



Facultad de Ciencias  
**Astronómicas  
y Geofísicas**  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



**UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA**

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

EVALUACIÓN DE LAS VARIACIONES TEMPORALES DE  
LA VELOCIDAD SÍSMICA ANTES, DURANTE Y  
DESPUÉS DE LA ERUPCIÓN DEL 2018 DEL VOLCÁN  
SIERRA NEGRA, GALÁPAGOS

**Mario Zamir Ruiz Moreno**

Directora: Dra. Gabriela Badi

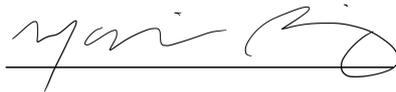
Co-directora: Dra. Cynthia Ebinger

La Plata, Argentina

- Julio del 2022 -

# Evaluación de las Variaciones Temporales de la Velocidad Sísmica Antes, Durante, y Después de la Erupción del 2018 del Volcán Sierra Negra, Galápagos

**Mario Zamir Ruiz Moreno**



Mario Zamir Ruiz Moreno  
Número de Alumno: 07532-7  
DNI: 95406104

## **Directores**



Dra Gabriela Badi

Directora de tesis



Dra. Cynthia Ebinger

Codirectora de tesis

**Miembros del jurado:** Dra. Gabriela Badi, Dr. Augusto Casas, Dra. Luciana Bonatto

\_\_\_\_\_  
Presidente del Jurado<sup>1</sup>



Dr. Casas, J. Augusto

<sup>1</sup> Se debe incluir la **firma** del Presidente del Jurado quien deberá avalar que dicho ejemplar es la versión final de la Tesis defendida, incluyendo las modificaciones menores sugeridas por el Jurado en los casos que corresponda. De forma opcional pueden estar incluidas las firmas de los miembros restantes del jurado.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>vi</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>viii</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Ambiente tectónico y la erupción del 2018</b>	<b>5</b>
2.1. Ambiente tectónico . . . . .	5
2.1.1. Estructuras geológicas de Sierra Negra . . . . .	6
2.1.2. Erupción volcánica del 2018 . . . . .	9
<b>3. Metodología y criterios de aplicación</b>	<b>14</b>
3.1. Ruido Sísmico Ambiental . . . . .	14
3.2. Variaciones de velocidad usando ruido sísmico . . . . .	16
3.2.1. Moving Window Cross Spectrum . . . . .	17
3.3. Aplicación a Galápagos . . . . .	20
3.3.1. Preprocesamiento de trazas diarias . . . . .	20
3.3.2. Correlaciones cruzadas de ruido . . . . .	21
3.3.3. Estabilidad de las correlaciones cruzadas . . . . .	22
3.3.4. Determinación de las variaciones de velocidad . . . . .	25
<b>4. Resultados</b>	<b>28</b>

4.1. Variaciones de Velocidad . . . . .	28
<b>5. Discusión</b>	<b>39</b>
5.1. Análisis de las correlaciones cruzadas . . . . .	39
5.2. $dv/v$ en otros complejos volcánicos . . . . .	40
5.3. Mecanismo para las variaciones de velocidad . . . . .	43
5.3.1. Efecto de un pulso magmático . . . . .	46
5.3.2. Inyección de gases . . . . .	50
5.3.3. Modelo final . . . . .	52
<b>6. Conclusiones</b>	<b>53</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>55</b>

# Índice de tablas

5.1. Valores mínimos de la variación de la velocidad al considerar diferentes subconjuntos de estaciones que atraviesan la caldera para diferentes ventanas móviles y un filtro de 0.3-1 Hz. . . . .	44
--	----

# Índice de figuras

2.1. Mapa del ambiente tectónico de las islas Galápagos con respecto al centro de expansión Cocos-Nazca. . . . .	7
2.2. Mapa topográfico de la parte sur de la isla Isabela. . . . .	8
2.3. Modelo conceptual de los reservorios magmáticos del volcán Sierra Negra. . . . .	10
3.1. Estabilidad en tiempo y frecuencia de los pares ALCE-SN14 y SN04-SN14 . . . . .	23
3.2. Núcleos de sensibilidad y modelo 1d de velocidad de ondas P . . . . .	26
4.1. Mapa topográfico de la caldera de Sierra Negra. Se muestran las 20 estaciones usadas para calcular las variaciones de velocidad . . . . .	29
4.2. Gráfico de moveout para la componente ZZ de la correlación cruzada filtrado como ejemplo, entre 0.3-1 Hz. . . . .	30
4.3. Densidad de potencia espectral de desplazamiento para la componente vertical de la estación SN11. . . . .	31
4.4. Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de estaciones que cruzan la caldera (todos los rayos vistos en Figura 4.1) usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz. . . . .	33

4.5.	Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de los pares de estaciones más cercanos a las fisuras eruptivas (rayos naranjas en Figura 4.1) usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz. . . . .	34
4.6.	Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de los pares de estaciones que atraviesan la caldera en sentido N-S usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz. . . . .	35
4.7.	Promedio de las variaciones de velocidad para una traza móvil de 20 días para 8 bandas de frecuencia. . . . .	37
4.8.	Promedio de las variaciones de velocidad para una traza móvil de 10 días para frecuencias entre 0.2-0.3 Hz. . . . .	38
5.1.	Distribución azimutal de la energía de la componente ZZ de las correlaciones cruzadas normalizadas. . . . .	41
5.2.	Mecanismos focales usando los primeros arribos de eventos con magnitud mayor a 4, de abril a agosto del 2018. . . . .	46
5.3.	Variación de velocidad para las profundidades estimadas del sill usando una ventana móvil de 10 días. Momento sísmico acumulativo y diario. 3 componentes de la estación cGPS GV04 durante el periodo de estudio. . . . .	48

# Resumen

Analizar los cambios en las propiedades físicas que ocurren antes de una erupción puede proveer información sobre los procesos que ocurren dentro del volcán y en algunos casos puede llevar al descubrimiento de una señal precursora. El volcán Sierra Negra erupcionó el 26 de julio del 2018 después de meses de inflación sostenida y un incremento gradual en la sismicidad. En esta tesis aplicamos interferometría sísmica de ruido ambiente a 12 estaciones de banda ancha para calcular variaciones temporales de velocidad de ondas de corte antes y durante la erupción. Para obtener variaciones de velocidad calculamos diferencias temporales entre las correlaciones cruzadas de una traza pre-eruptiva de referencia y una móvil de distintas longitudes. Este análisis mostró una disminución de la velocidad de  $-0.27\%$  localizada en los pares de estaciones más próximos a las fisuras eruptivas. La anomalía de velocidad empieza 17 días antes de la erupción y termina un día antes de la erupción. Un estudio de los núcleos de sensibilidad muestra que la misma está constreñida a profundidades correspondientes al reservorio magmático más somero del volcán que es interpretado como un sill según estudios geodésicos. La disminución se puede deber a dilatación causada por un sismo de  $M_L$  4.8, y por fuga de gases debido a una intrusión magmática en la base del sill. La técnica empleada podría proveer una importante

metodología para predecir futuras erupciones en Sierra Negra y otros complejos volcánicos de características similares.

# Agradecimientos

Quiero empezar agradeciendo a mis padres, son las personas que más admiro, sin su guía no podría haber logrado esto. Sacrificaron mucho para que pueda lograr mis sueños, y siempre se los agradeceré. Gracias a mi hermano y mejor amigo Carlos por siempre estar a mi lado. A Fernanda, por ser mi soporte y compañera durante este proceso, su cariño me ha dado fuerzas para salir adelante. A mis abuelos, abuelas, tíos, y tías por estar siempre pendientes de mi a pesar de la distancia.

Quiero agradecer de manera especial a Dra. Cynthia Ebinger, Dr. Francesco Civilini, y a la Dra. Gabriela Badi por sus enseñanzas, apoyo constante, consejos e incluso amistad las cuales fueron fundamentales para realizar este proyecto, pero aun más importante para formarme como investigador.

Agradezco a mis profesores, compañeros, y amigos de la Facultad por su compañía y enseñanza en este proceso.

También quiero agradecer al David Simpson Grant de IRIS y al Marshall-Heape Chair por darme la oportunidad de trabajar en este proyecto, empezar en la investigación científica, y abrirme nuevas oportunidades.



# Capítulo 1

## Introducción

El monitoreo continuo usando técnicas geofísicas en volcanes suele permitir la detección de cambios en las propiedades físicas del medio, tales como la migración del magma o de gases antes y durante una erupción. La detección y la clasificación de señales premonitoras son importantes para la mitigación de la peligrosidad de estos fenómenos (Pritchard et al., 2020). Actualmente, existe una variedad de métodos que cumplen con este propósito, muchos de ellos están basados en el análisis de la sismicidad y la deformación del suelo (p. ej. Marzocchi y Bebbington, 2012). Algunos métodos están basados en un análisis de sismicidad de baja frecuencia (Chouet, 1996; Neuberg, 2000), cambios en la orientación de los esfuerzos (Gerst y Savage, 2004; Roman et al., 2006), el seguimiento y modelamiento de períodos de tremor (Charidot et al., 2015; McNutt, 1996), y el estudio de datos geodésicos (Bato et al., 2018; Zhan y Gregg, 2017). Otros métodos se enfocan en el modelamiento de la deformación superficial (Chastin y Main, 2003; Cornelius y Voight, 1995); pronosticar las erupciones en base a modelos de la tasa de ocurrencia de sismos o de deformación y su interpretación como

indicadores del nivel de fallamiento y ruptura de materiales (Kilburn, 2018; Voight, 1988), o modelar la inflación del suelo y vincularla con intrusiones magmáticas (Chadwick y Dieterich, 1995; Segall, 2013). Los resultados de estos estudios pueden llegar a ser no conclusivos o incluso contradictorios por lo que es importante seguir buscando señales premonitoras para construir métodos más confiables que puedan ser aplicadas en el pronóstico a corto tiempo de erupciones volcánicas (Bell et al., 2011).

La actividad sísmica en ambientes volcánicos es originada por la interacción entre fluidos (gas y aguas) y sólidos en fuentes geoméricamente complicadas. Algunos eventos son originados en la roca sólida donde se crean terremotos por fracturas de cizalla (p. ej. eventos volcanotectónicos), mientras que otras señales se originan por la deformación volumétrica inducida por fluidos (p. ej. eventos de largo-periodo o tremor armónico). Antes de la ocurrencia de una erupción estudios previos de variaciones de velocidad usando ruido ambiente en volcanes de tipo escudos basálticos muestran incrementos y decrementos de la velocidad de ondas de corte (Bennington et al., 2015; Brenguier et al., 2008; Donaldson et al., 2017; Flinders et al., 2020). Estos cambios de la velocidad han sido relacionados a parámetros como la densidad de fracturas, saturación de fluidos, y la presión de poros. Estos parámetros pueden proveer información crucial de las propiedades mecánicas del edificio volcánico (Brenguier et al., 2016). Las disminuciones de velocidad han sido relacionados a dilataciones del edificio volcánico, daño mecánico interno del edificio, o una combinación de estos dos procesos (Brenguier et al., 2008; Donaldson et al., 2017; Olivier et al., 2019).

Las islas Galápagos tienen siete volcanes escudos que erupcionan en una escala decenal (Geist et al., 2007). El volcán Sierra Negra, ubicado al sur de la isla Isabela, cuyos flancos tienen unas dos mil personas asentadas en la ciudad de Puerto Villamil y en sus sectores rurales (Santo Domingo), también es un creciente e importante destino turístico. Sierra Negra ha tenido siete erupciones con índice de explosividad volcánica mayor a dos desde 1948. El índice de explosividad volcánica es una medida relativa en escala logarítmica de la efusividad de una erupción volcánica que toma valores entre 1 y 8 dependiendo del volumen emitido, su altura, y la duración de la erupción. Las erupciones más recientes de Sierra Negra ocurrieron en 1979 ( $9 \times 10^8 m^3$ ; Venzke y Crafford, 2018), 2005 ( $1.5 \times 10^8 m^3$ ; Geist et al., 2007), y 2018 ( $1.9 \times 10^8 m^3$ ; Vasconez et al., 2018).

Sierra Negra entró a una fase de incremento de actividad sísmica a finales del 2017. Por esta razón, se instaló una red temporal de estaciones sísmicas de banda ancha en Abril del 2018, unos tres meses antes de la erupción del 2018. Estas estaciones complementaron a las cuatro estaciones permanentes ubicadas en la isla Isabela para fines de monitoreo e instaladas por el Instituto Geofísico de Ecuador en diciembre del 2012.

En esta tesis usamos interferometría sísmica de ruido ambiente para analizar la presencia de señales precursoras de la erupción del 2018 del volcán Sierra Negra. Para lograr este objetivo, calculamos cambios relativos en la velocidad de ondas de corte entre correlaciones cruzadas de ruido ambiente. Un análisis espacio-temporal de las variaciones de velocidad puede ayudar a la detección de una señal que pueda servir como

una herramienta importante para la predicción de futuras erupciones.

Este trabajo surgió a partir de la posibilidad brindada por el Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) y la Cátedra Marshall-Heape. El trabajo contó con la colaboración del Dr. Francesco Civilini, Dra. Sarah Oliva, Dr. Mario Ruiz Romero, Dr. Peter La Femina, y Dr. Augusto Casas. Los avances parciales de este proyecto los presenté como primer autor en congresos científicos como el American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 2019 donde se presentó con el título *Crustal velocity changes during 2018 Sierra Negra volcanic eruption, Galápagos, using ambient noise*, en el AGU Fall Meeting 2020: *Short Term Precursory Signal Detected for 2018 Sierra Negra, Galápagos Volcanic Eruption Using Seismic Ambient Noise*, y en el AGU Fall Meeting 2021: *Pre-eruptive Processes of the 2018 Sierra Negra, Galápagos Eruption Inferred from Velocity Variations using Ambient Noise* .

Los resultados de esta investigación se presentaron en una publicación en la revista Journal of Geophysical Research, <https://doi.org/10.1029/2021JB022990> (Ruiz et al., 2022). Debo recalcar que fui el primer autor de este artículo científico, y participé en la conceptualización del mismo, me encargué del procesamiento de toda la información sísmica para lo cual tuve que escribir y adaptar códigos. Trabajé en el análisis formal, metodología, e interpretación del proyecto. Además, fui el principal responsable de la realización de los gráficos y la escritura de la investigación. Una constancia de lo indicado se encuentra en la parte de Author Contribution del artículo en referencia.

## Capítulo 2

# Ambiente tectónico y la erupción del 2018

### 2.1. Ambiente tectónico

Las islas Galápagos se encuentran en el margen oriental del océano Pacífico, alrededor de 1000 km al oeste de las costas de Ecuador (Simkin y Howard, 1970). El archipiélago fue formado por magmatismo dado por una pluma mantélica ubicada 100 a 300 km al sur del centro de expansión de Galápagos (Figura 2.1) (Geist et al., 2007; Vigouroux et al., 2008). Las islas Galápagos se mueven hacia el con la placa de Nazca con el movimiento dado por el centro de expansión de Galápagos. Las islas del archipiélago se elevan por más de 1700 m sobre el nivel de una plataforma submarina superficial de aproximadamente 40000 km<sup>2</sup> de área. El archipiélago es conformado por complejos basálticos tipo escudo, donde las islas más jóvenes Isabela y Fernandina están al oeste respetando el movimiento de la placa de Nazca (Figura 2.1). En Fernandina se encuentra solo un centro volcánico, conocido como el volcán la Cumbre, en cambio en Isabela se encuentran en sentido horario y de norte a sur,

varios volcanes: Ecuador, Wolf, Darwin, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul. El vulcanismo de punto caliente en las islas es considerado como de los más activos del mundo junto con Hawaii y La Reunión (Simkin y Howard, 1970). Un estudio de tomografía de ruido ambiente indica que las velocidades de onda de corte son más bajas en el oeste del archipiélago en comparación al este (Villagómez et al., 2011). Las velocidades más bajas, que llegan a tener un descenso de hasta un 20 %, coinciden con el aumento de temperatura y de contenido de fundido en las áreas próximas al punto caliente de Galápagos (Villagómez et al., 2011).

El volcán Sierra Negra formado en la parte sur de la isla Isabela, es el volcán más grande y activo del archipiélago (Figura 2.2). Dentro del volcán Sierra Negra, existe una caldera elíptica con dimensiones de  $7 \times 9$  km con una altura de 1140 m. Dentro de la caldera, y subparalelo a su borde sudoeste, existe una cresta sinuosa con forma de C que es abierto al noreste (Geist et al., 2007). La cresta es interpretada como un sistema de fallas con una altura de 150 m (Jónsson et al., 2005). El sistema de fallas es caracterizado por fallas normales buzando hacia afuera al norte y noreste; y por fallas inversas al oeste y noroeste (Geist et al., 2007; Jónsson et al., 2005). Se cree que el sistema de fallas no ha evolucionado en el tiempo y ha permanecido igual durante las últimas erupciones del volcán (Bell et al., 2021).

### 2.1.1. Estructuras geológicas de Sierra Negra

Varios estudios indican que aproximadamente a 2 km de profundidad el volcán Sierra Negra tiene su reservorio magmático somero (Figura 2.3) (Amelung et al., 2000; Bell et al., 2021). Este reservorio es interpretado

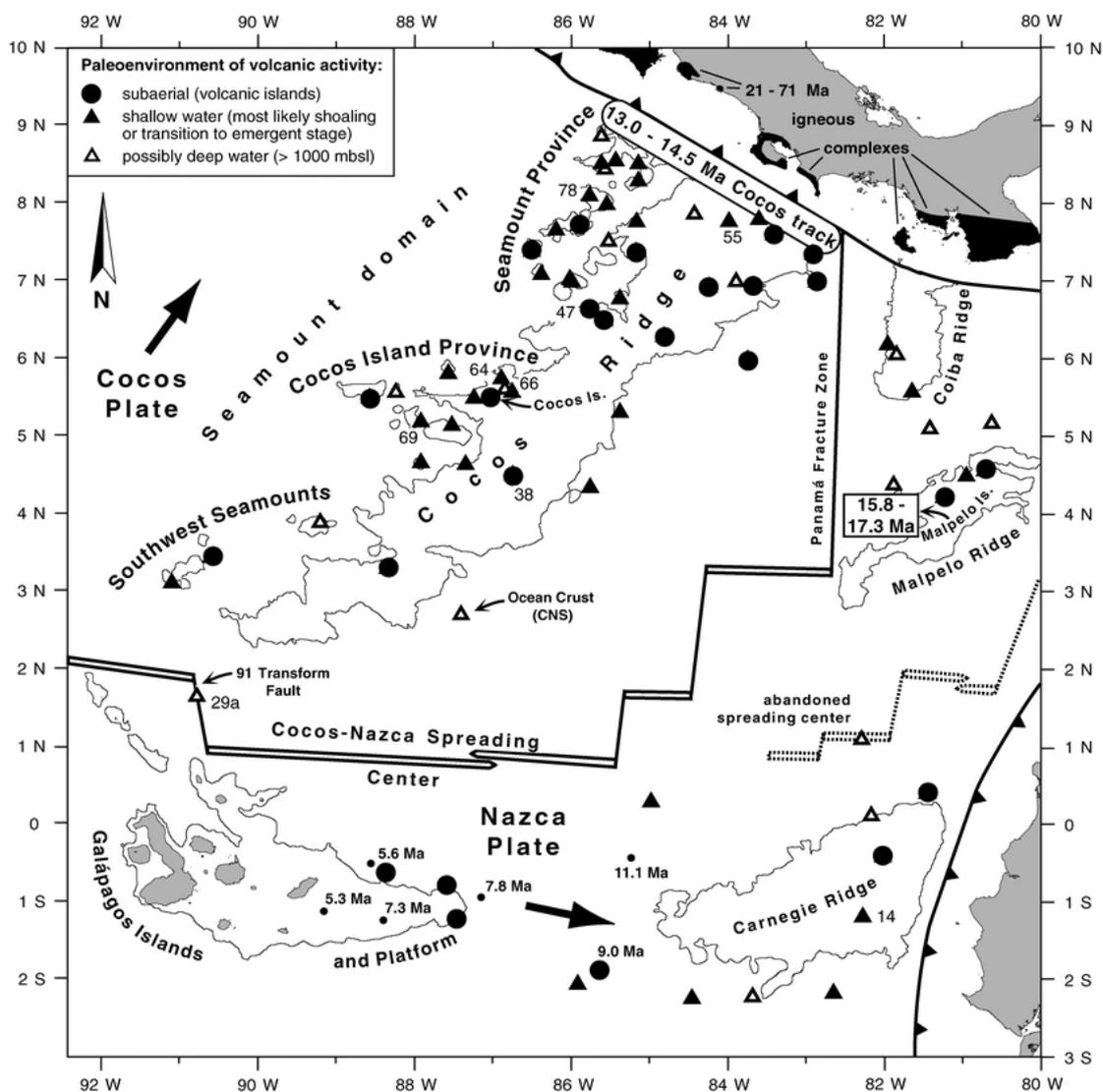


Figura 2.1: Mapa del punto caliente de Galápagos con respecto al centro de expansión Cocos-Nazca. Los puntos negros representan volcanes, con su edad por encima. Tomado de Werner y Hoernle, 2003

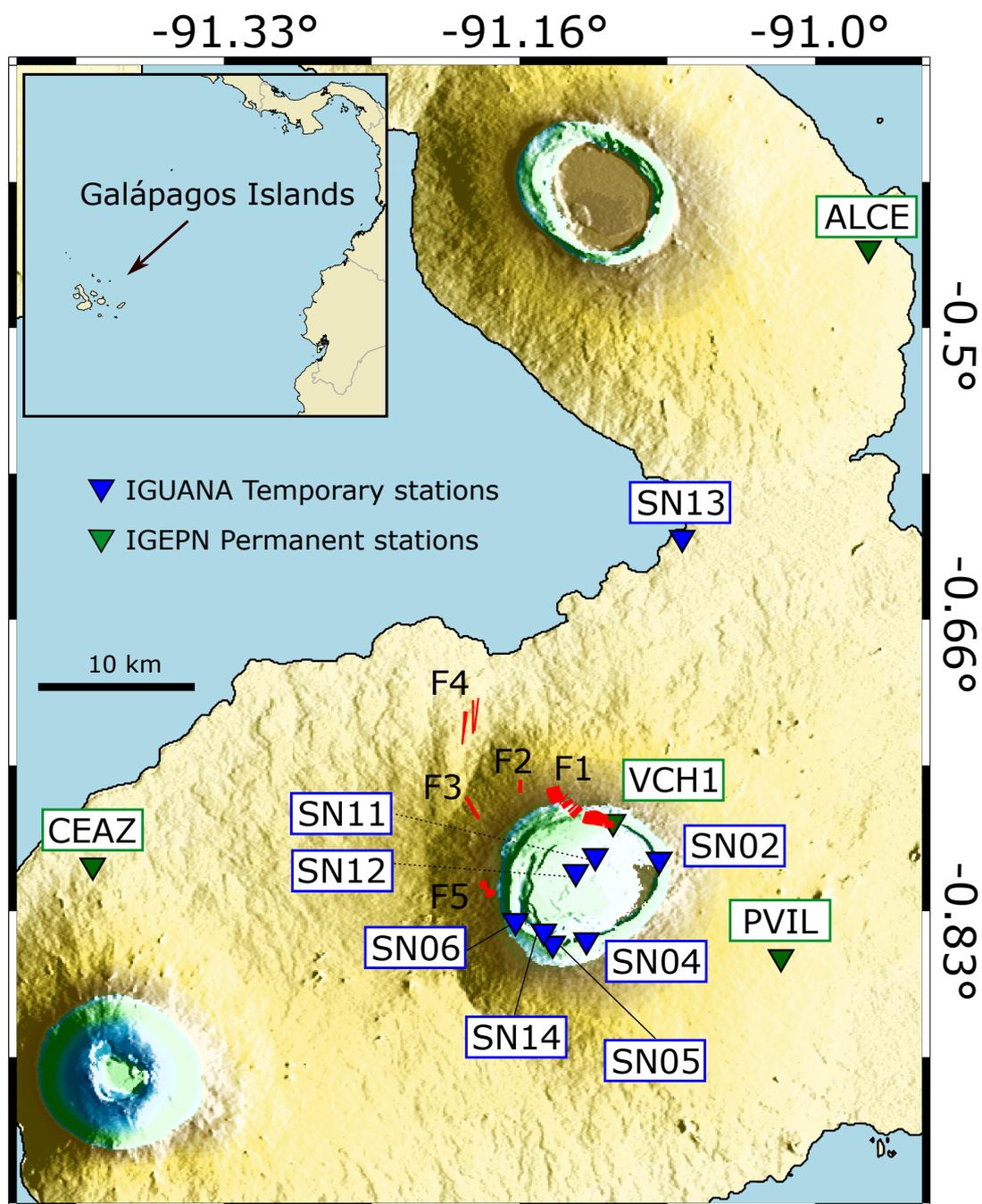


Figura 2.2: Mapa topográfico de la parte sur de la isla Isabela. El recuadro muestra las islas Galápagos con respecto a Sudamérica. Los triángulos verdes muestran las estaciones permanentes del Instituto Geofísico y los azules muestran la ubicación de las estaciones del proyecto IGUANA. Los polígonos rojos muestran la ubicación aproximada de las fisuras eruptivas.

como un sill rico en material fundido. Los diversos procesos que ocurren en el sill son los causantes del sistema de fallas y de la deformación que ha sufrido el volcán durante sus últimos periodos eruptivos (Amelung et al., 2000; Bell et al., 2021; Jónsson et al., 2005; Yun et al., 2006). El reservorio somero ha provisto la mayoría de contenido de lavas para las últimas erupciones. Estudios tomográficos al igual que modelos gravimétricos y geodésicos apoyan un modelo en el que el reservorio se encuentra a 2 km de profundidad (Rodd et al., 2016; Tepp et al., 2013; Yun et al., 2006). El espesor del sill no está bien delimitado pero se cree que puede ser menor a 1 km por gaps en la sismicidad (Davidge et al., 2017) y modelos geodésicos (Amelung et al., 2000; Jónsson et al., 2005; Vigouroux et al., 2008). Debajo del volcán, hasta profundidades de 15 km, existe una zona de alta atenuación y baja velocidad (Tepp et al., 2013; Villagómez et al., 2011). Sin embargo, las profundidades entre 7 y 15 km muestran velocidades aun más bajas, y a esta zona se le interpreta como un reservorio magmático con una alta cantidad de cristales máficos (Figura 2.3) (Davidge et al., 2017; Tepp et al., 2013). Existen estudios que sugieren que el reservorio con cristales se conecta con el reservorio con forma de sill por un conducto en el borde noreste de la caldera (Bell et al., 2021).

### **2.1.2. Erupción volcánica del 2018**

Los datos de una red continua de GNSS y modelos de InSAR muestran que las últimas erupciones de Sierra Negra, que ocurrieron en el 2005 y 2018, presentaron extraordinarios ciclos de deformación (Bell

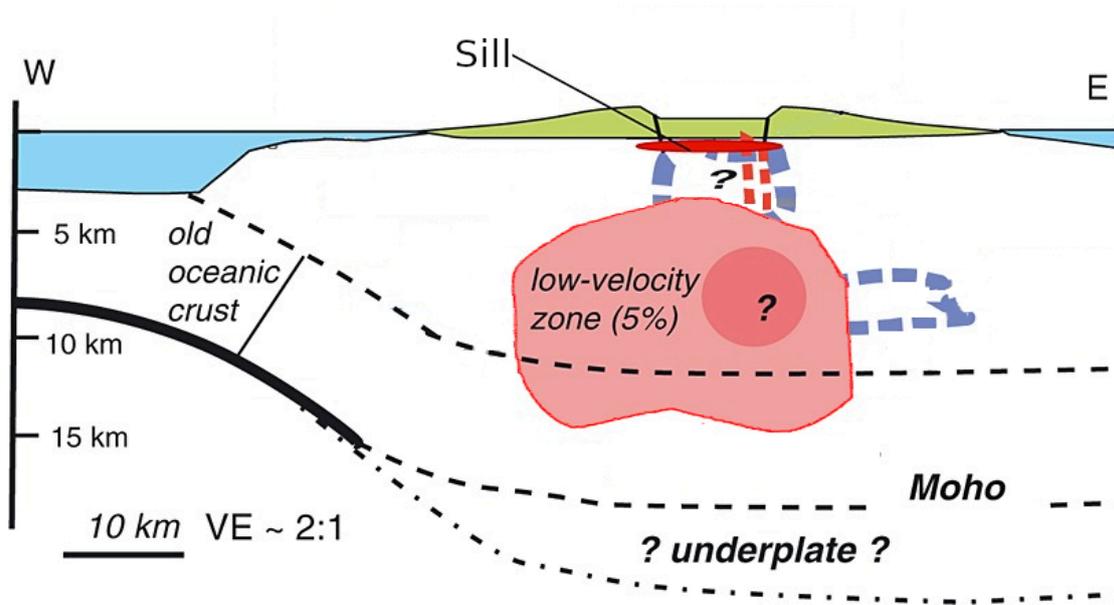


Figura 2.3: Modelo conceptual en sentido este-oeste de los reservorios magmáticos del volcán Sierra Negra. Ovalo rojo somero muestra el sill (2-4 km), debajo de este se encuentra el reservorio rico en cristales (7-15 km), que es interpretado a partir de una zona de baja velocidad. El volcán se encuentra representado por el color verde. Las zonas rojas representan bajas velocidades de onda P y las azules zonas de alta velocidad de ondas P. Gráfico modificado de Tepp et al., 2013.

et al., 2021; Chadwick y Dieterich, 1995). La deformación en Sierra Negra ha sido caracterizada por una sostenida inflación de algunos metros antes de la erupción y una fuerte y rápida deflación inmediatamente después de la erupción (Bell et al., 2021; Chadwick y Dieterich, 1995; Davidge et al., 2017; Geist et al., 2007). La erupción del 2018 fue precedida por más de 6.5 m de elevación del piso de la caldera que empezó en el 2005, seguida de una subsidencia de 8.5 m después de la erupción del 2018 (Bell et al., 2021). Desde finales del 2017 hasta la erupción una red de 10 estaciones continuas de GNSS detectó una tasa de inflación constante de 1.4 m/año (Figura 5.3C) (Bell et al., 2021; Vasconez et al., 2018). El Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional registró alrededor de 1115 eventos sísmicos entre enero y mayo del 2018,

13 eventos con una magnitud mayor o igual a 4 hasta antes de la erupción. De estos 13 eventos existen dos de importancia para este estudio. El primero de  $M_L$  4.8 ocurrió el 9 de junio, 17 días antes del comienzo de la erupción y el segundo de  $M_w$  5.4 que ocurrió 10 horas antes del inicio de la misma (Bell et al., 2021). La sismicidad pre-eruptiva sugiere que el sistema de fallas tuvo un desplazamiento casi-vertical mientras que la deformación es consistente con la inflación del sill. La mayoría de sismos que ocurrieron antes de la erupción tienen un mecanismo de falla inversa, indicando un campo compresional en los bordes de la caldera y sobre la cresta sinuosa (Figura 5.2) (Bell et al., 2021; Oliva, 2020). Este estado de esfuerzos es compensado por esfuerzos tensionales hacia el centro de la caldera (Oliva, 2020).

A comienzos del 2017 se incrementaron los niveles de sismicidad por lo que en abril del 2018 el equipo IGUANA conformado por científicos de las instituciones: Edinburgh University, el Dublin Institute of Advanced Sciences, Tulane University y el Instituto Geofísico; instalaron 14 estaciones temporales de banda-ancha. Las estaciones se ubicaron alrededor y dentro de la caldera y fueron instaladas casi 3 meses antes del comienzo de la erupción (triángulos azules en la Figura 2.2). Esta red de estaciones complementó la red de seis estaciones permanentes del Instituto Geofísico que son usadas para fines de monitoreo (triángulos verdes en la Figura 2.2).

El 26 de junio del 2018 a las 09:15 UTC (alrededor de 10 horas antes de la erupción), tuvo lugar un sismo de  $M_w$  5.4 con mecanismo de falla inversa en el borde sudoeste de la caldera. Este terremoto ocasionó un desplazamiento vertical de 1.8 m en una de las estaciones GNSS (Bell

et al., 2021). Seis horas más tarde, a las 17:00 UTC, aumentó la cantidad de terremotos y su magnitud, y sus epicentros migraron hacia donde eventualmente estarían las primeras fisuras eruptivas, en el flanco norte de la caldera (Bell et al., 2021). Los modelos de la erupción del 2005 indican que la migración hacia el norte estuvo promovida por el cierre de fracturas y grietas en el borde sudoeste de la caldera, donde existen esfuerzos compresionales (Jónsson et al., 2005). A las 19:35 UTC del 26 de junio, la erupción comenzó ya que empezó a detectar un tremor sísmico de baja frecuencia ubicado en la fisura del borde noreste de la caldera (F1 en Figura 2.2). La primera fase de la erupción generó una columna de ceniza que llegó a una altura de 10.5 km sobre el nivel del mar y se emitió más de  $17 \text{ km}^2$  de lava (Bell et al., 2021; Vasconez et al., 2018). Durante esta etapa, cuatro fisuras se encontraron activas (F1, F2, F3 y F5 en Figura 2.2). Las emisiones de lava de esta fase finalizaron el 27 de junio. Una segunda extrusión de magma superficial tuvo lugar el 26 y 27 de junio. Esta extrusión (F4 en Figura 2.2) se interpretó a partir de un enjambre de sismos localizados en el flanco oeste de la caldera y se ubicó a 8.5 km al noreste de las fisuras iniciales (Bell et al., 2021; Vasconez et al., 2018). La segunda extrusión marca el inicio de la segunda fase eruptiva que duró del 1 de julio al 25 de agosto del 2018. La segunda etapa de la erupción generó emisiones de lava que cubrieron un área de al menos  $13 \text{ km}^2$  (Vasconez et al., 2018). El volumen total de lava emitido durante ambas fases de la erupción es de  $189 \pm 94 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Vasconez et al., 2018).

Los estudios petrológicos realizados muestran que la primera extrusión de magma, ubicada en la fisura 1, proviene del tope de la zona

de magma rica en cristales a profundidades de 7 km, mientras que el resto del magma proviene del sill a profundidades de 2 km (Bell et al., 2021). Los terremotos sineruptivos tienen un mecanismo focal predominantemente normal con una componente transcurrente, mientras que los eventos pre-eruptivos tienen un mecanismo compresional (Oliva, 2020). El cambio en la dirección aparente en el estado de esfuerzos nos brindará información sobre los procesos físicos. Los valores de emisión de  $\text{SO}_2$  observados por satélites OMI (instrumento de monitoreo de ozono), muestran máximos locales justo después del comienzo de la erupción: 29 kTon el 26 de junio, 29 kTon el 2 de julio, y 50 kTon el 8 de julio; mientras que los valores diarios normales rondan valores de 3 kTon (Vasconez et al., 2018). Mientras tanto, se puede señalar que no se detectaron valores pre-eruptivos anómalos en la emisión de  $\text{SO}_2$ . Las observaciones de satélites ópticos de alta resolución temporal de gas indican que las emisiones de  $\text{SO}_2$  incrementan significativamente a las 21:57 UTC después de un pulso inicial a las 19:40 UTC, volviendo a valores normales a las 22:16 UTC el 27 de junio (Carn et al., 2018; Vasconez et al., 2018).

# Capítulo 3

## Metodología y criterios de aplicación

### 3.1. Ruido Sísmico Ambiental

El ruido sísmico ambiental se refiere a las vibraciones permanentes de la superficie de la Tierra que se presentan como una señal de fondo cuasi-aleatoria, que no están relacionadas a terremotos o fuentes controladas (Campillo et al., 2011). El ruido se compone de microsismicidad continua asociada a los niveles de energía de fondo en la Tierra. Para bajos periodos (entre 0.1-1 s), el ruido ambiente es generado por fuentes antropogénicas y es llamado ruido cultural. El ruido cultural tiene un comportamiento principalmente diurno donde las mayores amplitudes se encuentran para el día, y las más bajas para noches o feriados (Nakata et al., 2019). Algunos ejemplos de algunas de estas fuentes son: fábricas, plantas eléctricas, trenes, maquinaria pesada y tránsito vehicular. Para periodos intermedios, de 1-30 s, el espectro está dominado por microsismos generalmente causados por corrientes oceánicas. Dentro de estos destacan dos señales microsísmicas cercanas a los periodos de 6-9

y 12-18 segundos. Estos microsismos se conforman por ondas superficiales y son llamados primario (12-18 s) y secundario (6-9 s) (Friedrich et al., 1998). El microsismo primario es generado por la interacción de las olas oceánicas con el fondo oceánico mientras que el secundario se forma por la interacción no lineal del fondo oceánico con olas reflejadas (Lacoss et al., 1969). Los microsismos son observados globalmente pero se ha encontrado que los de mayor potencia se registran en estaciones ubicadas en islas ya que sufren menos atenuación por estar mas cerca de la fuente (Nakata et al., 2019).

La interferometría de ruido ambiente usa correlaciones cruzadas de las señales de ruido sísmico registradas en un par de estaciones para reconstruir una función de Green empírica, que describe la respuesta impulsiva del medio heterogéneo. En sismología, esta función describe el desplazamiento que se produce en el medio al aplicar una fuerza puntual en tiempo y espacio. Lobkis y Weaver (2001), a través de experimentos acústicos, demostraron que la correlación cruzada de un campo difuso se aproxima a la función de Green entre un par de estaciones, que a su vez está compuesta por ondas aleatorias. El tener registros por largos períodos de tiempo, permite asumir que el ruido ambiente sea un campo aleatorio, y sea considerado un campo difuso, pudiéndose extraer la función de Green a partir del ruido (Shapiro y Campillo, 2004). El tensor de Green tiene 9 componentes (combinaciones de las componentes Radial (R), Transversal (T), y Vertical (Z)), que se conforman principalmente por ondas Rayleigh en la componente ZZ, ondas Love en la componente TT, y una combinación de ambas en las componentes cruzadas (Shapiro y Campillo, 2004).

Los arribos directos de ondas superficiales se pueden observar al graficar las correlaciones cruzadas en tiempo en función de la distancia entre estaciones. Estos gráficos son llamados *moveouts* en inglés. El tener claros arribos directos para ondas con velocidades de ondas superficiales en los *moveouts* es un buen indicador de la convergencia de la correlación cruzada a la función de Green empírica (Ballmer et al., 2013). La simetría entre el lado casual y acausal de los *moveouts* está relacionada con la distribución azimutal de la fuente del ruido ambiente (Stehly et al., 2006).

### **3.2. Variaciones de velocidad usando ruido sísmico**

Los registros continuos de ruido ambiente permiten caracterizar la corteza terrestre de distintas maneras. Se pueden medir los cambios de velocidad relativa en la corteza a través de las variaciones temporales del arribo de la energía de la coda de la correlación cruzada. La coda de la correlación cruzada se conforma por ondas que se han dispersado más de una vez en heterogeneidades del medio y se propaga por una distancia más larga que las ondas directas (Brenquier et al., 2008). Se usa la coda de la correlación cruzada ya que la onda directa es más susceptible a los efectos de la fuente, y estos efectos deben ser minimizados para observar variaciones de velocidad del medio (Stehly et al., 2006). Con esto se logra obtener fuentes de ruido no cambiantes y un contenido frecuencial constante (Hadziioannou et al., 2009). El uso de de las señales que conforman la coda, que se propagan a velocidades menores que las

ondas superficiales, permite que las correlaciones cruzadas no estén contaminadas por el arribo directo de ondas Rayleigh y Love. Los cambios en la coda corresponden a cambios en las heterogeneidades por lo que se interpretan como cambios en el medio. Entonces, las variaciones de velocidad en las ondas coda están directamente vinculados con cambios en la coda, y por lo tanto con cambios en las propiedades físicas del medio (Hobiger et al., 2014). Por ejemplo, los esfuerzos compresionales causan incrementos de velocidad y los esfuerzos extensivos dan lugar a decrecimientos en la velocidad (Donaldson et al., 2017).

### 3.2.1. Moving Window Cross Spectrum

En este estudio se aplica la técnica llamada Moving Window Cross Spectrum (MWCS) para determinar los cambios temporales de la velocidad. Originalmente este método fue usado para encontrar cambios en velocidad usando pares (*doublets*) de sismos de una misma familia (Poupinet et al., 1984). Brenguier et al. (2008) fueron los primeros en aplicar esta técnica usando ruido ambiente en un contexto volcánico, donde la correlación cruzada entre diferentes pares de estaciones actúa como una fuente de sismicidad permanente en cada estación (Shapiro y Campillo, 2004). El uso del ruido ambiente permite dejar de depender de la ocurrencia de eventos sísmicos para poder calcular los cambios de velocidad.

El método MWCS se aplica en el dominio de la frecuencia, donde la señal que se extrae es más coherente en comparación a otras técnicas para obtener variaciones de velocidad con ruido ambiente (Clarke et al., 2011). Una vez analizada la calidad de las correlaciones cruzadas en el

dominio del tiempo y frecuencia, se suman las funciones de correlación para formar una traza de referencia y una traza móvil, ya que las variaciones de velocidad surgen a partir de diferencias en tiempo entre ellas (Clarke et al., 2011). Se requiere que la cantidad de correlaciones cruzadas usadas para formar la traza de referencia sea mucho mayor a las usadas para el cálculo de la traza móvil. Esta condición asegura que la traza de referencia sea representativo del estado normal del medio, mientras que la traza móvil sea representativo del estado actual del medio. La traza de referencia debe contener tiempos donde no se esperan cambios de velocidad, es decir cambios en las propiedades físicas del medio (Clarke et al., 2011). En el contexto de una erupción volcánica es conveniente tomar a la traza de referencia en un periodo pre-eruptivo. Por otro lado, la traza móvil depende del intervalo de tiempo de los procesos físicos a observar.

El método MWCS tiene dos pasos fundamentales para el cómputo de las variaciones de velocidad: obtener retrasos de tiempo, y obtener cambios relativos de velocidad asociados a estos retrasos.

Los retrasos de tiempo  $dt$  se calculan entre la traza de referencia y la móvil, para distintas ventanas temporales que se solapan y se derivan del espectro de fase de la correlación cruzada. Para esto se divide a la traza de referencia y móvil en  $N_f$  pequeñas ventanas. Una vez que se transforma la señal temporal de estas ventanas al dominio de las frecuencias, se calcula el espectro de la correlación cruzada:

$$X(f) = F_{ref}(f) \cdot F_{curr}^*(f) = |X(f)|e^{i\phi(f)} \quad (3.1)$$

Donde  $F_{ref}$  y  $F_{curr}^*$  representan las transformadas de Fourier de cada

una de las ventanas, y el asterisco representa el complejo conjugado. Se debe indicar que el espectro de fase de la correlación cruzada es equivalente a la resta del espectro de fase entre la trazas de referencia y móvil. Además, la fase de esta correlación cruzada tiene una relación lineal con la frecuencia donde la pendiente de esta curva ( $m$ ) es el retraso del tiempo escalado por  $2\pi$ ,

$$\phi_j = (2\pi\delta t) \cdot f_j = m_j \cdot f_j \quad (3.2)$$

Al muestrear el espectro de fase en  $h$  valores para cada ventana, el retraso  $dt$  de la ventana  $j$ -ésima se estima usando una regresión de mínimos lineales ponderada,

$$m = \frac{\sum_{k=1}^h v_k f_k \phi_j}{\sum_{k=1}^h v_k f_k^2} \quad (3.3)$$

Donde el peso  $v_j$  depende de la coherencia en frecuencia de la correlación cruzada  $C$ , de la forma

$$v_k = \sqrt{\frac{C_k^2 \cdot |X_k|^{1/2}}{1 - C_k^2}} \quad (3.4)$$

Una vez obtenida la pendiente  $m_j$ , se divide por  $2\pi$  para obtener la diferencia de tiempo para la  $j$ -ésima ventana. Repitiendo este proceso, se obtiene las diferencias de tiempo asociado a todas las ventanas, donde cada una de ellas está identificada por su tiempo central  $t_j$ .

Al obtener las  $N_f$  diferencias de tiempo, se procede a realizar un ajuste lineal que pasa por el origen entre estas medidas y el tiempo central de la respectiva ventana ya que se asume que no hay deriva instrumental. Este ajuste es ponderado por el error en el cálculo de cada

uno de los retrasos temporales (ver apéndice de Clarke et al., 2011),

$$dt_j = b \cdot t_j \quad (3.5)$$

Si se asume un campo de esfuerzos homogéneo, actuando en la región, entonces los cambios relativos de tiempo son proporcionales a los cambios relativos en la velocidad (Brenquier et al., 2008),

$$\frac{dv}{v} = -\frac{dt}{t} = -b \quad (3.6)$$

Para asociar los cambios de velocidad de una frecuencia dada a un valor en profundidad se usan núcleos de sensibilidad. Los núcleos de sensibilidad de las ondas superficiales describen cambios producidos por una perturbación de velocidad de ondas de corte a las velocidades de grupo y fase y sirven para obtener una profundidad de muestreo para un conjunto de frecuencias (Stein y Wysession, 2003).

### 3.3. Aplicación a Galápagos

#### 3.3.1. Preprocesamiento de trazas diarias

Antes de calcular las correlaciones cruzadas se preprocesaron las trazas diarias con el procedimiento establecido en Bensen et al. (2007). Primero, la respuesta instrumental fue removida de las trazas diarias individuales. El remover la respuesta instrumental se hace para poder comparar datos provenientes de distintos instrumentos. Para esto se usa la función preestablecida de ObsPy llamada *simulate* (Beyreuther et al., 2010). Para los siguientes pasos se usó el software MSNoise (Lecocq et al., 2014). A las trazas sin respuesta instrumental se les remueve

la media y la tendencia, se suavizan los bordes de la ventana con una función tipo coseno, y se filtran entre 0.1 y 8 Hz. Una vez hecho esto, se realiza una rotación horizontal de las trazas de cada estación para poder pasar de componentes Este y Norte a Radial y Transversal. Notar que esta rotación va a hacer distinta para cada par de estaciones ya que depende del azimut de las estaciones que conforman el par.

Antes de calcular las correlaciones cruzadas se dividen las trazas en pequeños segmentos de 30 minutos a 1 hora. Con esto se atenúa la presencia de gaps a la hora de calcular la transformada de Fourier y se evita el fenómeno de Gibbs (Civilini, 2018). Después, se realiza la normalización de la señal en el dominio de las frecuencias y el tiempo. Este procedimiento mejora la convergencia de las correlaciones cruzadas a la función de Green (Shapiro y Campillo, 2004). Escogimos como normalización en el dominio del tiempo al proceso llamado one-bit normalization, que consiste en multiplicar a los segmentos por la función signo, es decir, amplitudes positivas toman el valor de 1 y amplitudes negativas se transforman en -1. Al hacer esto, se remueve las señales de terremotos y otros eventos no ambientales de mayor energía (Larose et al., 2004). La normalización espectral o blanqueo se usa para balancear la energía a lo largo de todo el espectro de frecuencias (Bensen et al., 2007). Las trazas se blanquearon entre 0.1 y 5 Hz. Una vez hecho esto se procede a calcular las correlaciones cruzadas.

### 3.3.2. Correlaciones cruzadas de ruido

Se calcularon correlaciones cruzadas para 5 meses de datos desde el 1 de Abril hasta el 1 de Septiembre del 2018 para 20 pares de estaciones

y las 9 componentes del tensor de Green. Si una estación tiene una sostenida falta de datos en el periodo eruptivo, entonces se opta por no calcular las correlaciones cruzadas para esa estación. Esto se debe a que el objetivo del trabajo es analizar variaciones de velocidad pre- y sin-eruptivas. Se sumaron las correlaciones cruzadas para crear las trazas de referencia y móvil. Decidimos usar como traza de referencia al apilamiento de trazas diarias correspondiente a un periodo pre-eruptivo de dos meses entre el 1 de Abril hasta el 10 de Junio del 2018 y trazas móviles de 1, 5, 10, 20, y 30 días. Las diferentes longitudes de la traza móvil nos van a permitir observar los rangos de tiempo asociados a potenciales movimientos magmáticos que ocurrieron antes y durante la erupción. Además se calcularon los gráficos de moveout para las 9 componentes de las 20 correlaciones cruzadas para analizar la presencia de energía en la coda de la correlación cruzada para poder evaluar las heterogeneidades del medio .

### 3.3.3. Estabilidad de las correlaciones cruzadas

La precisión de las variaciones de velocidad depende fuertemente de la calidad de las correlaciones cruzadas (Hobiger et al., 2014). Nakata et al. (2019) afirman que la estabilidad de las correlaciones cruzadas es una condición necesaria para que converjan a la función de Green.

Se analizó la estabilidad temporal al graficar las correlaciones cruzadas diarias en el dominio del tiempo. Las correlaciones cruzadas que presentan grandes amplitudes en su coda que son constantes a lo largo de todo el periodo de estudio son retenidas para el cálculo de las variaciones de velocidad. Esta característica en la coda de la correlación cruzada es

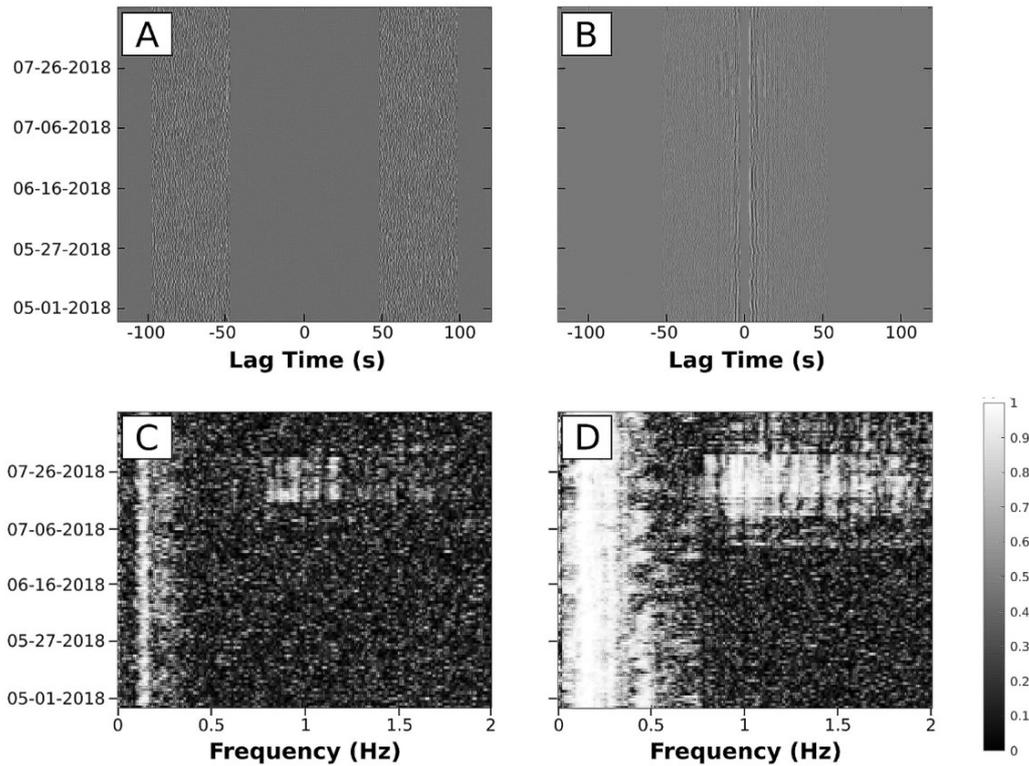


Figura 3.1: Estabilidad de correlaciones cruzadas analizada en el dominio del tiempo (A,B) y frecuencia (C,D). Correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo y función magnitud de coherencia para la componente ZZ de los pares de estaciones ALCE-SN14 (A,C) y SN04-SN14 (B,D). Para A,B las partes de la correlación cruzada que no son usadas en el cálculo de  $dv/v$  son graficados como ceros. En ambos dominios, altos valores de estabilidad son representados con colores claros. Es decir, los colores claros representan altas amplitudes en la correlación cruzada y altos valores de coherencia. En A no hay picos visibles en la coda, mientras que B muestra picos constantes para tiempos cercanos a  $\pm 5s$ . C muestra alta coherencia para frecuencias entre 0.1-0.2 Hz en todo el periodo de estudio. Para D existen altos valores de coherencia entre 0-0.6 Hz

indicativa de una correlación estable en el dominio temporal. Cuando una correlación presenta estabilidad temporal inconsistente, tendrá picos espurios de amplitud, que pueden ser interpretados falsamente como una variación de velocidad (Breguier et al., 2008).

La Figura 3.1A,B presenta correlaciones en tiempo donde los arribos directos de las ondas superficiales son graficados como ceros para centrarnos en el comportamiento de la coda. La Figura 3.1A que muestra la correlación cruzada para la componente ZZ del par ALCE-SN14

no muestra altas amplitudes, mientras que Figura 3.1B muestra señales energéticas visibles para el lado causal y acausal de la coda de la correlación cruzada que son sostenidos en los cinco meses de estudio. Esta correlación cruzada corresponde a la componente ZZ de la función de Green del par SN04-SN14.

La estabilidad en el dominio espectral es analizada a través de la función de la coherencia de la magnitud cuadrada  $C(f)$  (Lecocq et al., 2014). Esta función compara el espectro de amplitud entre dos señales y retorna como salida un valor entre 0 y 1 (parecido al coeficiente de Pearson).

$$C(f) = \frac{|F_{ref}(f) \cdot F_{cur}^*(f)|}{\sqrt{|F_{ref}(f)|^2 \cdot |F_{cur}(f)|^2}}, \quad (3.7)$$

En la Ecuación 3.7,  $F_{ref}$  y  $F_{curr}$  son las transformadas de Fourier de la traza de referencia y la respectiva traza móvil.

Se encuentran resultados similares a los picos de amplitud en tiempo al analizar la coherencia en frecuencia. La componente ZZ del par SN04-SN14, tiene altos valores de coherencia (cercaos a 1) para frecuencias entre 0 y 0.6 Hz. Estos altos valores son sostenidos por cinco meses (Figura 3.1D). Sin embargo, el par ALCE SN14 (componente ZZ) tiene valores muchos mas bajos de coherencia (Figura 3.1C). Este comportamiento es análogo para los demás pares de estaciones, donde pares que presentan una alta estabilidad en tiempo tendrán alta coherencia en frecuencia.

### 3.3.4. Determinación de las variaciones de velocidad

Se calcularon diferencias en el espectro de fase entre las trazas de referencia y la móvil usando ventanas de 10 segundos de longitud, con un solapamiento de 2 segundos. Para obtener los retardos temporales  $dt$  se calculó una regresión lineal pesada entre las diferencias de fase, donde se descartan los puntos que presentaron una coherencia en frecuencia menor a 0.65, o los que tuvieron un error asociado mayor a 0.2 s.

Al calcular esta regresión lineal se usaron diferentes filtros, llamados filtros MWCS, representativos de distintas estructuras geológicas importantes del volcán ya que es donde se esperan cambios en las propiedades físicas del volcán. En un principio se aplicaron tres filtros: 0.12–0.16 Hz, 0.3–1 Hz, 2–4 Hz. Como los resultados preliminares mostraron fuertes variaciones de velocidad para el intervalo frecuencial de 0.3–1 Hz, se decidió computar la regresión con 8 subconjuntos espectrales dentro de este intervalo: 0.2–0.3 Hz, 0.2–0.5 Hz, 0.3–0.6 Hz, 0.4–0.7 Hz, 0.5–0.8 Hz, 0.6–0.9 Hz, 0.7–1 Hz, 0.8–1.1 Hz. Adicionalmente se decidió calcular variaciones de velocidad para otras bandas espectrales como 0.1–0.4 Hz, 0.1–0.2 Hz, 0.05–1.5 Hz, 0.1–0.8 Hz, 0.5–1.2 Hz, pero no se encontró ninguna variación de velocidad significativa para estos cinco intervalos.

Se calcularon los núcleos de sensibilidad para el modo fundamental de ondas Rayleigh y Love para periodos entre 1 y 9 s (Figura 3.2 B,C,D,E). Para esto se usó el software *senskernel* (Levshin et al., 1989). Este programa requiere de un modelo de densidad además de un modelo de velocidad para ondas P y S. El modelo de velocidad para ondas de corte se obtuvo de una tomografía de ruido ambiente linealizada (Villagómez et al., 2011). El perfil de velocidades para ondas P, se obtuvo asumiendo

una relación de  $V_p/V_s$  de 1.8. Esta relación deriva de un diagrama de Wadati de eventos inter-eruptivos localizados de manera precisa (Tepp et al., 2013). El modelo de densidad usado para obtener los núcleos se obtuvo de una relación empírica para rocas basálticas usando un perfil de velocidades de ondas P (Brocher, 2005).

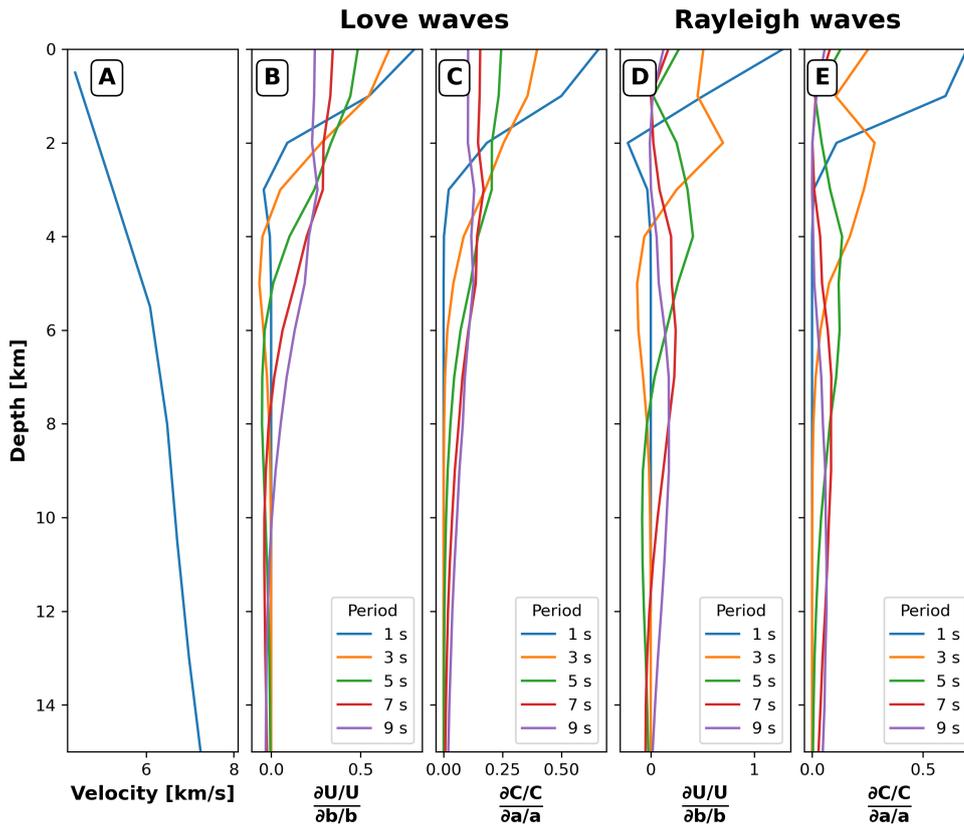


Figura 3.2: A: Modelo 1D de velocidades para ondas P (Tepp et al., 2013). Derivadas parciales normalizadas para distintas profundidades de la velocidad de grupo (B,D) y la velocidad de fase (C,E) con respecto a la velocidad de ondas P y S.

Una vez calculados los  $dt$  para todas las ventanas, se filtran las ondas directas usando ventanas dinámicas en tiempo. Usamos ventanas con una longitud de 50 s ya que la coherencia de la correlación cruzada decrece en las partes más avanzadas de la coda (Hobiger et al., 2012).

El tiempo mínimo del filtro dinámico depende de la distancia entre estaciones y de una velocidad aparente que tomamos como 1.1 km/s. Por ejemplo, para el par SN02-SN11, que tiene un espaciamiento de 4 km, el mínimo de tiempo es de 3.63 s. Para el cálculo de los retrasos temporales relativos  $dt/t$  se usó el lado causal y acausal de la correlación cruzada.

Las variaciones de velocidad se obtienen multiplicando por -1 a  $dt/t$ . Primero se analizaron las componentes individuales de las variaciones de velocidad. Este análisis no mostró ningún patrón interesante, por lo que se promediaron las 9 componentes para obtener un promedio de la velocidad para cada par de estaciones. El promediar las componentes aumentó la resolución de las curvas de velocidad (Hobiger et al., 2012).

# Capítulo 4

## Resultados

### 4.1. Variaciones de Velocidad

Con el objetivo de estudiar las variaciones de velocidad en el volcán Sierra Negra asociadas con su más reciente actividad eruptiva (erupción de Junio a Agosto de 2018), se calcularon las variaciones temporales de velocidad para ventanas móviles de 1, 5, 10, 20, y 30 días de longitud usando 11 diferentes filtros MWCS: 0.3-1 Hz, ocho subconjuntos de la banda 0.3-1 Hz, 0.12-0.16 Hz, y 2-4 Hz. Estos rangos de frecuencias de ondas superficiales recogen las distintas heterogeneidades ubicadas en la parte más somera del volcán, donde se esperan los cambios eruptivos más significativos. El análisis de los núcleos de sensibilidad muestra que las ondas superficiales en bandas frecuenciales de 2-4 Hz, 0.3-1 Hz, y 0.12-0.16 Hz son sensibles a profundidades de 0-2 km, 2-4 km, y 7-15 km respectivamente (Figura 3.2). Los 8 subconjuntos que cubren las frecuencias entre 0.3 a 1 Hz corresponden a ondas que viajan a profundidades de 2-4 km. Se usaron 20 pares de estaciones para el calculo de las variaciones de velocidad para poder hacer una análisis antes y durante de la erupción (todos los rayos coloridos en Figura 4.1).

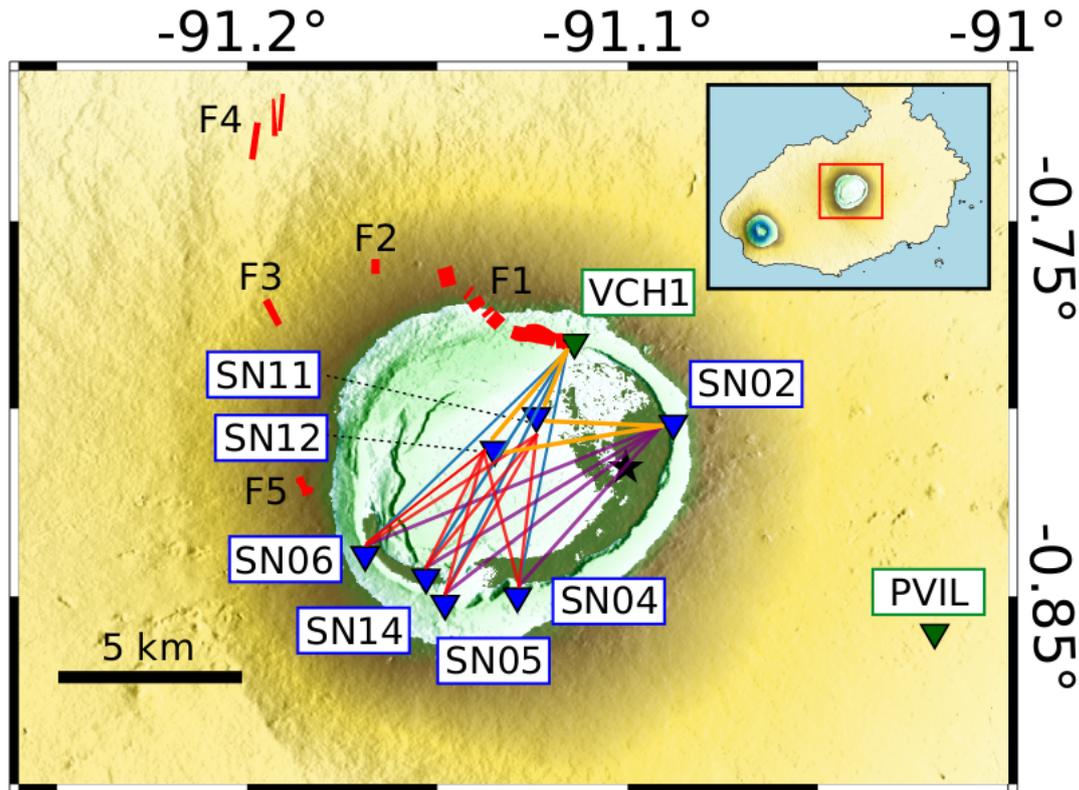


Figura 4.1: Mapa topográfico de la caldera de Sierra Negra. El recuadro muestra a la caldera con respecto a la parte sur de la isla Isabela. Los triángulos verdes muestran las estaciones permanentes del Instituto Geofísico, mientras que los triángulos azules muestran las estaciones del proyecto IGUANA (Bell et al., 2021). Los polígonos rojos muestran la ubicación aproximada de las fisuras eruptivas. La estrella negra muestra el epicentro del terremoto  $M_L 4.8$  que ocurrió el 9 de junio. Los rayos de distintos colores muestran los subconjuntos que se usaron para obtener promedios de las variaciones de velocidad (más información en el texto).

Es importante analizar las correlaciones cruzadas de ruido sísmico en estas bandas frecuenciales para poder cuantificar la calidad de las mismas. Se observa que las funciones de las correlaciones cruzadas entre la mayoría de los pares de estaciones son simétricas para los rangos de frecuencias entre 0.3-1 Hz y 0.12-0.16 Hz (Figura 4.2). Esto sugiere que para estas bandas de frecuencia las fuentes ruido tiene una distribución azimutal homogénea. La simetría se pierde parcialmente para las distancias interestaciones más largas lo que sugiere una distribución de ruido heterogénea para estos pares. Para las bandas frecuenciales de 0.3-1 Hz

y 0.12-0.16 Hz también son evidentes los claros arribos de ondas superficiales y la alta estabilidad en ambos dominios (tiempo y frecuencia) durante todo el tiempo de estudio para la mayoría de pares de estaciones (Figura 3.1).

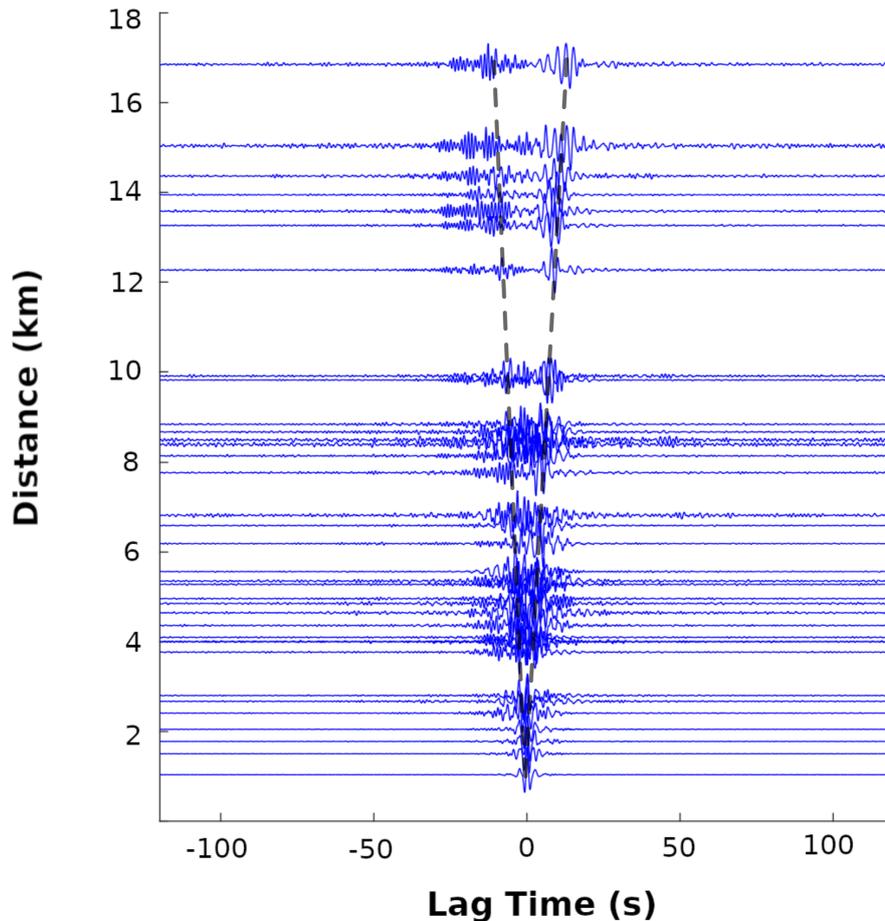


Figura 4.2: Gráfico de moveout para la componente ZZ de la correlación cruzada filtrado entre 0.3-1 Hz. La línea negra punteada marca el arribo directo de ondas Rayleigh.

Se realizó un análisis de ruido para todas las estaciones que fueron usadas para calcular las variaciones de velocidad (Figura 4.3). Para poder analizar el ruido, se calculó la densidad de potencia espectral del desplazamiento para las tres componentes registradas (N, E, Z). La densidad de potencia espectral se promedió usando segmentos con una

longitud menor a media hora. La densidad de potencia espectral se usa para describir procesos aleatorios donde es necesario recurrir a la teoría de probabilidades. El ruido de cada estación fue comparado con un modelo global de ruido sísmico (Peterson, 1993). En este modelo el límite superior corresponde al Nuevo Modelo de Alto Ruido (NHNM por sus siglas en inglés). El NHNM se calculó usando estaciones de banda-ancha localizadas en islas. El límite inferior de la curva es llamado Nuevo Modelo de Bajo Ruido (NLNM), que se calcula con el mismo procedimiento pero usando estaciones ubicadas en el interior de continentes y esparcidas por todo el mundo (Peterson, 1993).

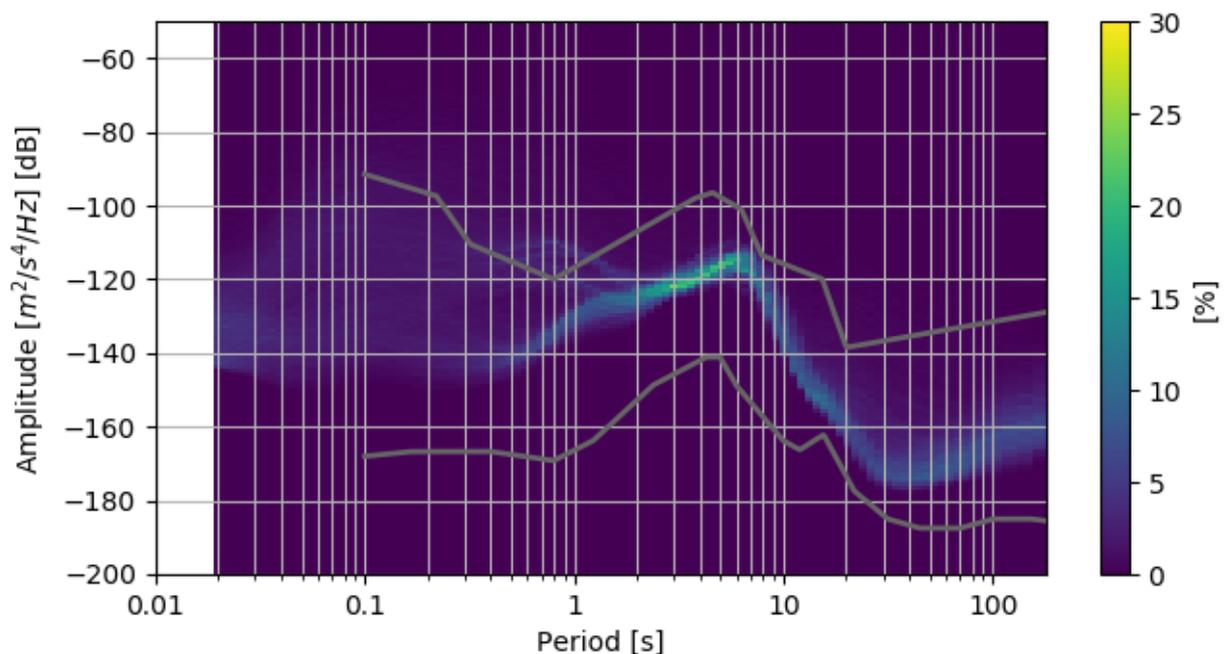


Figura 4.3: Densidad de potencia espectral de desplazamiento para la componente vertical de la estación SN11.

Un buen indicador de la convergencia de las correlaciones cruzadas entre 0.12-0.16 Hz es un claro pico en las curvas de densidad de potencia espectral alrededor de los 0.16 Hz en todas las estaciones (Figura 4.3) (Ballmer et al., 2013). Por otro lado, la falta de estabilidad y la ausencia de arribos directos claros de ondas superficiales en las correlaciones

cruzadas correspondientes a frecuencias entre 2-4 Hz hace que no esté garantizada la convergencia de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico a la función de Green. La falta de estabilidad y de energía en la coda también es una característica para pares de estaciones con una distancia más larga. Esto puede indicar que la atenuación tiene un rol importante en la calidad de las correlaciones cruzadas. Este comportamiento para pares de estaciones es observado para todas las bandas frecuenciales cuando se consideran distancias entre estaciones mayores a 20 km (Figura 2.2).

Al promediar las variaciones de velocidad para 20 pares de estaciones que cruzan a la caldera parcial o completamente (todos los rayos vistos en Figura 4.1), se observa una disminución pre-eruptiva de la velocidad al usar un filtro de 0.3-1 Hz en todas las ventanas móviles. La ventana móvil de 1 día muestra que el decrecimiento comenzó el 9 de junio y recuperó su valor normal el 25 de junio, un día antes de la erupción (Figura 4.4). El inicio del decrecimiento coincide en tiempo con un sismo de  $M_L$  4.8 con epicentro en el flanco este de la caldera (estrella negra en Figura 4.1) que ocurre el 9 de junio a las 00:15 UTC, con latitud  $-0.82^\circ$ , longitud  $-91.1005^\circ$ , y a 0.7 km de profundidad.

Esta anomalía en las variaciones de las velocidades sísmicas es mayor para un subconjunto de pares de estaciones que cruzan al cuadrante noreste de la caldera (pares SN02-SN11, SN02-SN12, SN11-VCH1, y SN12-VCH1) (Figura 4.5). Estos rayos representan a los pares de estación más cercanos al flanco noroeste de la caldera (rayos naranjas en Figura 4.1), donde se ubican las fisuras eruptivas. El promedio de estos 4 pares muestra un mínimo absoluto de  $-0.27\%$  al usar una ventana de 10

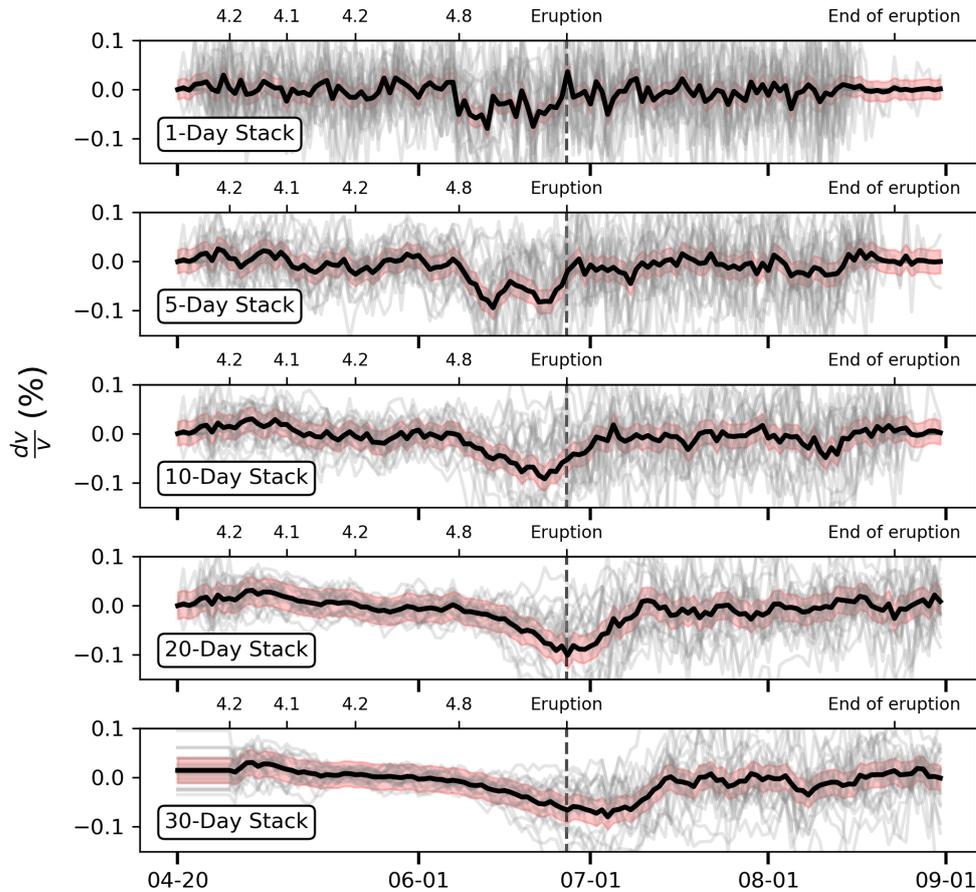


Figura 4.4: Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de estaciones que cruzan la caldera usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz. De arriba a abajo ventanas móviles de longitud de: 1, 5, 10, 20, y 30 días. La línea punteada vertical negra muestra el día de la erupción (26 de junio). La línea negra continua muestra el promedio de las 20 pares de estaciones considerados. Las líneas grises representan el promedio de las 9 componentes de las variaciones de velocidad de cada estación. El área roja muestra la dispersión de las curvas correspondiente a una desviación estándar. Los sismos pre-eruptivos con magnitudes mayores a 4 y el comienzo y final de la erupción están indicados en la parte superior del eje x.

días (Figura 4.5). Para obtener esta curva se usaron las 9 componentes de cada par de estaciones.

Al contrario, cuando se consideran estaciones que cruzan el borde suroeste de la caldera (pares SN04-VCH1, SN05-VCH1, SN06-VCH1,

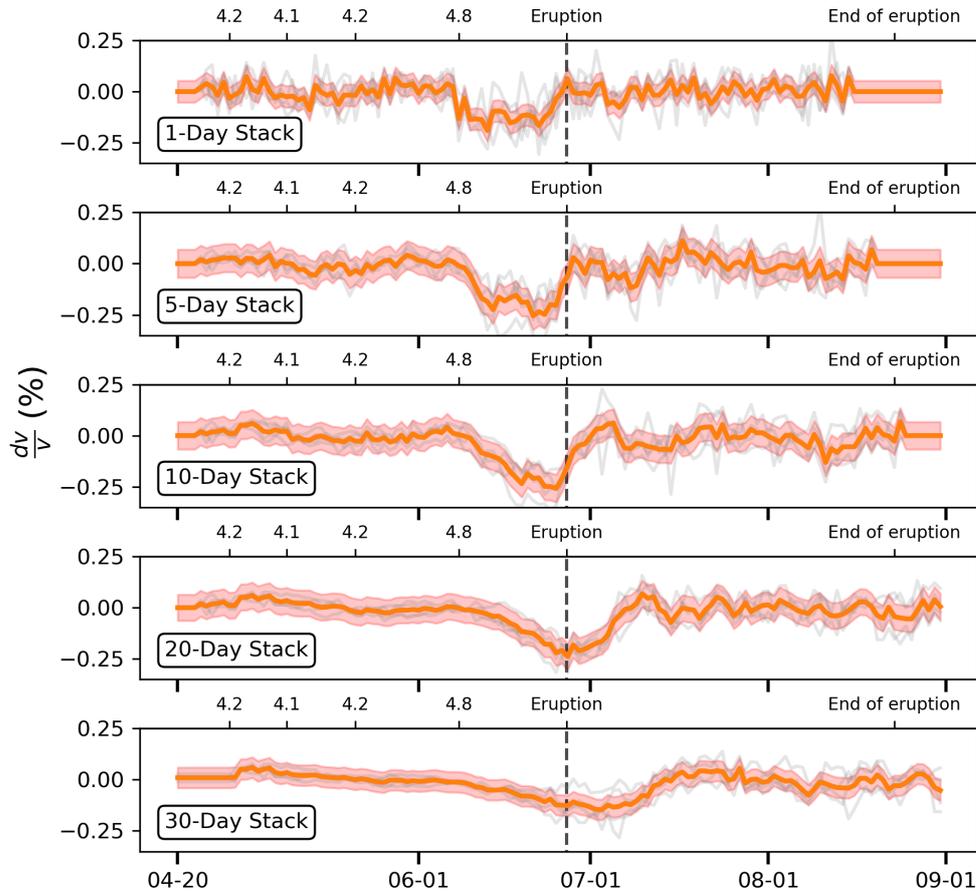


Figura 4.5: Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de los pares de estaciones más cercanos a las fisuras eruptivas usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz. De arriba a abajo ventanas móviles de longitud de : 1, 5, 10, 20, y 30 días. La línea punteada vertical negra muestra el día de la erupción (26 de junio). La línea naranja continua muestra el promedio de los 4 pares de estaciones considerados. Las líneas grises representan el promedio de las 9-componentes de las variaciones de velocidad de cada estación. El área roja muestra la dispersión de las curvas correspondiente a una desviación estándar. Los sismos pre-eruptivos con magnitudes mayores a 4 y el comienzo y final de la erupción están indicados en la parte superior del eje x.

SN14-VCH1) y frecuencias entre 0.3-1 Hz, la anomalía de velocidad desaparece en todas las ventanas móviles (Figura 4.6). Estos cuatro pares de estaciones cruzan completamente a la caldera en un sentido predominantemente nornoreste-sursuroeste (rayos azules en Figura 4.1). La

disminución de velocidad es menor o nula al considerar otros subconjuntos de pares de estaciones y la misma banda frecuencial de 0.3-1 Hz (Figura 4.7).

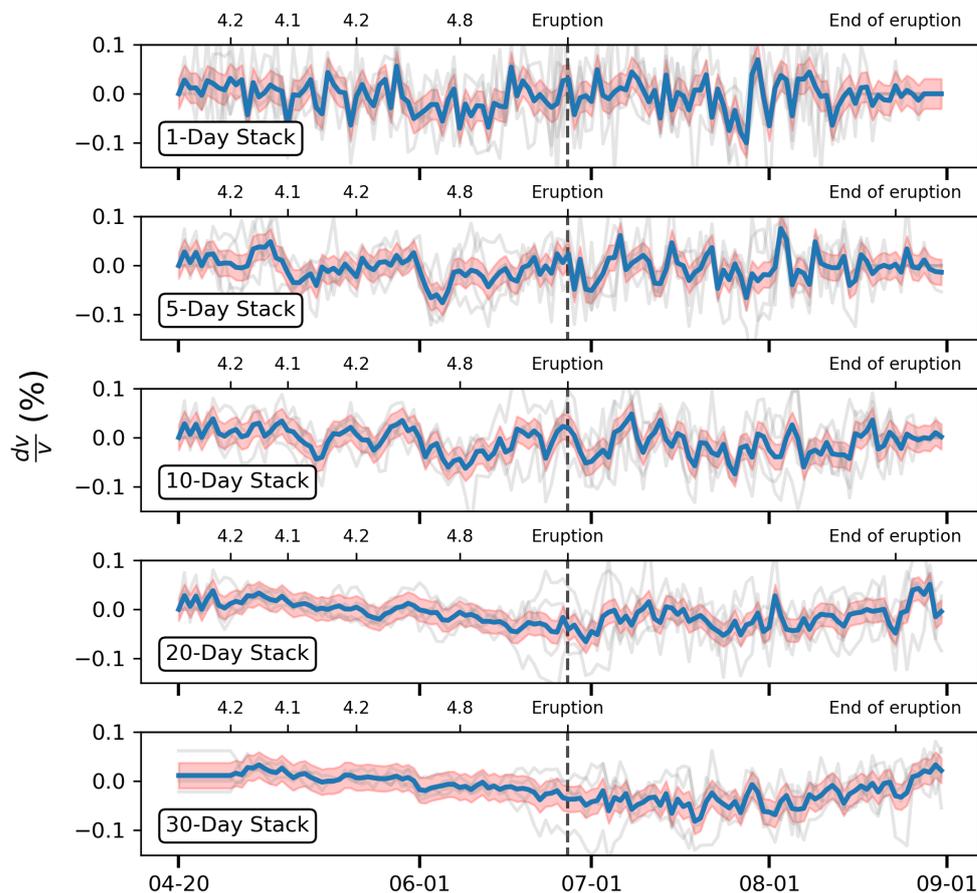


Figura 4.6: Variaciones de velocidad para todas las ventanas móviles de los pares de estaciones que atraviesan la caldera en sentido N-S usando un filtro MWCS de 0.3-1 Hz (rayos azules en Figura 4.1). De arriba a abajo ventanas móviles de longitud de: 1, 5, 10, 20, y 30 días. La línea punteada vertical negra muestra el día de la erupción (26 de junio). La línea naranja continua muestra el promedio de los 4 pares de estaciones considerados. Las líneas grises representan el promedio de las 9-componentes de las variaciones de velocidad de cada estación. El área roja muestra la dispersión de las curvas correspondiente a una desviación estándar. Los sismos pre-eruptivos con magnitudes mayores a 4 y el comienzo y final de la erupción están indicados en la parte superior del eje x.

El decrecimiento de la velocidad vuelve a ser observado al considerar

los 20 pares que cruzan la caldera completamente o en forma parcial (todos los rayos en Figura 4.1) pero con mayor amplitud al considerar intervalos de frecuencia más altos: 0.4–0.7 Hz, 0.5–0.8 Hz, 0.6–0.9 Hz, 0.7–1 Hz, y 0.8–1.1 Hz (Figura 4.7). Por otro lado, esta señal es menos evidente para los subconjuntos de frecuencias más bajas dentro del intervalo 0.3–1 Hz: 0.2–0.5 Hz y 0.3–0.6 Hz (Figura 4.7).

Las frecuencias entre 0.2–0.3 Hz muestran un incremento de 0.1% al promediar los 20 pares de estaciones (pares correspondientes a todos los rayos en Figura 4.1) que cruzan la caldera al menos parcialmente (cuadrado azul en Figura 4.8). Para obtener las variaciones de cada uno de los 20 pares de estaciones usados, se promediaron las 9 componentes de las curvas de  $dv/v$ .

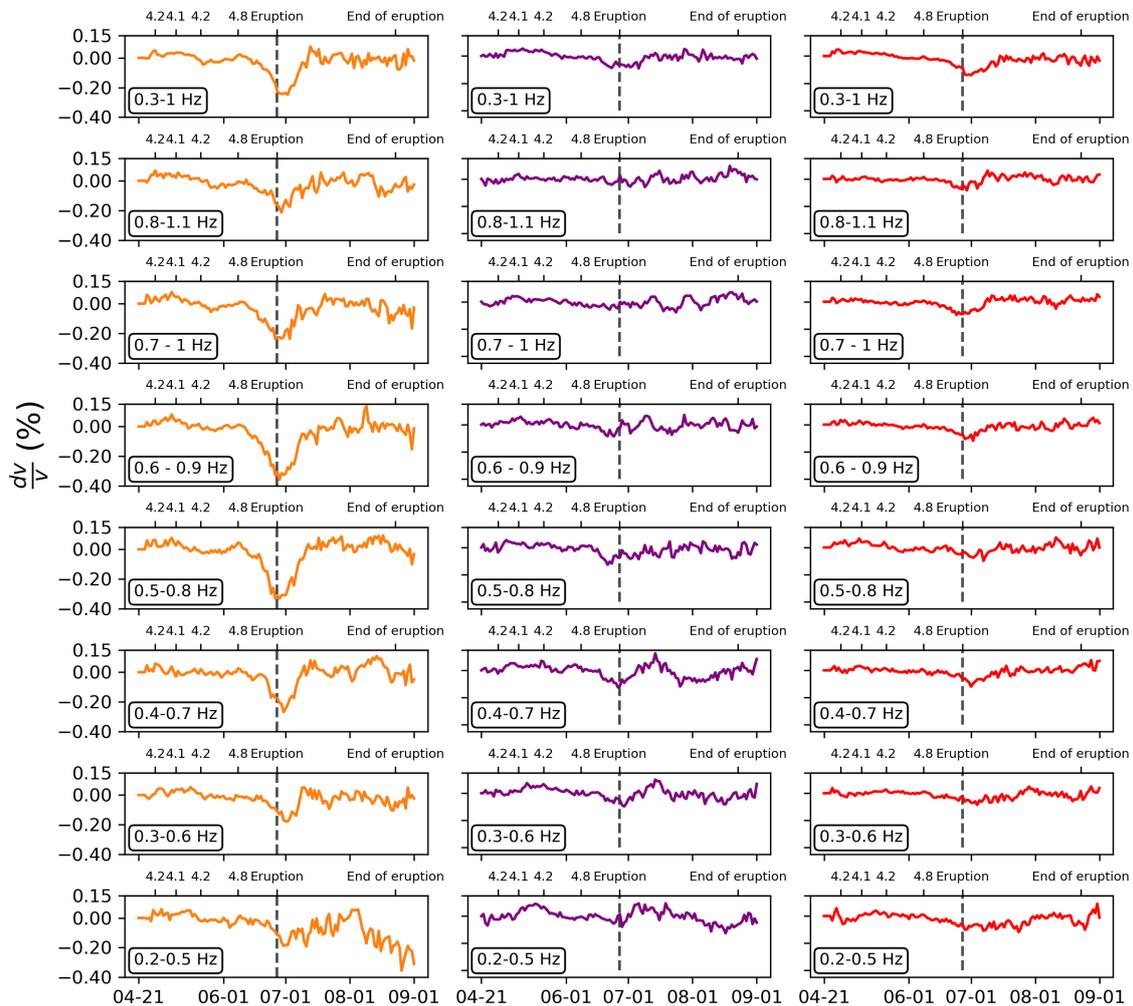


Figura 4.7: Promedio de las variaciones de velocidad para una traza móvil de 20 días para 8 bandas de frecuencia al promediar las curvas de los 20 pares vistos en Figura 4.1. De arriba a abajo: 0.3-1 Hz, 0.8-1.1 Hz, 0.7-1 Hz, 0.6-0.9 Hz, 0.5-0.8 Hz, 0.4-0.7 Hz, 0.3-0.6, y 0.2-0.5 Hz. Para calcular estas curvas se usaron las 9 componentes de cada par de estaciones. La línea gris punteada es el día de la erupción (26 de junio). El color de la curva corresponde al promedio de las variaciones de velocidad de los pares de estaciones con rayos del mismo color en Figura 4.1. Los sismos pre-eruptivos con magnitudes mayores a 4 y el comienzo y final de la erupción están indicados en la parte superior del eje x.

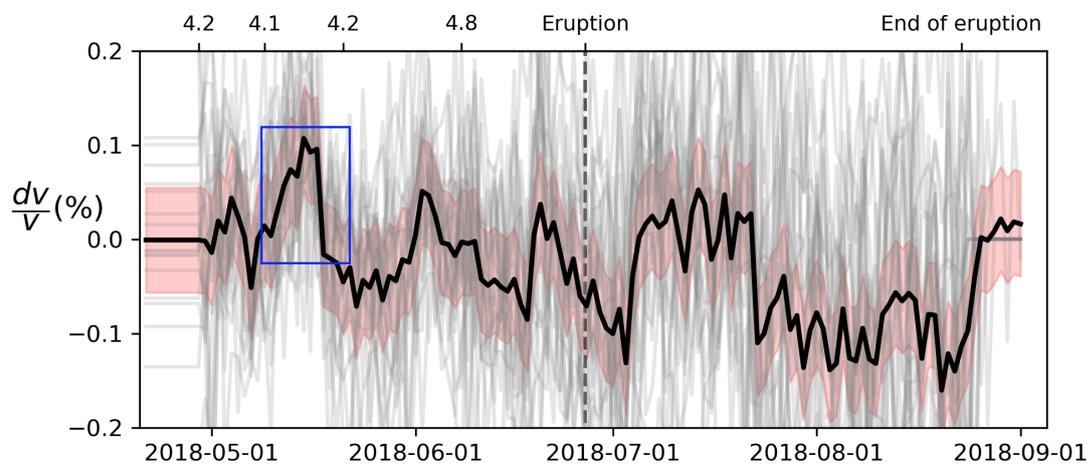


Figura 4.8: Promedio de las variaciones de velocidad para una traza móvil de 10 días para frecuencias entre 0.2-0.3 Hz. Se usaron las 9 componentes de las correlaciones cruzadas para calcular la variación de velocidad de cada par de estaciones. Se usaron todos los 20 pares de estaciones mostrados en Figura 4.1 para obtener el promedio. La línea roja marca una error de una desviación estándar. Los sismos pre-eruptivos con magnitudes mayores a 4 y el comienzo y final de la erupción están indicados en la parte superior del eje x. El rectángulo azul muestra el incremento de velocidad que es interpretado como una intrusión magmática de la zona cristalizada al sill.

# Capítulo 5

## Discusión

### 5.1. Análisis de las correlaciones cruzadas

El análisis de los núcleos de sensibilidad indica que las ondas superficiales entre 0.3 y 1 Hz son sensibles a profundidades entre 2-4 km, donde estudios geodésicos y petrológicos indican que hay un reservorio magmático en forma de sill (Amelung et al., 2000). La banda MWCS de 0.12-0.16 Hz muestrea al reservorio rico en cristales entre 7-15 km, según indican imágenes tomográficas. Las frecuencias entre 2 y 4 Hz se enfocan en los procesos que ocurren en las rocas inmediatamente sobre el sill. Un análisis de la estabilidad de las correlaciones cruzadas nos permite interpretar cuando las variaciones de velocidad son atribuidas a cambios en las propiedades físicas del medio.

La convergencia de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico a la función de Green para las bandas de 0.3-1 Hz y 0.12-0.16 Hz es indicada por los altos valores de estabilidad y los claros arribos de ondas superficiales. Además, cuando se filtra a los moveouts para estas frecuencias, se observan amplitudes más altas para los arribos correspondientes a las ondas superficiales con un comportamiento dispersivo. Esto sugiere que

las correlaciones cruzadas están dominadas por ondas superficiales y no ondas de cuerpo, como se ha indicado en otros estudios (Ballmer et al., 2013; Donaldson et al., 2017).

Se realizó un análisis de la distribución azimutal de la energía para determinar las direcciones donde el ruido tiene la suficiente potencia como para poder interpretar variaciones de velocidad (Figura 5.1). Para hacer esto, calculamos el máximo de los lados causales y acausales de la traza de referencia (10 de abril - 1 de junio) para cada azimut y back-azimut del par de estaciones. Este análisis indica niveles de ruido mayores para pares de estaciones con una orientación estenoreste-oestesuroeste. Algunos ejemplos de pares con esta orientación son: SN02-SN11 y SN04-SN06. Esta orientación es paralela a la mayor energía sísmica proveniente del océano (Figura 2.2). Mientras que valores bajos de energía son observados en pares con una distribución NNO-SSE, como por ejemplo: SN02-VCH1, SN04-SN12, PVIL-SN13 (Figuras 2.2, 5.1). La heterogeneidad azimutal de la energía sísmica también está en concordancia con la pérdida de simetría para pares con una distancia mayor a 20 km.

## 5.2. $dv/v$ en otros complejos volcánicos

Se han obtenido decrecimientos pre-eruptivos de la velocidad de ondas de corte usando métodos basados en el ruido ambiente sísmico en otros volcanes basálticos del tipo escudo (Donaldson et al., 2017; Brenguier et al., 2008; Olivier et al., 2019). Estudiar estas variaciones temporales de la velocidad en estos volcanes puede proveer pistas sobre los procesos físicos que suceden antes y durante una erupción volcánica.

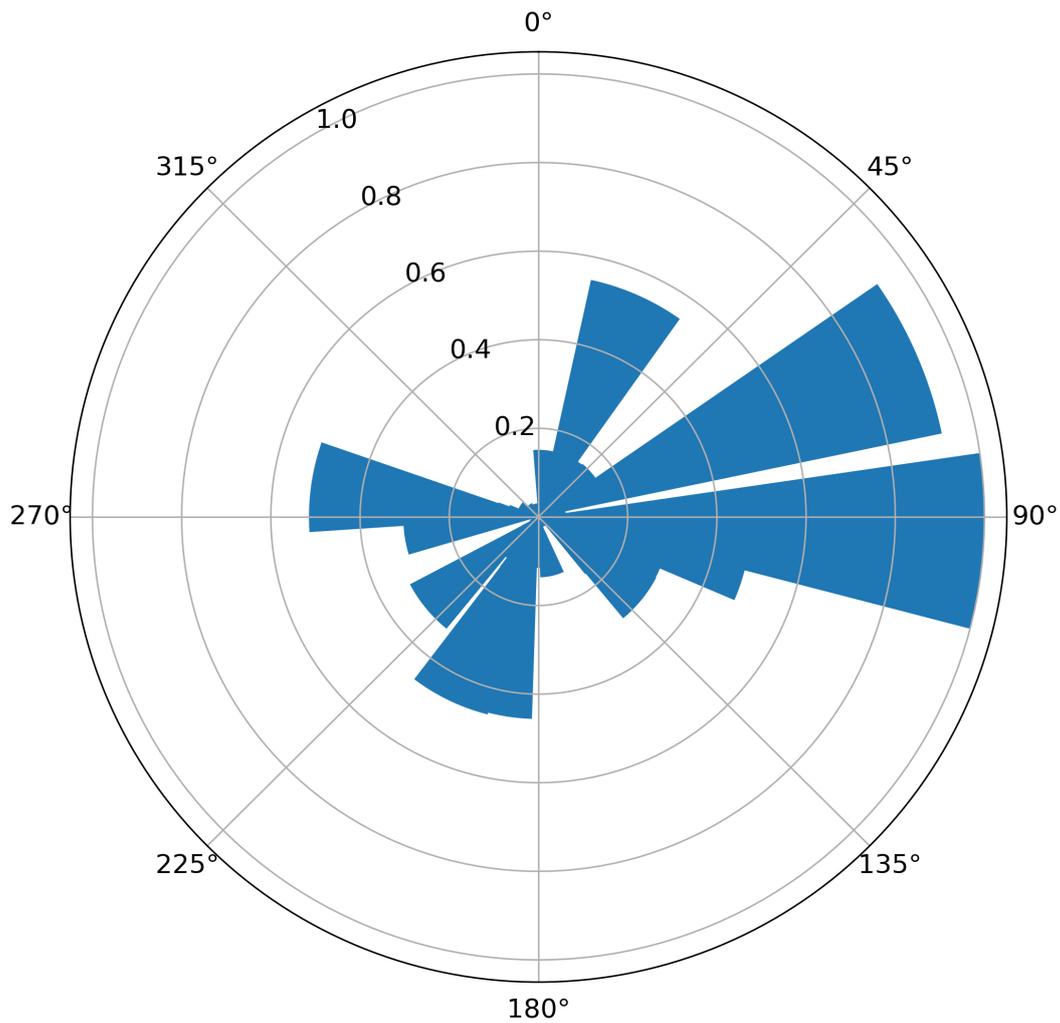


Figura 5.1: Distribución azimutal de la energía de la componente ZZ de las correlaciones cruzadas normalizadas, donde el norte está ubicado a  $0^\circ$ .

La dilatación del edificio volcánico, atribuida a una presurización del magma, ha resultado en decrecimientos de velocidad para los distintos períodos eruptivos del volcán Piton de la Fournaise (Brenquier et al., 2008; Obermann et al., 2013). Estas disminuciones de la velocidad fueron localizadas en un área cercana al reservorio magmático que fue asociado a las erupciones, lo que muestra que las anomalías están localizadas espacialmente.

Por otro lado, 10 días antes de la erupción del 2018 del volcán Kilauea en Hawaii, se detectó una disminución abrupta de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas (Flinders et al., 2020; Olivier et al., 2019). En primera instancia, como no se observó ningún levantamiento de la superficie del volcán en la señal de estaciones geodésicas GNSS, se descartó como modelo la presurización y rápida dilatación del reservorio somero como causante del decrecimiento de la velocidad (Olivier et al., 2019). El modelo preferido para el decrecimiento pre-eruptivo de la velocidad observado en el Kilauea estaría asociado a un incremento en el fracturamiento. En este proceso, el ascenso del magma causaría un mayor fracturamiento al edificio volcánico y estaría asociado a un incremento gradual en la presión del reservorio y no de cambios en el volumen del mismo. Esta hipótesis basada en el daño estructural del volcán es apoyada por períodos de mayor sismicidad debajo del reservorio, que podrían ser indicativos de un pulso de magma desde un reservorio profundo al somero. El daño del edificio volcánico del Kilauea pudo haber comenzado un año antes de la erupción cuando ocurrió un sismo  $M_L$  5.3 que causó un decrecimiento cosísmico en la velocidad de ondas de corte atribuido a la abertura de grietas. El fracturamiento facilitaría la propagación de diques y favorecería el comienzo de la erupción (Flinders et al., 2020). Donaldson et al. (2017) propone que la respuesta de velocidad es causada por esfuerzos tensionales que dan lugar a la abertura de poros y grietas.

### 5.3. Mecanismo para las variaciones de velocidad

En nuestro caso, para el volcán Sierra Negra, se observa un decrecimiento en la velocidad de ondas S, 17 días antes de la erupción al analizar frecuencias correspondientes a profundidades de 2-4 km. Para obtener esta anomalía de velocidad se promediaron las 9 componentes de las correlaciones cruzadas de pares de estaciones que cruzan la caldera parcial o completamente (todos los rayos en Figura 4.1). La anomalía de velocidad no es observada cuando se toma frecuencias correspondientes al reservorio más profundo donde hay un reservorio magmático rico en cristales a una profundidad de 7-15 km. La comparación con núcleos de sensibilidad indica que el cambio de la velocidad a frecuencias entre 0.3-1 Hz corresponde al reservorio magmático somero que comienza a los 2 km bajo el nivel del mar. Al analizar diferentes subconjuntos dentro de las frecuencias de 0.3-1 Hz, observamos que el decrecimiento está constreñido a profundidades de 2.5-3 km, que corresponde a la parte más somera del sill. (Figura 4.7).

Otros estudios han atribuido como causa de variaciones de velocidad de las ondas sísmicas a incrementos de lluvia o variaciones estacionales meteorológicas (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006). En las islas Galápagos, estos efectos no están presentes debido a la falta de lluvia durante el periodo de estudio ya que el mismo no coincide con la temporada invernal e igualmente, por su cercanía a la línea ecuatorial, no existen variaciones estacionales en las Islas. No hubo registros del fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) para el 2018 lo que podría haber causado un incremento en los niveles de precipitación en el área y por

ende del nivel del mar causando variaciones en las fuentes de ruido. La ausencia de estos efectos sugiere que la fuente de ruido no cambia durante el periodo de estudio y hace que podamos asociar a las variaciones de velocidad a diferentes procesos físicos del volcán Sierra Negra.

La comparación espacial de las variaciones de velocidad entre pares de estaciones nos permite identificar las partes del edificio volcánico donde los cambios temporales son mayores. La disminución de la velocidad es mayor para los pares de estaciones en el sector noreste de la caldera y prácticamente no es detectada en la cuadrante suroeste de la caldera (Tabla 5.1). Estos patrones son indicativos de una anomalía de velocidad localizada en el lado noreste de la caldera, cercano al eventual sitio de la erupción. Las lavas iniciales de estas fisuras provienen de la zona magmática rica en cristales que es más profunda que el sill somero (Bell et al., 2021). La señal es débil o ausente en pares de estaciones que atraviesan el sistema de fallas en el borde de la caldera (SO en Tabla 5.1). Para estos pares de estaciones las ondas coda pueden viajar por zonas donde cambian las propiedades físicas del edificio volcánico que dan lugar a cambios en el estado de esfuerzos (p. ej. Chadwick y Dieterich, 1995; Gregg et al., 2018; Holohan et al., 2011).

Longitud de la ventana móvil (días)	Mínimo (%)		
	Pares SO	Pares NE	Todos los pares
1	-0.01	-0.19	-0.08
5	-0.08	-0.27	-0.09
10	-0.07	-0.27	-0.09
20	-0.07	-0.24	-0.1
30	-0.08	-0.15	-0.09

Tabla 5.1: Valores mínimos de la velocidad al considerar diferentes subconjuntos de estaciones que atraviesan la caldera para diferentes ventanas móviles y un filtro de 0.3-1 Hz. Los colores representan subconjuntos de pares de estaciones, mostrados en Figura 4.1, usados para obtener los distintos promedios de las variaciones de velocidad.

Las variaciones espaciales y temporales de los mecanismos focales revelan cambios en el estado de esfuerzos dentro del sill de  $\sim 2\text{km}$  de espesor. Oliva (2020) usó los primeros arribos de terremotos para poder encontrar el estado de esfuerzos locales antes y durante la erupción. Para esto se calcularon mecanismos focales de sismos con magnitud mayor a 4, de abril a agosto del 2018 usando las estaciones del proyecto IGUANA y del Instituto Geofísico. Los mecanismos focales se calcularon usando el software HASH (Hardebeck y Shearer, 2002), basado en la distribución de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P, con el modelo de velocidad 1D de Tepp et al. (2013). El resultado de este trabajo mostrado en Figura 5.2, indica que el sill presurizado tiene una menor distribución areal que la caldera. Esto lo vemos por la distribución espacial de los sismos pre-eruptivos. Además se observa que los eventos pre-eruptivos ubicados en el sistema de fallas de anillo que se ubican por sobre los bordes del sill tienen una componente inversa, indicando que el régimen de esfuerzos en el centro del sill, donde la anomalía es más clara, es extensivo para compensar la tensión en los bordes. Esto es apoyado por los sismos pre-eruptivos de mecanismo normal en sector este de la caldera. Los mecanismos focales de los terremotos ubicados en el sistema de fallas, cambian de compresivos con orientación radial (P) a extensivos con orientación radial (T) después del comienzo de la erupción. Este cambio nos ofrece pistas sobre la razón por la cual el decrecimiento de la velocidad se vuelve nulo al comienzo de la erupción ya que las fracturas y poros sobre el sill que se abrieron antes de la erupción, se deberían cerrar durante la erupción (Oliva, 2020). Entonces el estado de esfuerzos en el borde de la caldera y en el centro de la

caldera se correlacionan con la variación espacial en las curvas de  $dv/v$  (Tabla 5.1, Figura 5.2).

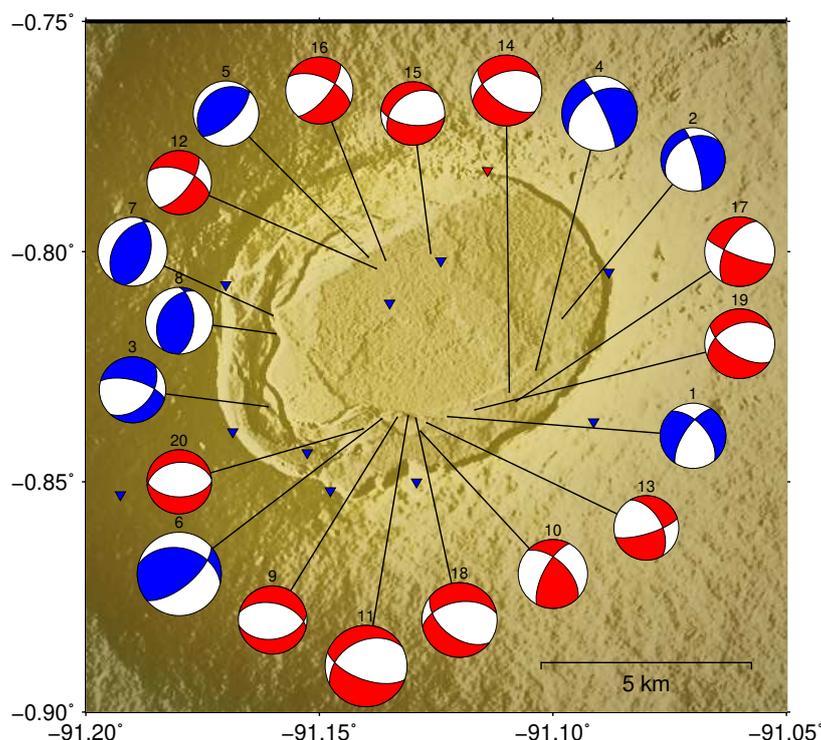


Figura 5.2: Mecanismos focales usando los primeros arribos de eventos con magnitud mayor a 4, de abril a agosto del 2018. Los mecanismos focales están numerados cronológicamente, donde los azules son los pre-eruptivos y los rojos sin-eruptivos. El evento 4 es el magnitud 4.8 del 9 de junio que coincide con el decrecimiento de velocidad encontrada en este estudio. El evento 6 ocurre el 26 de junio, 10 horas antes del comienzo de la erupción y tiene una magnitud de 5.4. Gráfico tomado de Oliva (2020).

### 5.3.1. Efecto de un pulso magmático

Un sismo ocurrido el 9 de junio del 2018 de  $M_L$  4.8, se correlaciona en tiempo con el comienzo de la anomalía de velocidad (Figura 5.3). Este terremoto en el momento que ocurrió fue el sismo pre-eruptivo de mayor magnitud desde que comenzó el periodo de actividad del volcán a comienzos del 2017 y muestra el mayor momento sísmico diario desde comienzos del 2017 hasta la erupción (Figura 5.3B). El decrecimiento

de la velocidad probablemente no fue causado por deformación cortical debido al gran periodo de duración de la anomalía (17 días). La deformación superficial medida por estaciones geodésicas GNSS dentro y fuera de la caldera muestran un levantamiento continuo desde el 1 de abril del 2018 hasta 12 horas antes del comienzo de la erupción el 26 de junio. Se estimaron desplazamientos cosísmicos para todos los sismos de magnitud mayor o igual a 4.8 durante el periodo de estudio: 26 de Junio ( $M_w$  5.4), 5 de Julio ( $M_L$  5.2) y el 22 de Julio ( $M_L$  4.8); pero no se observaron desplazamientos cosísmicos para el sismo del 9 de junio (Ruiz et al., 2022). Además no se observaron cambios en la tasa de inflación después de que estos sismos ocurrieron. Otro punto que apoya que el decrecimiento de velocidad no es generado por el sismo del 9 de junio es que no se observó ningún cambio de velocidad de ondas de corte en los pares más cercanos al epicentro del evento del 9 de junio de  $M_L$  4.8 (estrella negra en Figura 4.1). Entonces, las técnicas geodésicas indican que el magma ha intruido en el sill de una manera relativamente constante desde comienzos del 2017, como lo muestra la inflación constante de la caldera.

Los datos petrológicos y las variaciones de velocidad nos brindan mayor información sobre los mecanismos pre-eruptivos que tuvieron lugar en el volcán Sierra Negra. El magma de la fisura 1 (F1 en Figura 4.1) durante el primer día de la erupción salió de la zona del reservorio con cristales que se encuentra a profundidades de alrededor de 7 km (Bell et al., 2021). Al usar frecuencias bajas correspondientes a la zona entre ambos reservorios magmáticos (5-15 km), encontramos evidencias de cambios en el sistema del reservorio profundo. Estos cambios ocurrieron

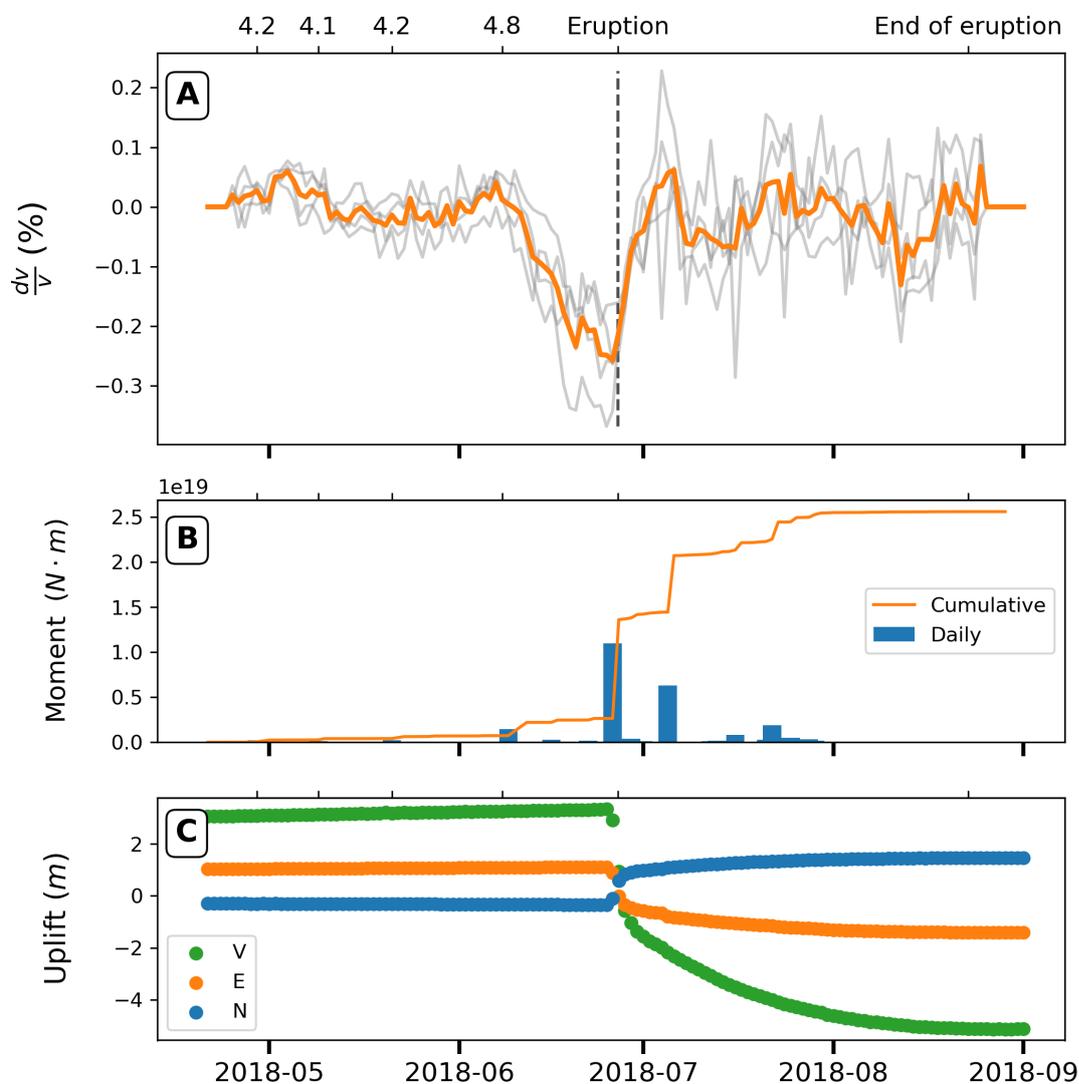


Figura 5.3: (A) Variaciones de velocidad para el sill (0.3-1 Hz) usando una ventana móvil de longitud de 10 días. Las líneas grises corresponden a las curvas de  $dv/v$  de cada par de estaciones al usar las 9 componentes del tensor de Green. La línea naranja es el promedio de los 4 pares de estaciones que son representadas con líneas naranjas en la Figura 4.1. (B) Momento sísmico acumulativo y diario. (C) Componentes Vertical, Norte, y Este de la estación cGPS GVO4 ubicada cerca de la estación sísmológica SN12 en el centro de la caldera.

antes del decrecimiento de la velocidad encontrado para profundidades someras. Veintisiete días antes del sismo  $M_L$  4.8, se observa un incremento en la velocidad de ondas que viajan a profundidades entre 5 y 15 km (rectángulo azul en Figura 4.8), correspondientes a frecuencias entre 0.2-0.3 Hz según los núcleos de sensibilidad. El leve incremento en la velocidad es obtenido al promediar los 20 pares de estaciones que cruzan la caldera completamente o de manera parcial usando las 9 componentes de cada curva. Se interpreta a esta señal como un pulso que va desde la zona magmática rica en cristales al sill. Mientras este pulso asciende, el magma llenaría el espacio de poros y las grietas causando un incremento en la velocidad. Si bien existen otras señales al considerar esta banda frecuencial, el incremento que comienza el 13 de mayo es la anomalía de velocidad pre-eruptiva mas significativa para las frecuencias entre 0.2-0.3 Hz. La interpretación de las señales sineruptivas es mucho mas compleja dado el cambio constante de las propiedades físicas que existen en el volcán durante esta etapa, además del incremento de heterogeneidades en la zona. Nosotros proponemos que el terremoto del 9 de junio del 2018 pudo haber sido generado por una intrusión del tipo dique desde el reservorio profundo al sill. La cobertura superior del sill ya se encuentra en estado crítico en este tiempo. Esto se evidencia en el rápido incremento en la magnitud y número de sismos después del 9 de junio (Figura 5.3). El magma intruido en el sill puede explicar el decrecimiento de casi dos semanas en la velocidad que termina un día antes de la erupción. El cambio en las propiedades físicas del sill y el esfuerzo extensional presente en la roca sobre el sill podría generar fracturamiento y debilitamiento del edificio volcánico y posiblemente puede incrementar

la permeabilidad. Un aumento en la permeabilidad habilitaría la salida de gas y el filtrado de magma. Sin embargo, los datos geodésicos no muestran un cambio en la tasa de inflación (Figura 5.3C) y los datos sísmicos en el mes antes de la erupción tampoco indican un enjambre ascendente característico de una intrusión magmática (Bell et al., 2021). Por estas razones el pulso magmático tiene que ser de un volumen relativamente pequeño y/o profundo (p. ej. por debajo del sill) para que no sea detectado por observaciones de InSAR o GNSS. La velocidad constante de inflación indicaría que las pequeñas intrusiones desde el reservorio más profundo al más somero representan el comportamiento normal que presenta el volcán durante este periodo eruptivo.

### 5.3.2. Inyección de gases

El segundo proceso que podría afectar a la velocidad de ondas sísmicas está relacionado con una inyección de gases disparada por el terremoto del 9 de junio, junto a esfuerzos extensivos. La combinación estos procesos generaría fracturamiento hidráulico por debajo y sobre el sill y en el sector noreste de la caldera. Mientras incrementa la temperatura en el volcán y los gases escapan, la presión de poros en el sill y sobre él, reducirían el esfuerzo normal resultante. Las rocas con una elevada presión de poros pueden tener una velocidad de ondas sísmicas significativamente menor (Shapiro, 2002). Nosotros proponemos que el sismo del 9 de junio cambia al sistema volcánico que ya se encuentra en estado crítico. La inyección de gas, llenaría los poros y grietas ya abiertos durante el periodo de inflación, e incrementaría la tasa de fracturamiento, causando la disminución pre-eruptiva de la velocidad (Figura 5.3A). El

incremento en la cantidad de pequeñas fracturas crearía el camino para el gran ascenso de magma que se produjo con el sismo de  $M_w$  5.4 horas antes del comienzo de la erupción el 26 de junio. Las fracturas también sirven como caminos para que escapen gases, causando una súbita disminución en la presión donde se van a ubicar las primeras fisuras eruptivas. Este cambio en la presión explicaría la razón por la cual la velocidad vuelve a su valor normal rápidamente. La descompresión genera vesiculación, proceso que da lugar a la formación de burbujas, con lo que la viscosidad del magma bajaría. Este cambio en la propiedad física del magma puede ser el detonante que marque el inicio de la erupción (Cashman y Sparks, 2013). Las primeras 28 horas de la erupción del 2018 fueron acompañadas por una gran emisión de gases que fueron observados por satélites (Carn et al., 2018; Vasconez et al., 2018). La vesiculación y fuga de gases son procesos que ya fueron una parte importante de la erupción del 2005. Antes y después de la erupción del 2005, se encontraron grandes cambios en las observaciones gravimétricas que fueron interpretados como desgasificación y vesiculación (Vigouroux et al., 2008). Este escenario se asemeja al modelo propuesto por Olivier et al. (2019) para la erupción del 2018 del Kilauea. La fuga de gases sería un proceso invisible para observaciones InSAR y GNSS, y puede estar relacionado al pequeño incremento en el momento sísmico visto justo después del 9 de junio (Figura 5.3).

El análisis espacial de las curvas de  $dv/v$  para frecuencias correspondientes al sill, muestra que la disminución pre-eruptiva es más fuerte para los pares de estaciones que cruzan el sector noreste de la caldera. Este análisis es consistente con las fisuras eruptivas que aparecieron en la

primera etapa de la erupción, lo cual sugiere que los cambios más significativos están cerca de las primeras fisuras eruptivas y apoya al modelo basado en la desgasificación. El epicentro del sismo del 9 de junio se encuentra cerca de las cuatro estaciones para las cuales se encontró el cambio de velocidad más grande, lo que indica que el terremoto pudo haber cambiado las propiedades poro-elásticas del lugar y sus cercanías.

### 5.3.3. Modelo final

El modelo preferido es una combinación de un pulso de magma y fuga de gas dentro del sill. Esta es la misma región donde Vigouroux et al. (2008) encontraron la variación de densidad más grande antes de la erupción del 2005. Un pequeño pulso de magma y el sismo de magnitud local 4.8 en una caldera ya expuesta a esfuerzos extensionales inducen fracturamiento y debilitamiento mecánico de la roca por encima del sill. Estos procesos físicos generarían una gran descompresión que facilitaría la vesiculación y el ascenso de magma. Esto daría lugar al masivo movimiento de magma visto el 26 de junio del 2018, y explica la súbita desgasificación.

# Capítulo 6

## Conclusiones

En esta tesis, se realizó un análisis de las variaciones de velocidad con estaciones sísmicas pertenecientes a la red permanente de monitoreo y a las estaciones temporales instaladas meses antes de la erupción del 26 de junio del 2018 en el volcán Sierra Negra de las Islas Galápagos. Los resultados muestran una clara señal precursora de esta erupción. Para obtener las variaciones de velocidad se calcularon cambios relativos temporales entre una traza pre-eruptivo de abril a junio del 2018 y ventanas móviles de 1, 5, 10, 20, y 30 días de longitud usando filtros correspondientes a las siguientes profundidades: subsuperficie (0-2 km), sill (2-4 km), y reservorio cristalino (7-15 km). Para las profundidades correspondientes al reservorio más somero, se encontró un decrecimiento de 0.27 % en la velocidad de ondas de corte, que empezó 17 días antes de la erupción y terminó un día antes del comienzo de la erupción. Esta anomalía de velocidad está localizada en los pares de estaciones más cercanos a las fisuras eruptivas iniciales, sugiriendo que esta área es la que sufrió los cambios en sus propiedades físicas más significativos como daño mecánico causado por fracturamiento del medio rocoso.

La comparación de los cambios relativos de la velocidad con datos sísmicos, geodésicos, y petrológicos nos permite entender los cambios espacio-temporales en las propiedades físicas del sistema de conductos superficiales del volcán. Estos resultados, integrados con otras observaciones independientes, muestran que una pequeña intrusión magmática del reservorio cristalino al sill ocurrió el 13 de mayo, y es observado como un incremento de la velocidad. La fractura de rocas producidas por el sismo de  $M_L$  4.8 que ocurrió 17 días antes de la erupción y un pequeño pulso magmático tuvieron lugar en la zona de la caldera que está sujeta a esfuerzos extensionales. Estos procesos hicieron que el volcán entre en un estado crítico marcado por el debilitamiento de la roca por encima del sill al aumentar la presión de poros e incrementar la porosidad a causa del fracturamiento. Este conjunto de fenómenos explican la sostenida reducción en la velocidad y promovieron el inicio de la erupción. Luego de iniciada la erupción, la fuga de gases y la extrusión de magma causaron una inversión en el estado de esfuerzos en el centro de la caldera. La compresión causó el cierre de las fracturas y grietas lo que hizo que la velocidad vuelva rápidamente a su niveles iniciales pre-eruptivos.

Aunque los procesos que dieron lugar a la señal precursora son complejos, la metodología empleada provee una técnica que podría ser usada para la predicción de futuras erupciones de este volcán y posiblemente de otros volcanes con características similares. Recomendamos la implementación de un análisis de variaciones de velocidad en tiempo cuasi-real como una herramienta para el monitoreo de volcanes basálticos tipo escudo.

# Bibliografía

- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., y Segall, P. (2000). Widespread uplift and ‘trapdoor’ faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature* (407).
- Ballmer, S., Wolfe, C., Okubo, P., Haney, M., y Thurber, C. (2013). Ambient seismic noise interferometry in hawai’i reveals long-range observability of volcanic tremor. *Geophysical Journal International*, 194:512–523.
- Bato, M., Pinel, V., Yan, Y., Jouanne, F., y Vandemeulebrouck, J. (2018). Possible deep connection between volcanic systems evidenced by sequential assimilation of geodetic data. *Scientific Reports*, 8.
- Bell, A. F., Femina, P. C. L., Ruiz, M., Amelung, F., Bagnardi, M., Bean, C. J., Bernard, B., Ebinger, C., Gleeson, M., Grannell, J., Hernandez, S., Higgins, M., Liorzou, C., Lundgren, P., Meier, N. J., Möllhoff, M., Oliva, S. J., Ruiz, A. G., y Stock, M. J. (2021). Caldera resurgence during the 2018 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos Islands. *Nature Communications*, 12:1397.
- Bell, A. F., Greenhough, J., Heap, M. J., y Main, I. G. (2011). Challenges for forecasting based on accelerating rates of earthquakes at

- volcanoes and laboratory analogues. *Geophysical Journal International*, 185(2):718–723.
- Bennington, N. L., Haney, M., De Angelis, S., Thurber, C. H., y Freymueller, J. (2015). Monitoring changes in seismic velocity related to an ongoing rapid inflation event at Okmok volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(8):5664–5676.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., y Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3):530–533.
- Brenguier, F., Rivet, D., Obermann, A., Nakata, N., Boué, P., Lecocq, T., Campillo, M., y Shapiro, N. (2016). 4-d noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321:182–195.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Duputel, V. F. Z., Coutant, O., y Nercessian, A. (2008). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 1:126–130.
- Brocher, T. M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wave speeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6):2081–2092.

- Campillo, M., Roux, P., y Shapiro, N. M. (2011). *Seismic, Ambient Noise Correlation*, pages 1230–1236. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Carn, S. A., Krotkov, N. A., Fisher, B. L., Li, C., y Prata, A. J. (2018). First observations of volcanic eruption clouds from the 11 earth-sun lagrange point by dscovr/epic. *Geophysical Research Letters*, 45(20):11,456–11,464.
- Cashman, K. V. y Sparks, R. S. J. (2013). How volcanoes work: A 25 year perspective. *GSA Bulletin*, 125(5-6):664–690.
- Chadwick, W. y Dieterich, J. (1995). Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1):37–52. Models of Magnetic Processes and Volcanic Eruptions.
- Chardot, L., Jolly, A. D., M. Kennedy, B., Fournier, N., y Sherburn, S. (2015). Using volcanic tremor for eruption forecasting at white island volcano (whakaari), new zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 302:11–23.
- Chastin, S. y Main, I. (2003). Statistical analysis of daily seismic event rate as a precursor to volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 30.
- Chouet, B. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380:309–316.
- Civilini, F. (2018). *Determining seismic shear-velocity from ambient noise sources at regional and local scales*. PhD thesis, Victoria University of Wellington.

- Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., y Brenguier, F. (2011). Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 186(2):867–882.
- Cornelius, R. R. y Voight, B. (1995). Graphical and pc-software analysis of volcano eruption precursors according to the materials failure forecast method (ffm). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64(3):295–320.
- Davidge, L., Ebinger, C., Ruiz, M. C., Tepp, G., Amelung, F., Geist, D., Coté, D., y Anzieta, J. (2017). Seismicity patterns during a period of inflation at Sierra Negra volcano, Galápagos Ocean Island Chain. *Earth and Planetary Science Letters*, 462:169–179.
- Donaldson, C., Caudron, C., Green, R. G., Thelen, W. A., y White, R. S. (2017). Relative seismic velocity variations correlate with deformation at kilauea volcano. *Science Advances*, 3(6).
- Flinders, A. F., Caudron, C., Johanson, I. A., Taira, T., Shiro, B., y M.Haney (2020). Seismic velocity variations associated with the 2018 lower East Rift Zone eruption of Kīlauea, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 82:47.
- Friedrich, A., Krüger, F., y Klinge, K. (1998). Ocean-generated micro-seismic noise located with the gräfenberg array. *Journal of Seismology*, 2(1):47–64.
- Geist, D. J., Harpp, K. S., Naumann, T. R., Poland, M., Chadwick, W. W., Hall, M., y Rader, E. (2007). The 2005 eruption of Sierra

- Negra volcano, Galápagos, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70:655–657.
- Gerst, A. y Savage, M. K. (2004). Seismic anisotropy beneath ruapehu volcano: A possible eruption forecasting tool. *Science*, 306(5701):1543–1547.
- Gregg, P. M., Le Mével, H., Zhan, Y., Dufek, J., Geist, D., y Chadwick Jr., W. W. (2018). Stress triggering of the 2005 eruption of sierra negra volcano, galápagos. *Geophysical Research Letters*, 45(24):13,288–13,297.
- Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., y Campillo, M. (2009). Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6):3688–3695.
- Hardebeck, J. y Shearer, P. (2002). A New Method for Determining First-Motion Focal Mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92:2264–2276.
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., y Nakahara, H. (2012). Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*.
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., y Nakahara, H. (2014). Single-station cross-correlation analysis of ambient seismic noise: application to stations in the surroundings of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. *Geophysical Journal International*, 198(1):90–109.

- Holohan, E. P., Schöpfer, M. P. J., y Walsh, J. J. (2011). Mechanical and geometric controls on the structural evolution of pit crater and caldera subsidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B7).
- Jónsson, S., Zebker, H., y Amelung, F. (2005). On trapdoor faulting at Sierra Negra volcano, Galápagos. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1):59–71. *The Tectonics and Physics of Volcanoes*.
- Kilburn, C. R. J. (2018). Forecasting volcanic eruptions: Beyond the failure forecast method. *Frontiers in Earth Science*, 6:133.
- Lacoss, R. T., Kelly, E. J., y Toksöz, M. N. (1969). Estimation Of Seismic Noise Structure Using Arrays†. *Geophysics*, 34(1):21–38.
- Larose, E., Arnaud, D., Campillo, M., y Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlation of wide-band diffuse wavefield. *Journal of Applied Physics - J APPL PHYS*, 95.
- Lecocq, T., Caudron, C., y Brenguier, F. (2014). MSNoise, a python package for monitoring seismic velocity changes using ambient noise. *Seismological Research Letters*, 85(3):715–726.
- Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Bukchin, B., M.P. Barmin, L. R., y Its, E. (1989). *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwer Academic Publishers.
- Lobkis, O. I. y Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6):3011–3017.

- Marzocchi, W. y Bebbington, M. (2012). Probability eruption forecasting at short and long time scales. *Bulletin of Volcanology*, 74:1777–1805.
- McNutt, S. R. (1996). *Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A Review of the State-of-the-Art and Case Histories*, chapter Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Nakata, N., L., G., Fichtner, A., y (Eds.) (2019). *Seismic Ambient Noise*. Cambridge University Press.
- Neuberg, J. (2000). Characteristics and causes of shallow seismicity in andesite volcanoes. *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358:1533–1546.
- Obermann, A., Planès, T., Larose, E., y Campillo, M. (2013). Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(12):6285–6294.
- Oliva, S. (2020). *Capturing rifting and magmatic processes by investigating state-of-stress via seismic moment tensors and numerical stress models*. PhD thesis, Tulane University.
- Olivier, G., Brenguier, F., Carey, R., Okubo, P., y Donaldson, C. (2019). Decrease in Seismic Velocity Observed Prior to the 2018 Eruption of Kilauea Volcano With Ambient Seismic Noise Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 46(7):3734–3744.

- Peterson, J. R. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. Technical report, US Geological Survey.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., y Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):5719–5731.
- Pritchard, M., Allen, R., Becker, T., Behn, M., Brodsky, E., Burgmann, R., Ebinger, C. J., Freymueller, J., Gerstenberger, M., Haines, B., Kaneko, Y., Jacobsen, S., Lindsey, N., Mcguire, J., Page, M., Ruiz, S., Tolstoy, M., Wallace, L., Walter, W., y Vincent, H. (2020). New opportunities to study earthquake precursors. *Seismological Research Letters*, 91.
- Rodd, R. L., Lees, J. M., y Tepp, G. (2016). Three-dimensional attenuation model of Sierra Negra Volcano, Galápagos Archipelago. *Geophysical Research Letters*, 43(12):6259–6266.
- Roman, D., Neuberg, J., y Luckett, R. (2006). Assessing the likelihood of volcanic eruption through analysis of volcano-tectonic earthquake fault-plane solutions: Earth planet. *Earth and Planetary Science Letters*, 248:244–252.
- Ruiz, M. Z., Civilini, F., Ebinger, C. J., Oliva, S. J., Ruiz, M. C., Badi, G., La Femina, P. C., y Casas, J. A. (2022). Precursory Signal Detected for the 2018 Sierra Negra Volcanic Eruption, Galápagos, Using Seismic Ambient Noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3):e2021JB022990. e2021JB022990 2021JB022990.

- Segall, P. (2013). Volcano deformation and eruption forecasting. *Geological Society, London, Special Publications*, 380(1):85–106.
- Sens-Schönfelder, C. y Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Shapiro, N. y Campillo, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Shapiro, S. A. (2002). Elastic piezosensitivity of porous and fractured rocks. *Geophysics*, 68(2):482–486.
- Simkin, T. y Howard, K. A. (1970). Caldera Collapse in the Galápagos Islands, 1968. *Science*, 169(3944):429–437.
- Stehly, L., Campillo, M., y Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An Introduction To Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Tepp, G., Ebinger, C. J., Ruiz, M., y Belachew, M. (2013). Imaging rapidly deforming ocean island volcanoes in the western Galápagos archipelago, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1):442–463.
- Vasconez, F., Ramon, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., Femina, P. L., y Ruiz, G. (2018). The different

- characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador). *Volcanica*, page 127–133.
- Venzke, E. y Crafford, A. E. (2018). Report on Sierra Negra (Ecuador). *Bulletin of the Global Volcanism Network*.
- Vigouroux, N., Williams-Jones, G., Chadwick, W., Geist, D., Ruiz, A., y Johnson, D. (2008). 4D gravity changes associated with the 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos. *GEOPHYSICS*, 73(6):WA29–WA35.
- Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Hooft, E. E. E., y Solomon, S. C. (2011). Crustal structure beneath the galápagos archipelago from ambient noise tomography and its implications for plume-lithosphere interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- Voight, B. (1988). A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature*, 332:125–130.
- Werner, R. y Hoernle, K. (2003). New volcanological and volatile data provide strong support for the continuous existence of Galápagos Islands over the past 17 million years. *International Journal of Earth Sciences*, 92:904–911.
- Yun, S., Segall, P., y Zebker, H. (2006). Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra Volcano, Galápagos Islands, based on InSAR observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1):232–243. The Changing Shapes of Active Volcanoes.
- Zhan, Y. y Gregg, P. (2017). Data assimilation strategies for volcano geodesy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344.