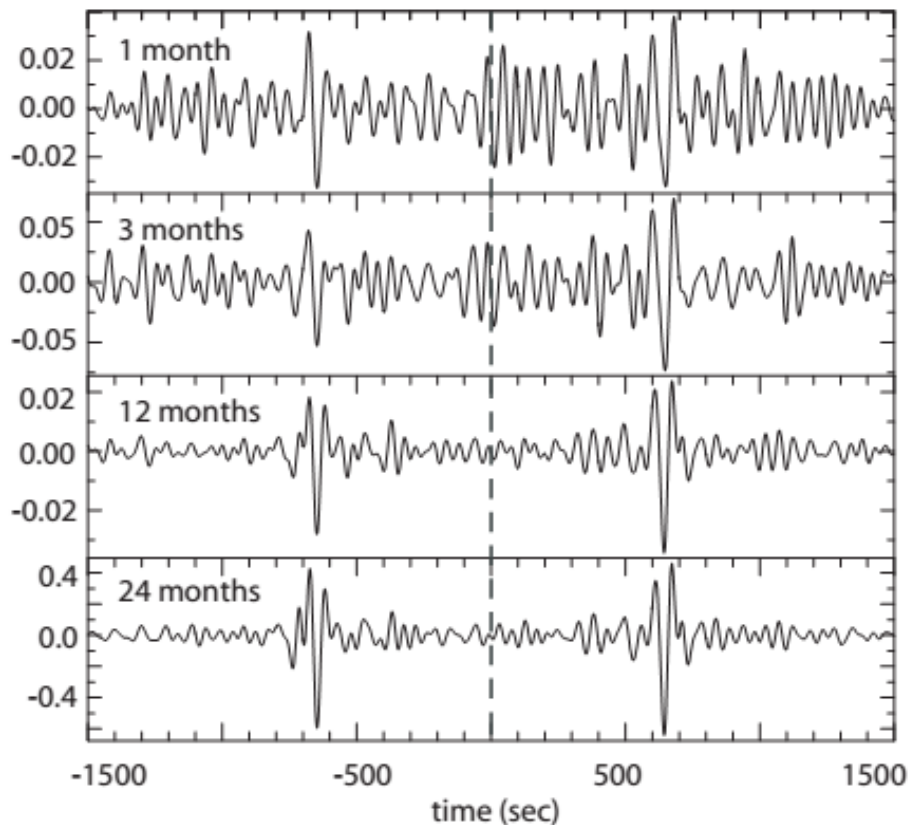


Figura 12. Apilado de funciones de correlación. De arriba hacia abajo, en cada una de las gráficas aumenta el número de FGE's apiladas. Bensen (2007)

3.2.3 Método Moving Window Cross Spectrum

Las variaciones temporales de velocidad de ondas sísmicas se pueden pensar como retrasos en los arribos de las ondas entre una estación y otra. Esto se puede interpretar como un cambio en su estructura que se ve reflejada como un desfase entre las codas de las FG's de un día y de otro. Una forma de medir las variaciones temporales de la velocidad del campo de ondas es mediante el análisis *Moving Window Cross Spectrum* (MWCS), propuesto por Poupinet (1984), el cual cuantifica estos desfases en las codas

en el dominio espectral. El experimento se efectuó en el Monte Merapi en Indonesia, donde se analizaron varios registros de sismos con contenido de frecuencias, forma de onda e hipocentros muy similares (*multiplets*). Se observó un desfase entre las codas de estos registros, parecido a un cambio en la velocidad del campo de ondas, por lo que se puede pensar que es provocado por un cambio en las propiedades elásticas del medio. Esto podría indicar que el medio cambió ya que existía un desfase entre estos registros de eventos que presumiblemente había viajado por la misma trayectoria en distintos momentos. Estos cambios en el estado de esfuerzos se traducen en un cambio de velocidad de hasta el 1.2% en el estudio, por lo que podría ser un indicador de que el volcán había tenido actividad en su cámara magmática o sus conductos, modificando así el estado de los esfuerzos y, a su vez, la velocidad de las ondas. Cabe mencionar que, debido a que el análisis se efectúa en la coda de las FG's, gran parte de la señal está dominada por ondas de superficie debido a las fuentes de origen y que la coda se genera por las reverberaciones de las ondas en las heterogeneidades, también conocido como “*scattering*”.

El método MWCS consiste en comparar dos señales similares $a_1(t)$ y $a_2(t)$ que son recorridas por una ventana móvil a un paso definido (“*step*” (s)) y de ancho de ventana o duración definida (“*width*” (s)). En cada paso, se calcula la transformada de Fourier de cada ventana $A_1(f)$ y $A_2(f)$ entre una frecuencia mínima y una frecuencia máxima de interés. Cada función, entonces, se divide en N_w ventanas, y en cada ventana se calcula el desfase entre estas funciones. Se realiza una correlación cruzada entre ambas ventanas en el dominio de Fourier $B(f) = (A_1(f)(A_2^*(f)))$ donde el superíndice * indica el conjugado complejo de la función en esa ventana. Como tratamos con señales que se suponen parecidas se necesita cuantificar esta similitud mediante el coeficiente de coherencia C dado por el espectro de la correlación cruzada entre las señales y el espectro de densidad de las funciones.

$$C = \frac{\overline{|B(f)|}}{\sqrt{(|A_1(f)|^2)(|A_2(f)|^2)}} \quad (9)$$

El testado significa un suavizado por una ventana de coseno con longitud igual a la ventana de análisis sobre las densidades de energía y el espectro de la correlación cruzada. El rango de C varía entre 0 y 1; valores cercanos a 1 indica alta similitud entre

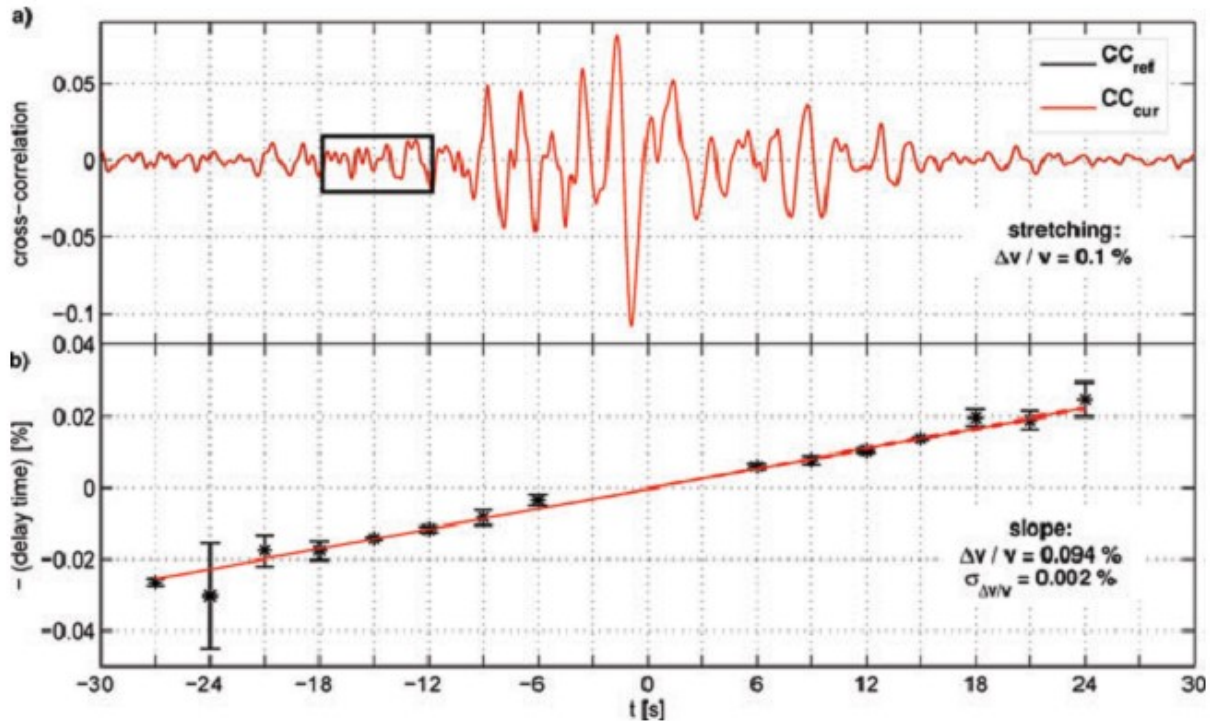


Figura 13. Cálculo del desfase entre funciones de correlación. (a) función de correlación de referencia (rojo) y la misma función "estirada" en un 0.1% (negro). (b) Segunda parte del análisis MWCS: una regresión lineal (línea roja) sobre los desfases medidos (asteriscos negros) en diferentes ventanas (recuadro negro en (a)) que se deslizan sobre las funciones (Clarke, 2011).

las densidades de energía de las señales y valores cercanos a 0 indican poca similitud entre estas. En la figura 13 y 14 se muestra un esquemáticamente el cálculo efectuado sobre las FG.

El desfase de las señales se estima al comparar los espectros de fase de la FG de referencia y la FG de cada día (espectro cruzado). Este corresponde a la parte que no empata entre ambos espectros y cuyo valor es linealmente proporcional a la frecuencia: si representamos el espectro complejo de una señal con su amplitud y fase $|X(v)|e^{i\phi(v)}$; la fase $\phi(v)$ es linealmente proporcional a la frecuencia

$$\phi_i = mv_i \quad (10)$$

$$m = 2\pi\delta t \quad (11)$$

La variación en el tiempo δt_i de la i -ésima ventana entre ambas funciones se obtiene a partir de la pendiente m de la regresión lineal de todas las mediciones hechas en las frecuencias de interés (Figura 14). Un peso w_j es asignado a cada valor de fase central de cada ventana de la CC que depende del coeficiente de coherencia C

$$w_j = \sqrt{\frac{C_j^2}{1 - C_j^2}} \sqrt{|X_j|} \quad (12)$$

Este peso incorpora el coeficiente de coherencia y la amplitud del espectro X_j para aquellos casos donde C permanece constante, pero existen variaciones en la amplitud.

Posteriormente, utilizando una inversión de mínimos cuadrados pesados se obtiene el valor de m el cual contiene el desfase en tiempo δt buscado

$$m = \frac{\sum_{j=l}^h w_j v_j \phi_j}{\sum_{j=l}^h w_j v_j^2} \quad (13)$$

Y el error asociado e_m es calculado por la ley de propagación de errores

$$e_m = \sqrt{\sum_j \left(\frac{w_j v_j}{\sum_i w_i v_i^2} \right)^2 \sigma_\phi^2} \quad (14)$$

Donde σ_ϕ^2 es el desajuste al cuadrado de los datos a la pendiente modelada y es calculado como

$$\sigma_\phi^2 = \sum_j \frac{(\phi_j - m v_j)^2}{N - 1} \quad (15)$$

El atraso en el tiempo δt y su error e_m se calculan al dividir m y e_m entre 2π debido a la ec. (11).

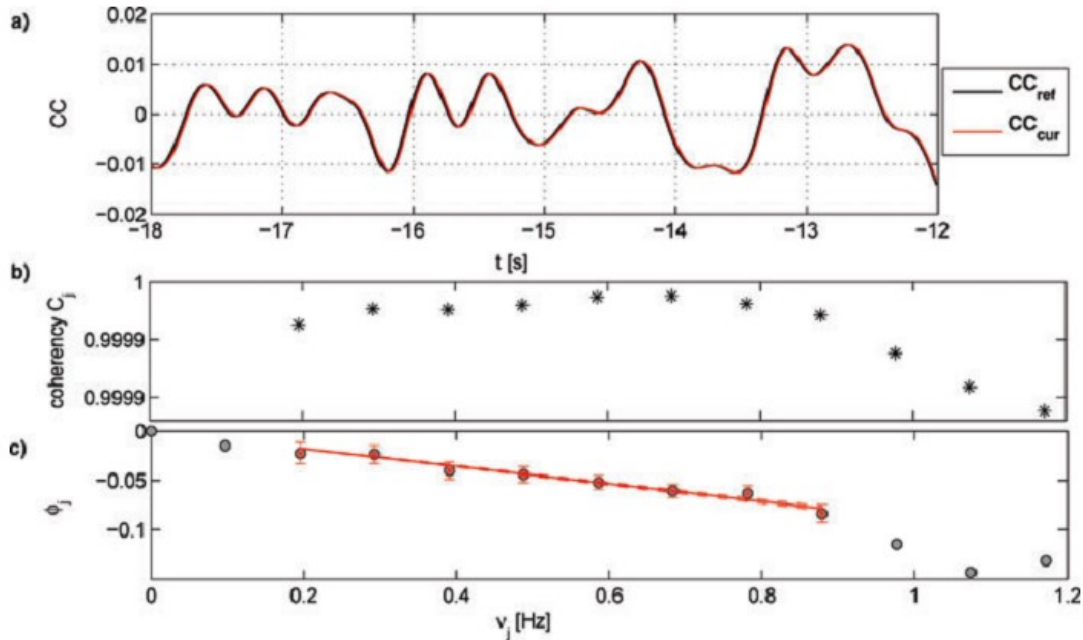


Figura 14. Ejemplo del cálculo del desfase. (a) ventana de una FGE (negra) y la misma función desfasada sintéticamente (negra). (b) valores de coherencia entre las funciones de (a) en las frecuencias de interés. (c) obtención del desfase a partir de regresión lineal (línea roja). La pendiente de la línea roja indica la cantidad de desfase entre las funciones (Clarke2011).

Para una onda, viajando por una trayectoria a una velocidad v , el tiempo t que tarda en viajar la distancia d entre la fuente y el receptor está dada como $t = d/v$. Para una segunda onda viajando por la misma trayectoria, pero con una velocidad distinta el tiempo de viaje está dado por $t + \Delta t = \frac{d}{v + \Delta v}$ donde Δt y Δv son el cambio de tiempo y velocidad respectivamente. Entonces, suponiendo que el cambio de velocidad es homogéneo en toda la trayectoria, tenemos que

$$tv + \Delta tv + t\Delta v + \Delta t\Delta v = d \quad (16)$$

Si $\Delta v\Delta t$ es despreciable y $tv = d$ entonces

$$\frac{\Delta t}{t} = -\frac{\Delta v}{v} \quad \text{o} \quad \Delta t = -\frac{\Delta v}{v}t \quad (17)$$

Lo cual indica que el cambio en la velocidad es igual a la pendiente del atraso en el tiempo de la coda en la FG.

Conociendo lo anterior, se puede obtener $\frac{\Delta v}{v}$ mediante una regresión lineal sobre los δt medidos en cada ventana de la señal analizada

$$\delta t_i = a + bt_i \quad , \quad i = 1 \dots N_w \quad (17)$$

Donde el coeficiente a representa una posible deriva instrumental y b representa el cambio relativo del tiempo $\frac{\delta t}{t}$ en cada ventana i . Ambos parámetros pueden ser estimados, una vez más, por mínimos cuadrados pesados

$$b = \frac{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle) \delta t_i}{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle)^2} \quad (18)$$

Con varianza

$$e_b^2 = \frac{1}{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle)^2} \quad (19)$$

Y

$$a = \langle \delta t \rangle - b \langle t \rangle \quad (20)$$

con varianza

$$e_a^2 = \frac{\langle t^2 \rangle}{\sum p_i (t_i - \langle t \rangle)^2} \quad (21)$$

Donde los pesos están dados por $p_i = \frac{1}{e_{\delta t_i}^2}$ y $\langle t \rangle = \frac{\sum p_i t_i}{\sum p_i}$, $\langle \delta t \rangle = \frac{\sum \delta t_i p_i}{\sum p_i}$, $\langle t^2 \rangle = \frac{\sum t_i^2 p_i}{\sum p_i}$ son medias pesadas.

Una vez obtenido el valor de $\frac{\delta v}{v}$ se genera una gráfica en donde se muestran los valores relativos del cambio de velocidad (Fig. 14) por cada día. Este proceso se realiza por cada una de las FG diarias entre las estaciones y las FGE de referencia. Esta metodología es estudiada a fondo por Clarke (2011).

3.2.4 Variaciones temporales de velocidad sísmica y función de Green

Se ha visto que la coda de la función de Green empírica, obtenida a partir de la correlación de ruido sísmico, puede ser utilizada para detectar pequeñas variaciones de la velocidad en el medio de propagación (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). Como ya se ha mencionado anteriormente, el principio fue descrito por primera vez por Poupinet *et al.* (1984) utilizando dobletes para medir las diferencias en el tiempo de viaje entre estos; efecto debido a un cambio en las propiedades elásticas del medio. Brenguier (*et al.*, 2016) explican el principio como se muestra en la Figura 15. En la gráfica superior derecha se muestra una función simétrica de Green y al lado izquierdo de esta el posible trayecto que seguirían los arribos posteriores del campo de ondas dispersado por las heterogeneidades (coda). Si el medio sufre un cambio en el estado de esfuerzos, la cantidad, geometría, y distribución de fracturas podría variar (grafica inferior izquierda), entonces el campo de ondas dispersado sufriría un cambio en su tiempo de arribo resultando en un desfase (sismograma negro) en la coda de la FGE con respecto al estado normal (gráfica inferior derecha, sismograma rojo). Este desfase es directamente proporcional a la diferencia del tiempo de viaje y por consecuencia se traduce en una

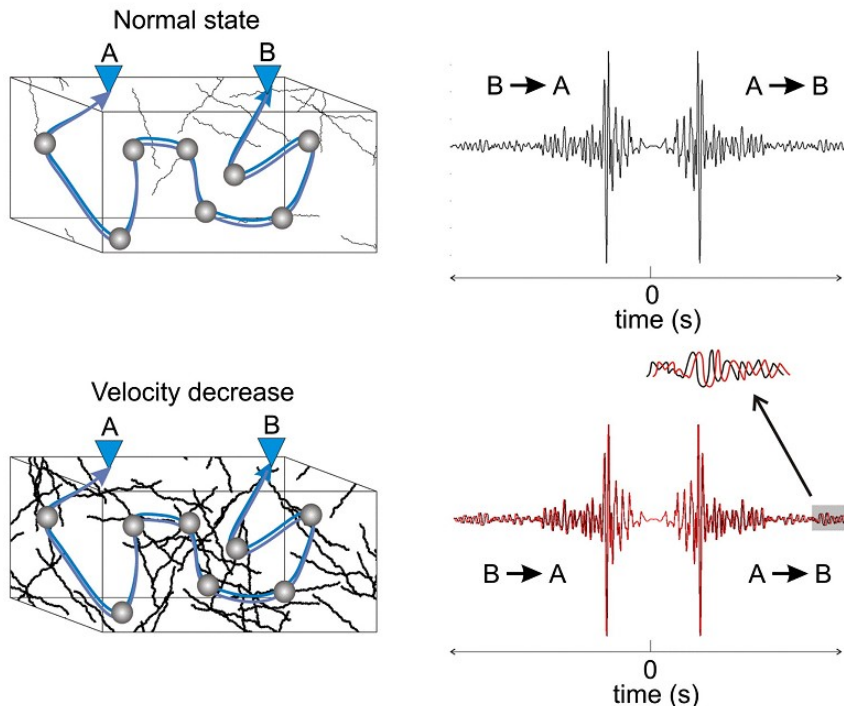


Figura 15. Representación del cambio de velocidad debido a un cambio de estado de esfuerzos mediante funciones de correlación. (Brenguier, 2016).

variación en la velocidad (Brenquier *et al.*, 2016). Como se puede ver en la gráfica, estos cambios muy pequeños del estado del medio no afectan el tiempo de arribo de las ondas balísticas dejando invariada la forma principal de la función de Green.

3.3 Señales sísmicas-volcánicas

Existen diferentes tipos de señales en ambientes volcánicos activos que son detectadas por redes de monitoreo sísmico. En general estas señales son generadas por movimientos magmáticos o de gases en la cámara magmática o los conductos del volcán. Retomando la clasificación propuesta por Chouet (*et al.*, 1996) las señales sísmicas detectadas en un volcán activo son:

- Vulcano-tectónicas (VT): Son señales que contienen claros arribos de onda P, los arribos de onda S dependen de la distancia de la fuente. Son generados por fallas estructurales relacionadas al volcán y el crecimiento de esfuerzos que ocasionan una ruptura similar a la de un evento tectónico. Normalmente se presentan a frecuencias mayores a 5 Hz para fuentes mayores a 2 Km de profundidad y de 1-5 Hz para profundidades más someras.
- Periodo largo (LP): Son señales, a menudo emergentes, comprendidas en un rango de frecuencias entre 1-3 Hz. Se propone que se originan por resonancia en fracturas abiertas cuando el magma asciende y por diferencias transitorias de presión en la mezcla de fluido y gas que genera reverberaciones en los conductos.
- Explosiones (EQ): Son señales que acompañan a una explosión estromboliana o más violenta. Estas son identificadas principalmente por una onda de aire provocada por la misma explosión y que viaja a la velocidad del sonido.
- Periodo muy largo (VLP): Son señales comprendidas entre 0.01-0.1 Hz. Se relacionan con los eventos explosivos violentos en el volcán.
- Tremor: Son señales de larga duración (horas-meses) comprendidas entre 1-5 Hz en frecuencia y que son signo de alta actividad. Estas señales pueden ser continuas o cíclicas (tambores) y están relacionadas con procesos de fluido y gas.
- Eventos superficiales: son aquellas señales generadas por la interacción de material expulsado y la superficie del volcán. Entre estos están los flujos de lava,

caídas de roca, lahares, etc. El contenido en frecuencias normalmente es mayor a 5 Hz, aunque en ocasiones pueden encontrarse a frecuencias más bajas.

3.4 Variaciones de velocidad sísmica en volcanes

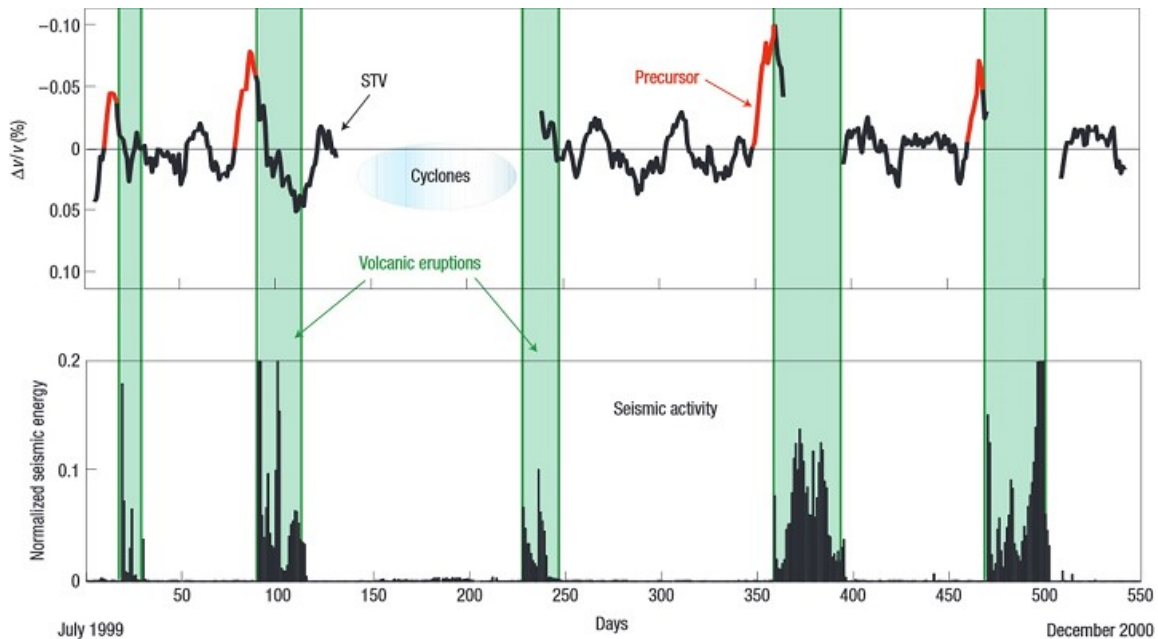


Figura 16. Evolución de las velocidades relativas del volcán Piton de la Fournaise en periodo de julio de 1999 a diciembre de 2000. (Arriba) las partes rojas de la curva indican un cambio de velocidad fuerte, las franjas verdes indican periodos de erupción. La curva de variación de velocidad parece predecir cuándo se acerca una erupción debido a los cambios de velocidad del medio. (Brenquier, 2016)

Brenquier (*et al.*, 2009) fueron unos de los primeros que presentaron un método de monitoreo en tiempo casi real del cambio de velocidades del medio circundante al volcán Piton de la Fournaise, a partir de ruido sísmico y utilizando el método MWCS. En este estudio se utilizaron 18 meses de registro de ruido sísmico, se construyó una función de correlación de referencia y con esta se comparó una función de correlación de 10 días de duración. En otras palabras, la función de correlación de referencia, que es el comportamiento promedio de un largo periodo de tiempo del medio, y la función de 10 días apilados se comparan para poder determinar las diferencias entre ellas. Al comparar una ventana móvil de 10 días con paso de un día, se puede recuperar una función que describe cómo cambia la velocidad con respecto al tiempo. En la Figura 16 se muestra una gráfica obtenida donde la velocidad relativa disminuye previamente a una intensa actividad volcánica (ej. erupciones y sismicidad), lo que se puede interpretar como un

precursor a los eventos mayores del volcán (franjitas verdes). El autor sugiere que la disminución de la velocidad puede deberse al aumento del número de heterogeneidades (porosidad, fallas, fracturas) por un aumento en el estado de esfuerzos del medio como consecuencia al aumento de presión en la cámara magmática previa a una explosión.

Existen varios estudios sobre las variaciones de velocidad debidas a activada volcánica (Budi-Santoso et al., 2016; Donaldson et al., 2017, Machacca-Puma et al., 2019; Obermann et al., 2013). Lesage (et al. 2014) utilizó 15 años de registros sísmicos continuos de una red de 10 estaciones sísmicas instaladas en el volcán de Colima. Con estos, se estimaron variaciones de velocidad sísmica relacionadas a efectos ambientales como pequeñas variaciones de corta duración y fuertes variaciones (2.6%), debidas a eventos tectónicos regionales, las cuales fueron localizadas (Fig. 17) en la parte más somera de la estructura del volcán (< 800 m). La resolución temporal de estas variaciones indica que estas disminuciones abruptas en la velocidad de ondas sísmicas pudieron haber ocurrido durante el paso de las ondas sísmicas generadas por el evento tectónico. Se sugiere que estos cambios de velocidad son debidos a que el material está poco consolidado y permitiendo que el suelo se “ablande”.

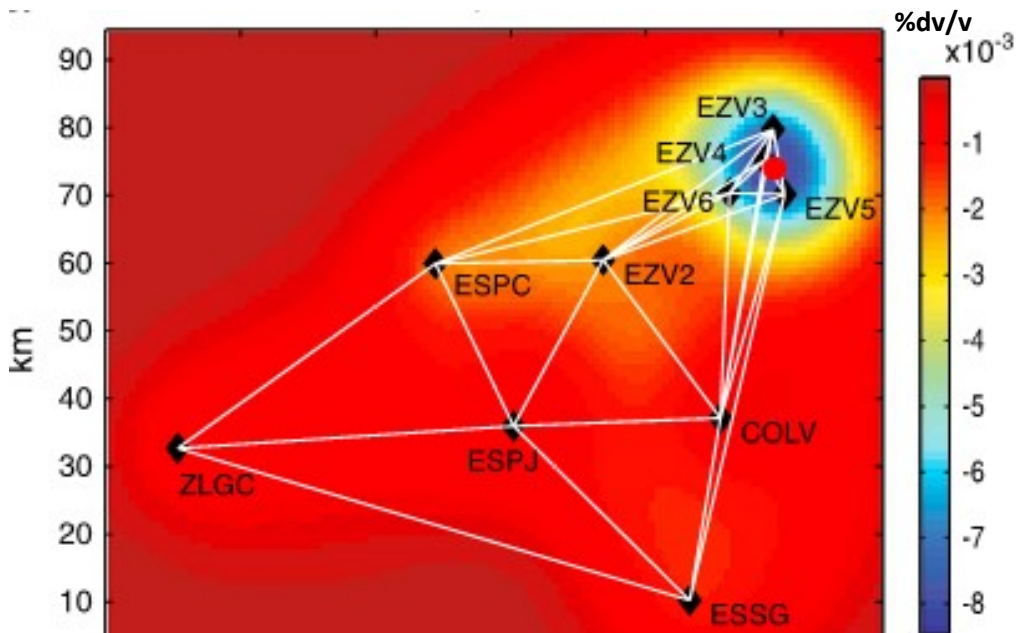


Figura 17. Mapa de variación de velocidad. Las estaciones sísmicas son indicadas por rombos negros. El cráter del volcán corresponde al círculo rojo. Las trayectorias entre pares de estaciones están señaladas por las líneas blancas. Lesage et al., 2014

3.5 Tomografía de ondas superficiales

Ya que las ondas superficiales tienen mayor contribución en la coda de la función de Green, esta también presenta un carácter dispersivo, es decir, la velocidad de estas depende de su frecuencia (Levshin, 1989). A consecuencia de esta dependencia de la velocidad y la frecuencia, un paquete de ondas tiene una velocidad de fase y una velocidad de grupo, la velocidad de grupo es la velocidad a la que viaja todo el paquete de ondas y la velocidad de fase es la velocidad a la que viaja cada onda con cierta frecuencia. Debido a esto, es posible “separar” las diferentes frecuencias de un registro de onda superficial mediante el filtrado a diferentes bandas de frecuencias estrechas (Heisey, 1982), en otras palabras, se determina la velocidad de grupo del paquete de ondas en la banda de frecuencias deseadas mediante el trazo de una curva que sigue la máxima amplitud de cada paquete, generando así una curva de dispersión. La curva de dispersión indica la forma en la que se dispersan las ondas debido a su velocidad y frecuencia. Aunado a esto, ya que la frecuencia y la velocidad de las ondas están estrechamente relacionadas con la longitud de onda, el alcance a profundidad de un paquete de onda superficial depende de su frecuencia, es decir, mientras la profundidad de alcance de la onda aumenta o disminuye con respecto al inverso de su frecuencia.

Es posible realizar una tomografía de ondas de dispersión a partir de las curvas de dispersión obtenidas de las FG de una red de estaciones. El método de inversión puede ser revisado a detalle en Stein & Wysession (2003). La inversión se basa en la expresión

$$t_i^{obs} = \frac{L_i}{v_i(t)}$$

En donde t_i^{obs} es el tiempo de viaje observado entre el i -ésimo par de estaciones, L_i es la longitud recorrida L del i -ésimo rayo o trayectoria y v_i es la velocidad promedio. Conociendo la distancia entre estaciones y la velocidad de cada paquete de onda se puede calcular el tiempo observado. Posteriormente, para poder generar un modelo de velocidades, se discretiza el espacio en k celdas o nodos y con esto se puede generar un modelo invertible, por ejemplo

$$t_i^{obs} = \sum_{k=1}^n \frac{1}{v_i(t)} L_{ik} = \sum_{k=1}^n S_i L_{ik}$$

Donde S_i es el inverso de la velocidad o lentitud y L_{ik} es la trayectoria discretizada en las celdas por las que cruza. Esto tiene la forma general de una ecuación lineal $d = Gm$ donde d son los datos y lo que se desea conocer es la lentitud $S_i = m$ mediante la solución de esta ecuación por mínimos cuadrados en forma matricial (Tarantola, 1987)

$$m = (G^t G)^{-1} G^t d$$

Lo que se busca con esta ecuación es reducir el error que existe entre los valores observados y los calculados estimando el modelo $m = S_i$ a partir de $L_{ik} = G$. Debido a que existen celdas en las que ningún rayo atraviesa y existen otras en las que atraviesan un gran número de rayos el sistema de ecuaciones es sobredeterminado en algunos casos y subdeterminado en otros. Para poder resolver esta problemática se añade un factor de amortiguamiento a la ecuación

$$m = (G^t G - \varepsilon^2)^{-1} G^t d$$

Cuando el amortiguamiento es muy grande, la parte subdeterminada domina la solución del modelo ya que, de forma indirecta, generando una mala estimación de celdas que contienen mucha información y añadiendo error. Por otro lado, si el amortiguamiento es muy pequeño, las celdas con mucha información serán muy bien resueltas pero las subdeterminadas tendrán mucho error. En cierto modo, Ese factor indica qué tanto peso se le da a la parte subdeterminada o sobredeterminada.

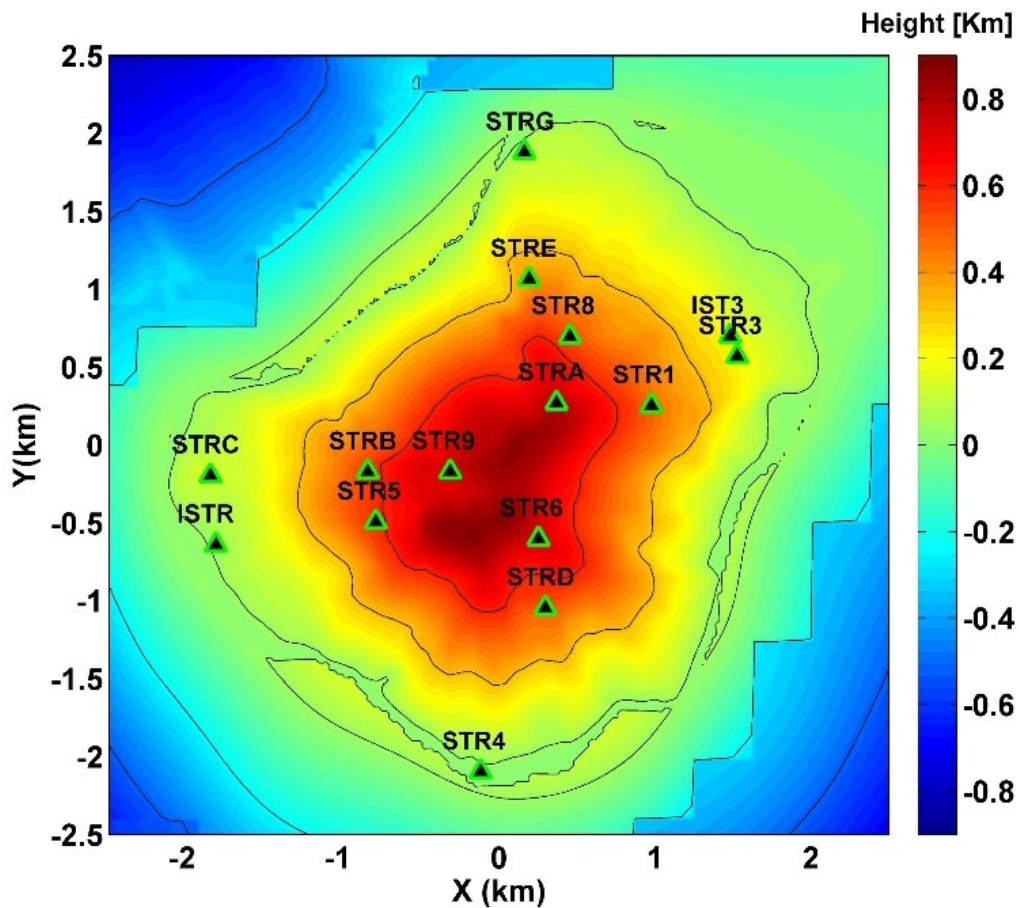
También puede añadirse un factor que suaviza la solución general, es decir, la solución de una celda en particular depende de las soluciones de celdas cercanas, para que la solución general sea más suave. A este factor se le llama “smoothing” o suavizado y se añade a la ecuación como un factor de peso W_m . El factor W_e añade un peso mayor a aquejas observaciones que contribuyen mínimamente al error total.

$$m = \langle m \rangle + (G^t W_e G + \varepsilon^2 W_m)^{-1} G^t W_e (d - \langle m \rangle)$$

4 Base de datos

4.1 Registros sísmicos disponibles

En este trabajo se utilizó la base de datos de la red sísmica instalada en el volcán Stromboli (Figura 18) que comprende el periodo del primero de enero de 2010 al 31 de diciembre de 2013. El estudio se realizó con la información registrada por 16 estaciones de banda ancha durante los 4 años. Este periodo de tiempo ha sido seleccionado debido a que la mayoría de las estaciones se encontraban en funcionamiento. La distancia máxima entre estaciones es de casi 4 km y la mínima es de 300 m aproximadamente. En la Figura 19 se muestra la información disponible durante este periodo de tiempo. Los espacios en blanco corresponden los lapsos donde no existe información para cada estación y los espacios en rojo donde sí existe información registrada. En algunas



temporadas la información existente fue escasa lo cual repercute en el análisis de variación de velocidad ya que depende de la información existente diaria. En el caso de la tomografía de ruido sísmico, la información existente no repercute de manera significativa pero la profundidad de investigación está limitada por la distancia entre estaciones.

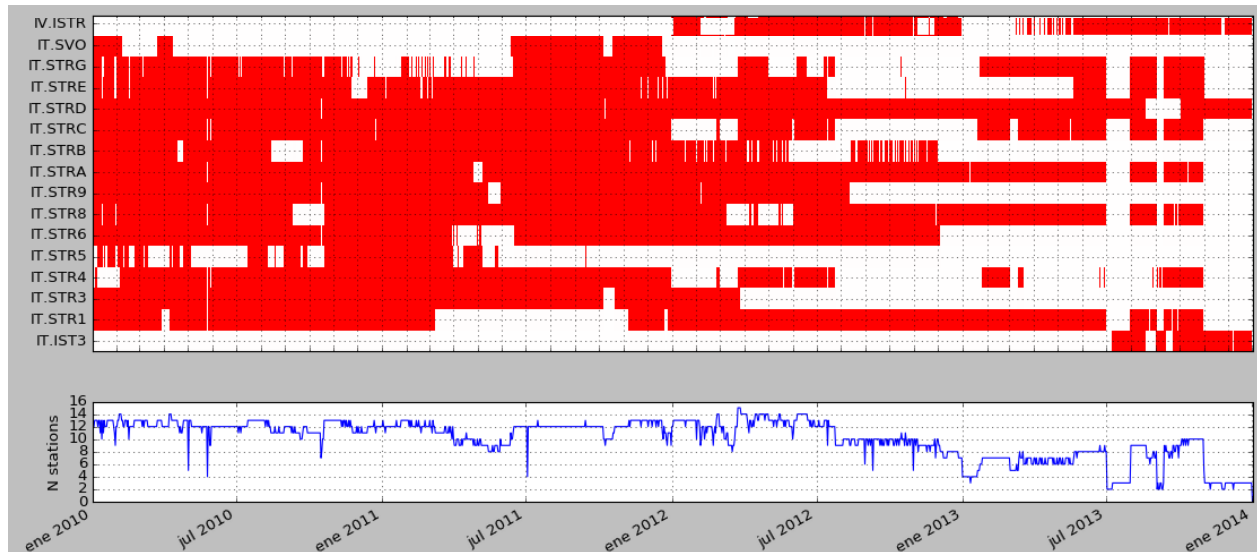


Figura 19. Información disponible en la red sísmica. (Arriba) Los espacios en blanco indican falta de información. (Abajo) Número de estaciones disponibles con respecto al tiempo.

4.2 Parámetros vulcanológicos disponibles

Para poder comparar las variaciones de velocidad con la actividad volcánica, se realizó una recopilación de datos desde los boletines sobre la actividad del volcán Stromboli que publica el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Se utilizaron los boletines semanales en donde se publica la información diaria acerca de la amplitud de tremor, cantidad de eventos VLP por hora, amplitud de VLP, deslizamientos de material expulsado, eventos explosivos particulares y eventos VT. Los deslizamientos y VLP por hora se reportan como un número promedio por día. También se pudo recabar la información del flujo promedio diario de CO₂ medido en la cima del volcán (Pizzo) (Inguaggiato *et al.*, 2018). En la Figura 20 se reportan estos parámetros, muestreados con una frecuencia de un dato por día, durante los 4 años del estudio. La información

faltante de flujo de CO₂ fue interpolada con una función polinómica cúbica, siguiendo el comportamiento de la curva. También se le realizó una media móvil de 5 días; razón que se discutirá en la sección 5.5.1 del presente texto. Es posible observar que hay correlación entre la amplitud de tremor, la cantidad de eventos VLP y el flujo de CO₂ en diferentes intervalos de las series de tiempo lo cual se asocia a variaciones en la actividad volcánica.

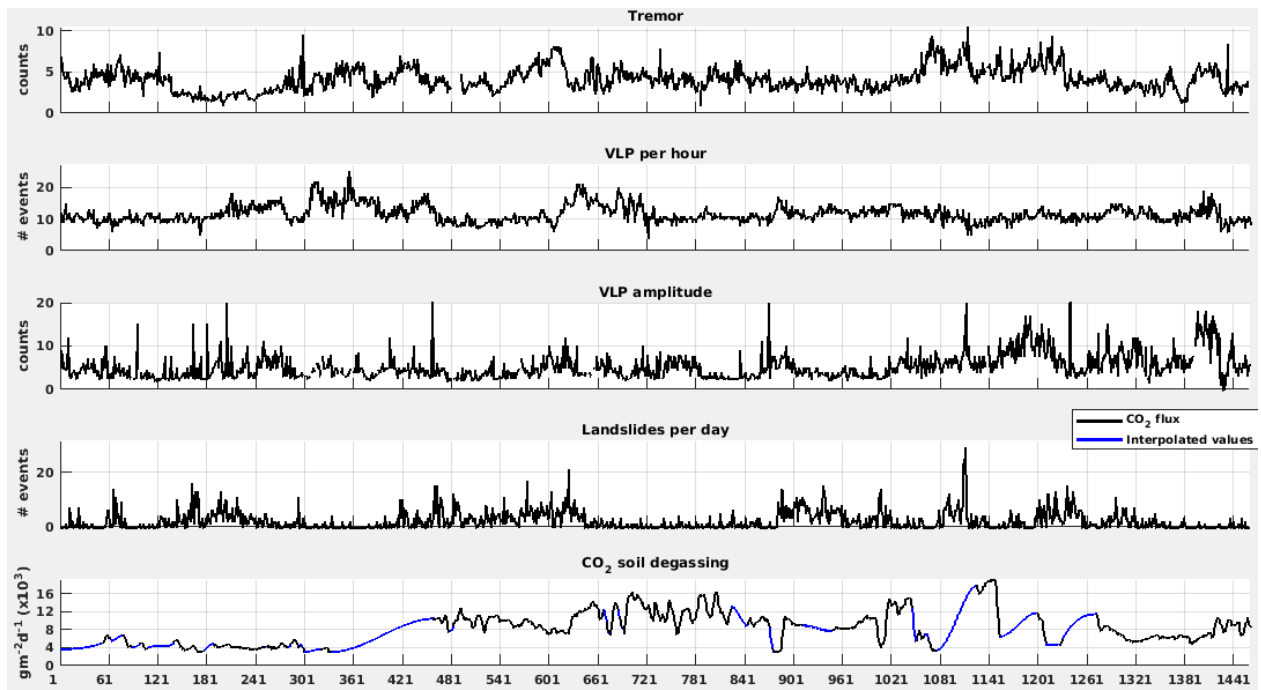


Figura 20. Parámetros vulcanológicos. En orden descendente: Amplitud de tremor, Eventos VLP por hora, Amplitud de VLP, Deslizamientos de material, Flujo de CO₂. Los tramos azules en el flujo de CO₂ son datos interpolados siguiendo el comportamiento de la curva. Parece existir una relación entre la amplitud de tremor (partes en azul), los eventos VLP por hora y el flujo de CO₂.

5 Preproceso y proceso de datos sísmicos

Se pretende medir variaciones temporales de velocidad sísmica mediante el análisis de estos registros sísmicos continuos. No se removió la respuesta instrumental ya que todas las estaciones cuentan con el mismo sensor. Para lograr esto se ha utilizado el software MSnoise (Lecoq *et al*, 2014). Este programa utiliza una base de datos estructurada de la cual se tomaron los registros de cada par de estaciones para formar ventanas continuas de un día de duración, posteriormente fueron decimadas a 20 Hz y se les aplicó un filtro entre 0.1 y 8 Hz. Cada registro de un día fue separado en 24 secciones de una hora. Para realizar la correlación, las secciones de una hora fueron normalizadas a 3 veces el valor cuadrático medio, se les aplicó un blanqueamiento espectral y por último se realizó la correlación por cada hora. Por último, teniendo 24 correlaciones de 1 hora, estas son apiladas para resaltar la señal coherente y este proceso es repetido para cada día y cada par de estaciones. Este pre-proceso está basado en la técnica propuesta por Bensen (2007) que describe los pasos para efectuar una correlación cruzada de ruido sísmico.

Una vez obtenidas todas las funciones de correlación por día por par de estación, se realizan los apilamientos necesarios para obtener las FG de referencia y las FG a comparar. Para las funciones de referencia se apilaron todas las FG existentes (35,041 FG en un caso ideal ya que ninguna estación tenía el registro de los 4 años completo) por par de estaciones. Se realizaron apilamientos con ventanas móviles de 3, 5 y 10 FG diarias para generar las FG a comparar y estudiar la estabilidad del proceso de comparación. Por ejemplo, para la FG a comparar de 3, 5 y 10 días de apilado del día 400 juliano, es la suma de las FG del día 398 al 400, del día 396 al 400 y del día 391 al 400 respectivamente. Por último, para cada par de estaciones se realizó el análisis MWCS entre cada FG a comparar y la FG de referencia de esa trayectoria. Este análisis se realiza en la parte de la coda de la FG, donde se desea estimar estas variaciones. El inicio y el término de la ventana considerada como coda son definidos por el usuario en segundos, por lo tanto, es importante tener un conocimiento profundo de los datos a utilizar. Ya que las estaciones que se utilizan en este estudio no superan los 3 km de separación, la comparación de fase de las codas fue realizada en bandas de frecuencia estrechas centradas a 0.5, 1, 2, 3, 4 Hz. Se utilizaron estas frecuencias elevadas debido

a las distancias tan cortas entre estaciones que imposibilitan reconstruir las funciones de Green para periodos más largos.

5.1 Estabilidad del proceso

5.1.1 Apilado de función a comparar

Para estimar las variaciones de velocidad se comparan dos funciones: la función de referencia que es el apilado de todas las FG diarias y una FG que puede ser de sólo un día o el apilado de más días. Un mayor número de FG diarias apiladas permite reconstruir mejor la coda de esta función, pero el efecto de todos los días repercute en la estimación de variación de velocidad ya que genera un suavizado de los fenómenos que ocurren en menor cantidad de días que la ventana utilizada. Debido a que es importante estimar el número óptimo de FG diarias apiladas para obtener una función más estable y, al mismo tiempo, lo más representativa de los fenómenos transitorios, se intentó estimar qué tan diferentes son los apilados propuestos mediante el coeficiente de correlación para FG de 1, 5 y 10 días de apilados. El coeficiente de correlación fue calculado para cada FG a

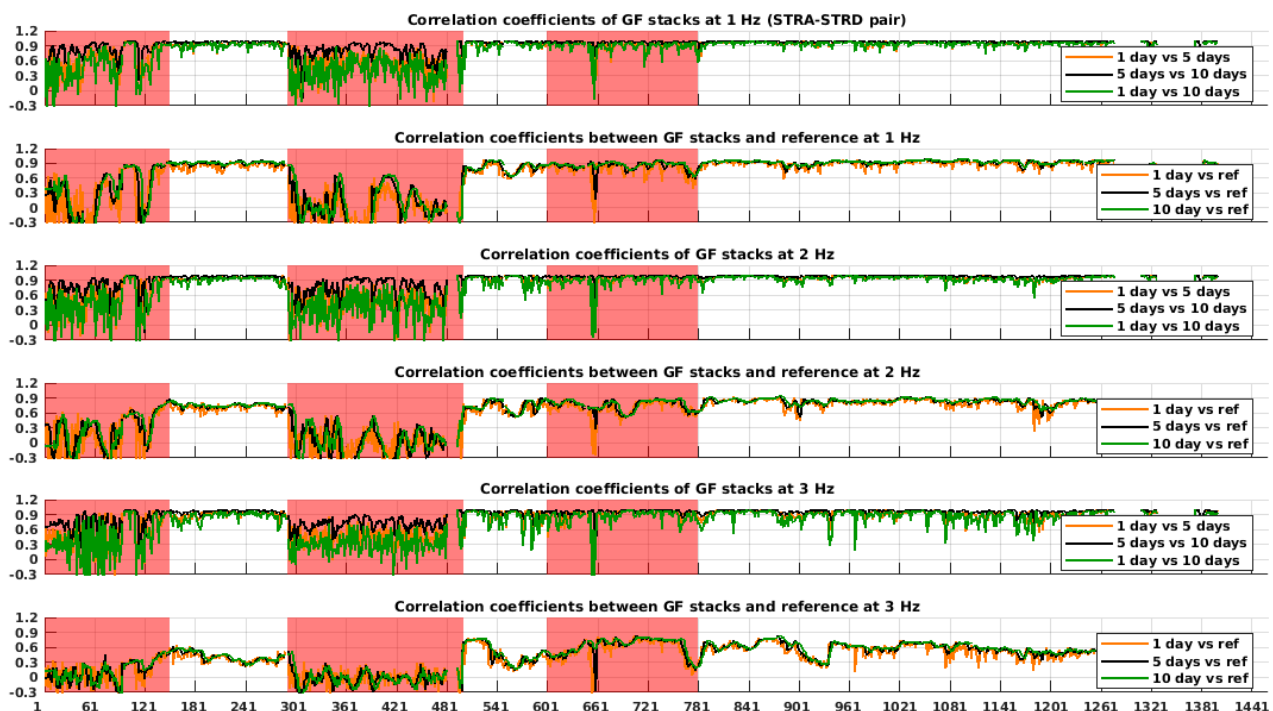


Figura 21. Coeficientes de correlación entre diferentes apilados. En orden descendente: coeficientes de correlación entre apilados a 1 Hz, Coeficientes de correlación entre los diferentes apilados y la FG de referencia, coeficientes de correlación entre apilados a 2 Hz, Coeficientes de correlación entre los diferentes apilados y la FG de referencia, coeficientes de correlación entre apilados a 3 Hz, Coeficientes de correlación entre los diferentes apilados y la FG de referencia.

comparar diaria durante los 4 años entre 1 vs 5 días de apilado, 1 vs 10 días de apilado y 5 vs 10 días de apilado. También fue calculado el coeficiente de correlación entre cada apilado y la función de referencia para comparar el comportamiento de los diferentes apilados con respecto a la de referencia. Esta prueba se realizó para señales filtradas a 1, 2 y 3 Hz. En la Figura 21 se muestran las gráficas de estos coeficientes, resaltando en color rosa los lapsos donde los coeficientes disminuyen en valor. En general todos son cercanos a 1 y las curvas dv/v guardan bastante coherencia por lo que estas se enciman y no se pueden distinguir. Los valores bajos de correlación pueden deberse a la actividad intensa reportada anteriormente en los parámetros vulcanológicos (Fig. 20) donde ocurrieron perturbaciones del sistema muy amplias en tiempos muy cortos. Nótese que en todos los casos las curvas de coeficientes siguen la misma forma (incluso los coeficientes entre los apilados y la FG de referencia) por lo que puede asumirse que el número de días apilados considerados no genera mucha variabilidad al momento de realizar la estimación de variación de velocidad. Aunque todas parecen ser una buena opción, se optó por utilizar un apilado de 5 días para generar las FG a comparar ya que, en general, esta tiene un mayor coeficiente de correlación con las demás y permite conservar un nivel de resolución temporal aceptable para discriminar los efectos que se desean estudiar.

5.1.2 Lag dinámico y lag estático

Como se ha señalado antes, las variaciones de velocidad son estimadas a partir de comparar las codas de las FG (causal y anticausal). Por esto es necesario proponer un intervalo de tiempo en donde inicie y termine la coda de las FG. El inicio de este intervalo normalmente está en función de la velocidad de ondas balísticas y la distancia entre estaciones a lo que se le llama un “Lag dinámico” y varía dependiendo del par de estaciones. Por otro lado, si la distancia entre estaciones es muy corta, en el código MSnoise se propone la posibilidad de usar el mismo intervalo de tiempo para todas las FG a lo cual se le conoce como “Lag estático”. En la figura 22 se muestra los dos tipos de lag y los efectos sobre la estimación de la variación de velocidad. La grafica izquierda muestra las FG de referencia con respecto a la distancia entre estaciones en donde se observa que la distancia mínima entre estas es de menos de 500 metros y la máxima es

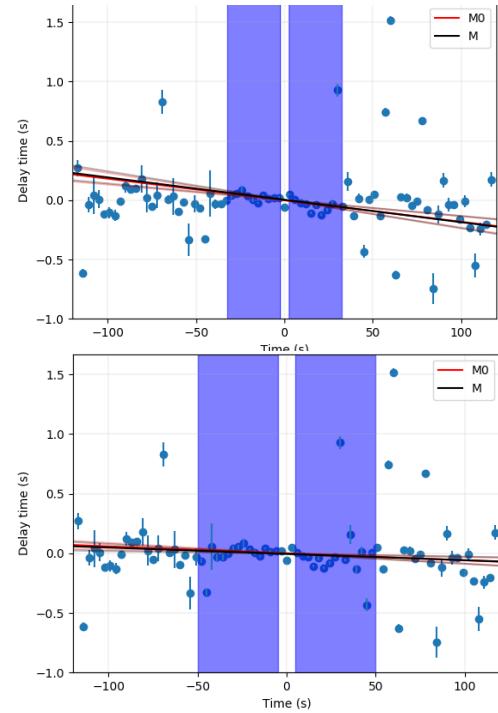
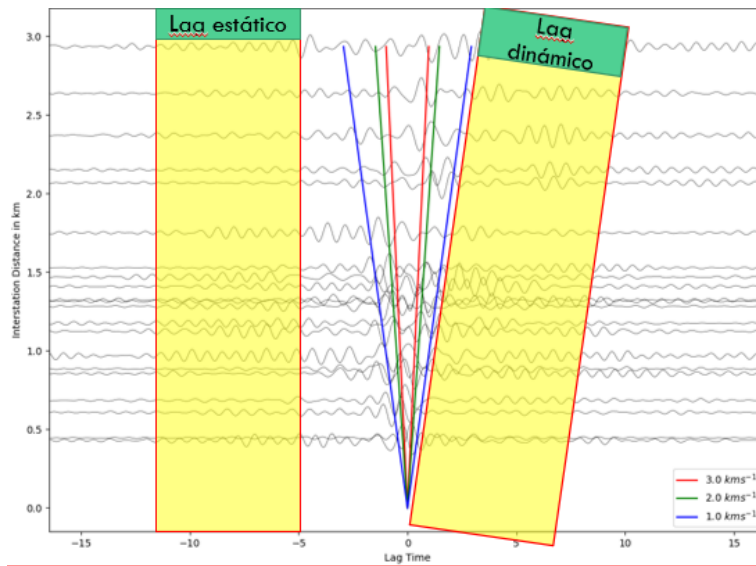


Figura 22. (Izquierda) Tipos de lag que pueden ser utilizados para las estimaciones de %dv/v. (Derecha arriba) estimación con lag dinámico para un día. (Derecha abajo) estimación con lag estático para el mismo día. Es posible observar que hay un mejor ajuste de los datos si se toma en cuenta un lag estático y se toma una mayor cantidad de puntos calculados con el análisis MWCS

de casi 3 kilómetros. El rectángulo vertical amarillo en la izquierda muestra el esquema de selección de la ventana correspondiente a la coda de la FG con un “Lag estático” y el de la derecha indica los intervalos para un “Lag dinámico”. En la Figura superior derecha se muestra la estimación de la variación de velocidad para un día con un lag dinámico estrecho (25 s de duración) y en la inferior derecha un lag estático más ancho (45 s). Se puede observar que el ajuste es diferente para ambos por lo que es necesario determinar cuál es el mejor lag que puede ser utilizado y qué tanto cambia de uno a otro. Se realizó una prueba de estabilidad para 4 tipos diferentes de ventanas. Un lag estático entre 5 y 50 s propuesto por la cercanía de las estaciones, un lag dinámico considerando una velocidad de 0.5 km/s con un ancho de ventana de 45 s, un lag dinámico a una velocidad de 1 km/s y un lag dinámico a 0.5 km/s y retrasado 5 con respecto al cero de la función de correlación con el motivo de evitar las ondas balísticas si existiese una pobre estimación de la velocidad. En la figura 23 se muestra el promedio de todas las curvas de variación de todos los pares de estaciones para cada lag propuesto: el lag estático (stk, Fig. 23A) lag dinámico a 1 km/s (d1, Fig. 23B), lag dinámico a 0.5 km/s (d5 Fig. 23C)

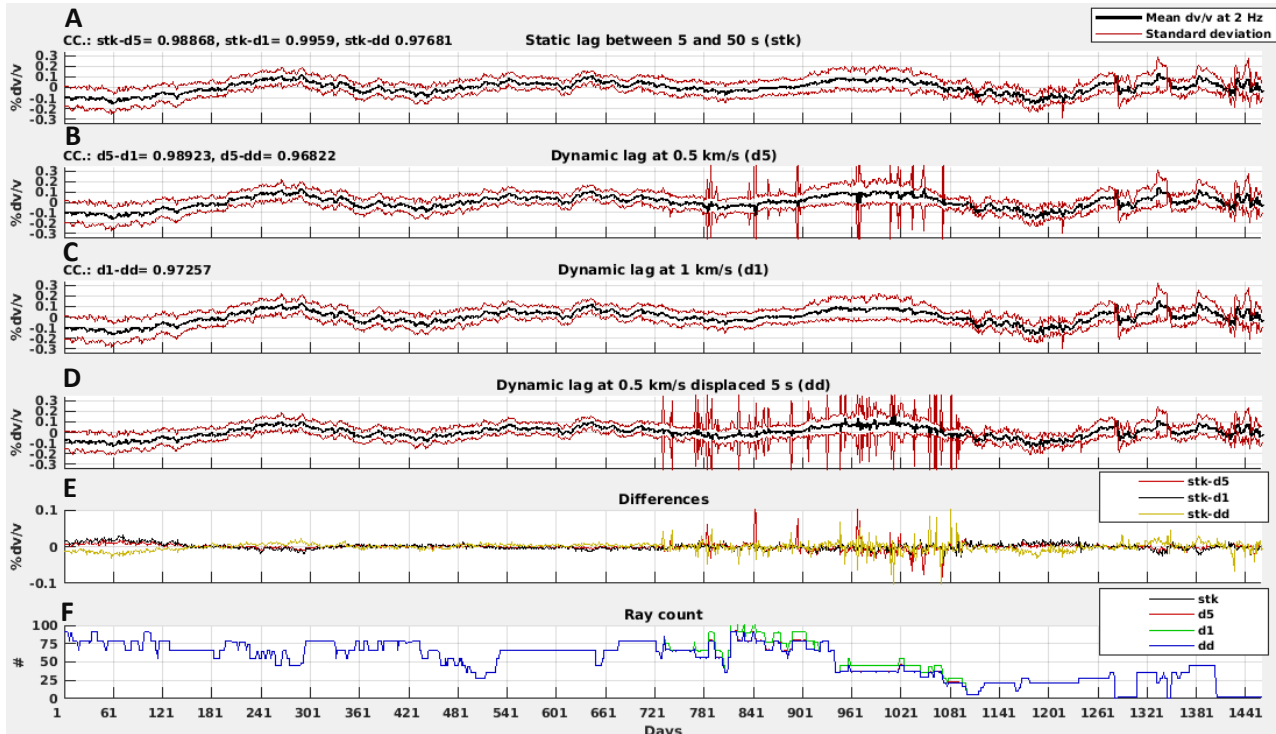


Figura 23. Prueba de estabilidad de lag. En orden descendente 1) lag estático, 2) lag dinámico a 0.5 km/s, 3) lag dinámico a 1 km/s, 4) lag dinámico desplazado, 5) diferencias entre las curvas superiores, 6) número de pares estimados por día.

y el *lag* dinámico desplazado (*dd*) (Fig. 23.D). Se calculó el coeficiente de correlación entre las curvas de variación de cada ventana de *lag* propuesta para saber su parecido. Sobre cada gráfica *dv/v* promedio aparece el coeficiente de correlación de esta misma con las inferiores. También se realizó la diferencia entre los 4 diferentes tipos de *lag* (Fig. 23E) tomando como referencia la curva estática “*stk*” para conocer la diferencia general de las estimaciones de variación de velocidad. Por último, en la Figura 23F se muestra la cantidad de rayos existentes en cada día estimado ya que, en algunos casos, aunque existe la información, la estimación no es realizada debido a que las codas de las FG a comparar y de referencia son muy distintas y su coeficiente de coherencia es menor a 0.65 lo cual da lugar a estimaciones erróneas de las variaciones de velocidad.

A partir de esta prueba, se pudo observar que entre el *lag* “*stk*” y “*d1*” guardan una buena correlación y presentan menor diferencia de estimación. Los *lags* “*d5*” y “*dd*” presentan mayor variabilidad con respecto a todas las demás y la cantidad de información disminuye en gran medida en algunas partes del año. Debido a esto, a que por la distancia entre estaciones es pequeña, a que el *lag* “*stk*” y “*d1*” son muy parecidos y que

se considera más estable tomar en cuenta una velocidad de propagación de ondas balísticas para discriminar la parte no correspondiente a la coda de las FG, se utilizó un lag dinámico a 1 km/s para los resultados finales. En esta figura sólo se muestran los resultados para una frecuencia de análisis de 2 Hz pero se observó el mismo comportamiento en las curvas calculadas en los otros rangos de frecuencia utilizados (0.5, 1, 3 y 4 Hz).

6 Resultados

Gracias a la optimización del procesado y el procesamiento de los registros sísmicos continuos de los cuatro años (2010-2013) en el volcán Stromboli y a la recolección de la información acerca de la actividad del volcán se pudo obtener la siguiente información:

- 1) Una base de datos de FG de referencia y FG diarias entre todos los pares de estaciones en el rango de frecuencias 0.5-4 Hz.
- 2) Las curvas de variación temporal de velocidad sísmica (dv/v) para cada par de estaciones comparando, con el método MWCS, la coda de la FG referencia con la coda de la FG de 5 días apilados.
- 3) El comportamiento con respecto al tiempo de la cantidad de eventos VLP por hora, amplitud de VLP promedio de cada día, amplitud de tremor promedio de cada día, número de eventos de deslizamiento de material en los flancos del volcán y flujo de CO₂ en la cima (Fossa) del volcán

Esta información también nos permitió reconstruir la estructura somera del edificio volcánico. Con la ayuda de los parámetros vulcanológicos se analizó la relación entre las variaciones de las curvas dv/v y los diferentes fenómenos vulcanológicos y sísmicos del lugar. Finalmente, se realizaron regionalizaciones o tomogramas de las variaciones de velocidad para estudiar la respuesta de la estructura a estos fenómenos observados.

6.1 Curvas de dispersión

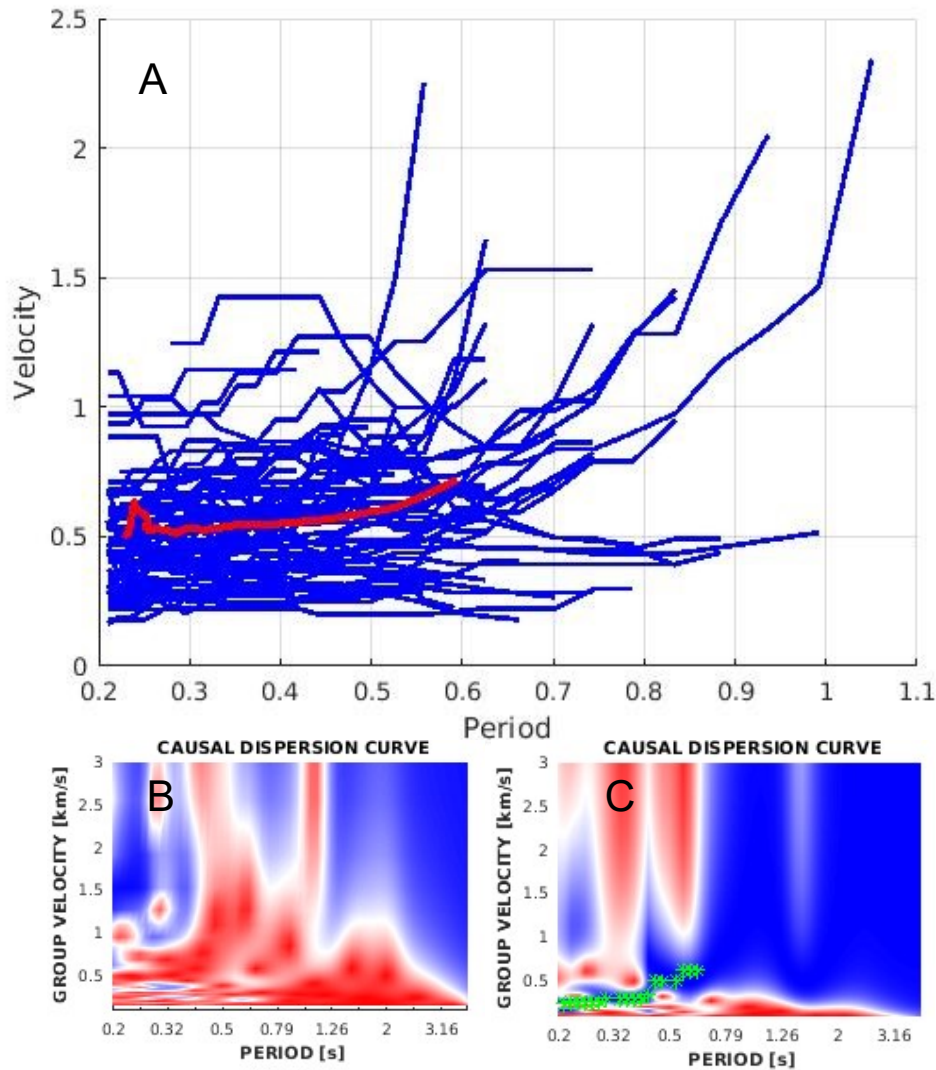


Figura 24. A) Curvas de dispersión obtenidas a partir de las FG de referencia de todos los pares de estaciones; la línea roja indica la curva de dispersión promedio. B) Diagrama de energía entre estaciones STR1-STR5 (1.9 km de distancia) del cual no se pudo realizar picado de curva de dispersión. C) Diagrama de energía de las estaciones STR1-STR3 (0.61 km de distancia).

Las curvas de dispersión (Fig. 24A) fueron realizadas utilizando el código Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP, Granados *et al*, 2019). Estas fueron picadas en la parte causal o anticausal de las funciones de Green dependiendo de dónde fuese mejor seguir la máxima energía (Fig. 24 B-C). Debido a la distancia entre estaciones, la información obtenida de la velocidad de grupo corresponde sólo al intervalo de periodo entre 0.3 y 0.8 segundos. La media de velocidad entre estas curvas de dispersión resultó entre 0.5 y 0.7

km/s aproximadamente. En la figura 24 se muestran las curvas de dispersión picadas para realizar la inversión tomográfica.

6.2 Tomografía de ondas superficiales

Para evaluar la capacidad de resolución de los datos y optimizar los parámetros necesarios para la tomografía de ondas superficiales se realizó la prueba de “tablero de ajedrez” (Zaho, 1992). Esta consiste en crear un modelo discretizado con celdas alternadas, como en un tablero de ajedrez, con dos valores de velocidad conocida, en este caso las velocidades son de 1.05 y 0.95 km/s y con este modelo generar datos sintéticos al calcular el tiempo de viaje de una onda cuya trayectoria es cada par de estaciones. Posteriormente, con estos mismos datos, se realiza una inversión para reconstruir el modelo inicial. La comparación entre el modelo invertido con los datos sintéticos y el modelo inicial permite optimizar la dimensión de las celdas para tener una inversión estable y con la mayor resolución posible en función de los datos disponibles. Si las celdas son demasiado pequeñas con respecto a la densidad de trayectorias, se obtendrá un modelo incapaz de resolver espacios entre trayectorias más grande que el tamaño de celda y con una resolución muy pequeña. Por otro lado, si la malla es muy gruesa, se pierden detalles o resolución de la inversión, es decir, no se podrán distinguir anomalías más pequeñas.

También es importante determinar la distribución de los valores de los elementos diagonales de la matriz de resolución, lo que permite evaluar el nivel de resolución de cada celda. Valores cercanos a 1 indican que los valores de velocidad en dicha celda estarán bien resueltos, valores cercanos a cero en los elementos diagonales de la matriz de resolución indican una mala resolución de las velocidades en la celda.

En la figura 25 se muestran las 2 pruebas de tablero de ajedrez realizadas para la distribución de estaciones en el volcán Stromboli utilizando celdas de 0.444 km y 0.615 km de lado. Al realizar estas pruebas, se observó que la malla de 0.444 km aunque se pueden detectar cuerpos más pequeños, su resolución no es tan buena comparada con la malla de 0.615 km. Se realizaron las 6 tomografías de ondas de grupo con ambas

mallas para frecuencias entre 1.25 a 3.33 Hz (Figura 26 1-6, Figura 26 1'-6') para determinar qué tanto afecta la diferencia en el tamaño de mallas.

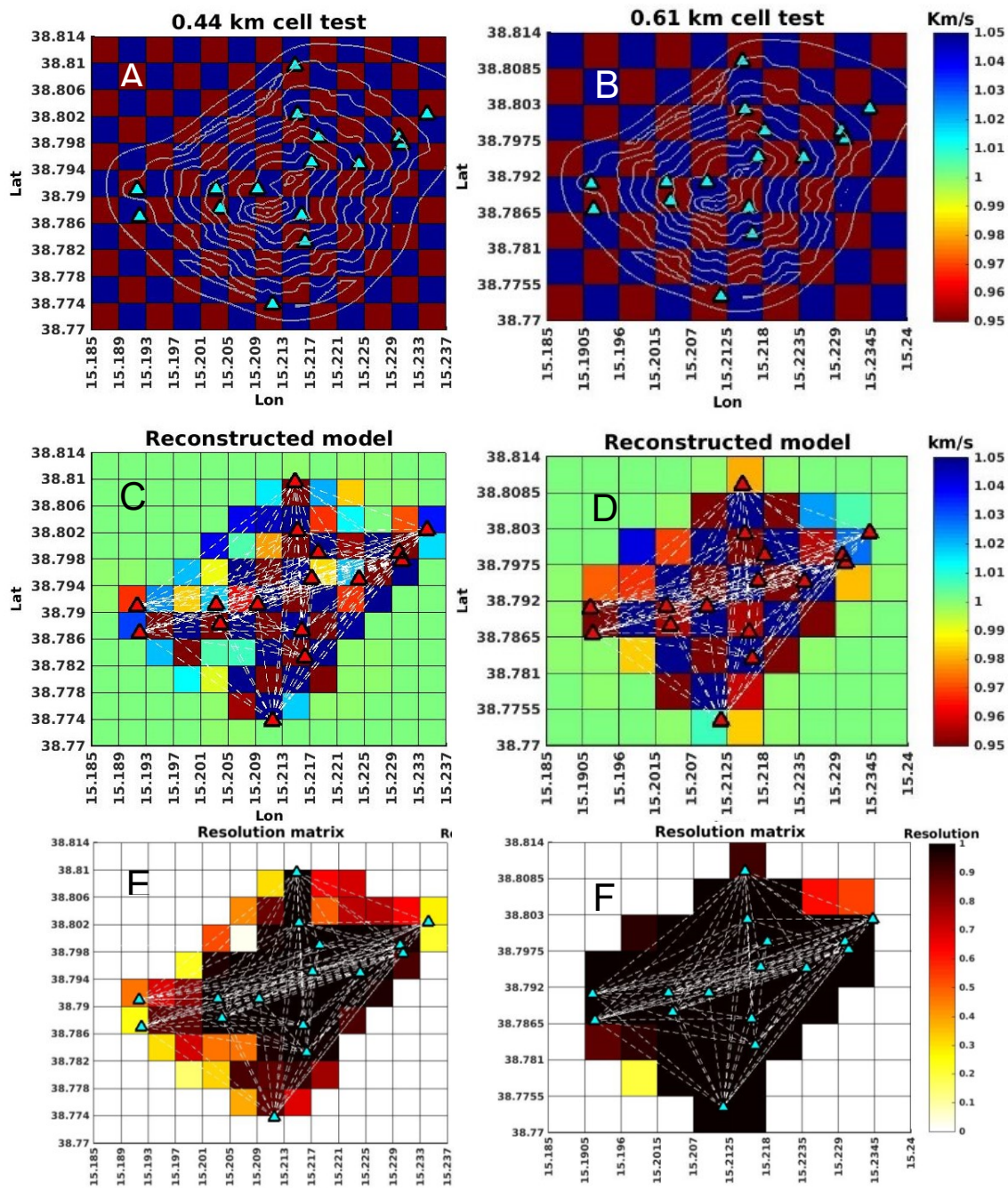


Figura 25. Prueba de tablero de ajedrez, A) y B) Modelo inicial con celdas de 0.44 km y 0.61 km de lado respectivamente, curvas de nivel con incrementos de 100 msnm (curvas grises) y distribución de estaciones (triángulos verdes). C) y D) modelo invertido con datos sintéticos generados con los modelos iniciales A y B respectivamente, distribución de estaciones (triángulos rojos) y trayectoria entre estaciones (líneas punteadas). E) y F) Matriz de resolución de modelos A y B respectivamente. Se observa mejor detalle con la malla A pero mejor resolución con la malla B.

De forma general, los tomogramas a frecuencias más altas refieren profundidades someras, mientras que para frecuencias más bajas tienen sensibilidad a las estructuras

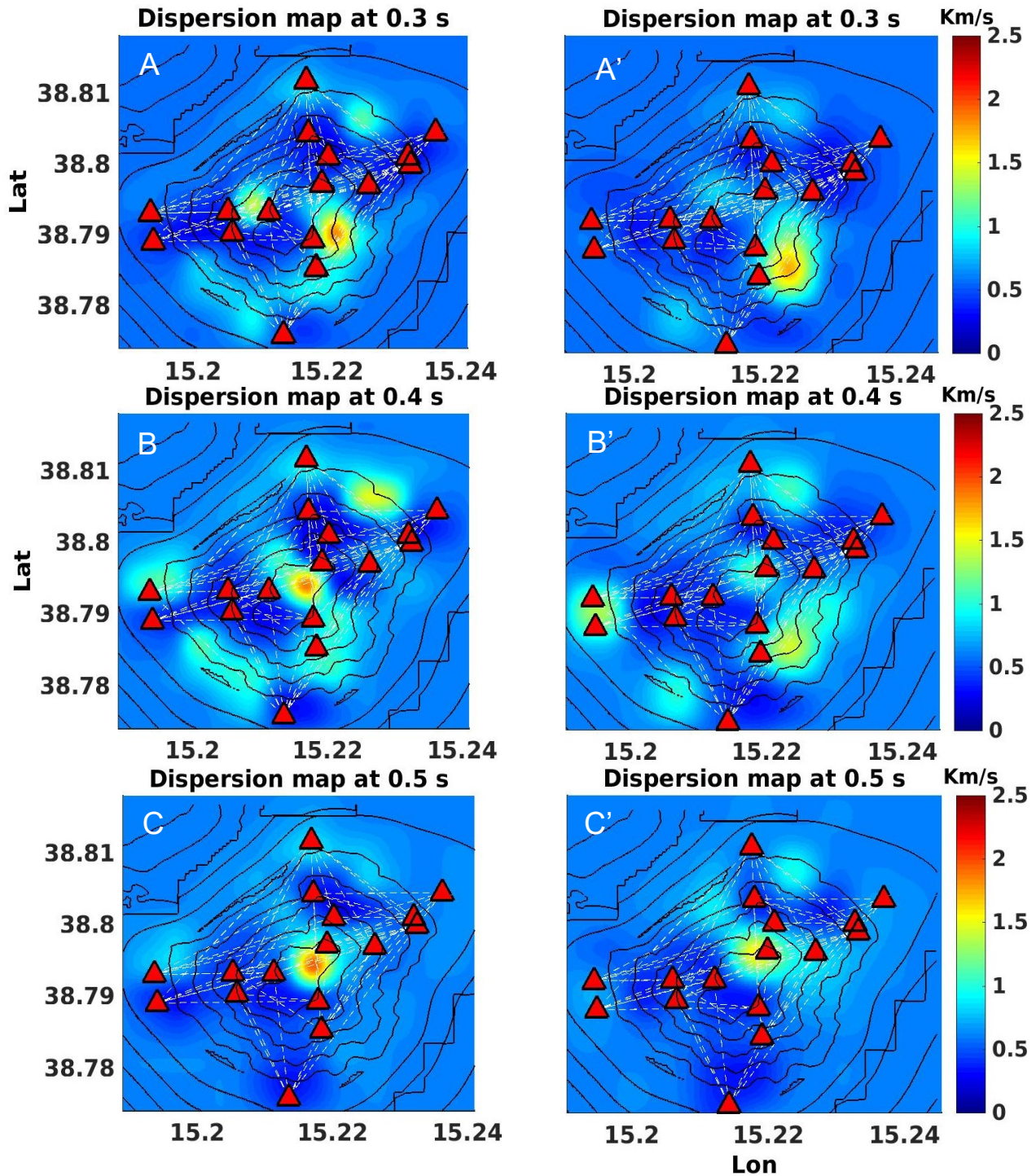


Figura 26. 1-3) corresponden a las tomografías realizadas con la malla de 0.44 km a periodos de 0.3, 0.4 y 0.5 s respectivamente. 1'-3') corresponden a las tomografías realizadas con la malla de 0.61 km. En todas las tomografías se presentan las curvas de nivel cada 100 msnm (curvas negras), la posición de las estaciones (triángulos rojos) y las trayectorias entre pares de estaciones (líneas punteadas). En el caso de ambas mallas se logran definir los mismos cuerpos con velocidades altas aunque debido a efectos del amortiguamiento y el suavizado en la inversión no son definidos con la misma velocidad. Debido a la diferencia del tamaño en las celdas de las mallas, algunas trayectorias pasan por celdas distintas que contribuyen a la información de celdas en distintas posiciones, generando un pequeño desfase en las posiciones en los cuerpos de las dos tomografías.

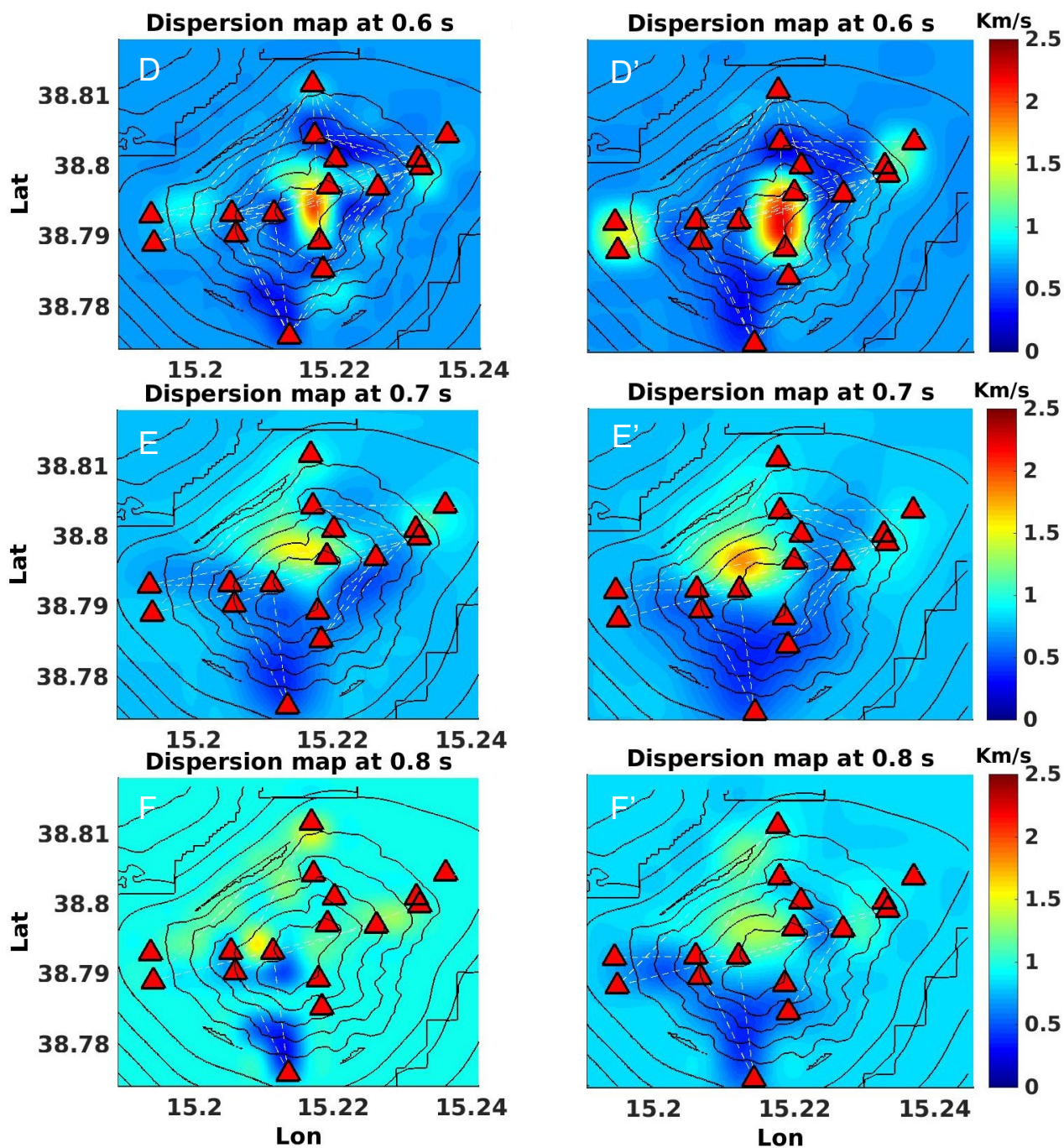


Figura 26. 4-6) corresponden a las tomografías realizadas con la malla de 0.44 km a periodos de 0.6, 0.7 y 0.8 s respectivamente. 4'-6') corresponden a las tomografías realizadas con la malla de 0.61 km a periodos de 0.6, 0.7 y 0.8 s respectivamente. En todas las tomografías se presentan las curvas de nivel cada 100 msnm (curvas negras), la posición de las estaciones (triángulos rojos) y las trayectorias entre pares de estaciones (líneas punteadas). En el caso de ambas mallas se logran definir los mismos cuerpos con velocidades altas aunque debido a efectos del amortiguamiento y el suavizado en la inversión no son definidos con la misma velocidad. Debido a la diferencia del tamaño en las celdas de las mallas, algunas trayectorias pasan por celdas distintas que contribuyen a la información de celdas en distintas posiciones, generando un pequeño desfase en las posiciones en los cuerpos de las dos tomografías.

más profundas. Los kernel de sensibilidad para el rango de frecuencias utilizadas en este estudio permiten asociar estructuras localizadas entre 50 y 400 m (Fig. 27) de profundidad (Modret *et al.*, 2019, Roux *et al.*, 2016).

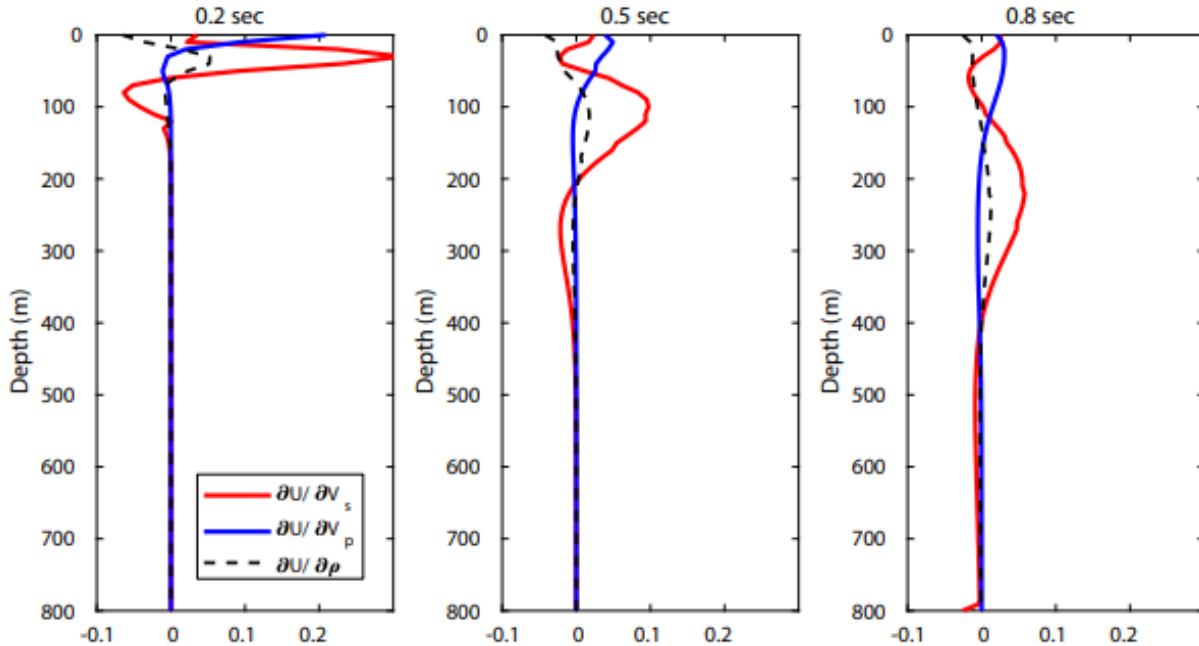


Figura 27. Kernel de sensibilidad a profundidad para velocidades de grupo a periodos de 0.2, 0.5 y 0.8 s. La curva roja representa la sensibilidad para ondas S, la línea azul representa la sensibilidad para ondas P. (modificado de Modret *et al.*, 2019).

En los tomogramas de velocidad de grupo es posible observar que la inversión con ambas mallas es muy similar con pequeñas diferencias en la velocidad y la forma de los cuerpos detectados por lo que ambos resultan útiles. A periodos cortos (0.3 s) se detecta una zona de alta velocidad en la parte sur y pequeñas anomalías de alta velocidad al suroeste y noreste del volcán (Fig. 26-1 y 26-1'). En el tomograma a periodo de 0.4 s (Fig. 26-2 y 26-2'), las anomalías al noreste y suroeste aumentan en tamaño y velocidad mientras que la anomalía al sur disminuye. Para 0.5 y 0.6 s (Fig. 26-3,4 y 26-3',4') presentan solamente una anomalía en la parte central, aparentemente donde se encuentra el cráter del volcán. El tomograma a 0.7 s (Fig. 26-5 y 26-5'), interesantemente, muestra una anomalía que coincide con la estructura de la Sciara del Fuoco y que se observa hasta 0.8 s (Fig. 26-6 y 26-6'),. Para las tomografías restantes, la escasez de datos obtenidos en las curvas de dispersión no permite resolver estructuras de forma confiable ya que la distancia entre estaciones es muy corta. Aun así, con la poca

información existente, es posible observar anomalías de alta velocidad en la misma parte central del cono volcánico pero un poco desplazadas hacia el noroeste.

6.3 Análisis de curvas dv/v

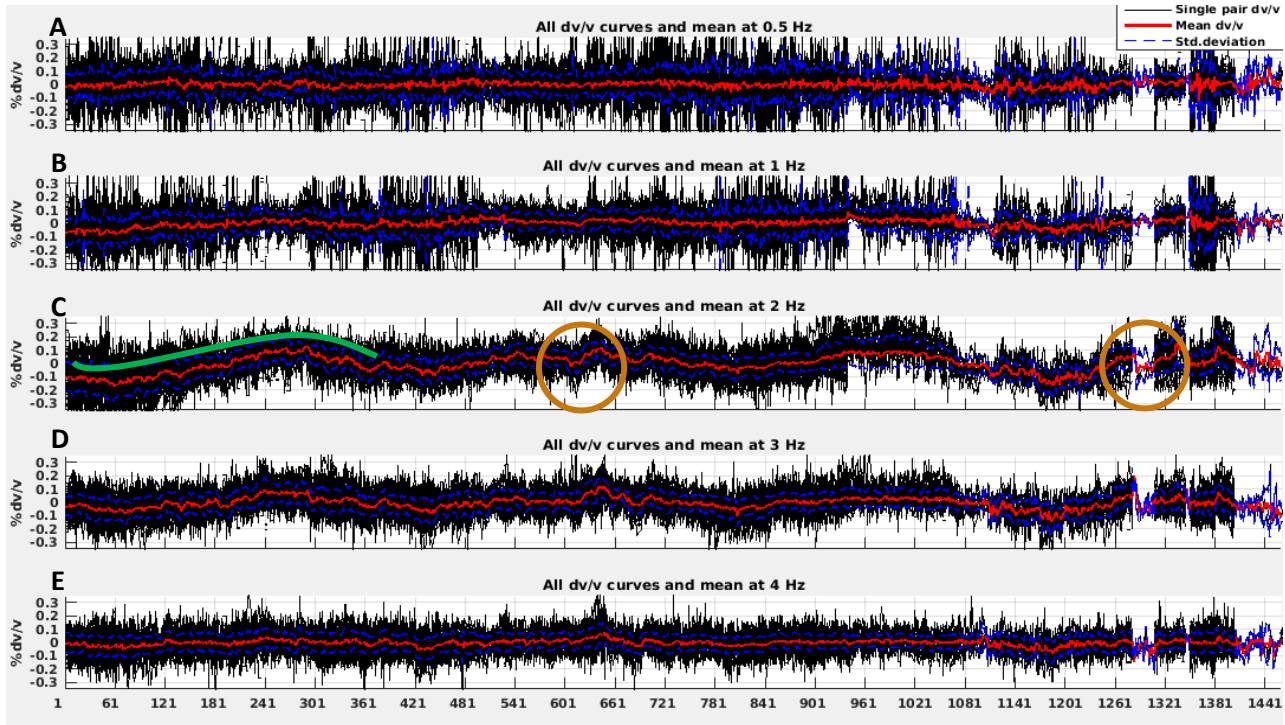


Figura 28. Curvas dv/v de cada par de estaciones (curvas negras), el promedio de todos los pares (curva roja) y su desviación estándar (curvas azules) a 0.5, 1, 2, 3, 4 Hz (A-E respectivamente). La curva verde en la figura c representa la tendencia cíclica de las curvas dv/v asociada a efectos estacionales.

Las curvas dv/v promedio se calcularon al promediar las curvas dv/v de cada par de estaciones disponible, en las cuales se pueden observar diferentes tipos de anomalías de diferentes amplitudes y frecuencias que pueden ser atribuidas a diferentes fenómenos. En la figura 28 se muestra un ejemplo de estas anomalías en las curvas dv/v a 0.5, 1, 2, 3, y 4 Hz de frecuencia. Por ejemplo, en la curva promedio a 2 Hz se ha indicado con una curva verde el comportamiento cíclico de anomalías que dura alrededor de 365 días que están relacionadas con un fenómeno estacional y otras de mayor frecuencia con duraciones de 20 días o menos indicadas con círculos anaranjados (figura 28c). Por otro lado, en la curva dv/v promedio a 0.5 Hz (Fig. 28a) no se observan estos efectos estacionales tan claramente y parece tener variaciones que tienen más altas frecuencias (menos días de duración) que la curva a 2 Hz. Para disminuir los efectos estacionales se

efectuó un filtro pasa altas a $1/100 \text{ días}^{-1}$ lo cual resalta las variaciones que tienen una longitud de onda menor, es decir, que no duran más de 100 días (Figura 29b y 29d). Las anomalías observables en las curvas dv/v también dependen de la frecuencia de análisis

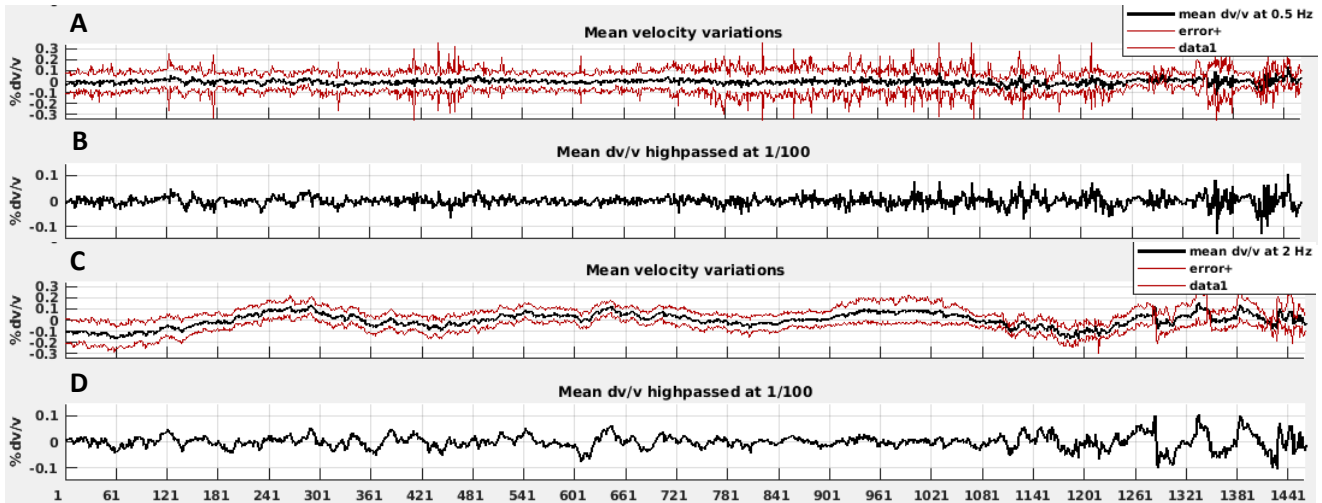


Figura 29. Filtrado de curvas de variación de velocidad promedio. A) curva de variación promedio a 0.5 Hz y B) misma curva a 0.5 Hz con filtro pasa altas a $1/100 \text{ día}^{-1}$. C) Curva dv/v promedio a 2 Hz y D) curva dv/v promedio filtrada a $1/100 \text{ día}^{-1}$. Para las variaciones a 2 Hz el filtrado resalta pequeñas variaciones que no podían distinguirse debido a la amplitud de los efectos estacionales.

a la cual se han calculado, por ejemplo, las anomalías en la curva dv/v promedio estimada a 0.5 Hz difieren en amplitud y frecuencia con respecto a las anomalías presentes en la curva promedio dv/v a 2 Hz. De hecho, las curvas dv/v promedio a 2 y 3 Hz muestran variaciones que coinciden con los intervalos donde los fenómenos vulcanológicos muestran cambios en la actividad volcánica. En la figura 28 se muestran las curvas dv/v promedio a 0.5 y 2 Hz sin filtros (Fig. 29A y 29C) y filtradas con un filtro pasa altas a $1/100 \text{ días}^{-1}$ (Fig. 29B y 29D) en donde se puede observar que las anomalías a 2 hz son más visibles, lo que podría indicar que el campo de ondas a esta frecuencia es más propenso a variaciones de velocidad en el medio. Debido a esto, las variaciones a 0.5, 1 o 4 hz son más difíciles de interpretar y, por lo tanto, se ha escogido el promedio de las curvas dv/v para ser comparadas con los parámetros vulcanológicos.

6.4 Relación entre curvas dv/v y parámetros vulcanológicos

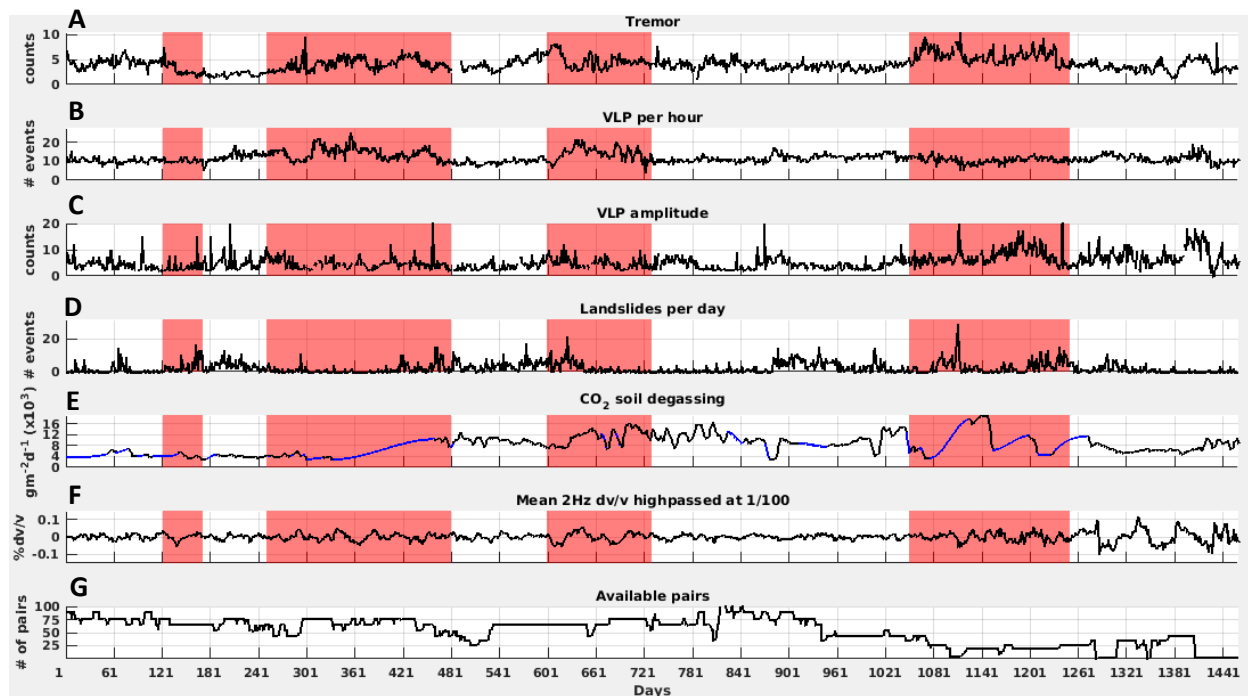


Figura 30. Comparación de la media de variaciones de velocidad a 2 Hz y la actividad volcánica. En orden descendente: Amplitud de tremor, Eventos VLP por hora, Amplitud de VLP, Deslizamientos de material, Flujo de CO₂, Variación de velocidad sísmica promedio a 2 Hz. Los tramos azules en el flujo de CO₂ son datos interpolados siguiendo el comportamiento de la curva. Los lapsos en donde se presume una relación entre la variación en parámetros volcánicos y las variaciones de velocidad (ventanas rojas).

Al comparar la curva dv/v promedio a 2 Hz con los parámetros vulcanológicos se observan diferentes anomalías que se asocian con una variación en la actividad normal del volcán. La curva dv/v promedio indica el comportamiento de las variaciones de velocidad en todas las trayectorias (por un incremento o disminución de las velocidades) lo que refleja una respuesta coherente e integral a la actividad del volcán en todo el medio. En la Figura 30, se ha marcado con rectángulos rojos las variaciones que más se asocian a cambios en la actividad del volcán; variaciones conformes con un incremento en la actividad del volcán. La primera ventana (días 120-170) indica una pequeña variación que puede ser relacionada con la amplitud de tremor y ocurrencia de avalanchas. La segunda ventana (días 250-480) corresponde al lapso en donde parece haber una correlación entre fuertes variaciones en la amplitud de tremor, número de eventos VLP, flujo de CO₂ y las anomalías en las curvas dv/v promedio a 2 Hz, aunque estas no son muy pronunciadas. La tercera ventana (día 600 a 730) es la utilizada para realizar las regionalizaciones de estas anomalías de velocidad debido a que hay la más completa y clara correlación entre la caída de amplitud de tremor, el aumento en eventos

VLP por hora, el aumento en deslizamientos de material y el aumento en el flujo de CO₂ con la disminución y el posterior aumento de la velocidad de ondas sísmicas. La cuarta ventana (días 1050-1230) señala una aparente relación entre los parámetros de amplitud de tremor, amplitud de VLP, deslizamientos de material, flujo de CO₂ y las anomalías en la curva dv/v pero la cantidad de datos disponibles en este lapso es muy pequeña por lo que no es confiable (Figura 30G), además de que parece marcar variaciones de velocidad cuando disminuye la cantidad de pares de estaciones (día 1195 aprox.). Como ya se ha mencionado anteriormente, el ejemplo más representativo de estas anomalías se encuentra en los días 600-740 (Figura 30) ya que las anomalías de velocidad se correlacionan con un cambio claro en la actividad del volcán y la cantidad de pares de estaciones con las que se estiman los valores dv/v permanece constante durante este lapso.

6.5 Tomogramas de variaciones de velocidad

Los tomogramas de variación de velocidad fueron realizados de una forma similar a las tomografías de ondas superficiales. Ya que se estiman valores relativos de velocidad, se utilizó un valor de referencia de 2 km/s de velocidad para realizar la inversión del tomograma. La velocidad con la cual se calcularon los tiempos de arribo se obtuvo al multiplicar la variación de velocidad relativa por la velocidad de referencia (2 km/s) y posteriormente sumándole este mismo valor. Esto proporciona velocidades que contienen perturbaciones correspondientes a la anomalía de velocidad del día en cuestión, por ejemplo, para un valor de variación relativa de 0.1%, la velocidad perturbada es de 2.02 km/s. Esto fue realizado para cada par de estaciones y, posteriormente, con estas velocidades, se calculan los tiempos de arribo para cada trayectoria. Por último, se procedió a realizar el mismo proceso de inversión utilizado en la tomografía de este trabajo. Una vez invertidos, los valores de velocidad fueron convertidos nuevamente en porcentajes de variación de velocidad al realizar el proceso inverso para obtener un modelo en términos de porcentaje, mostrando así las anomalías de velocidad en porcentaje (Figura 31 A1-E1, A2-E2).

Con el fin de obtener las variaciones de velocidad más estables los tomogramas se generaron usando valores promediados de 5 días, es decir, por ejemplo, para el

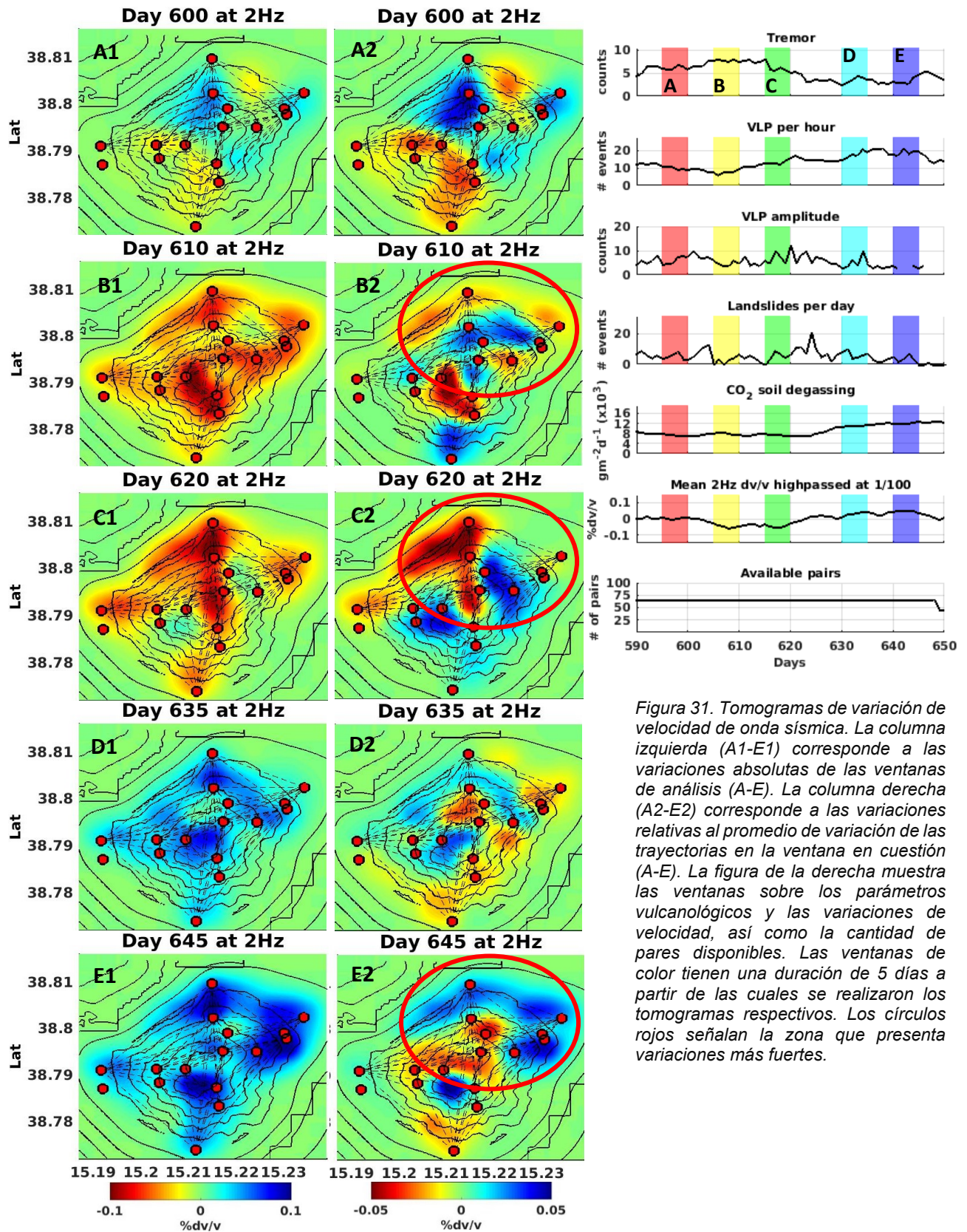


Figura 31. Tomogramas de variación de velocidad de onda sísmica. La columna izquierda (A1-E1) corresponde a las variaciones absolutas de las ventanas de análisis (A-E). La columna derecha (A2-E2) corresponde a las variaciones relativas al promedio de variación de las trayectorias en la ventana en cuestión (A-E). La figura de la derecha muestra las ventanas sobre los parámetros vulcanológicos y las variaciones de velocidad, así como la cantidad de pares disponibles. Las ventanas de color tienen una duración de 5 días a partir de las cuales se realizaron los tomogramas respectivos. Los círculos rojos señalan la zona que presenta variaciones más fuertes.

tomograma del día 600 el valor de variación de velocidad es el promedio de las variaciones de los días 595 al 600. Estos promedios se realizaron directamente sobre las curvas de variación de velocidad filtradas a $1/100 \text{ días}^{-1}$ ya que, como se ha mencionado antes, era necesario remover la variación estacional debido a que su amplitud era mucho mayor que las variaciones asociadas a la actividad volcánica.

En la Figura 31 se muestran los mapas de variación de velocidad entre el día 600 y 645 ya que en este existe una cantidad de información estable y se presentan variaciones importantes en el comportamiento de varios parámetros vulcanológicos que pueden ser los causantes de dichas variaciones de velocidad. Se presentan 5 ventanas seleccionadas estratégicamente: en un periodo sin variaciones significativas (A), dos en variaciones negativas (B y C) y dos en variaciones positivas (D y E). Se realizaron los tomogramas de cada ventana con los valores absolutos de variación de velocidad de cada trayectoria (A1-E1) con lo que se pretende observar el comportamiento general de todas las trayectorias. Posteriormente también se realizaron los tomogramas con valores relativos respecto al valor promedio de variación de todas las trayectorias (A2-E2) para poder observar el comportamiento individual de cada trayectoria respecto al promedio de todas ellas, ya que, con respecto al promedio, algunas trayectorias tienen variaciones positivas y otras negativas lo que indica zonas más o menos propensas a estas variaciones. Es importante recordar que estos tomogramas contemplan las variaciones de velocidad del campo de ondas sísmicas a 2 Hz debido a que a esta frecuencia las anomalías de velocidad son más fuertes.

En cuanto a los mapas de variación de velocidad, se pueden distinguir tres lapsos con características peculiares:

- 1) Un estado donde no existen variaciones abruptas y que coincide con un periodo relativamente invariante en los parámetros vulcanológicos (Fig. 31A1).
- 2) Una disminución abrupta de las velocidades de hasta 0.1% en algunas partes del edificio volcánico relacionada con un aumento en la amplitud de tremor volcánico y un descenso en la amplitud de VLP. Las variaciones más fuertes aparecen en la parte central y noreste del volcán (Fig. 31B1-C1)

- 3) Un fuerte aumento en las velocidades de onda sísmica en donde, de igual manera, se ve más afectada la parte central y noreste del volcán, alcanzando valores de hasta 0.1% en esta parte (Fig. 31D1-E1).

7 Discusión de los resultados

La tomografía de ondas superficiales obtenida para describir la estructura somera del volcán muestra una alta correlación con los cuerpos reportados en los estudios previos mencionados en la sección 2.2 (Figura 5). A altas frecuencias de 2.5 y 3 Hz (correspondientes a profundidades someras) se pueden observar cuerpos de alta velocidad al sur y noreste del volcán. Para frecuencias más pequeñas es posible observar que existe un cuerpo de alta velocidad (Fig. 26B-E, B'-E') en el cráter del volcán que concuerda con la localización de los cuerpos de alta velocidad reportados por Patané (et al. 2017) y que están asociados al conducto que se inclina hacia la Sciara del Fuoco. Por otro lado, a 1.4 Hz parece ser que el cuerpo de alta velocidad en este tomograma (Fig. 26E, E') concuerda con la estructura correspondiente a la Sciara del Fuoco.

Los cambios en la sismicidad y otros parámetros vulcanológicos pueden ser correlacionados con las variaciones de velocidad sísmica y ser usado para monitorear la actividad de un volcán. Además, la regionalización de estas variaciones permitió describir la evolución temporal y espacial de dichas anomalías. Se mostraron dos tipos de tomogramas, uno que muestra la distribución de las variaciones en su valor absoluto y otro que muestra las variaciones con respecto al promedio de la ventana utilizada. En los tomogramas de variaciones de velocidad sísmica absoluta se observaron lapsos en donde existen fuertes variaciones de velocidad en toda el área de estudio (Fig 31 A1-E1). Por otro lado, en los tomogramas con valores relativos de variación de velocidad sísmica, se pudo observar que aunque en toda el área hay un aumento o disminución de velocidades, si se elimina este valor absoluto y se localizan las variaciones relativas a dicho valor, hay zonas que muestran aumentos en la velocidad al mismo tiempo que hay otras zonas que muestran decrementos en velocidad relativa (Fig 31 A2-E2). Esto indica que existen zonas que se ven afectadas en diferente magnitud por la actividad del volcán. La parte central, noreste y norte es donde existen estas diferencias más marcadas que

es donde se reporta la existencia de sistemas hidrotermales (Fig. 31 B2, D2 y E2 círculos rojos).

Cabe aclarar que debido a que existen periodos en los que no hay estimación sobre las variaciones de velocidad, es posible que en las curvas de variación media exista disminución en la variación de velocidad sísmica que pueden ser malinterpretadas como debidas a la actividad volcánica. Un ejemplo de esto está señalado en la Figura 28C, donde es posible ver que existe una variación pronunciada en el día 1110 que parece estar más relacionada a la repentina pérdida de cantidad de cantidad de datos con los que se han calculado las variaciones de velocidad. Esto demuestra que se debe tener mucho cuidado al relacionar el comportamiento de las variaciones relativas de velocidad con los parámetros de actividad volcánica debido a la alta sensibilidad de estas a distintos factores que no precisamente son efectos por fenómenos naturales.

8 Conclusiones

Con las tomografías realizadas utilizando las funciones de Green de referencia fue posible recuperar la información sobre los cuerpos someros de alta velocidad existente en el volcán. A frecuencias mayores de 2.5 Hz, es posible observar una anomalía de alta velocidad cuya localización coincide con el conducto del volcán y una anomalía que coincide con la Sciara del Fuoco. Estas estructuras han sido reportadas con otras técnicas en trabajos previos que confirma la estabilidad del modelo aquí. Para frecuencias de 0.33 y 0.4 Hz, la tomografía está relacionada a elementos más someros pero debido a que no hay mucha información para estas bajas frecuencias por la distancia entre estaciones, no puede ser interpretado con mucha certeza. Los tomogramas a frecuencias mayores de 2.5 Hz muestran una zona de alta velocidad en la parte central del volcán lo cual puede asociarse con el conducto del mismo ubicado en esa zona (Patané et al, 2017). Parece tener la misma ubicación de las fuentes de los eventos VLP ya que la polarización de estos eventos, en general, apunta hacia ese mismo lugar (Figura 29) (Martini et al., 2007). En la tomografía a 1.2 Hz la geometría de la parte con anomalía

de velocidad relativa positiva parece distribuirse sobre la Sciara del Fuoco que es el lugar en donde cae la mayor parte del material expulsado por las explosiones.

Las curvas de variación de velocidad parecen responder a efectos sistemáticos (calidad y cantidad de información) que son removidos mediante optimización de parámetros del proceso (lag y apilado) y evitados restringiendo la información que puede ser utilizada para interpretaciones. También responde a efectos ambientales (variaciones estacionales) que pueden ser removidos mediante el filtrado de la información. Los efectos vulcanológicos (actividad volcánica) son los de principal interés ya que estos son los efectos que fueron analizados mediante tomogramas para localizar estas variaciones en el espacio.

De los efectos vulcanológicos es posible observar que en la parte centro oeste del volcán las variaciones de velocidad cambian en mayor medida que en el resto del lugar, lo que indica que es una zona más propensa a sufrir estas anomalías de velocidad sísmica y se puede relacionar con el efecto de la actividad volcánica sobre los sistemas hidrotermales reportados en esas zonas (Finizzola et al, 2002; Finizzola et al, 2003). En esta parte del volcán donde presenta alta variabilidad en la velocidad del campo de ondas también se presentan manifestaciones hidrotermales y existen pozos de los cuales se extrae agua (Inguaggiato et al., 2018). Con estas evidencias se asume que las variaciones están ligadas a la presencia de fluido a profundidades someras y estas zonas son más propensas a sufrir este tipo de perturbaciones como se ha mostrado anteriormente en estudios sobre campos geotérmicos explotados (López, 2017). Por lo tanto, la actividad volcánica junto con el análisis de variaciones de velocidad sísmica resultan ser una herramienta viable para determinar potenciales zonas de interés geotérmico.

9 Bibliografía

Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst.35, 415–456.

Bensen, G., Ritzwoller M., Barmin M., Levshin A., Lin F., Moschetti M., Shapiro N., Yang, 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: *Geophysical Journal International*, 169, 1239–1260.

Brenguier F., Rivet D., Obermann A., Nakata N., Boué P., Lecocq T., Campillo M., Shapiro N., 2016, 4-D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 321, 182–195.

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., Paul A., 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299 (5606), pp. 547-549

Chouet, B., (1996), New methods and future trends in seismological volcano monitoring, in *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazard*, edited by R. SCARPA and R.I. TILLING (Springer), 23-97

Claerbout J., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics* 33, 264–269.

Clarke D., Zaccarelli L., Shapiro N., Brenguier F., 2011, Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophys J Int* 186:867–882.

Duputel Z., V. Ferrazzini, F. Brenguier, N. M. Shapiro, M. Campillo, and A. Nercessian (2009), Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007, *J. Volcano I. Geotherm. Res.*, 184, 164–173.

Finizola A., Sortino F., Lénat J., Valenza M., 2002, Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116 (2002) 1-18.

Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature,

CO₂ and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.* 65 (7), 486–504.

Granados I., Calò M., and Ramos V., 2018, Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP): a Matlab package for group velocity dispersion picking of seismic surface waves. *Computer and Geosciences*.

Gouédard P., Roux P., Campillo M., Verdel A., 2008, Convergence of the two-point correlation function toward the Green's function in the context of a seismic-prospecting data set. *Geophysics* 73(6): V47–V53, doi:10.1190/1.2985822

Heisey, J., Stokoe, K., Hudson, W., Meyer A., 1982, Determination of in situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves, Research Report 256-2, Center for Transportation Research., University of Texas, Austin, TX.

Hillers, G., Campillo, M., Ma, K.F., 2014. Seismic velocity variations at TCDP are controlled by MJO driven precipitation pattern and high fluid discharge properties. *Earth Planet. Sci. Lett.* 391, 121–127.

Inguaggiato S., Vita F., Rouwet D., Bobrowski N., Morici S., Sollami A., 2011a, Geochemical evidence of the renewal of volcanic activity inferred from CO₂ soil and SO₂ plume fluxes: The 2007 Stromboli eruption (Italy). *Bull. Volcanol.* 73 (4), 443–456.

Inguaggiato, S., Hiroshi, Shinohara, Fisher, T., 2011b. Geochemistry of volcanic fluids. *Bull. Volcanol.* 73 (4) (Pages 3693-371).

Inguaggiato, S., Vita, F., Cangemi, M., Mazot, A., Sollami, A., Calderone, L., Morici, S., Jacome M., 2017. Stromboli volcanic activity variations inferred by fluids geochemistry observations: sixteen years of continuous soil CO₂ fluxes monitoring (2000–2015). *Chem. Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.01.030>

Lehuteur et al., 2015, Characterization of ambient seismic noise near a deep geothermal reservoir and implications for interferometric methods: a case study in northern Alsace, France *Geothermal Energy* 3:3 DOI 10.1186/s40517-014-0020-2

Levshin A., Ratnikova L., Berger J., 1992, Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, pp. 2464-2493

Lobkis O., Weaver R, 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, pp. 3011-3017

López E., 2017, Monitoreo del campo geotérmico Las Tres Vírgenes mediante la correlación cruzada de ruido sísmico, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Martini M., Giudicepietro F., D'Auria L., Esposito A., Caputo T., Curciotti R., De Cesare W., Orazi M., Scarpato G., Caputo A., Peluso R., Ricciolino P., Linde A. Sacks S., (2007), Seismological monitoring of the February 2007 effusive eruption of the Stromboli volcano, *Annals of Geophysics*, Vol. 50, N. 6.

Mordret A., Roux P., Boué P., Ben-Zion Y., 2019, Shallow three-dimensional structure of the San Jacinto fault zone revealed from ambient noise imaging with a dense seismic array, *Geophysical Journal International*, Volume 216, Issue 2, Pages 896–905, <https://doi.org/10.1093/gji/ggy464>

Natale M., Nunziata C., Panza G., 2004, FTAN method for the detailed definition of Vs in urban areas, *Proc. 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada, August 1–6, CD-Rom, p. 11

Nishida K., 2013, Global propagation of body waves revealed by cross-correlation analysis of seismic hum, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1691-1696, doi: 10.1002/grl.50269

Obermann, A., T. Kraft, E. Larose, and S. Wiemer (2015), Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 4301–4316.

Poli p., Pedersen H., Campillo M., 2012, Emergence of body waves from cross-correlation

of short period seismic noise, *Geophysical Journal International*, Volume 188, Issue 2, Pages 549–558, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05271.x>

Ratdomopurbo, A., Poupinet, G., 1995, Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophys. Res. Lett.* 22 (7), 775–778.

Rhie J., Romanowicz B., 2004, Excitation of Earth's continuous free oscillation by atmosphere-ocean-seafloor coupling, *Nature* 431, 552–555.

Roux P., Moreau L., Lecointre A., Hillers G., Campillo M., Ben-Zion Y., Zigone D., Vernon F., 2016. A methodological approach towards high-resolution surface wave imaging of the San Jacinto Fault Zone using ambient-noise recordings at a spatially dense array, *Geophys. J. Int.*, 206(2), 980–992.

Roux P., Sabra G., Kuperman W., 2005a, Ambient noise cross-correlation in free space: theoretical approach, *The Journal of Acoustical Society of America* 117, 79, <http://doi.org/10.1121/1.1830673>

Roux P., Sabra G., Gerstoft P., 2005b, P-Waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophysical Research Letters*, Vol.32, L19303, doi:10.1029/2005GL023803.

Sabra G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W., 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, p. L03310, 10.1029/2004GL021862

Sens-Schönfelder C., Wegler U., 2006, Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophys Res Lett* 33:L21302. doi:10.1029/2006GL027797

Shapiro N., Campillo M., Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31 (2004), p. L07614, 10.1029/2004GL019491

Shapiro N., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M., High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307 (2005), pp. 1615-1618

Wapenaar K., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous médium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.* 93, 254301

Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro, 2006, A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111, B10306, doi:10.1029/2005JB004237.

Taka'aki T., Brenguier F., 2016, Response of hydrothermal system to stress transients at Lassen Volcanic Center, California, inferred from seismic interferometry with ambient noise, *Earth, Planets and Space*, 68:162, DOI: 10.1186/s40623-016-0538-6

Terakawa, T., Kato, A., Yamanaka, Y., Maeda, Y., Horikawa, S., Matsuhira, K., Okuda, T. 2016. Monitoring eruption activity using temporal stress changes at Mount Ontake volcano. *Nature communications*, 7, 10797. doi:10.1038/ncomms10797

Wapenaar K., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous médium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.* 93, 254301.

Wapenaar K., Deyan Draganov, Roel Snieder, Xander Campman and Arie Verdel, 2010, *Geophysics* Vol. 75, No. 5 (september-october 2010); P. 75A195-75A209, 15 Figs. 10.1190/1.3457445

Zhao, D., Hasegawa, A. & Kanamori, H., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. geophys. Res.*, 97, 19 909–19 928.