

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**VARIACIONES DE VELOCIDAD DE ONDAS SÍSMICAS
EN ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCÁN LASCAR
MEDIANTE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PASIVA**

DIEGO GONZÁLEZ VIDAL

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**VARIACIONES DE VELOCIDAD DE ONDAS SÍSMICAS
EN ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCÁN LASCAR
MEDIANTE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PASIVA**

DIEGO GONZÁLEZ VIDAL

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesor guía:

Dr. Klaus Bataille Bollweg.

Comisión:

Dr. Klaus Bataille Bollweg, Dr. Ignacia Calisto y Dr. Jose Luis Palma.



Concepción - 2013

*Dedicado a mis padres, hermanos y sobrina
por el incondicional apoyo entregado estos años...*

Índice general

DEDICATION	2
LIST OF TABLES	5
LIST OF FIGURES	6
I. INTRODUCCIÓN	11
II. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	13
2.1. Hipótesis	13
2.2. Objetivo General	13
2.3. Objetivos Específicos	13
III. MARCO GEOLÓGICO	14
IV. MARCO TEÓRICO	19
4.1. Representación del campo de desplazamiento	19
4.2. Modelo de interferometría sísmica pasiva	21
4.3. Cambios relativos en velocidades de ondas sísmicas	22
4.3.1. Representación del campo de ondas perturbado	23
4.3.2. Coeficiente de correlación	23
4.3.3. Perturbación del tiempo de viaje	24
4.3.4. Velocidad de propagación perturbado	25
V. METODOLOGÍA	27
5.1. Instrumentación	28
5.2. Pre-procesamiento de datos	31
5.2.1. Respuesta del instrumento	31
5.2.2. Normalización temporal	32
5.2.3. Normalización espectral	34
5.3. Extracción de la Función de Green	36
5.3.1. Correlación cruzada	38
5.3.2. Auto-correlación	43
5.4. Factor de estrechamiento	46

5.4.1. Análisis para correlaciones cruzadas	49
5.4.2. Análisis para autocorrelaciones	53
VI. RESULTADOS	57
6.1. Eventos de largo periodo	59
6.2. Eventos volcano tectónicos	62
6.3. Eventos tectónicos	65
VII.DISCUSIÓN	68
VIII.CONCLUSIONES	74
Apéndice A. — GLOSARIO	75
Apéndice B. — TABLAS Y FIGURAS	77
Apéndice C. — CÓDIGOS PYTHON	83
REFERENCIAS	88

Índice de cuadros

1.	Información de 5 estaciones sismológicas de la red de OVDAS - SERNA-GEOMIN, Chile, que monitorea al volcán Lascar.	77
2.	Polos y ceros para la componente vertical de sensor Trillium 120P.	78
3.	Polos y ceros para la componente vertical de sensor Reftek 151-30.	78

Índice de figuras

1.	Volcán Lascar con fumarolas principalmente por vapor de agua y gases sulfurosos. Actividad normal antes de iniciarse el proceso eruptivo de 1986 (arriba). Violenta erupción explosiva freatomagmática, tipo vulcaniana, ocurrida el 16 de septiembre de 1986 a las 07.30 AM. La columna alcanzó unos 10.000 metros sobre el cráter que se encuentra a 5.500 metros sobre el nivel del mar (abajo) [González Ferran, “Volcanes de Chile”, Instituto Geográfico Militar].	16
2.	Representación fuente-receptor del campo de desplazamiento en el medio elástico de volumen V.	20
3.	Representación de dos fuentes de ruido $N_1(t)$ y $N_2(t)$ actuando simultáneamente en las posiciones x_s y x'_s	21
4.	Red de 5 estaciones sismológicas monitoreando al volcán Lascar en el norte de Chile: Lascar, Quebrada, Puna, Lejía y Talabre (triángulos verdes). volcán Lascar y volcán Aguas Calientes (Triángulos rojos).	29
5.	Ejemplo de componente vertical de la señal registrada el 8 de julio de 2013 por la estación LAS (Filtro 0.1-10 Hz).	30
6.	Respuesta del instrumento en la componente vertical de los sensores Reftek 151-30 (izquierda) y Trillium 120P (derecha).	31
7.	(A) Componente vertical de un evento VT registrado por la estación TAL el día 11 de mayo de 2013. (B) Normalización en el dominio del tiempo del mismo registro sísmico utilizando el método 1-bit donde se reemplazan todas las amplitudes positivas por un 1 y las negativas por un -1.	33
8.	Espectro de frecuencia de la señal registrada por la estación Puna el día 6 de marzo de 2013 luego de aplicarse una normalización temporal 1-bit. En el recuadro se hace un zoom al espectro de Fourier en el rango de 0-0.2 Hz y podemos observar que la mayor energía del espectro se encuentra a los 0.133 Hz lo cual se conoce como micro-sismicidad secundaria (7.5 s) y se asocia posiblemente al periodo característico del oleaje del mar.	35
9.	Correlación cruzada entre señal registrada en estación Lascar y Quebrada. A las series de tiempo se les aplicó el pre-procesamiento filtrando de 0.3 a 6 hz antes de calcular la función de correlación. En el esquema se representa la contribución de fuentes ruidosas distribuidas aleatoriamente a la onda superficial directa. Además existen ondas dispersadas que realizan un viaje más largo entre las estaciones las cuales contribuyen a la coda de cada una de las partes respectivamente.	37
10.	Matriz de correlación de las estaciones LAS-QUE (a), LAS-TAL(b) y LEJ-PUN(c) filtrado entre 0.3 y 6.0 Hz. En rectángulo rojo está marcada la ventana de tiempo correspondiente a 5-10 s.	40

11.	Matriz de correlación entre las estaciones Lascar-Quebrada (a), Lascar-Puna (b), Lejía-Quebrada (c), Lejía-Puna (d) y Lascar-Talabre (e). Las trazas de cada estación fueron filtradas con un filtro pasa alto de 0.5 Hz	41
12.	Matriz de correlación entre las estaciones Lascar-Quebrada (a), Lascar-Puna (b), Lejía-Quebrada (c), Lejía-Puna (d) y Lascar-Talabre (e). Las trazas de cada estación fueron filtradas con un filtro pasa banda de 4.0 a 6.0 Hz. . .	42
13.	Autocorrelación de la señal registrada en estación Lascar. A las series de tiempo se les aplicó el pre-procesamiento explicado anteriormente y un filtro pasa banda de 4-6 Hz (arriba). Abajo hay un esquema en que se muestra la contribución de las fuentes de ruido (puntos amarillos) a la onda directa y dispersadas, las cuales viajan desde la estación hacia el medio, se dispersan y vuelven a la misma estación (flecha verde). El aporte de esta dispersión se refleja en la coda de la función de autocorrelación	44
14.	Matriz de autocorrelación de la estación Lascar (a) y Quebrada (b) (filtrado entre 4-6 Hz). En rectángulo rojo está marcada la ventana de tiempo correspondiente entre 5-7 s.	45
15.	Ejemplo de proceso de recuperación del factor de estrechamiento [Wegler et al., 2009]. (a) Once trazas de referencia de la matriz de autocorrelación en la estación KZK usando en gris una ventana de tiempo de 4-15 s. En negro están 11 trazas de la función de autocorrelación, que son expandidas y comprimidas, para el 1 de octubre de 2004. (b) Se expresa la correlación que existe entre la traza de una día con la traza de referencia mediante el coeficiente de correlación R. La mayor similitud (mayor valor de R) es obtenido para $R = 0.88$ y a partir de ese valor se obtiene el factor de estrechamiento con un valor que corresponde a $-dv/v = -0.4\%$	48
16.	Factor de estrechamiento recuperado a partir de la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (tolerancia 60%), filtrada desde 0.3 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 2-5 s (rojo), 5-10 s (verde), 10-12 s (azul) y 5-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa. Se destaca en gris los patrones similares en el comportamiento del factor de estrechamiento.	50
17.	Factor de estrechamiento recuperado a partir de la correlación cruzada entre la estación Lascar y Talabre (tolerancia 60%), filtrada desde 0.3 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 2-5 s (rojo), 5-10 s (verde), 10-12 s (azul) y 5-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa. Se destaca en gris los patrones similares en el comportamiento del factor de estrechamiento.	51
18.	(A) Factor de estrechamiento extraído de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones en volcán Lascar (tolerancia 60%): LAS-QUE (morado), LAS-PUN (verde) y LAS-TAL (azul). Las trazas fueron filtradas en la banda de frecuencia 0.3-6 Hz. (B) Factor de correlación máximo relacionado con el factor de estrechamiento calculado. (C) Desfase en el tiempo UTC entre pares de estaciones (muestras). Se destaca en marzo de 2013, un decrecimiento en el factor de estrechamiento observado por los tres pares de estaciones. . . .	52

19.	Factor de estrechamiento calculado a partir de la auto-correlación de la estación Quebrada (tolerancia 60 %), filtrada desde 4 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 1-6 s (rojo), 5-7 s (verde), 7-12 s (azul) y 10-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa.	54
20.	Factor de estrechamiento calculado a partir de la auto-correlación de la estación Puna (tolerancia 60 %), filtrada desde 4 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 1-6 s (rojo), 5-7 s (verde), 7-12 s (azul) y 10-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa.	55
21.	(A) Factor de estrechamiento extraído de autocorrelaciones de estaciones en volcán Lascar (tolerancia 60 %): Lascar (morado), Quebrada (verde) y Puna (azul). Las trazas fueron filtradas en la banda de frecuencia 4-6 Hz. (B) Factor de correlación máximo relacionado con el factor de estrechamiento obtenido. Las flechas rojas indican los lugares donde el factor de estrechamiento observado muestra el mismo comportamiento en las tres estaciones. En marzo de 2013, se destaca una variación del factor de estrechamiento de mayor amplitud para las tres estaciones (0.6 %).	56
22.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas (dv/v) calculado a partir de: la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada, filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s (morado), la correlación cruzada entre la estación Lascar y Puna, filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s (verde), la autocorrelación de la estación Lascar, filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s (azul) y la autocorrelación de la estación Quebrada, filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s (amarillo). Se destaca en gris los momentos en que las variaciones de velocidad muestran un patrón de oscilación similar en los cuatro resultados independientes.	58
23.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos de largo periodo diarios en Volcán Lascar. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirla y contraerla.	60
24.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos de largo periodo diarios en Volcán Lascar. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirla y contraerla. 61	

25.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos volcano-tectónicos diarios en Volcán Lascar localizados y validados por OVDAS-SERNAGEOMIN. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.	63
26.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos volcano-tectónicos diarios en Volcán Lascar localizados y validados por OVDAS-SERNAGEOMIN. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.	64
27.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos tectónicos diarios registrados en IRIS. Los eventos son seleccionados en un radio de 500 km alrededor del cráter del volcán Lascar y con una magnitud mínima de 3.0. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.	66
28.	Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos tectónicos diarios registrados en IRIS. Los eventos son seleccionados en un radio de 500 km alrededor del cráter del volcán Lascar y con una magnitud mínima de 3.0. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.	67
29.	Tasa de decrecimiento del término dv/v desde marzo de 2013 hasta principios de abril de 2013 para la estación Quebrada. Luego de un rápido aumento en la velocidad relativa, esta comienza a recuperarse lentamente hasta volver a la normalidad con una tasa de 0,01716 %.	70
30.	(Arriba) Evento LP registrado 2013-03-06T09:07 UTC por las 4 estaciones alrededor del volcán Lascar. (Abajo) Espectrograma de evento LP registrado por la estación Lascar. Su contenido espectral va de 1 a 4 Hz.	79

31.	Catálogo de eventos volcano tectónicos en los alrededores del volcán Lascar. Triángulos verdes corresponde a las estaciones LAS, QUE, TAL, LEJ y PUN. En triángulos rojos el volcán Lascar y Aguas Calientes.	80
32.	(Arriba) Evento VT-A registrado 2013-05-11T17:45 UTC por estación LEJ. (Abajo) Envoltente de componente vertical del registro de VT-A. Localizado en latitud $-23^{\circ}20,46'$ y longitud $-67^{\circ}36,06'$ con una magnitud de 2.1 M_l . .	81
33.	Catálogo de eventos tectónicos con magnitud superior a 3.0 y de distancia hasta 500 km del cráter del volcán Lascar. Fuente: IRIS	82

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

La interferometría sísmica pasiva es un nuevo método de análisis de datos sísmológicos para el monitoreo de eventos sísmológicos y/o volcánicos. El objetivo de este método es obtener la variación de la velocidad de ondas sísmicas en función del tiempo [Snieder R., 2006], a partir de la reconstrucción de la función de Green entre dos sensores utilizando correlaciones de ruido sísmico ambiental [Campillo M., 2006] y, sin necesidad de conocer la estructura de la corteza terrestre que estamos estudiando [Sens-Schönfelder, 2006].

El uso de correlaciones de ruido ambiental alrededor de volcanes es un nuevo tema de investigación que ha comenzado a desarrollarse la última década y, promete grandes avances para el futuro en el estudio y monitoreo de volcanes [Breguier F., 2010].

Este método de análisis de datos sísmológicos ha sido ocupado exitosamente en varios volcanes alrededor del mundo. Por ejemplo, en el volcán Piton de la Fournaise, Isla La Réunion, se mostró un decrecimiento del 0,1 % de la velocidad de ondas sísmicas precediendo eventos volcánicos eruptivos, con una resolución temporal menor a un día [Breguier et al., 2011]. También, en el volcán Monte Erobos, Antártica, la parte temprana de las correlaciones de los registros están dominados principalmente por el aporte de la fuente (sobre el 90 %), mientras que la parte tardía del sismograma (o la coda) está dominado por las ondas superficiales dispersadas. Es decir, la coda es muy sensible a los cambios del medio y los cambios de velocidad en el medio cercano al lago de lava del Monte Erubus son producto de cambios en la geometría o la temperatura asociados a migraciones de fluidos magmáticos al interior del volcán, durante el periodo activo de erupción del masizo [Grêt A. and Snieder R., 2005]. Así mismo, en el Volcán Merapi, Indonesia, utilizando interferometría del ruido ambiental, se pudo estimar la función de Green, para luego obtener la evolución temporal

del factor de estrechamiento. En este caso, debido al fuerte clima tropical, los cambios relativos de velocidades de ondas alrededor del volcán están influenciados con una componente estacional hidrológica [Sens-Schönfelder, 2006].

Por otro lado, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Chile, documentó un aumento en la actividad sísmológica y emisión de gases a la atmósfera terrestre del volcán Lascar (23.95°S 67.88°O) desde marzo a abril de 2013. Este trabajo busca encontrar variaciones relativas en la velocidad de ondas sísmicas utilizando los datos registrados por una red de sismógrafos desplegados alrededor del volcán mediante el método de interferometría sísmica pasiva.

Capítulo II

HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

2.1. Hipótesis

Las variaciones de la actividad volcánica observada en el volcá Lascar se relaciona con variaciones en la velocidad relativa de ondas sísmicas.

2.2. Objetivo General

Determinar variaciones en las velocidades de ondas sísmicas antes, durante y después de los cambios de actividad volcánica observados entre marzo y abril de 2013.

2.3. Objetivos Específicos

1. Recopilar series de tiempo diarias distribuidas continuamente, desde febrero a julio de 2013, de una red estaciones sismológicas distribuidas espacialmente alrededor del Volcán Lascar.
2. Implementar programa de análisis de ruido sísmico para determinar la función de Green que contenga información del medio, a partir de la función de correlación, para cada combinación de par de estación.
3. Determinar el factor de estrechamiento en función del tiempo a partir de la función de correlación.
4. Relacionar e interpretar resultados obtenidos con observaciones independientes al método utilizado.

Capítulo III

MARCO GEOLÓGICO

El volcán Lascar se encuentra en las coordenadas 23.95°S y 67.88°W a una altura de 5592 m.s.n.m. Esto es aproximadamente a 70 km al sudeste de San Pedro de Atacama, Región de Atacama - Chile.

Corresponde a un macizo volcánico compuesto por dos estrato-volcanes¹, cuyos centros de eyección se encuentran separados a 1.6 km y con un diámetro de 900 metros cada uno. En 1986 el volcán Láscar reinició su ciclo de actividad volcánica (Figura 1) concentrándose principalmente en el cráter central, el cual alcanzó aproximadamente 750 metros de diámetro y unos 300 metros de profundidad. La primera etapa eruptiva de 1986 del volcán estuvo constituido principalmente por lavas y piroclastos andesíticos (61,44 % SiO₂), mientras que en un segundo ciclo eruptivo desarrolló tres cráteres en línea por los cuales eyectó flujos de piroclastos y lavas andesítico-dacíticas y dacíticas (70,87 % SiO₂) [González Ferran, “Volcanes de Chile”]. Este ciclo eruptivo está detallado en el libro “Volcanes de Chile” de González Ferran:

- Se registraron desde Toconao eventos explosivos individuales de tipo vulcaniano², precedidos por columnas de vapor de agua anormalmente grande, pero sin actividad sísmica perceptible. El mayor de ellos inició con un sonido sordo, fuerte y prolongado seguido por la erupción de una columna vertical de color pardo y de aproximadamente 10000 metros sobre el cráter.

¹Un estratovolcán es un tipo de volcán cónico y de gran altura, compuesto por múltiples capas de lava endurecida, piroclastos alternantes y cenizas volcánicas. La lava que fluye desde su interior es altamente viscosa, alta en sílice y con presencia de riolita, dacita y andesita.

²Las erupciones de tipo vulcaniano se caracterizan por desprender gran cantidad de gas y un magma poco fluido debido a su gran acidez. Las explosiones son muy fuertes. La lava se solidifica rápidamente y la presión generada por los gases produce que se rompa y quiebre la superficie.

- En 1988 se registraron explosiones freatomagmáticas³, asociadas al ascenso de la lava domo. Además, se registró una fuerte emisión de gases.
- En 1899 se registró la primera surgencia de lava domo en el fondo del cráter activo alcanzando la cota de 5100 metros en febrero. Ese mismo año hubieron pequeñas explosiones freatomagmáticas desarrollando fracturas con fuertes emisiones de SO₂. En diciembre, se registró una fuerte emisión de columnas de gases que alcanzaron hasta 2000 metros sobre el cráter. Estas se habrían asociado a una segunda pulsación magmática del domo, eyectando un flujo asimétrico hacia el sector sur del cráter, seguida casi simultáneamente por otro flujo que generó un pequeño domo de unos 100 metros de diámetro, el cual comprimió contra las paredes del cráter, la lava domo de la primera fase obstruyendo el escape de gases y facilitando la elevación de presión hasta alcanzar la ruptura del domo.
- En 1990 ocurrió una erupción explosiva parcial de la lava domo que obstruye el cráter. La explosión, por desgasificación magmática, elevó una columna de gases y tefra aproximadamente a 8000 metros sobre el cráter activo. Al mes siguiente de la erupción el domo continuaba colapsando a lo largo de fracturas anuales, con intensa actividad fumarólica, localizada fuera del domo y a lo largo de las fracturas de colapso, asociada a fuerte ruido, liberando localmente gas a gran velocidad. Las fumarolas alcanzaban temperaturas entre 700 °C y 900 °C (radiómetro infrarrojo, C. Oppenheimer). La sismicidad se limitaba a tremores cada 2 o 3 minutos, interpretados como movimientos en la cámara magmática a profundidades indeterminadas.
- En 1993 ocurrió la mayor erupción explosiva del ciclo eruptivo del volcán Láscar iniciado el 6 de septiembre de 1986.

³Una erupción freática es aquella que ocurre cuando el magma de un volcán, a 600-1170 °C, se pone en contacto con el suelo o una superficie que contiene agua, la cual se evapora rápidamente causando una explosión de vapor, agua, ceniza, piedras, etc.



Figura 1: Volcán Lascar con fumarolas principalmente por vapor de agua y gases sulfurosos. Actividad normal antes de iniciarse el proceso eruptivo de 1986 (arriba). Violenta erupción explosiva freatomagnética, tipo vulcaniana, ocurrida el 16 de septiembre de 1986 a las 07.30 AM. La columna alcanzó unos 10.000 metros sobre el cráter que se encuentra a 5.500 metros sobre el nivel del mar (abajo) [González Ferran, “Volcanes de Chile”, Instituto Geográfico Militar].

Las cuatro erupciones principales ocurridas en el ciclo eruptivo de 1986 han ido sucediendo con intervalos de 2 y 3 años con un notorio incremento en la magnitud eruptiva hasta el 26 de abril de 1993.

El 18 de Abril de 2006, el volcán Láscar inició una nueva etapa eruptiva, detectada por el servicio sismológico de Chile, alcanzando una columna de gases emitidos a la atmósfera a más de 3000 metros.

El 5 de Abril de 2013 el OVDAS-SERNAGEOMIN cambió el nivel del grado de actividad del volcán a “Nivel Amarillo”. La institución emitió un reporte al respecto, donde indican el posible movimiento de un cuerpo magmático, hidrotermal y/o tránsito de gases en las capas superficiales:

1. Se registraron 33 sismos de largo periodo (LP) asociados a la dinámica de fluidos al interior del edificio volcánico entre marzo y abril de 2013.
2. A partir de datos suministrados por las estaciones de GPS que miden deformación del edificio magmático, se ha observado una tendencia deflacionaria relativa entre las dos estaciones que cubre el cráter activo, en sentido N-S, a partir del día 7 de febrero, alcanzando un cambio de -0.014 metros, indicando una tasa de subsidencia aproximadamente igual a $1.68 \left[\frac{cm}{mes} \right]$. Esto es una tendencia de deformación importante.
3. A través de cámaras IP instaladas en la zona se observaron columnas débiles de gas, sobre todo en marzo, de un color principalmente blanco, con una altura máxima de 600 metros. Durante los primeros días de abril se observó incandescencia en el cráter activo del volcán. Durante ese periodo de tiempo se percibió un incremento en la cantidad de gases emitidos desde el interior del volcán, con coloraciones blanco y gris, indicando la alta posibilidad de estar acompañado de cenizas pero que se presentó en un lapso menor a una hora desarrollando una altura máxima de 320 metros. La sismicidad en esta fecha no insinuó un cambio importante en las señales asociadas a los sucesos ya mencionados.

4. Las imágenes publicadas por el grupo OMI (The Ozone Monitoring Instrument), las cuales exhiben rangos muy generales sobre concentraciones de gases, no presentaron cambios importantes en el sector próximo al volcán respecto a la emisión de gases SO_2 a la atmósfera.
5. La radiancia térmica publicada por MODVOLC (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) MODIS (<http://modis.higp.hawaii.edu/>), indicativa de cambios importantes en la temperatura de la superficie no mostró variaciones, posiblemente debido a que la temperatura asociada a la incandescencia no alcanza valores mayores a 100 °C y/o el área asociada es pequeña.

Capítulo IV

MARCO TEÓRICO

El presente capítulo tiene por objetivo mostrar un modelo en una dimensión de interferometría sísmica pasiva considerando dos estaciones en un plano y dos fuentes de ruido a los extremos y, además, como calcular teóricamente el factor de estrechamiento. En el Apéndice A se puede ver un glosario con la simbología utilizada a continuación.

4.1. Representación del campo de desplazamiento

La aplicación de fuerzas de cuerpo en un volumen V y de tracciones sobre una superficie S generarán un campo de desplazamiento cuyas soluciones estarán restringidas a la ecuación de movimiento de una partícula en un medio continuo $\rho\ddot{u}_i = f_i + \tau_{ij,j}$.

En sismología, la representación del desplazamiento de una partícula en un sistema lagrangiano sobre un medio elástico es un tanto complejo, en términos de las variables que originan el movimiento (fuerzas de cuerpo y tracciones) [Aki and Richards, “Quantitative seismology”, 1976].

Si consideramos un impulso aplicado en la coordenada $\vec{x} = \vec{x}'$ y en el instante $t = t'$ con dirección $-n$, donde el impulso tiene magnitud $A = 1$, entonces denotamos la componente i -ésima del campo de desplazamiento como:

$$G_{in} = G_{in}(\vec{x}, t, \vec{x}', t') \quad (1)$$

G_{in} es la función de Green donde (\vec{x}, t) representa el campo de desplazamiento en cualquier punto del medio elástico y (\vec{x}', t') las coordenadas del impulso (fuente).

La función de Green debe satisfacer la ecuación de movimiento considerando una fuerza de cuerpo actuando sobre una partícula con un impulso en la dirección $-n$ con la forma de: $f_i = \delta(\vec{x} - \vec{x}')\delta(t - t')\delta_{in}$.

Si G_{in} establece condiciones de borde homogéneas, es decir, el desplazamiento o tracciones desaparece en cada punto de la superficie, entonces podemos utilizar la forma integral del Teorema de Betti para obtener una relación recíproca de la posición fuente-receptor.

$$\begin{aligned}
 u_n(\vec{x}, t) = & \int_{-\infty}^{\infty} dt' \int_V f_i(\vec{x}', t') G_{in}(\vec{x}', t', \vec{x}, t) dx'^3 \\
 & + \int_{-\infty}^{\infty} dt' \oint_S T_i(u(\vec{x}', t'), \hat{n}) G_{in}(\vec{x}', t', \vec{x}, t) dx'^2 \\
 & - \int_{-\infty}^{\infty} dt' \oint_S C_{ijkl} n_j G_{kn,t}(\vec{x}', t', \vec{x}, t) u_i(\vec{x}', t') dx'^2
 \end{aligned} \tag{2}$$

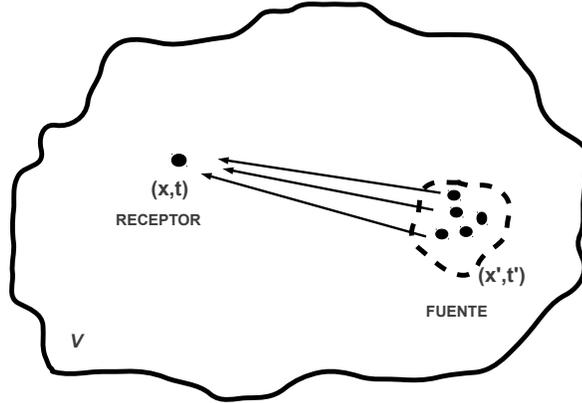


Figura 2: Representación fuente-receptor del campo de desplazamiento en el medio elástico de volumen V .

El término $u_n(\vec{x}, t)$ en la ecuación (2) es el desplazamiento en el receptor con dirección n -ésima debido a: el desplazamiento en la fuente (\vec{x}', t') , discontinuidades en el medio elástico y las tracciones en la superficie de la fuente $(T_i(\vec{x}', t'))$. $f_i(\vec{x}', t')$ muestra la ponderación del desplazamiento de cada punto del volumen evaluado en la fuente. $G_{in}(\vec{x}', t', \vec{x}, t)$ contiene la forma de la onda del desplazamiento generado por cada punto del volumen de la fuente. Ver Figura 2.

4.2. Modelo de interferometría sísmica pasiva

Interferometría sísmica se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas ante una fuente virtual. Esto quiere decir que, a partir de la correlación cruzada de respuestas ante una fuente de distintos sensores, se obtiene la respuesta de uno de los sensores como si el otro fuera la fuente. Uno de los principios básicos del método es que se asume que la fuente presenta una distribución homogénea alrededor de los sensores. La principal aplicación de interferometría de onda directa es recuperar la respuesta de ondas superficiales a partir del ruido ambiental. Este método se conoce en la literatura como “Interferometría Sísmica Pasiva”.

Consideremos que existen dos fuentes de ruido $N_1(t)$ y $N_2(t)$ actuando simultáneamente en las posiciones x_s y x'_s respectivamente como se puede ver en la Figura 3, la respuesta en x_a y x_b debido a dos fuentes de ruido será:



Figura 3: Representación de dos fuentes de ruido $N_1(t)$ y $N_2(t)$ actuando simultáneamente en las posiciones x_s y x'_s .

$$u(x_a, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_a, x_s^{(i)}, t) * N_i(t) \quad (3)$$

$$u(x_b, t) = \sum_{j=1}^2 G(x_b, x_s^{(j)}, t) * N_j(t) \quad (4)$$

Esto muestra que las respuestas en el sensor A y B será la superposición de la onda propagándose desde la derecha e izquierda. Especialmente para fuentes ruidosas, la correlación cruzada entre las respuestas $u(x_a, t)$ y $u(x_b, t)$ no será una versión desplazada de una fuente ya que las fuentes no son correlacionables entre sí. De este modo la autocorrelación de las fuentes estará representado por:

$$\langle N_j(t) * N_i(-t) \rangle = \delta_{ij} C_N(t) \quad (5)$$

Donde $\delta_{ij} C_N(t)$ es la autocorrelación de la fuente $N(t)$ y el operador $\langle \cdot \rangle$ es un promedio integrando sobre suficiente tiempo. La correlación cruzada entre las respuestas de los sensores A y B estará dado por:

$$\langle u(x_b, t) * u(x_a, -t) \rangle = \left\langle \sum_{j=1}^2 G(x_b, x_s^{(j)}, t) * N_j(t) * \sum_{i=1}^2 G(x_a, x_s^{(i)}, -t) * N_i(-t) \right\rangle$$

De este modo, podemos decir que:

$$\langle u(x_b, t) * u(x_a, -t) \rangle = [G(x_b, x_a, t) + G(x_b, x_a, -t)] * C_N(t) \quad (6)$$

La ecuación (6) muestra que la correlación cruzada entre las respuestas de dos sensores A y B, debido a la superposición de fuentes ruidosas en los extremos, como se ve en la Figura 3, resulta en la función de Green entre ambos sensores sumado por su versión invertida, convolucionado con la autocorrelación de la función de ruido. Los términos cruzados en la correlación, es decir, $t'_b - t_a$ y $t_b - t'_a$ no tienen significancia física debido a que las fuentes en x_s y x'_s no son correlacionables [Wapenaar et al., 2010] como se representa por la ecuación (5).

Este modelo en una dimensión de fuentes en los extremos se puede expandir a 2 y 3 dimensiones.

4.3. Cambios relativos en velocidades de ondas sísmicas

La coda de las señales sísmicas está dominado por ondas dispersadas. Estas ondas dispersadas son muy sensibles a los cambios del medio [Snieder R., 2006].

La interferometría sísmica pasiva utiliza esta sensibilidad para detectar cambios del medio. Se han calculado cambios de velocidad de onda relativos en volcanes utilizando este método [Ratdomopurbo and Poupine, 1995]. La teoría general se basa en:

1. El campo de onda total es la superposición de ondas que se propagan a lo largo de todos los caminos posibles.

2. El coeficiente de correlación entre la onda perturbada y la no perturbada muestra cambios en la coda de la onda.
3. El coeficiente de correlación está relacionado con la distribución de las perturbaciones del tiempo de viaje.
4. Una perturbación en el medio causa perturbaciones en la onda sísmica, como por ejemplo, en la velocidad relativa de la onda.

4.3.1. Representación del campo de ondas perturbado

Podemos representar el campo de onda perturbado \tilde{u} , debido a un cambio de velocidad o cambio en la posición de los scatterer, en función del tiempo t como:

$$\tilde{u}(t) = \sum_p S_p(t - \tau_p) \quad (7)$$

La perturbación en el tiempo τ_p genera un cambio en la onda S_p y esta perturbación depende de la trayectoria p . La ecuación (7) será válida sólo cuando la fuente es la misma para la onda perturbada y no perturbada. En los cambios de velocidad, el cambio de fase es el cambio más importante. Si suponemos que la perturbación es no dispersiva, la variación de la velocidad se verá reflejado en el tiempo de llegada de la onda.

4.3.2. Coeficiente de correlación

Definimos el coeficiente de correlación entre un campo ondas perturbadas y no perturbadas, en una ventana de tiempo de largo $2T$ y centrado en t como:

$$R(t_s) \equiv \frac{\int_{t-T}^{t+T} u(t')\tilde{u}(t' + t_s)dt'}{\sqrt{\int_{t-T}^{t+T} u^2(t')dt' \int_{t-T}^{t+T} \tilde{u}^2(t')dt'}} \quad (8)$$

donde t_s representa el tiempo de desplazamiento entre la onda perturbada y la no perturbada en la correlación cruzada. La ecuación (8) queda:

$$R(t_s) = \frac{\sum_p C_p(t_s - \tau_p)}{\sum_p C_p(0)} \quad (9)$$

La autocorrelación es la Transformada de Fourier del espectro de potencia. Al suponer que la forma del espectro de potencia de las ondas que viajan por las trayectorias p es la misma para cada una de ellas implica que la autocorrelación es la misma para cada trayectoria p .

$$C_p(t) = I_p C(t) \quad (10)$$

donde $C(t)$ es la autocorrelación de $S_p(t)$ normalizado en su máximo cuando $t = 0$. I_p es la intensidad de la onda que se propaga a través de la trayectoria p . Así $C(0) = 1$. La ecuación (9) queda:

$$R(t_s) = \frac{\sum_p I_p C(t_s - \tau_p)}{\sum_p I_p} \quad (11)$$

Las ondas deben viajar por las mismas trayectorias p para poder comparar los cambios de velocidades entre un periodo de tiempo y otro. Por esta razón la ventana de tiempo que se escoge en la coda no debe ser muy larga.

4.3.3. Perturbación del tiempo de viaje

Utilizando la correlación entre la onda superficial perturbada y no perturbada podemos extraer la perturbación en el tiempo de viaje, para esto, asumiremos que la perturbación τ_p no varía considerablemente en las diferentes trayectorias p que viaja la onda superficial para la ventana de tiempo seleccionada.

La autocorrelación $C(t)$ es una función par, donde $C(0) = 1$, entonces la expansión en Series de Taylor de segundo orden estará dado por:

$$C(t) = C(0) + \frac{1}{2}t^2\ddot{C}(0) \quad (12)$$

No hemos considerado el término de primer orden ya que queremos que la función de autocorrelación siga siendo par. De esta manera, obtendremos el mismo resultado independientemente de la dirección de origen de la fuente.

Utilizando el tiempo $t = t_s - \tau_p$ tendremos que $C(t) = \frac{\int_{t-T}^{t+T} u(t')u(t'+t)dt'}{\int_{t-T}^{t+T} u^2(t')dt'}$. El coeficiente de correlación se representará por:

$$R(t_s) = 1 - \frac{1}{2}\bar{\omega}^2 \left[\frac{\sum_p I_p (t_s - \tau_p)^2}{\sum_p I_p} \right] \quad (13)$$

Encontraremos el máximo en la correlación cuando $\frac{dR(t_s)}{dt_s} = 0$. Esto implica que:

$$t_s = \frac{\sum_p I_p \tau_p}{\sum_p I_p} \quad (14)$$

El tiempo de desplazamiento en la correlación cruzada de la onda perturbada y no perturbada será cuando se cumpla que $t_s = t_{max}$, esto es:

$$t_{max} = \frac{\sum_p I_p \tau_p}{\sum_p I_p} \quad (15)$$

Estadísticamente $t_{max} \equiv \langle \tau \rangle$, donde $\langle \tau \rangle$ es el promedio de las perturbaciones de las ondas que viajan en cada trayectoria p .

4.3.4. Velocidad de propagación perturbado

Supongamos que la velocidad del medio v es perturbada con δv debido a un cambio en el medio. La velocidad relativa estará dado por el factor de estrechamiento $-\frac{\delta v}{v}$ y será constante para cualquier lugar del espacio. El tiempo de viaje perturbado será:

$$t_p + \tau_p = \int_p \frac{1}{v + \delta v} dx \quad (16)$$

Utilizando la aproximación $(1 + \alpha)^n = 1 + n\alpha$ para la ecuación (16) tendremos:

$$\Rightarrow \tau_p = - \left(\frac{\delta v}{v} \right) t_p \quad (17)$$

Reemplazamos el tiempo de viaje sin perturbar t_p por el tiempo central t de la ventana de tiempo. Así consideraremos los promedios de los tiempos de llegada perturbados como:

$$\langle \tau \rangle = - \left(\frac{\delta v}{v} \right) t \quad (18)$$

El cambio de velocidad relativo es igual al inverso del estrechamiento de la correlación cruzada entre una onda perturbada y otra no perturbada en una pequeña ventana de la coda. Esto se debe a un cambio en el medio en viajan las ondas sísmicas por múltiples trayectorias p .

$$-\frac{\delta v}{v} = \frac{t_{max}}{t} \quad (19)$$

La ecuación (19) se conoce como “factor de estrechamiento” o stretching factor.

Capítulo V

METODOLOGÍA

Para realizar un análisis de ruido ambiental es necesario tener un registros continuos de una red sismológica. El set de datos que disponemos va desde el 12 de febrero hasta el 11 de julio de 2013. Estas series de tiempo corresponden a la componente vertical de cinco estaciones banda ancha de la red de monitoreo del Volcán Lascar desplegado por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS - SERNAGEOMIN, Chile).

El procesamiento de los datos de ruido sísmico ambiental, consiste en recuperar la función de Green entre dos estaciones A y B mediante la correlación de sus respuestas frente a una fuente ruidosa y, de esa manera, extraer cambios de velocidad relativa en función del tiempo [Bensen, 2007].

Para el procesamiento de los datos se utilizó el código desarrollado en el proyecto MIIC (Monitoring and Imaging based on Interferometric Concepts). Este proyecto ha sido encabezado por Christoph Sens-Schönfelder en la Universidad de Leipzig, Alemania. El código incluye rutinas para analizar señales de ruido ambiental, para desarrollar herramientas de monitoreo y nuevas investigaciones sismológicas. Este procesamiento se basa en cuatro fases principales:

1. Pre-procesamiento de los datos extraídos de cada estación.
2. Extracción de función de Green y matriz de correlación.
3. Selección de una ventana de tiempo en la coda y obtención del factor de estrechamiento.
4. Control de calidad y selección de resultados aceptables.

5.1. Instrumentación

El Volcán Lascar se encuentra actualmente monitoreado por 5 estaciones sismológicas desplegadas por OVDAS:

- Estación Lascar (LAS): Latitud 23,347°S - Longitud 67,782039°W
- Estación Quebrada (QUE): Latitud 23,3228°S - Longitud 67,736469°W
- Estación Puna (PUN): Latitud 23,389619°S - Longitud 67,741811°W
- Estación Lejía (LEJ): Latitud 23,3874°S - Longitud 67,6782°W
- Estación Talabre (TAL): Latitud 23,311°S - Longitud 67,947°W

Las estaciones QUE y PUN están ubicadas en dirección N-S respecto al cráter del volcán, las estaciones LEJ y LAS en dirección NW-SE y finalmente, la estación TAL se encuentra alejada del cráter en dirección NW respecto al cráter (Figura 4).

Lascar y Quebrada se ubican aproximadamente a 4.5 km del centro de emisión del ma-sizo. La estación LEJ a 5.5 km y la estación PUN se ubica aproximadamente a 2.5 km del cráter. Por otro lado, la estación TAL es la más lejana al volcán y se encuentra a 22.5 km del cráter (detalle en la Tabla B.1).

En la Figura 5 podemos ver el registro de un día de la estación Lascar filtrada entre 0.1 y 10 Hz. Es posible observar varios eventos sísmicos que son registradas por la estación el 8 de julio de 2013.

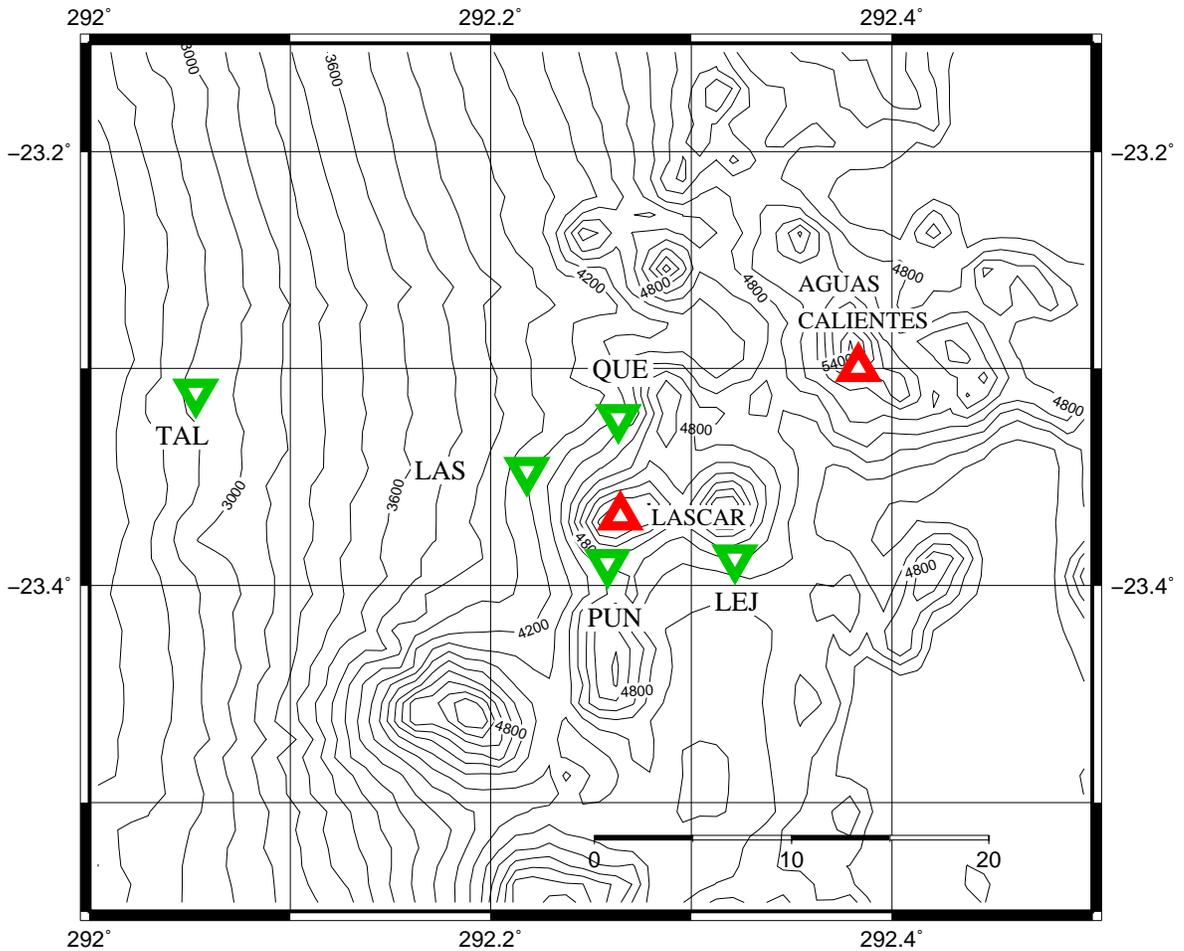


Figura 4: Red de 5 estaciones sismológicas monitoreando al volcán Lascar en el norte de Chile: Lascar, Quebrada, Puna, Lejía y Talabre (triángulos verdes). volcán Lascar y volcán Aguas Calientes (Triángulos rojos).

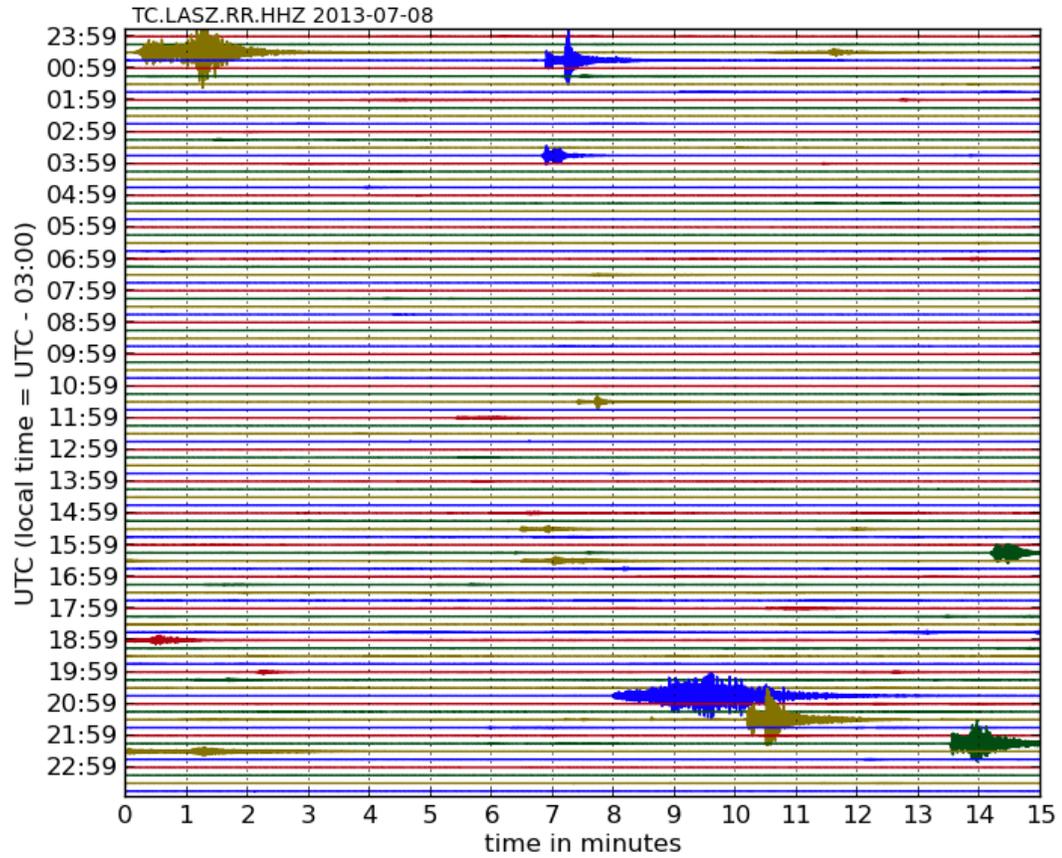


Figura 5: Ejemplo de componente vertical de la señal registrada el 8 de julio de 2013 por la estación LAS (Filtro 0.1-10 Hz).

5.2. Pre-procesamiento de datos

El primer paso en el procesamiento de los datos consiste en preparar las series de tiempo de cada estación individualmente y cortarlas en trazas de un día de largo. En esta fase se remueve la respuesta del instrumento, el promedio y tendencia lineal y, luego remuestreamos y filtramos la serie de tiempo en una banda de frecuencia determinada. A continuación, se intenta disminuir la influencia de terremotos y micro-sismicidad en la función de correlación utilizando dos métodos numéricos de tratamiento de datos sismológicos: normalización temporal y normalización espectral. Es importante considerar que las trazas tengan al menos el 80% de los datos y, en lo posible, la menor cantidad de vacíos en los datos (gaps), en caso contrario, deberemos descartar esas trazas [Bensen et al., 2007].

5.2.1. Respuesta del instrumento

La estación Lascar corresponde a un sensor Trillium 120P (respuesta plana desde 120s a 50Hz) y digitalizador Q330. Las estaciones LEJ, PUN, QUE y TAL corresponden a un sensor Reftek 151-30 (respuesta plana desde 30s a 50Hz) y digitalizador Reftek 130B. Cada sensor tiene una frecuencia de muestreo de 100 Hz. Utilizando los polos y zeros de la función de transferencia es posible remover la respuesta del instrumento para las señales registradas por cada estación y obtener la respuesta del suelo en unidades de velocidad (Figura 6).

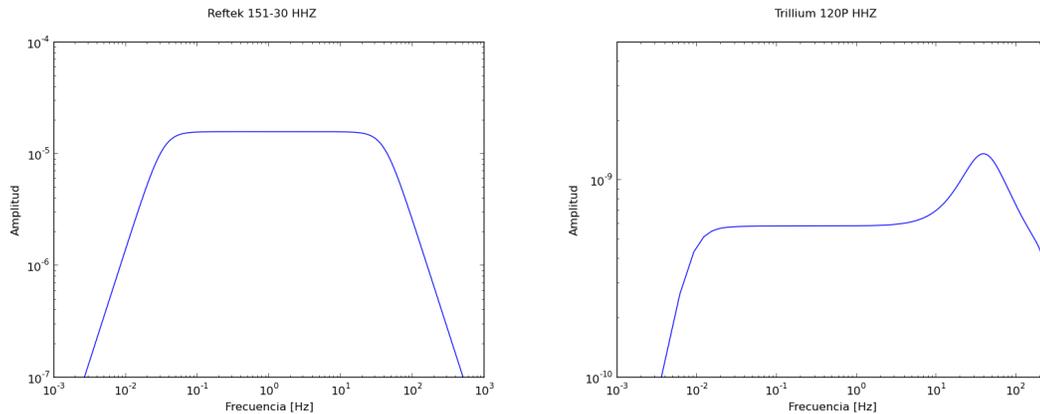


Figura 6: Respuesta del instrumento en la componente vertical de los sensores Reftek 151-30 (izquierda) y Trillium 120P (derecha).

Por otro lado, si definimos una serie de tiempo cualquiera como $f(t) = f_0(t) + C$, donde $f(t)$ es la señal, $f_0(t)$ es la misma señal pero centrado en cero y C una constante cualquiera. Si la señal no está centrado en el cero, al calcular numéricamente la transformada de Fourier se generará una función impulso llamada delta de Dirac en $t = 0$. Por esta razón, es importante remover esta constante antes de realizar cualquier tratamiento de señales. A continuación, remuestreamos la señal a 50 Hz para optimizar recursos computacionales, sin perder información de señales de hasta 25 Hz. Finalmente, evitaremos el fenómeno de Gibbs¹ aplicando un taper a cada traza, es decir, forzar a que los extremos de cada serie de tiempo sean ceros.

5.2.2. Normalización temporal

La normalización en el dominio del tiempo o normalización temporal es uno de los pasos más importante en el pre-procesamiento de los datos para analizar ruido ambiental. Este es un proceso para reducir el efecto de los terremotos, irregularidades instrumentales y fuentes de ruido no estacionarias cercanas a las estaciones en la función de correlación.

Existen 5 métodos diferentes para identificar y remover automáticamente terremotos y otros contaminantes de las señales [Bensen et al., 2007]. En este estudio se utilizará el más agresivo de ellos llamado “Normalización 1-bit”, el cual reemplaza todas las amplitudes positivas por un 1 y las negativas por un -1 [Bensen et al., 2007]. Este método destaca el ruido ambiental sobre los eventos sísmicos en una serie de tiempo [Larose et al., 2004] y ha arrojado resultados satisfactorios en estudios de correlaciones de ruido ambiental [Shapiro and Campillo, 2004].

En la Figura 7(B), hay un ejemplo del método 1-bit, aplicado a un evento volcánico tectónico registrado el 11 de mayo de 2013 en la estación Talabre (Figura 7(A)). Se utiliza el método 1-bit para disminuir el efecto de este sismo en la señal y destacar el ruido ambiental

¹El fenómeno de Gibbs es un comportamiento especial del espectro de Fourier cuando existen discontinuidades en la serie de tiempo. Estas discontinuidades producen errores en el cálculo numérico de la transformada de Fourier y puede conducir a falsas interpretaciones de los resultados.

al momento de calcular la función de correlación.

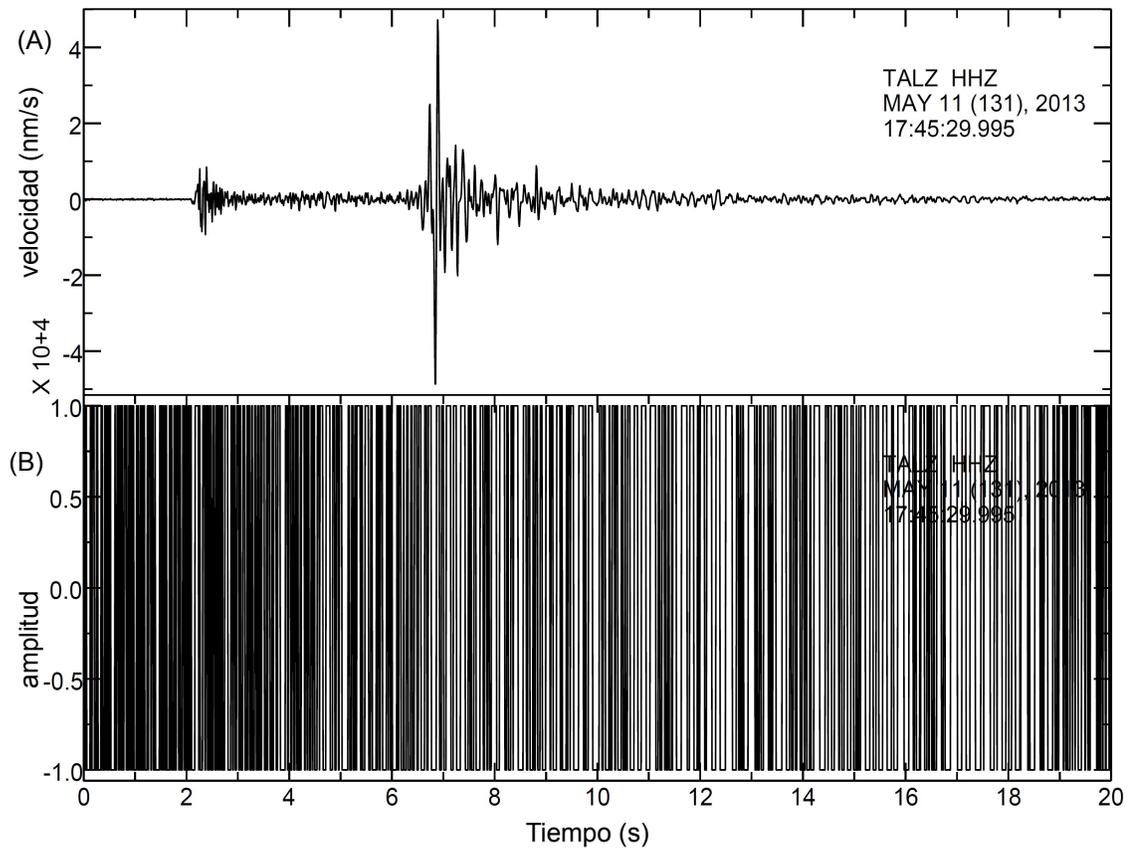


Figura 7: (A) Componente vertical de un evento VT registrado por la estación TAL el día 11 de mayo de 2013. (B) Normalización en el dominio del tiempo del mismo registro sísmico utilizando el método 1-bit donde se reemplazan todas las amplitudes positivas por un 1 y las negativas por un -1.

5.2.3. Normalización espectral

La normalización espectral o whitening consiste en ampliar la banda de frecuencia del ruido ambiental suavizando su espectro de Fourier. Esto ayuda a disminuir la contaminación causada por fuentes monocromáticas y microsismos en la correlación de ruido ambiental [Bensen et al., 2007].

El ruido ambiental no es plano en el dominio de la frecuencia. Existen saltos en frecuencias asociadas a micro-sismicidad primaria (15 s), micro-sismicidad secundaria (7.5 s), zumbidos (earth hum) al interior de la Tierra (oscilaciones mayores a 50 s) y una estrecha banda de ruido monocromática de 26 s (0.038 Hz). Este último fenómeno ha sido registrado en el Golfo de Guinea con un ciclo estacional [Shapiro et al., 2006] y produce grandes problemas al momento de realizar correlaciones de ruido ambiental [Bensen et al., 2007].

Para ejemplificar, se aplicó una normalización temporal a la traza que corresponde al día 6 de marzo de 2013 de la estación Puna y luego se calculó su espectro de Fourier (Figura 8). Se observa solamente micro-sismicidad secundaria (7.5 s) asociada posiblemente al periodo característico del oleaje del mar en la costa.

Para eliminar los efectos de microsismicidad y la resonancias que contaminan la función de correlación de ruido sísmico conviene aplicar una normalización espectral a las series de tiempo o, utilizar un filtro donde no se consideren frecuencias inferiores a 0.133 Hz. Más adelante, se mostrará que en este estudio usarán frecuencias superiores a 0.3 Hz, por lo tanto, no es necesario aplicar una normalización espectral en el tratamiento de las señales sísmicas.

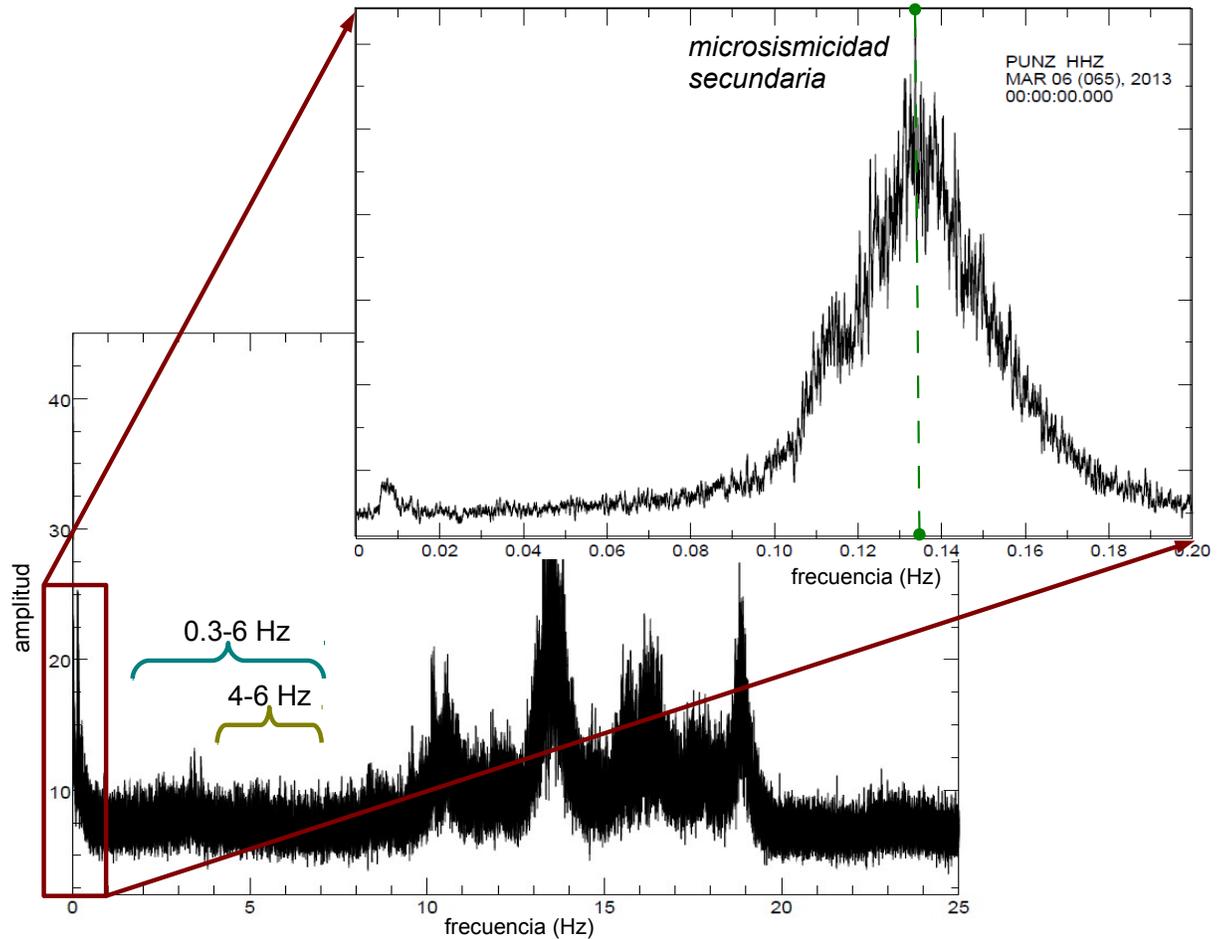


Figura 8: Espectro de frecuencia de la señal registrada por la estación Puna el día 6 de marzo de 2013 luego de aplicarse una normalización temporal 1-bit. En el recuadro se hace un zoom al espectro de Fourier en el rango de 0-0.2 Hz y podemos observar que la mayor energía del espectro se encuentra a los 0.133 Hz lo cual se conoce como micro-sismicidad secundaria (7.5 s) y se asocia posiblemente al periodo característico del oleaje del mar.

5.3. *Extracción de la Función de Green*

El segundo paso en el procesamiento de los datos consiste en recuperar la función de Green entre un par de estaciones. Calculamos la función de correlación con la traza de un día de cada instrumento y luego, se va agrupando cronológicamente en una matriz llamada “matriz de correlación”. De este modo, una estación la consideraremos como “fuente virtual” mientras que la otra estación será la consideraremos como un “sensor virtual” (Capítulo 4).

Existirá una parte causal y acausal en la función de correlación que corresponderá a la contribución de las múltiples fuentes de ruido alrededor de las estaciones (Figura 9). En la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada podemos ver la llegada una onda superficial directa en la parte causal que se demora ~ 1.5 s en viajar entre las estaciones. Si consideramos que la distancia entre ambas estaciones es de 4.5 km aproximadamente, entonces la velocidad de la onda superficial será de 3 km/s.

La coda de la traza estará dominada por ondas superficiales que se dispersan y adquieren información del medio. Efectivamente, a partir la coda de la función de correlación se calcularán las variaciones de velocidades relativas asociadas al medio alrededor de las estaciones en función del tiempo.

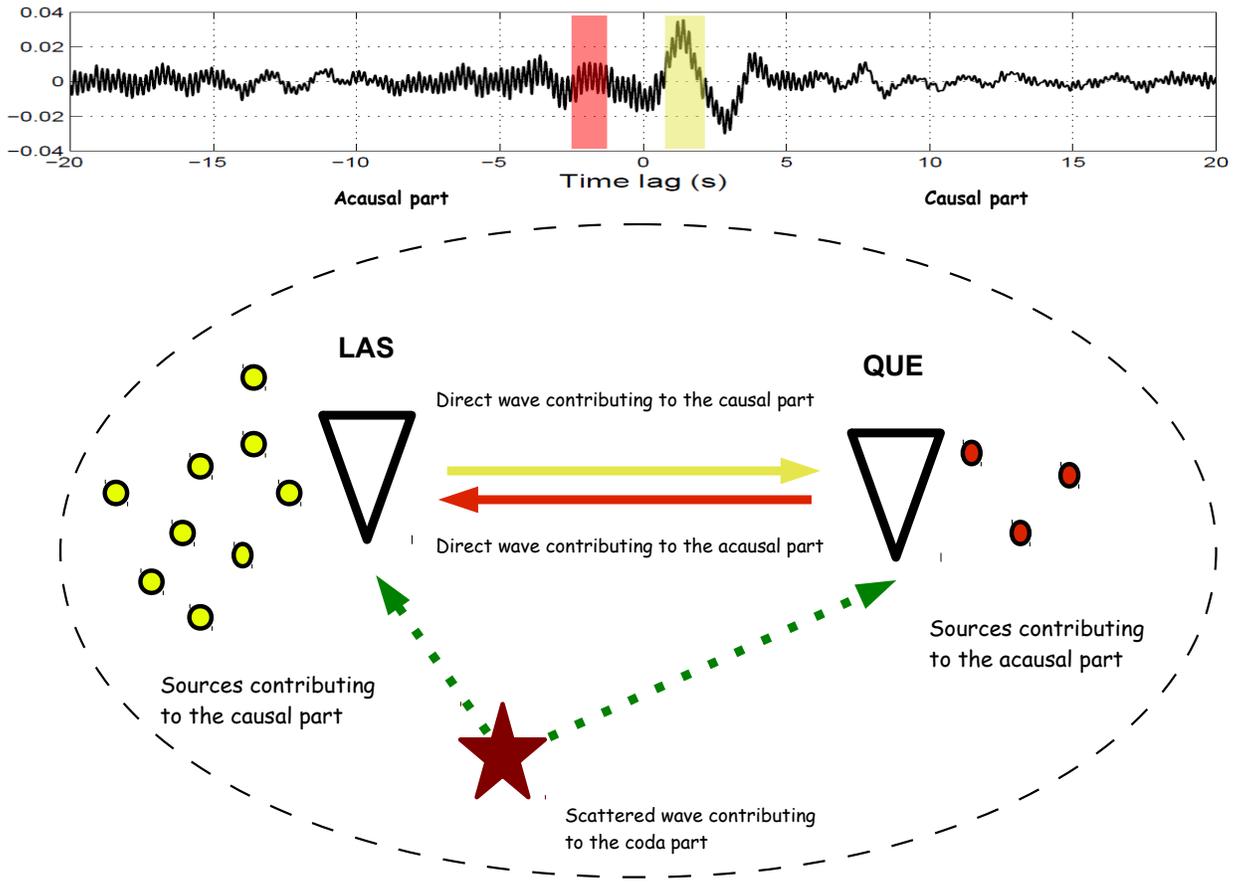


Figura 9: Correlación cruzada entre señal registrada en estación Lascar y Quebrada. A las series de tiempo se les aplicó el pre-procesamiento filtrando de 0.3 a 6 hz antes de calcular la función de correlación. En el esquema se representa la contribución de fuentes ruidosas distribuidas aleatoriamente a la onda superficial directa. Además existen ondas dispersadas que realizan un viaje más largo entre las estaciones las cuales contribuyen a la coda de cada una de las partes respectivamente.

5.3.1. Correlación cruzada

Luego de pre-procesar las señales de cada sensor debemos calcular la correlación cruzada entre estaciones e ir apilándolas en forma de matriz. En la Figura 9, está trazado en color amarillo y rojo, el camino que recorre una onda superficial directa, mientras que en verde está trazado el camino que recorrería una onda dispersada por el medio. Consideremos la estación Lascar como fuente virtual y la estación Quebrada actúa como sensor virtual. Además, supongamos que el magma al interior del volcán Lascar actúa como un dispersor de ondas superficiales. Las ondas que son dispersadas por el volcán llegarían a la parte causal de la correlación cruzada recién a partir de los 3 segundos de la función de correlación (CCF).

Se debe seleccionar una ventana de tiempo en la coda en la CCF que contenga información de las ondas dispersadas por el volcán. En la Figura 9, se muestra una elipse trazada alrededor de las estaciones incluyendo todos los posibles dispersores por el que pasa una onda superficial desde la fuente virtual hasta el sensor.

La matriz de correlación en la Figura 10(a) muestra el resultado para el par de estaciones LAS-QUE filtrada entre 0.3 y 6.0 Hz. La mayor cantidad de energía de la onda directa llega a la parte causal. Eso nos da la idea que la fuente de ruido es más intensa en las cercanías de la estación Lascar.

Existen días en que la CCF es de muy baja calidad y sus resultados fueron dejados como espacios en blanco en la matriz de correlación. Esto se puede deber a la presencia de periodos de tiempo en que no existen datos en las series de tiempo. Otra posibilidad es que las series de tiempo están contaminadas por la interferencia generada cercano a una estación por fuentes de ruido intensas y/o de alta frecuencia que destruye la función de correlación.

En las matrices de la Figura 10(b) y 10(c) se muestran los resultados para los pares de estación LAS-TAL y LEJ-PUN filtradas entre 0.3-6.0 Hz. La presencia de correlaciones defectuosas aumenta considerablemente.

La matriz de correlación entre Lascar y Talabre muestra mayor energía de la onda directa en la parte acausal, es decir, las fuentes de ruido es más intensa por el lado de la estación Talabre. Es probable que esta intensa fuente de ruido esté dominado por la presencia de la fosa de subducción y las mareas cercanas a la costa, y no precisamente por el efecto del volcán Lascar, ya que, estamos trabajando con un amplio rango de frecuencias y, ambas estaciones se encuentran a una distancia de 20 kilómetros alineadas en dirección NW-SE (Figura 4). Para la matriz de correlación entre las estaciones Lejía y Puna resulta muy complicado determinar la veracidad de algún resultado por la falta de datos en la matriz de correlación. Por otro lado, si filtramos las señales de las estaciones sobre 0.5 Hz y correlacionamos los pares LAS-QUE, LAS-PUN, LEJ-QUE, LEJ-PUN y LAS-TAL, la matrices de correlación obtenidas son de muy baja calidad (Figura 11). En este caso, no se logra apreciar la llegada de una onda directa y mucho menos una coda en la matriz de correlación. Si probamos con filtrar de 4-6 Hz, vemos que la llegada de la onda directa en la matriz de correlación es menos difusa, sin embargo, la coda de la función de correlación sigue siendo difícil de determinar (Figura 12). De este modo, es conveniente restringir el contenido espectral de las series de tiempo con un filtro pasa banda que contenga bajas y altas frecuencias antes de realizar correlaciones cruzadas para poder determinar correctamente la llegada y coda de la onda superficial (Figura 10).

El rango de frecuencias que se seleccionarán dependerá del objeto de estudio y la distribución espacial de la red sismológica, entre otros factores. Entre más alejada se encuentre una estación respecto a la otra es conveniente utilizar un rango de frecuencias más bajo. Esto se debe a que las altas frecuencias generan interferencia con el campo de ondas a largas distancias [Sens-Schönfelder, 2008]. En nuestro caso, utilizaremos la banda de frecuencias 0.3-6 Hz para las correlaciones cruzadas.

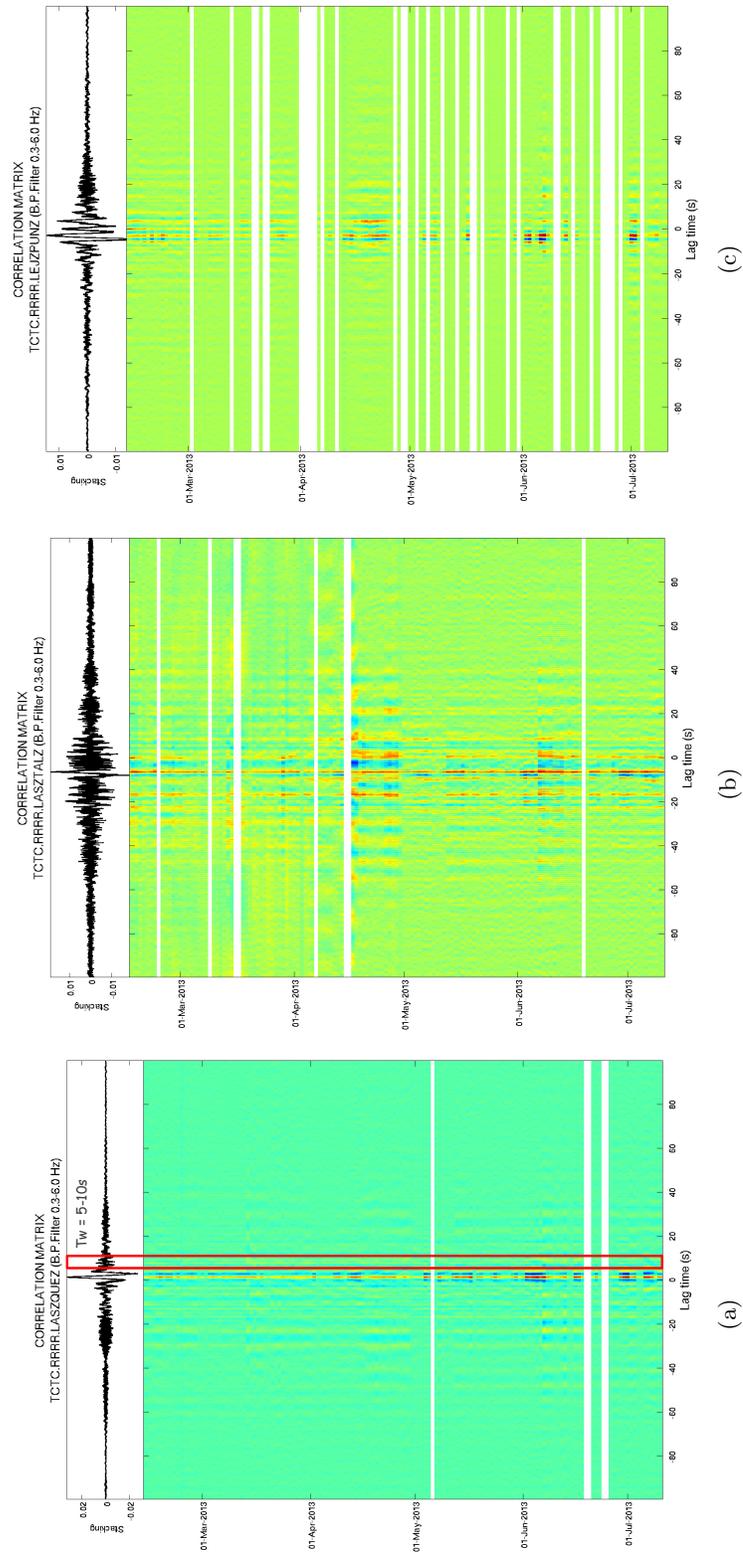


Figura 10: Matriz de correlación de las estaciones LAS-QUE (a), LAS-TAL(b) y LEJ-PUN(c) filtrado entre 0.3 y 6.0 Hz. En rectángulo rojo está marcada la ventana de tiempo correspondiente a 5-10 s.

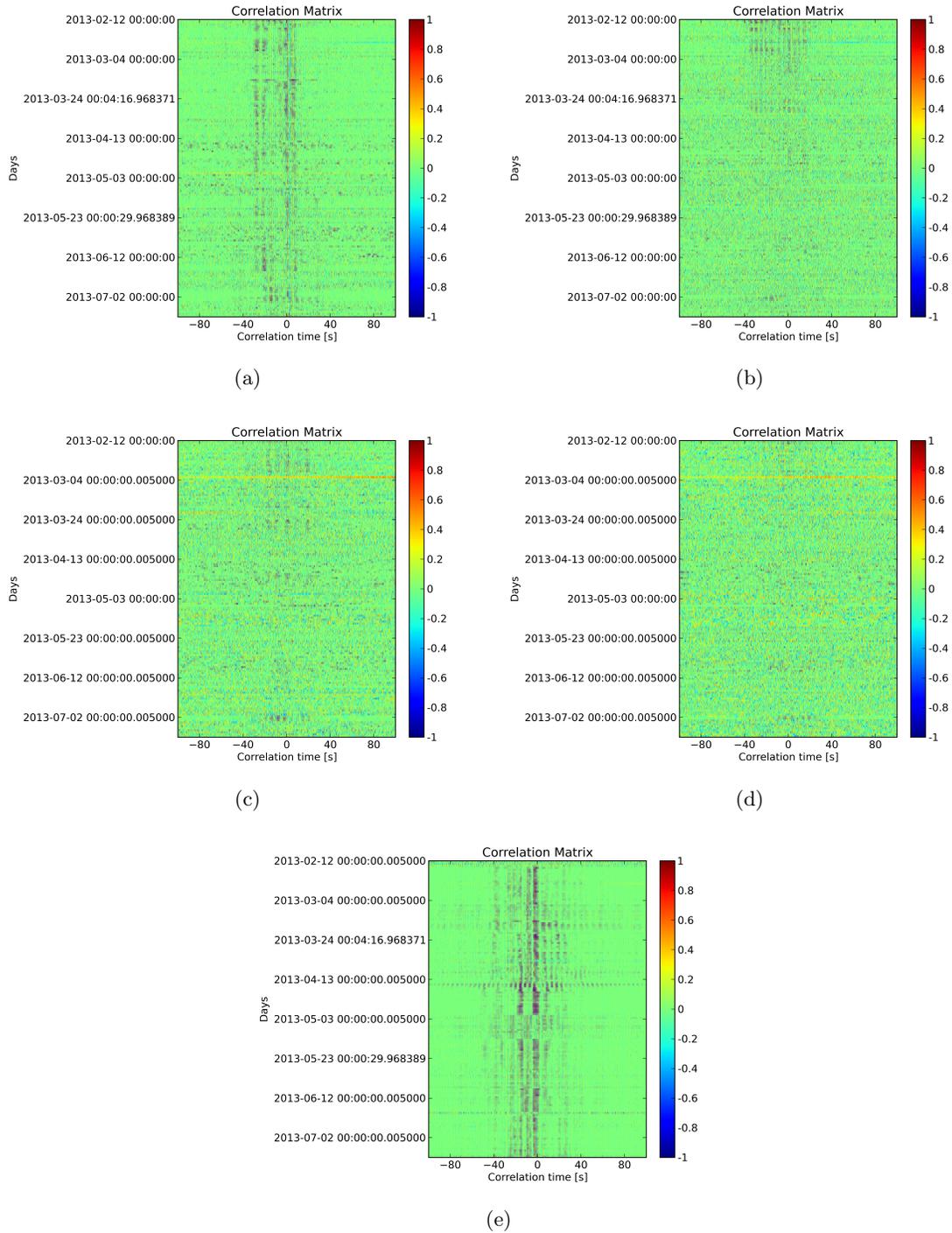


Figura 11: Matriz de correlación entre las estaciones Lascar-Quebrada (a), Lascar-Puna (b), Lejía-Quebrada (c), Lejía-Puna (d) y Lascar-Talabre (e). Las trazas de cada estación fueron filtradas con un filtro pasa alto de 0.5 Hz

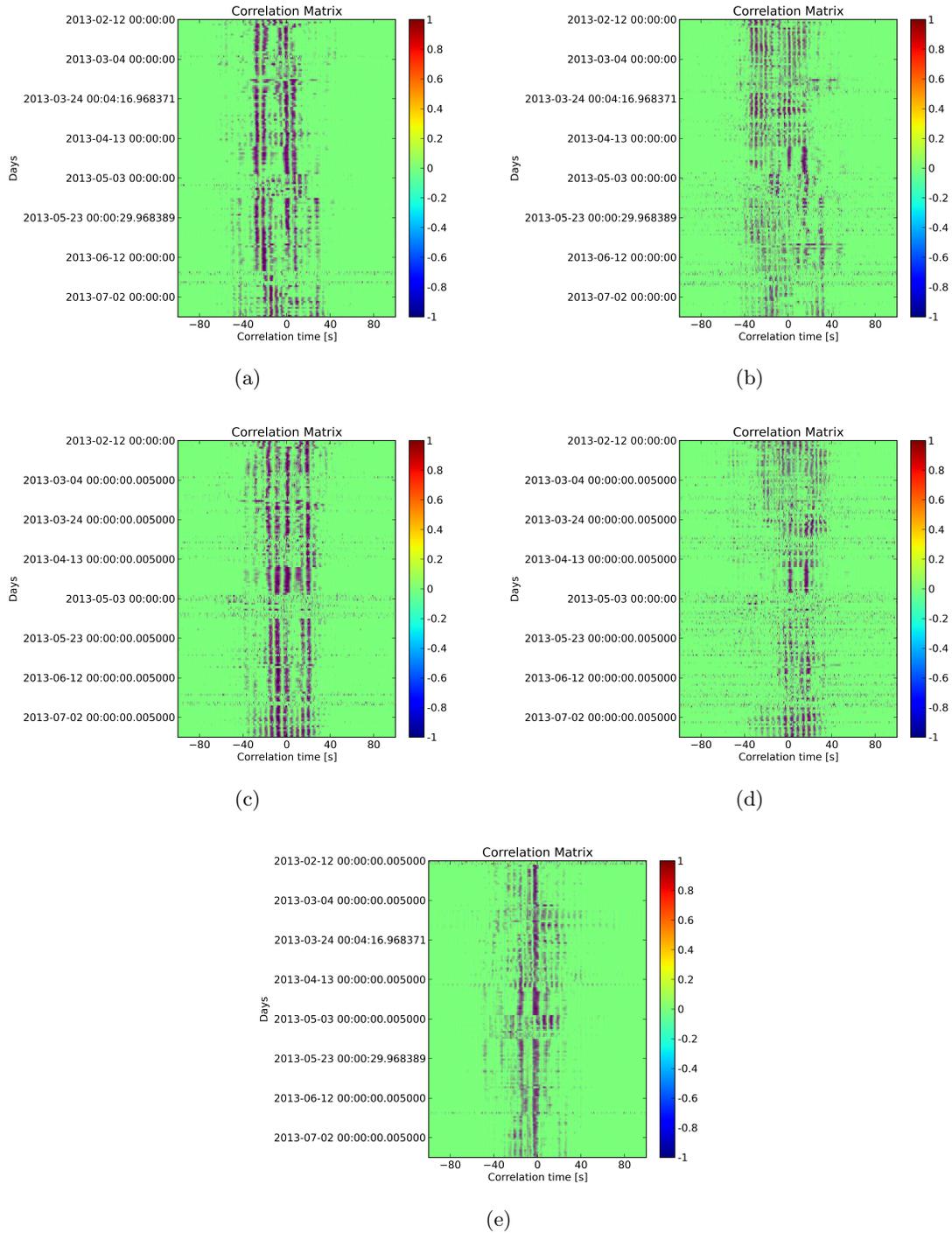


Figura 12: Matriz de correlación entre las estaciones Lascar-Quebrada (a), Lascar-Puna (b), Lejía-Quebrada (c), Lejía-Puna (d) y Lascar-Talabre (e). Las trazas de cada estación fueron filtradas con un filtro pasa banda de 4.0 a 6.0 Hz.

5.3.2. Auto-correlación

Una alternativa a la correlación cruzada entre estaciones es calcular autocorrelaciones de las señales registrada por una estación. El procedimiento para calcular para autocorrelaciones es similar al utilizado para correlaciones cruzadas. Podemos entender el concepto de la autocorrelación imaginando que la distancia entre la fuente virtual y estación es nula, de este modo, la estación se convierte en una “fuente-receptor virtual”.

En la Figura 13, se puede ver un esquema sencillo para entender el concepto de la autocorrelación. Supongamos que diversas fuentes de ruido distribuidas aleatoriamente generan una señal registrada por la estación Lascar. Esta estación actúa como una “fuente virtual” al realizar la autocorrelación de la señal. La onda superficial directa llegará en el tiempo cero de la función de correlación. Por otro lado, la coda de la función de correlación estará dominada por ondas superficiales que salen desde la fuente virtual y se propagan por el medio que lo rodea. Esas ondas son dispersadas y finalmente vuelven a la estación sísmica. Las ondas dispersadas aportan con información de uno o más dispersores distribuidos en el medio de propagación de la onda superficial.

En la Figura 14 están las matrices de autocorrelación para la estación Lascar y Quebrada. Cada una de las señales fue filtrada entre 4-6 Hz. En el caso de la correlación cruzada, hemos calculado que la onda superficial viaja aproximadamente a 3 km/s y, sabemos que la estación Lascar y Quebrada se encuentran aproximadamente a 4.5 km del cráter del volcán. Esto significa que una onda superficial dispersada por el volcán se demorará aproximadamente 1.5 segundos en viajar desde la estación al masizo y luego volver a la misma estación. En la Figura 14, hemos marcado en un recuadro rojo la ventana de tiempo que da mejores resultados para calcular el factor de estrechamiento (Sección 5.4). Esta ventana de tiempo va de 5 a 7 s para asegurarnos que exista información sobre ondas superficiales dispersadas por el medio alrededor volcán, en la coda de la función de correlación. La evolución de los dispersores en el tiempo deberían observarse en la variación de velocidad relativa calculados a partir de la coda de la función de correlación [Duputel et al., 2008].

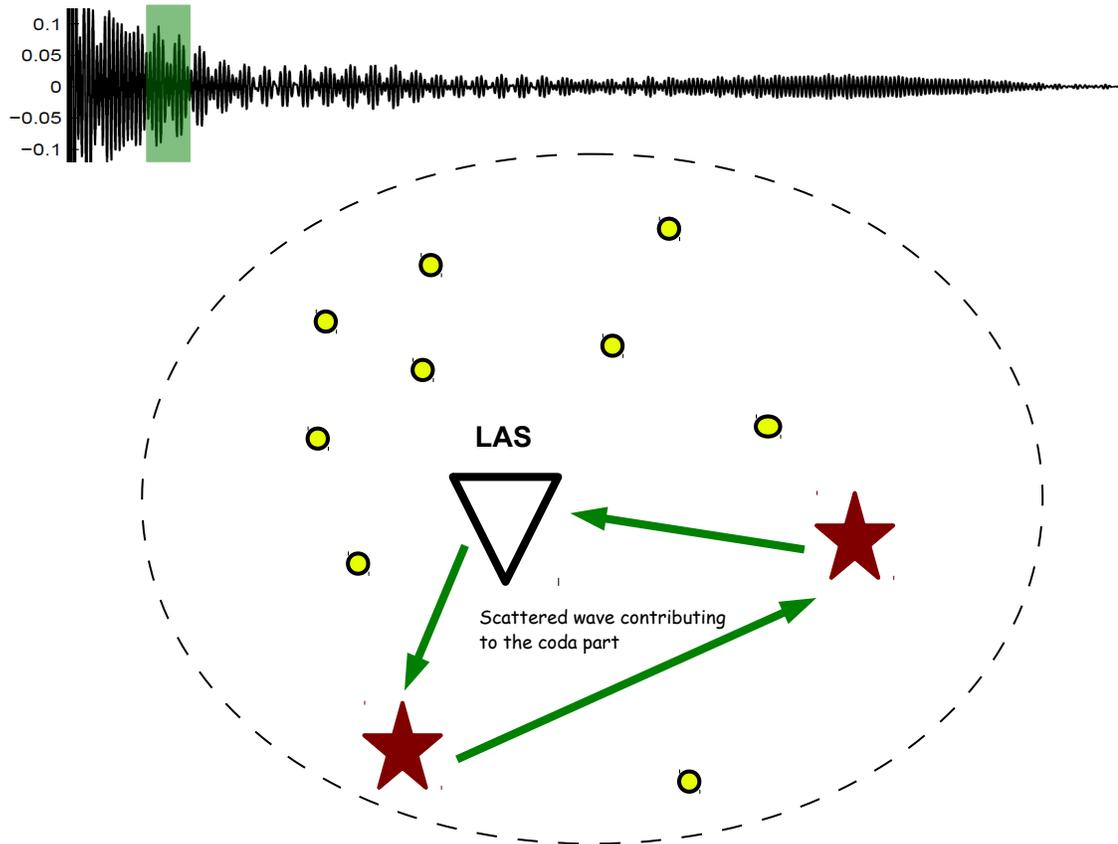


Figura 13: Autocorrelación de la señal registrada en estación Lascar. A las series de tiempo se les aplicó el pre-procesamiento explicado anteriormente y un filtro pasa banda de 4-6 Hz (arriba). Abajo hay un esquema en que se muestra la contribución de las fuentes de ruido (puntos amarillos) a la onda directa y dispersadas, las cuales viajan desde la estación hacia el medio, se dispersan y vuelven a la misma estación (flecha verde). El aporte de esta dispersión se refleja en la coda de la función de autocorrelación

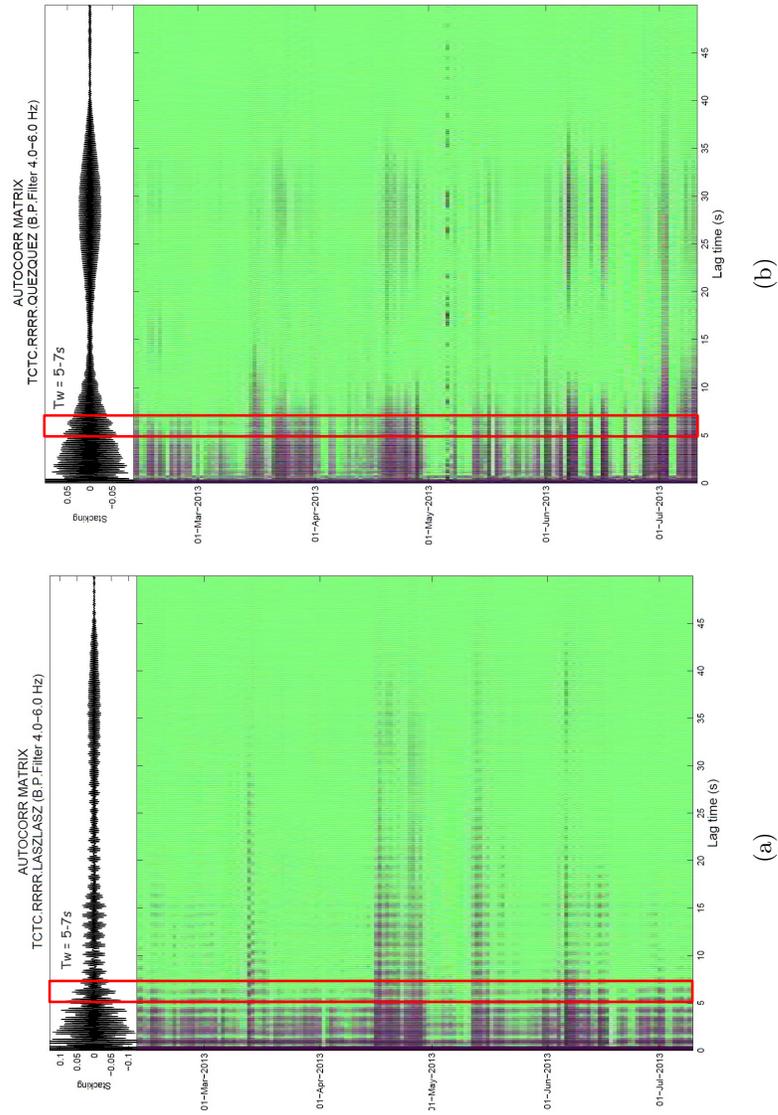


Figura 14: Matriz de autocorrelación de la estación Lascar (a) y Quebrada (b) (filtrado entre 4-6 Hz). En rectángulo rojo está marcada la ventana de tiempo correspondiente entre 5-7 s.

5.4. *Factor de estrechamiento*

Como hemos visto en la sección anterior, luego del pre-procesamiento, debemos calcular la matriz de correlación para correlaciones cruzadas o auto-correlaciones. Estas correlaciones se apilan día a día en una matriz y se selecciona una ventana de tiempo en la coda de la función de correlación para calcular el factor de estrechamiento. Existirán matrices simétricas y asimétricas, las cuales se definirán a partir de donde se ve la llegada con mayor energía de la onda directa en la matriz de correlación.

La matriz es simétrica si la onda superficial directa llega con la misma energía en la parte causal y acausal. Esto significa que las fuentes de ruido están distribuidas aleatoriamente alrededor de las estaciones. Lo más conveniente en este caso, antes de seleccionar una ventana de tiempo en la coda, es promediar la parte causal y acausal de la función de correlación. Por otro lado, la matriz es asimétrica si la fuente de ruido domina a un costado de las estaciones. En este caso, debemos seleccionar una ventana de tiempo en la coda de la CCF donde la onda directa llegue con mayor energía. Para la función de correlación con autocorrelaciones no tiene sentido definir simetrías ya que la onda directa llega en el tiempo de inicio de la función de correlación.

En las matrices de correlaciones cruzadas, debemos calcular y corregir el desfase en el tiempo que existe entre los relojes de ambas estaciones (time-shift), para evitar problemas en la interpretación de las variaciones de velocidades de ondas sísmicas [Sens-Schönfelder, 2008]. Se calcula el desfase entre los relojes de las estaciones a partir de los tipos de variaciones en la llegada de la onda directa en la función de correlación que se agrupan en la matriz de correlación. Luego, se corrige el desfase de cada función de correlación y se agrupa en una nueva matriz de correlación. Para el caso particular de autocorrelaciones no es necesario corregir un desfase en el reloj del sensor consigo mismo.

A continuación, procedemos a calcular la traza de referencia². En nuestro caso, la traza de referencia es el promedio de las funciones de correlación en la matriz (Figura 10 y 14). Luego, seleccionamos una ventana de tiempo en la coda de la matriz de correlación para comparar cada traza de la función de correlación con la traza de referencia. A medida que estiramos o contraemos la función de correlación en esta ventana de tiempo, vamos calculando el factor de correlación entre ambas trazas. Este factor de correlación está asociado con la variación en el tiempo de viaje de las ondas superficiales (stretch) $\frac{dt}{t}$ o, análogamente, con los cambios de velocidad (Figura 15). La relación entre el factor de estrechamiento y el cambio de velocidad es $dt/t = -dv/v$ (ecuación 19).

El procedimiento anterior se aplica para todas las trazas que tenemos disponible y, se considerará válido el valor del factor de estrechamiento donde el factor de correlación, entre la traza de referencia y la función de correlación, sea mayor a un 60 %. En otros estudios, se ha estimado que la resolución en el cálculo del factor de estrechamiento es 0,1 % [Wegler et al., 2009].

Hemos comentado en la Sección 5.3.1, que la ventana de tiempo seleccionada en la coda de la función de correlación dependerá de la distancia que recorre la onda superficial, su velocidad de propagación, entre otros. Hemos estimado que las ondas dispersadas por el volcán llegarán a los 3 segundos en la coda de la función de correlación.

²La traza de referencia es la función de correlación que usaremos para comparar con la CCF de cada día en la matriz de correlación corregida y así calcular el factor de estrechamiento en la ventana de tiempo seleccionada. En la Figura 15 hay un ejemplo de como calcular el factor de estrechamiento: la traza de la función de correlación de la estación KZK del 1 de octubre de 2004, se estira y contrae sucesivamente desde -1 % a 1 % con un intervalo de 0.1 % y, se va correlacionando con la traza de referencia. Luego, seleccionamos el mayor valor posible de correlación (R) asociado a un valor en porcentaje del factor de estrechamiento. En este ejemplo, el mejor R es 0.88 y ese valor está asociado a un factor de estrechamiento que corresponde a un valor de $-dv/v = -0,4\%$.

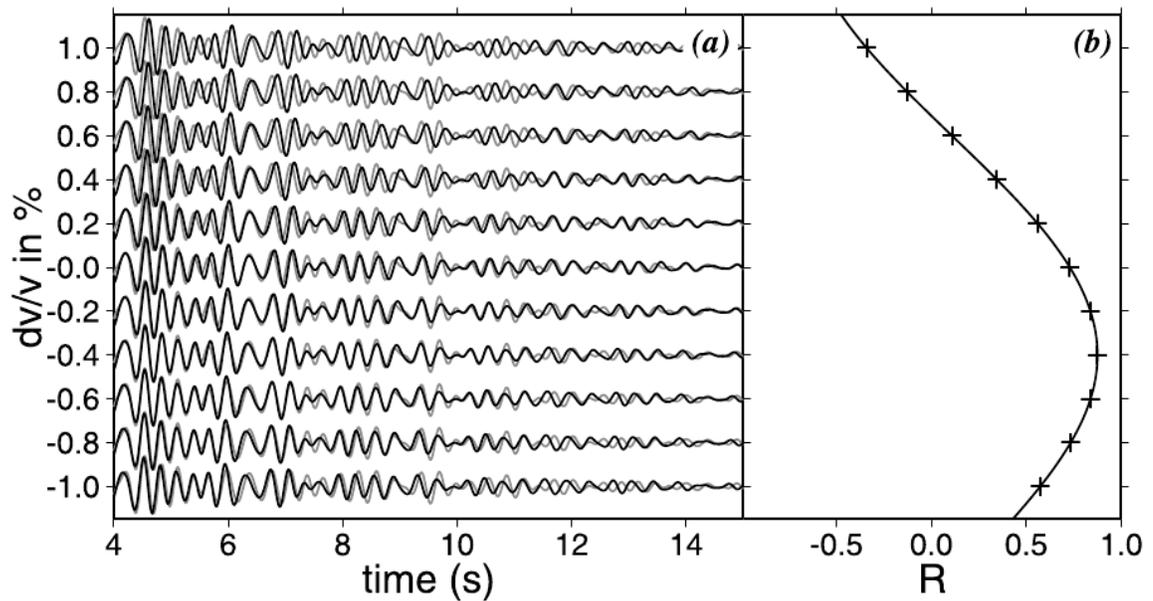


Figura 15: Ejemplo de proceso de recuperación del factor de estrechamiento [Wegler et al., 2009]. (a) Once trazas de referencia de la matriz de autocorrelación en la estación KZK usando en gris una ventana de tiempo de 4-15 s. En negro están 11 trazas de la función de autocorrelación, que son expandidas y comprimidas, para el 1 de octubre de 2004. (b) Se expresa la correlación que existe entre la traza de una día con la traza de referencia mediante el coeficiente de correlación R . La mayor similitud (mayor valor de R) es obtenido para $R = 0.88$ y a partir de ese valor se obtiene el factor de estrechamiento con un valor que corresponde a $-dv/v = -0.4\%$

5.4.1. Análisis para correlaciones cruzadas

En las Figuras 16 y 17 se muestra el factor de estrechamiento calculado a partir de cuatro ventanas de tiempo diferentes en la matriz de correlación entre las estaciones LAS-QUE y LAS-TAL (filtro 0.3-6 Hz). Si las ondas superficiales, dispersadas por el volcán, comienzan a llegar a los 3 s en la función de correlación, entonces seleccionaremos una ventana de tiempo que comience posterior a este momento. Esta ventana de tiempo no debe ser demasiado grande, para así, evitar la información proveniente de fuentes lejanas o múltiples dispersiones del medio, que existe después de la coda de la función de correlación [Sens-Schöenfelder, 2006].

Notamos que la ventana de tiempo 5-10 s y 5-15 s muestra altos factores de correlación para el par de estaciones LAS-QUE y los resultados siguen un patrón similar (Figura 16). De manera similar, la ventana de tiempo 5-10 s y 5-15 s muestra altos factores de correlación para el par de estaciones LAS-TAL (Figura 17). Para este trabajo, creemos que la ventana de tiempo 5-10 s es lo suficientemente pequeña para que contenga información de las ondas superficiales dispersadas por el medio cercano al volcán, evitando la superposición de señales con información de dispersores más lejanos en la coda de la función de correlación.

En la Figura 18(A) se muestra el valor del factor de estrechamiento para una ventana de tiempo 5-10 s en la correlación cruzada de los pares de estaciones LAS-QUE, LAS-PUN y LAS-TAL (filtro 0.3-6 Hz). En este resultado, las fluctuaciones de velocidad no siempre siguen un patrón similar en función del tiempo. Aún así, a mitad de marzo de 2013, observamos simultáneamente una disminución del stretch en los tres pares de estaciones, lo cual se podría considerar como un resultado real.

Como hemos discutido anteriormente, el stretch calculado debe tener un factor de correlación mayor al 60% para considerarse válido (Figura 18(B)). En la Figura 18(C) mostramos el desfase (en muestras) que existe entre los relojes de las estaciones. Este error fue corregido antes de calcular las variaciones de velocidad relativa de ondas sísmicas.

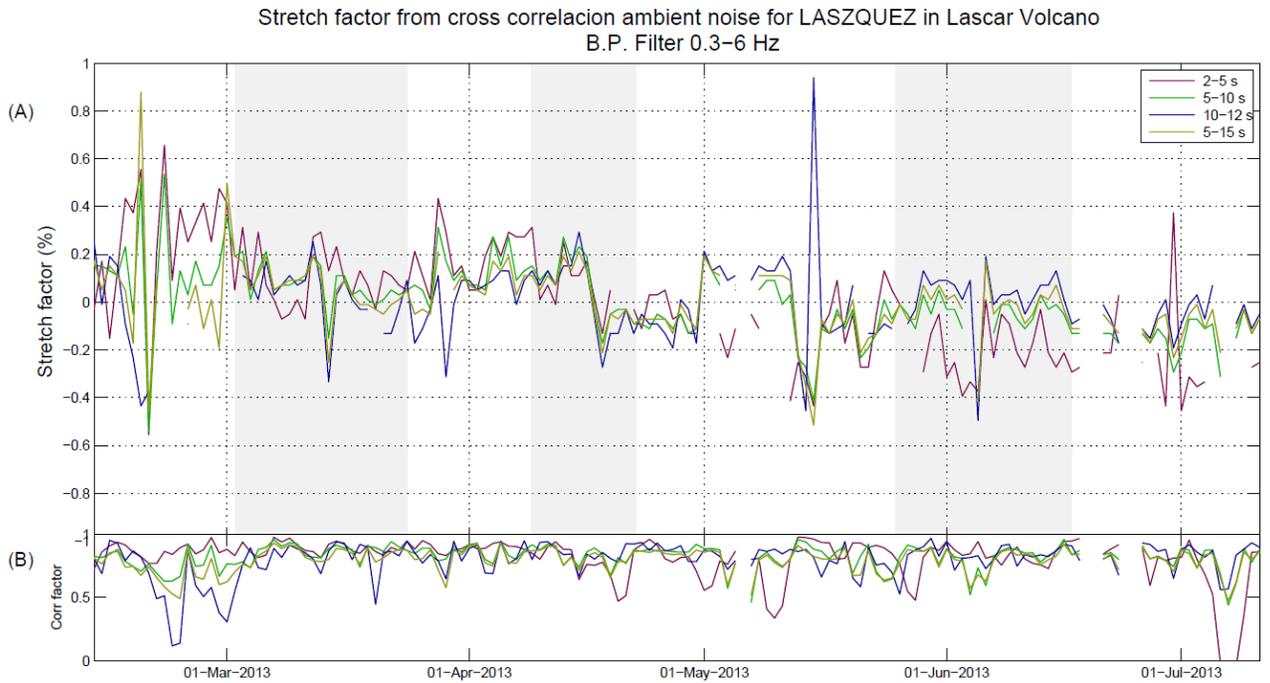


Figura 16: Factor de estrechamiento recuperado a partir de la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (tolerancia 60%), filtrada desde 0.3 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 2-5 s (rojo), 5-10 s (verde), 10-12 s (azul) y 5-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa. Se destaca en gris los patrones similares en el comportamiento del factor de estrechamiento.

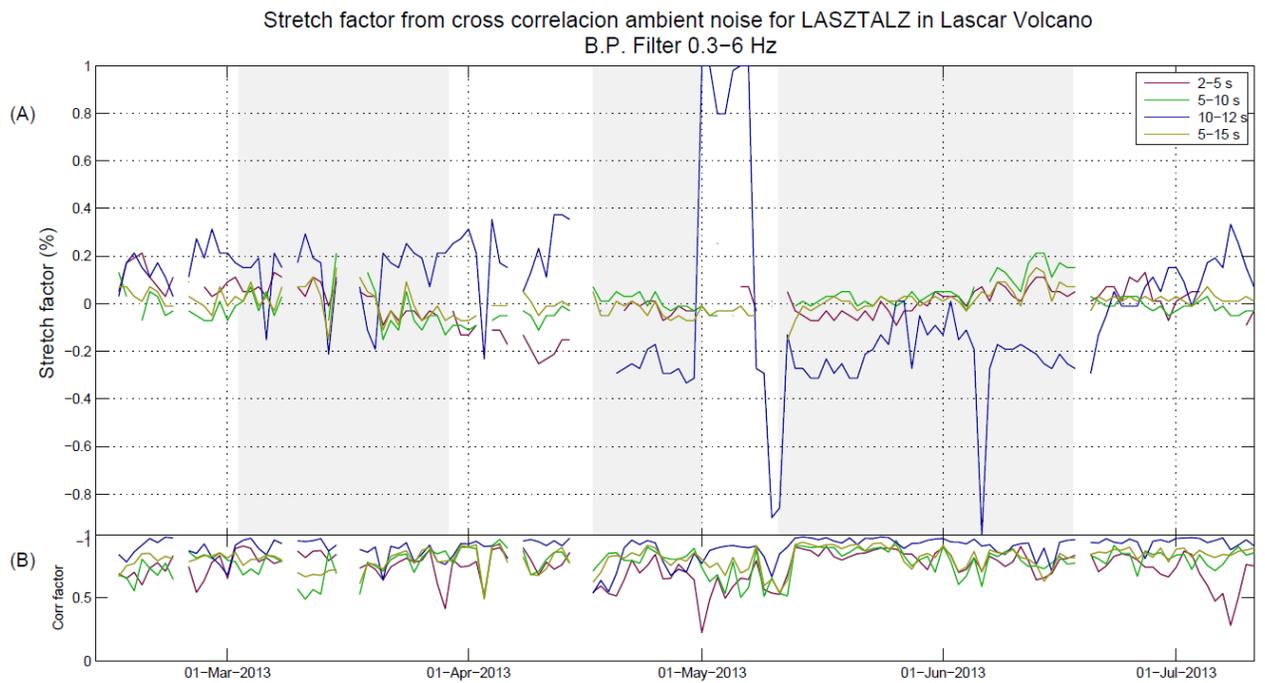


Figura 17: Factor de estrechamiento recuperado a partir de la correlación cruzada entre la estación Lascar y Talabre (tolerancia 60%), filtrada desde 0.3 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 2-5 s (rojo), 5-10 s (verde), 10-12 s (azul) y 5-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa. Se destaca en gris los patrones similares en el comportamiento del factor de estrechamiento.

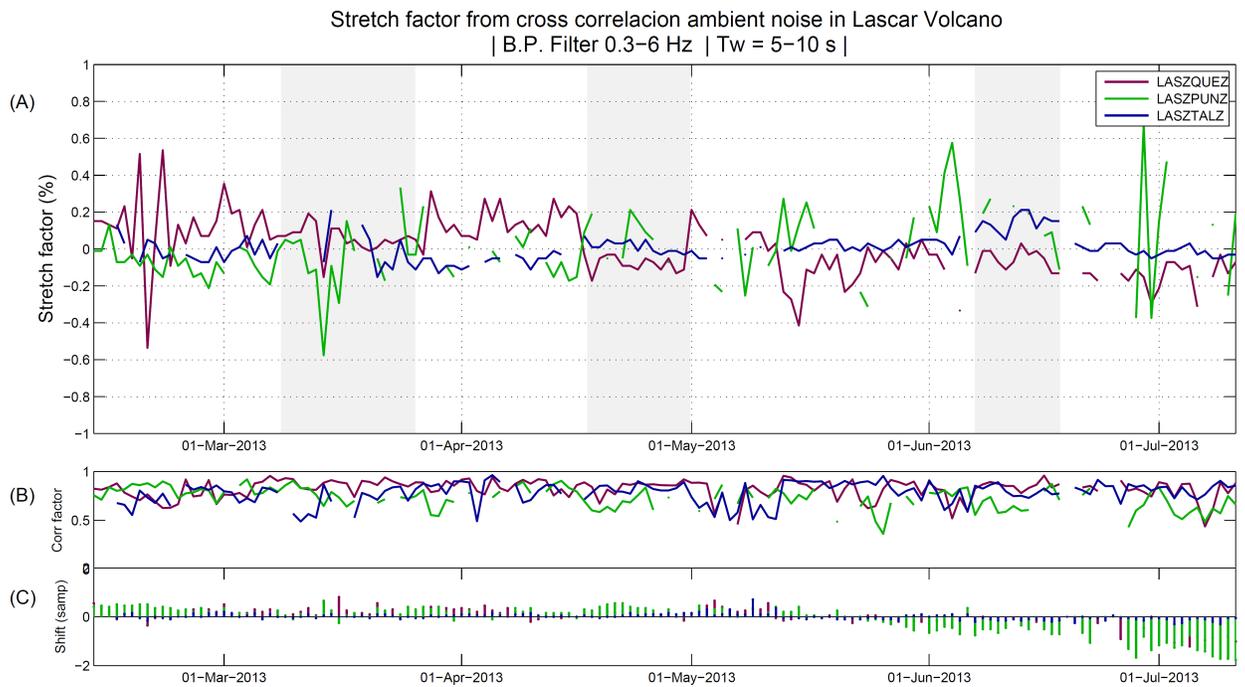


Figura 18: (A) Factor de estrechamiento extraído de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones en volcán Lascar (tolerancia 60%): LAS-QUE (morado), LAS-PUN (verde) y LAS-TAL (azul). Las trazas fueron filtradas en la banda de frecuencia 0.3-6 Hz. (B) Factor de correlación máximo relacionado con el factor de estrechamiento calculado. (C) Desfase en el tiempo UTC entre pares de estaciones (muestras). Se destaca en marzo de 2013, un decrecimiento en el factor de estrechamiento observado por los tres pares de estaciones.

5.4.2. Análisis para autocorrelaciones

En las Figuras 19 y 20 se muestra el factor de estrechamiento calculado a partir cuatro ventanas de tiempo diferentes de la función de autocorrelación de la estación QUE y PUN respectivamente (filtro 4.0-6.0 Hz).

En la estación Quebrada, el factor de estrechamiento sigue un patrón similar para las ventanas de tiempo 1-6 s y 5-7 s con un factor de correlación promedio superior al 70%. La ventana de tiempo 1-6 s no incluye necesariamente ondas dispersadas solamente por el medio alrededor del volcán, ya que estas comenzarán a llegar a la función de correlación después de los 3 s. Además, también descartaremos utilizar las ventanas de tiempo 7-12 s y 10-15 s debido a la baja energía en la coda de la función de correlación (Figura 14).

En la estación Puna, el factor de estrechamiento muestra bajas correlaciones y no existe un patrón estable del dt/t para las diferentes ventanas utilizadas. De este modo, no podemos establecer conclusiones confiables y consistentes basados en este resultado.

En la Figura 21(A) mostramos el factor de estrechamiento calculado a partir de la ventana de tiempo 5-7 s de la autocorrelación de las estaciones Lascar, Quebrada y Puna (filtro 4-6 Hz). Los resultados obtenidos en las estaciones Lascar y Quebrada muestran fluctuaciones similares del factor de estrechamiento a medida que avanza el tiempo y correlaciones sobre el 80%. Las señales registradas por cada estación es independiente, por lo tanto, podremos considerar como válido el stretch que muestre el mismo patrón en ambas estaciones.

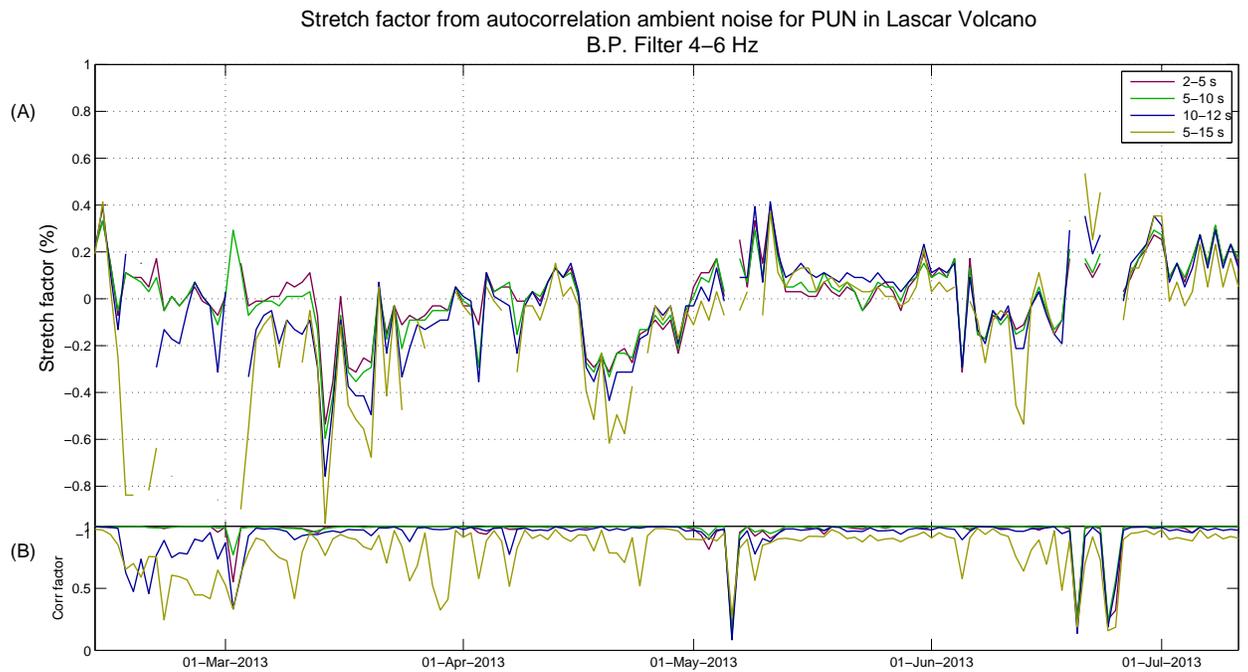


Figura 19: Factor de estrechamiento calculado a partir de la auto-correlación de la estación Quebrada (tolerancia 60%), filtrada desde 4 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 1-6 s (rojo), 5-7 s (verde), 7-12 s (azul) y 10-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa.

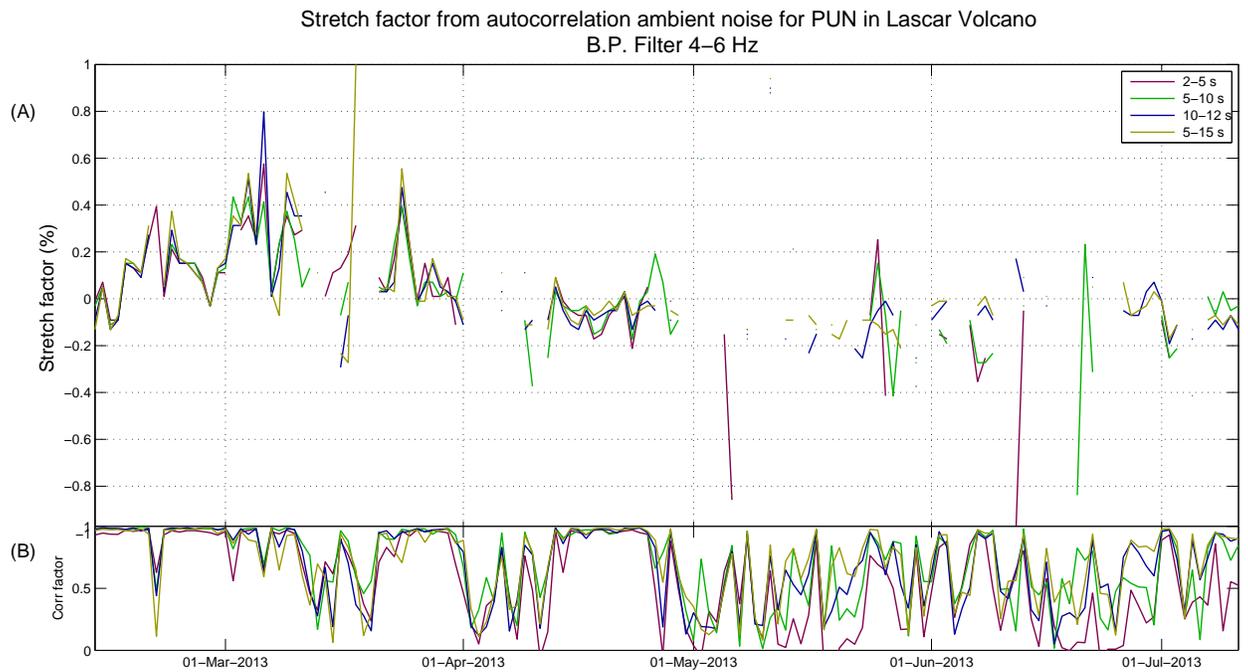


Figura 20: Factor de estrechamiento calculado a partir de la auto-correlación de la estación Puna (tolerancia 60%), filtrada desde 4 a 6 Hz y utilizando ventanas de tiempo de 1-6 s (rojo), 5-7 s (verde), 7-12 s (azul) y 10-15 s (amarillo) después de la llegada de la onda superficial directa.

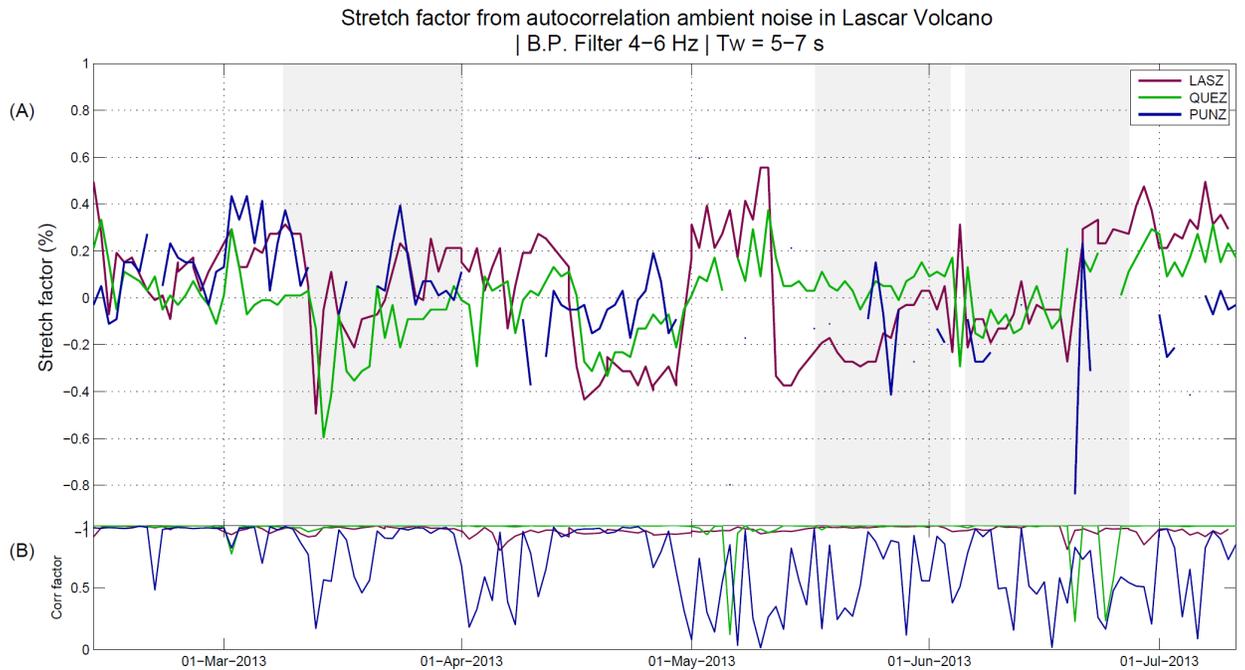


Figura 21: (A) Factor de estrechamiento extraído de autocorrelaciones de estaciones en volcán Lascar (tolerancia 60 %): Lascar (morado), Quebrada (verde) y Puna (azul). Las trazas fueron filtradas en la banda de frecuencia 4-6 Hz. (B) Factor de correlación máximo relacionado con el factor de estrechamiento obtenido. Las flechas rojas indican los lugares donde el factor de estrechamiento observado muestra el mismo comportamiento en las tres estaciones. En marzo de 2013, se destaca una variación del factor de estrechamiento de mayor amplitud para las tres estaciones (0.6 %).

Capítulo VI

RESULTADOS

En este capítulo se procederá a calcular la variación relativa de velocidad de ondas sísmicas dv/v , a partir del factor de estrechamiento dt/t , utilizando la relación planteada en la ecuación 19, esto es:

$$\frac{dt}{t} = -\frac{dv}{v}$$

el término dt/t corresponde al factor de estrechamiento mostrado las Figuras 18 y 21. Se ha visto en la Sección 5.4, lo conveniente que es de usar, en este estudio, un filtro pasa banda 0.3-6 Hz y una ventana de tiempo 5-10 s para correlaciones cruzadas entre pares de estación. Análogamente, para el cálculo del factor de estrechamiento con autocorrelaciones, conviene usar un filtro 4-6 Hz y una ventana de tiempo 5-7 s.

En la Figura 22, se observa en los resultados obtenidos a partir de la coda de las autocorrelaciones de las estaciones LAS (azul) y QUE (amarillo) un aumento en la velocidad relativa de $\sim 0,6\%$ en la segunda semana de marzo de 2013 y su posterior atenuación hasta la primera semana de abril de 2013. Por otro lado, la variación de velocidad calculada en marzo de 2013, a partir la correlación cruzada del par de estación LAS-PUN (verde) y LAS-QUE (morado), se observa un cambio de velocidad de $\sim 0,6\%$ y otro de menor amplitud ($\sim 0,18\%$) respectivamente, donde la diferencia en amplitud puede deberse a un cierto grado de incerteza sobre cual es el medio dispersor que genera los cambios de velocidad en función del tiempo, ya que, debido a la posición geométrica entre los sensores y el centro de emisión del volcán, este último puede actuar como una fuente de ruido constante, que genera interferencia en la señal de ruido sísmico ambiental registrado por los sensores.

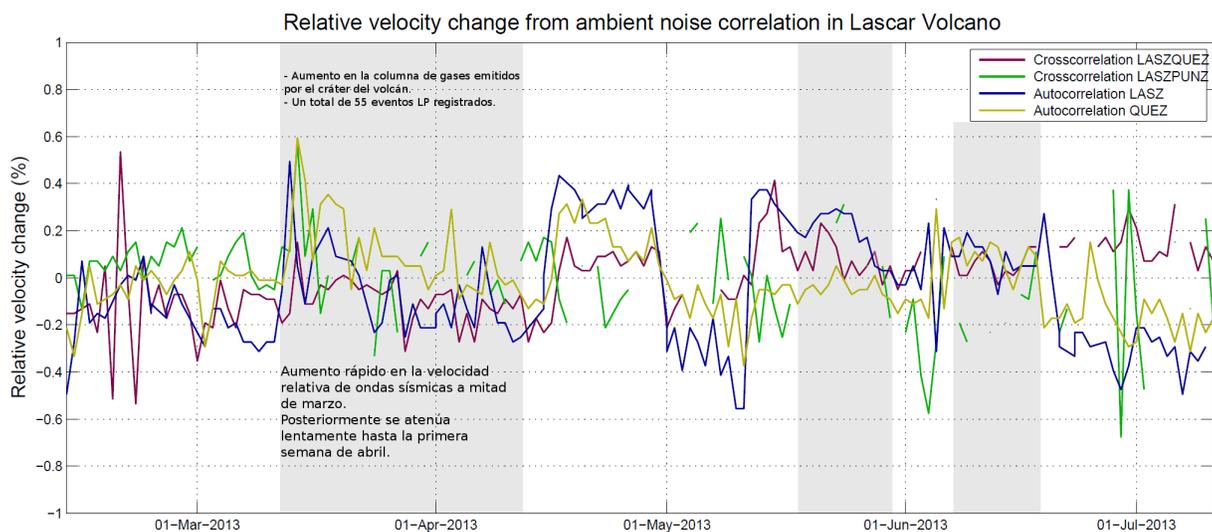


Figura 22: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas (dv/v) calculado a partir de: la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada, filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s (morado), la correlación cruzada entre la estación Lascar y Puna, filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s (verde), la autocorrelación de la estación Lascar, filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s (azul) y la autocorrelación de la estación Quebrada, filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s (amarillo). Se destaca en gris los momentos en que las variaciones de velocidad muestran un patrón de oscilación similar en los cuatro resultados independientes.

6.1. *Eventos de largo periodo*

Los eventos de largo periodo (LP) se caracterizan por tener una onda P emergente y no mostrar una clara llegada de la onda S. El contenido de frecuencia va entre 1 a 5 Hz. Las fuentes tienden a situarse cercano a la superficie (< 2 km).

Existen modelos para explicar la fuente de este tipo de señales. Uno de ellos explica que los eventos LP se deben a la resonancia que genera el magma cuando asciende cercano a la superficie. Por otro lado, la desgasificación de la mezcla entre magma y gases generaría un fenómeno de resonancia en la cavidad magmática lo cual puede explicar el mecanismo de la fuente para eventos LP [Wassermann J., New manual of Seismological Observation Practice; Izumi Yokoyama, Volcano physics].

En la Figura 30 se muestra el registro de las estaciones LAS, QUE, TAL, PUN y LEJ de un evento LP (2013-03-06T09:07 UTC). El evento dura 100 s aproximadamente y su contenido espectral va de 1 a 4 Hz. El evento solo es detectado por las 4 estaciones que rodean el volcán.

En las Figuras 23 y 24 se observa un aumento de un 0.6% del dv/v en marzo de 2013 y que luego tiende a atenuarse hasta principios de abril de 2013, calculado a partir de la correlación cruzada de la estación LAS-PUN y, de las autocorrelaciones de las estaciones Lascar y Quebrada. Numéricamente hemos calculado que este cambio de velocidad se correlaciona, con un desfase de nueve días en un 30%, con el aumento en el número diario de eventos de largo periodo registrados en el volcán. Además, este resultado coincide con el aumento en el tamaño de la columna de gases de color blanco y gris expulsados por el cráter del volcán, lo cual, podría estar asociado con un proceso de desgasificación reportado por OVDAS el 5 de Abril de 2013.

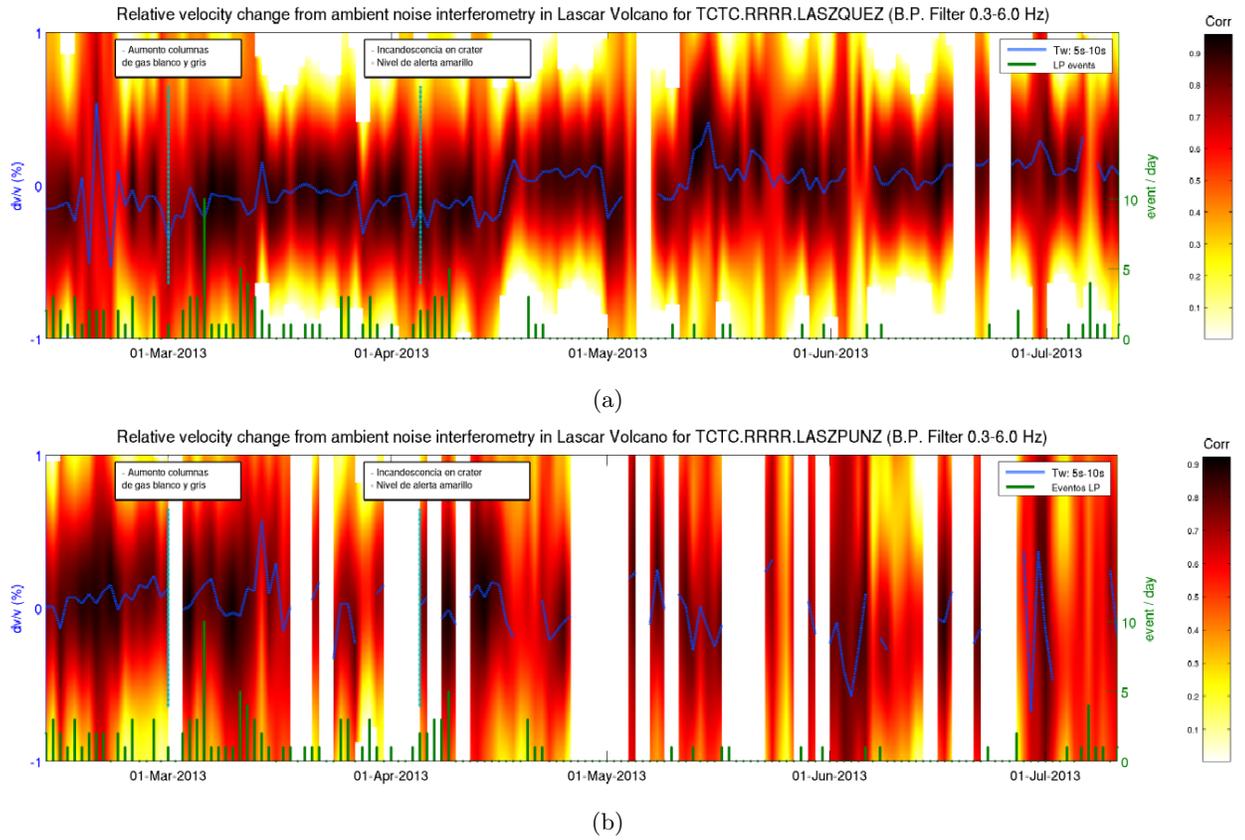


Figura 23: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos de largo periodo diarios en Volcán Lascar. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirla y contraerla.

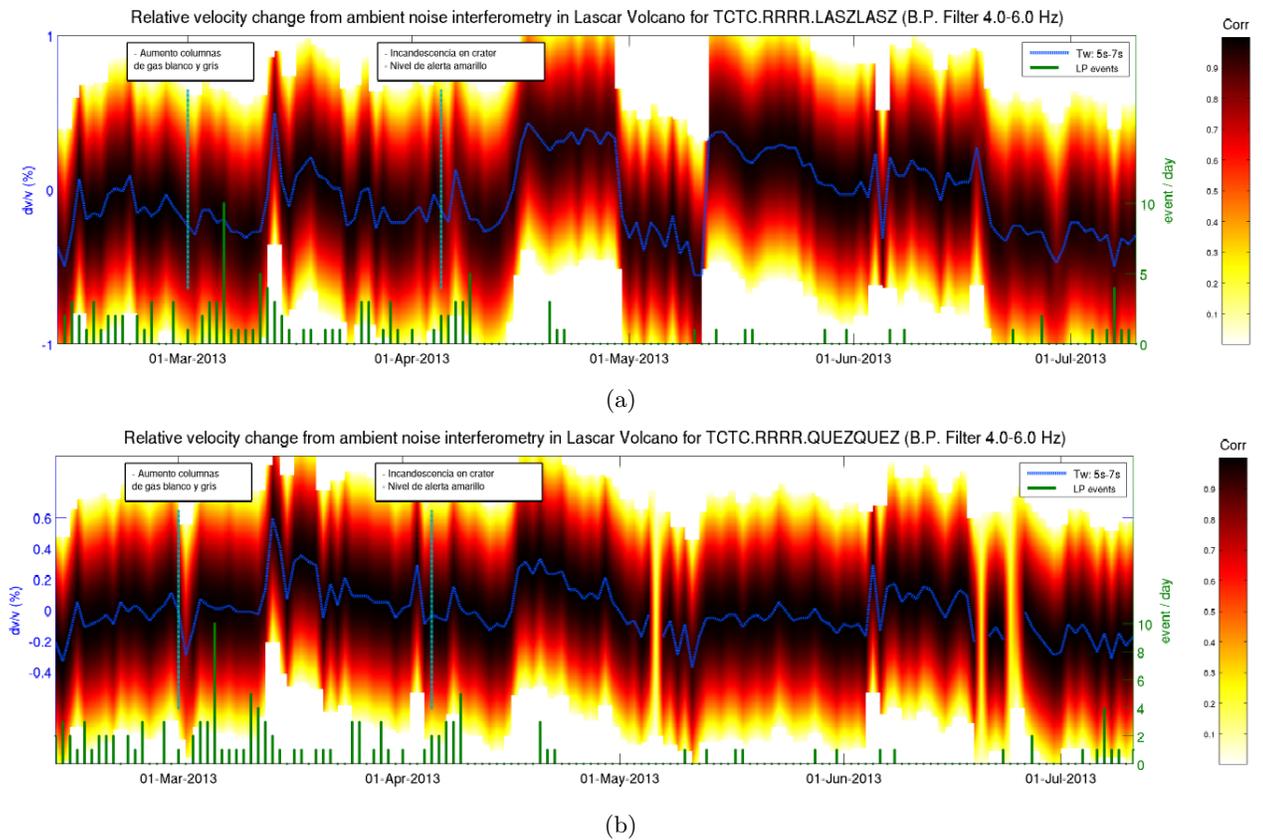


Figura 24: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos de largo periodo diarios en Volcán Lascar. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirlarla y contraerla.

6.2. *Eventos volcano tectónicos*

Los eventos volcano tectónicos (VT) se caracterizan por presentar la llegada de las fases P y S. Este tipo de eventos se producen cuando se deslizan dos bloques en un plano de falla causado generalmente por la acumulación de estrés cercano al volcán. Estos eventos pueden clasificarse en tipo A y tipo B según su contenido espectral y profundidad [Wassermann J., New manual of Seismological Observation Practice; Izumi Yokoyama, Volcano physics].

Los eventos VT-A presentan una profundidad superior a 2 km, una nítida llegada de la onda P y S y, además, un alto contenido en frecuencia (mayor a 5 Hz). En la Figura 32 podemos ver un evento VT-A de magnitud $2.1M_L$. Graficando la envolvente del registro, observamos la primera llegada y luego la segunda con mayor energía. Por otro lado, los eventos VT-B presentan una profundidad entre 1 y 2 km, una onda P más emergente y una onda S difícil de detectar. Además su contenido espectral va entre 1 a 5 Hz. En la Figura 31 se observa un catálogo de eventos volcáno tectónicos registrados por OVDAS entre Enero y Octubre de 2013.

En las Figuras 25 y 26, se observa que las fluctuaciones en la velocidad relativa de ondas sísmicas no se correlacionan directamente con la cantidad diaria de eventos volcano tectónicos que existen pocos eventos VT durante el periodo de tiempo que disponemos. Sin embargo, en la segunda semana de julio de 2013, la actividad sísmica del volcán aumenta con una tasa de 3 a 9 VT diarios. Lamentablemente, no disponemos de datos posteriores a este fenómeno volcánico pero sería interesante investigar en el futuro como afecta la tasa de VTs al factor de estrechamiento.

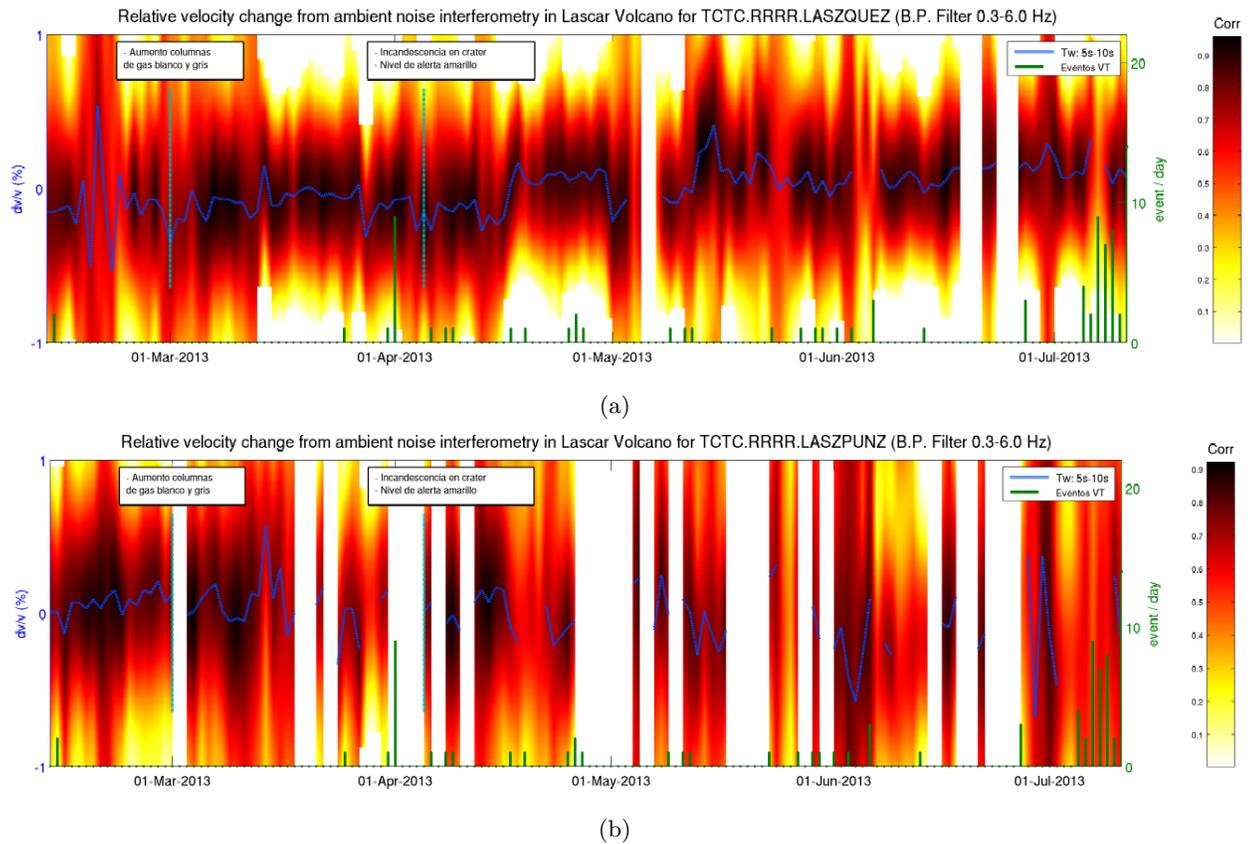


Figura 25: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos volcano-tectónicos diarios en Volcán Lascar localizados y validados por OVDAS-SERNAGEOMIN. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.

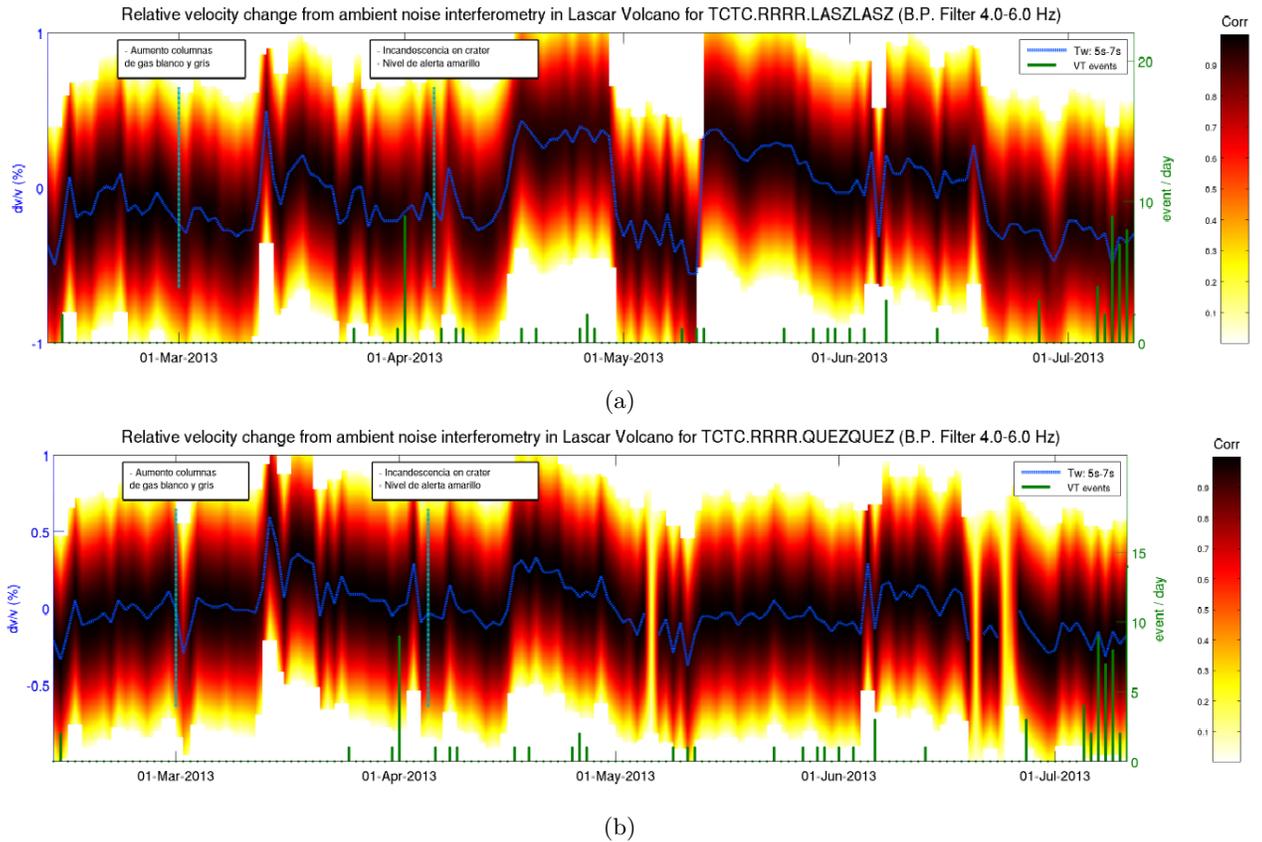


Figura 26: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de; (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos volcano-tectónicos diarios en Volcán Lascar localizados y validados por OVDAS-SERNAGEOMIN. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirla y contraerla.

6.3. *Eventos tectónicos*

Se ha seleccionado un catálogo de eventos tectónicos en IRIS. Este catálogo contiene eventos entre enero y octubre de 2013 de magnitud superior a 3.0 y con una distancia máxima de 500 km alrededor del cráter del volcán Lascar. La mayor parte de los eventos tectónicos ocurren entre abril y julio de 2013, a lo largo de la fosa de subducción entre la placa Nazca y Sudamericana y con una magnitud promedio inferior a 5.0 (Figura 33).

En las Figuras 27 y 28, se muestra un aumento rápido en la velocidad relativa, a mitad de marzo de 2013, para los resultados obtenidos de la correlación cruzada de las estaciones LAS-QUE y LAS-PUN y, de las autocorrelaciones de las estaciones Lascar y Quebrada, que luego se va atenuando hacia la primera semana de abril de 2013. Sin embargo, este cambio de velocidad no se correlaciona directamente con el número de eventos tectónicos que ocurren en el límite de la placa Nazca y la placa Sudamericana. Esto es posiblemente a que, debido a la cercanía que existe entre el volcán y las estaciones, el volcán actúa como interferencia de la señal proveniente de la costa.

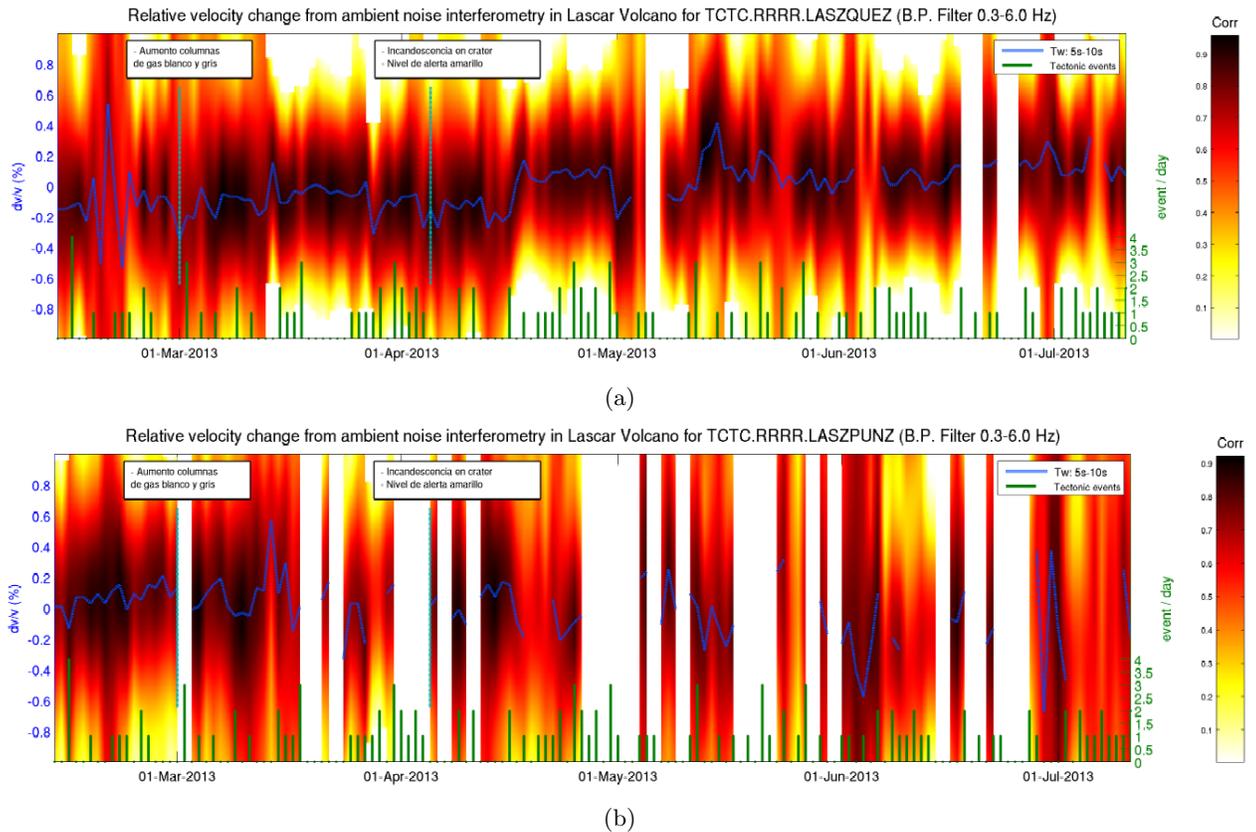


Figura 27: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s) y (b) la correlación cruzada entre la estación Lascar y Quebrada (filtro 0.3-6 Hz y ventana de tiempo 5-10 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos tectónicos diarios registrados en IRIS. Los eventos son seleccionados en un radio de 500 km alrededor del cráter del volcán Lascar y con una magnitud mínima de 3.0. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirarla y contraerla.

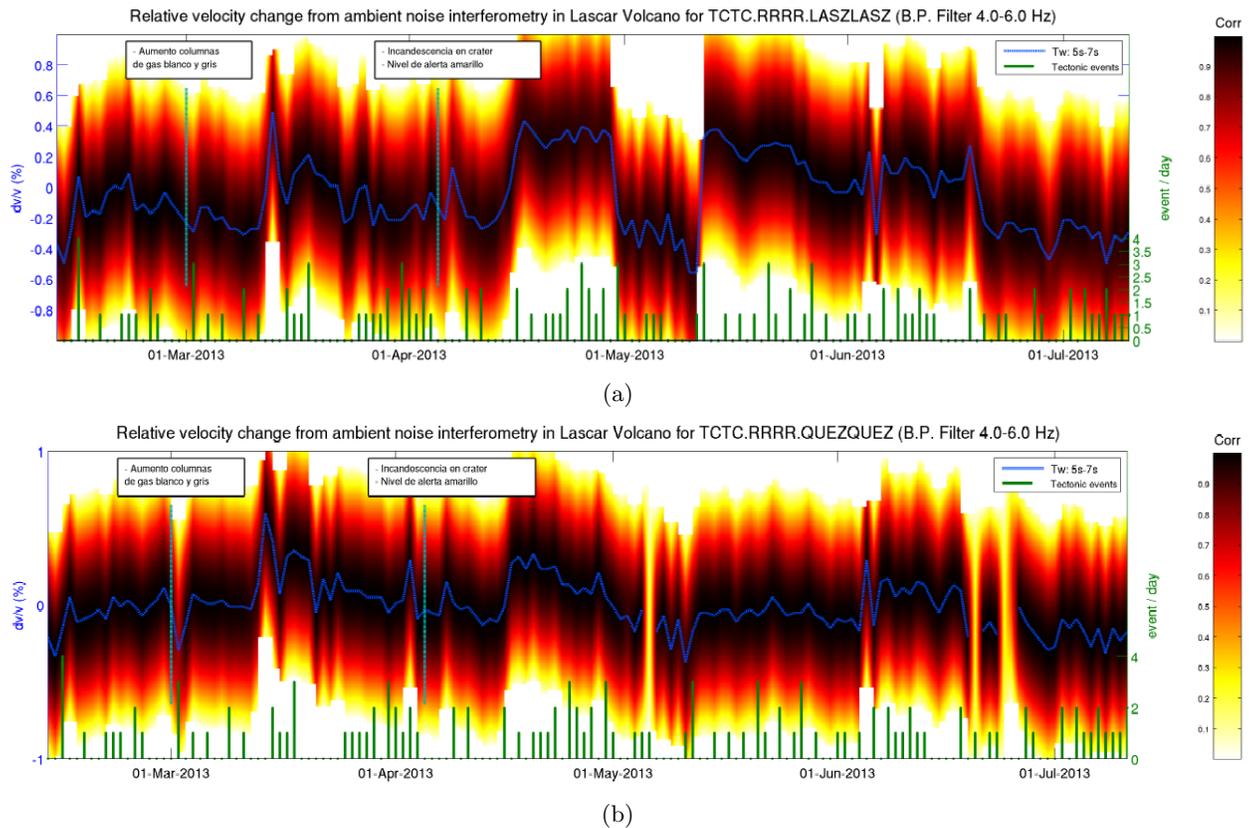


Figura 28: Variación relativa de velocidad de ondas sísmicas ($-dt/t$) calculado a partir de: (a) la autocorrelación de la estación Lascar (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s) y (b) la autocorrelación de la estación Quebrada (filtro 4-6 Hz y ventana de tiempo 5-7 s). En azul se destaca el dv/v con mayor factor de correlación. En verde se grafica el número de eventos tectónicos diarios registrados en IRIS. Los eventos son seleccionados en un radio de 500 km alrededor del cráter del volcán Lascar y con una magnitud mínima de 3.0. La barra de colores indica el grado de correlación entre la traza de referencia y la función de correlación al estirla y contraerla.

Capítulo VII

DISCUSIÓN

El método de interferometría sísmica pasiva permite calcular variaciones de velocidad de ondas sísmicas en función del tiempo, a partir, de una ventana en la coda de la función de correlación. Este método tiene como ventaja poseer una precisión de un 0.1 % y resolución temporal de un día.

Las variaciones de velocidad obtenidas en el Capítulo 6, tienden a oscilar alrededor de valores cercanos al cero, con algunas discontinuidades debido a bajos valores del factor de correlación y/o falta de datos. No se evidencia disminuciones de velocidad como las observadas un estudio realizado en el volcán Piton de la Fournaise (PdF) donde se detectaron bajas de velocidad (0.1 %) debidos posiblemente a intrusiones de magma de larga duración previo a las erupciones del volcán [Brenquier et al., 2011].

No es posible determinar una alta correlación entre los cambios de velocidad relativa dv/v y el número de eventos tectónicos o VT (figuras 25, ??, 27 y 28). Sin embargo, durante la primera quincena de julio de 2013 se registraron 43 eventos volcano-tectónicos, pero no poseemos datos de ruido ambiental después del 11 de julio para poder analizar la influencia de esta alza sobre el factor de estrechamiento. Sería interesante analizar en el futuro la influencia del número de eventos volcano-tectónicos del volcán Lascar sobre el dv/v , ya que se ha evidenciado en otros estudios una fuerte correlación entre el cambio en la velocidad de ondas sísmicas y el aumento el número diario de VT en el volcán PdF [Brenquier et al., 2011].

Por otro lado, en la Sección 3 hemos comentado que en abril de 2013 el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur decretó alerta amarilla en el volcán debido al aumento de la sismicidad LP (Figuras 23 y 24), asociados generalmente a movimientos de fluidos

al interior del volcán y, un aumento en la emisión de gases blancos y grises por el cráter del volcán, con una altura aproximada de 600 m, lo cual sugiere el posible movimiento de fluidos magmáticos, hidrotermales y/o tránsito gases bajo la superficie del volcán Lascar. Además, se evidencia en las Figuras 23 y 24 un aumento de 0.6% del dv/v en la segunda semana marzo de 2013 que luego se atenúa lentamente hasta principios de abril de 2013. Para explicar el fenómeno anterior, se propone el siguiente proceso: antes de que el volcán comience un proceso de desgasificación, la presión al interior del volcán es muy alta y las partículas del medio se encuentran muy compactadas. Esta compactación del medio hace que aumente el dv/v hasta que comienza el proceso de desgasificación. Este proceso genera un cambio en el medio al interior del volcán al disminuir la presión en la cavidad magmática. Las partículas del medio dispersor se descomprimen lentamente y, en consecuencia, disminuye el dv/v al ritmo del movimiento de fluidos magmáticos, hidrotermales y/o tránsito de gases. A continuación, para interpretar de mejor manera éste resultado, se estimará el orden de magnitud del cambio presión al interior del volcán debido a un proceso de desgasificación, detectado mediante cambios de velocidad de ondas sísmicas en función del tiempo mediante el método de interferometría sísmica pasiva.

En la Figura 29 se observa que, luego de un rápido aumento en la velocidad relativa, esta comienza a recuperarse lentamente en marzo de 2013 hasta volver a la normalidad con la siguiente tasa de cambio:

$$\frac{dv/v}{\Delta t} = 0,0001716 [1/\text{day}] \quad (20)$$

En la sección 6 hemos visto que la velocidad de onda superficial promedio v es 3 km/s, entonces utilizando la expresión 20 tendremos:

$$\Delta v = 0,0005148\Delta t [\text{km/s/día}] \quad (21)$$

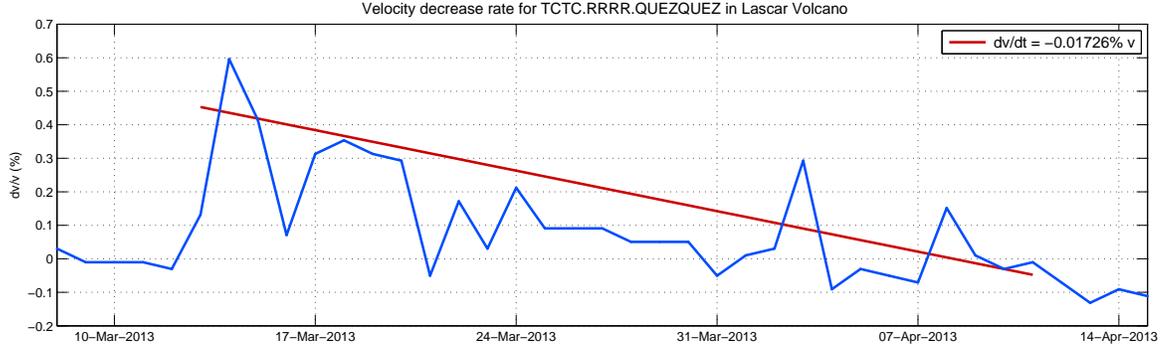


Figura 29: Tasa de decrecimiento del término dv/v desde marzo de 2013 hasta principios de abril de 2013 para la estación Quebrada. Luego de un rápido aumento en la velocidad relativa, esta comienza a recuperarse lentamente hasta volver a la normalidad con una tasa de 0,01716 %.

Luego, consideremos que el cambio de velocidad de una onda compresional puede describirse como:

$$v(P) = v_0 + \frac{\partial v}{\partial P} dP \quad (22)$$

donde $v(P)$ es la expresión de la velocidad de una onda compresional expandida en series de Taylor y truncada en el término de primer orden, el término $\frac{\partial v}{\partial P}$ es la tasa de cambio de la velocidad en función de la presión y puede medirse en laboratorio. La porosidad disminuye a medida que aumenta la profundidad y, para tener un valor de referencia, vamos a considerar que la porosidad es menor a 0.2 a profundidades superiores a 2 km [Izumi Yokoyama, 2011]. Para determinar el valor que mejor se ajuste al volcán Lascar a partir de los datos que poseemos, utilizaremos el estudio “Pressure dependence of velocity and attenuation and its relationship to crack closure in crystalline rocks ” realizado por I.L. Meglis et al., en 1996, sobre la dependencia de la velocidad con la presión en rocas. En ese estudio postulan que, para una roca sometida a una presión de 0 a 40.7 MPa y porosidad de 0.19, el cambio de velocidad es de 4.31 a 5.86 km/s, entonces la tasa de cambio de la velocidad en función de la presión será $\sim 0,038$ km/s/MPa [I.L. Meglis et al., 1996].

Luego, reordenando la ecuación 22 tendremos:

$$\Delta P = \frac{\Delta v}{\left| \frac{\partial v}{\partial P} \right|} = \frac{5,148 \times 10^{-4}}{3,8 \times 10^{-2}} \Delta t \text{ [MPa/día]} \quad (23)$$

De este modo, la velocidad podría expresarse en función de la presión hidrostática a la cual está sometida el medio elástico por el que se propaga una onda compresional [P.A. Johnson and P.N.J. Rasolofosaon, 1996]. De la ecuación 23, el cambio de presión hidrostática en un día al interior del volcán Lascar estimado a partir de un cambio de velocidad en las ondas sísmicas será del orden de:

$$\Delta P \sim 1,35 \times 10^{-2} \text{MPa} \quad (24)$$

A continuación, para mostrar la validez del valor de orden de magnitud de la variación de presión calculada anteriormente, acotaremos este resultado con el valor del orden de magnitud de la variación de presión que producirían las mareas terrestres y una erupción volcánica con emisión de flujos magmáticos.

La variación de presión hidrostática ΔP al interior del volcán causado por una deformación será proporcional al módulo de compresibilidad K y al cambio de volumen del medio. Esto podemos expresarlo por la ecuación 25:

$$\Delta P \propto K\epsilon \quad (25)$$

donde $K = \lambda + 2/3\mu$ es el módulo de compresibilidad (tasa de cambio de presión hidrostática con el volumen y λ, μ parámetros de lammé) y ϵ la deformación. El módulo de compresibilidad para la corteza terrestre es $5,2 \times 10^4 \text{MPa}$ (Preliminary Reference Earth Model).

Según el observatorio Misawa VERA (observatorio astronómico nacional de Japón), el fenómeno de mareas terrestres puede generar deformaciones del orden de $3 - 8 \times 10^{-8}$. Utilizando la ecuación 25 podemos estimar de la variación de presión hidrostática generado por las mayores deformaciones debido a mareas terrestres. Esto es,

$$\Delta P_{et} \propto 4,16 \times 10^{-3} \text{MPa} \quad (26)$$

Por otro lado, es posible expresar la deformación en superficie que ocurre durante un proceso eruptivo en un volcán, considerando que la cámara magmática es una esfera ubicada en algún lugar bajo el volcán y conociendo la variación de presión hidrostática ΔP_{er} a bajo la superficie del volcán. El enunciado anterior fue propuesto en el estudio “Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them” escrito por Kiyoo Mogi en 1958 y se expresa en la siguiente ecuación:

$$\Delta h = \frac{3a^3 \Delta P_{er}}{4\mu} \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (27)$$

donde Δh es el desplazamiento vertical en la superficie, a el radio de la esfera bajo presión hidrostática, $\mu (= \lambda)$ constante de Lamé, f la profundidad del centro de la esfera normal a la superficie y d la distancia desde el volcán hasta el centro de la esfera.

Despejando la presión y suponiendo que la cámara magmática se encuentra justo abajo el volcán ($d = 0$), entonces la ecuación 27 queda como:

$$\Delta P_{er} = \frac{4\mu f^2 \Delta h}{3a^3} \quad (28)$$

Luego, consideremos que la cámara magmática es una esfera que se encuentra a una profundidad de 5000 m y de 2 km de radio. El desplazamiento vertical en la superficie durante un proceso eruptivo oscila entre 143 y 894 mm [Kiyoo Mogi, 1958], entonces el menor desplazamiento de la superficie que ocurre durante un proceso eruptivo es $\Delta h = 0,143m$. Utilizando la ecuación 28 podemos calcular la variación de presión hidrostática producto de un desplazamiento durante un proceso eruptivo. Esto es:

$$\Delta P_{er} = 14,48 \text{MPa} \quad (29)$$

En resumen, la variación de presión hidrostática debido a un aumento de velocidad relativa calculada a partir de la coda de la función de correlación de ruido sísmico, es del orden de 10^{-2} MPa. Las mareas terrestres generan variaciones de presión 10 veces menores a este

producto. Por otro lado, las erupciones volcánicas deberían generar variaciones de presión de tres órdenes de magnitud superior como mínimo.

Finalmente, hemos mostrado que es posible que el aumento de un 0.6% en la velocidad relativa de ondas sísmicas y su posterior recuperación (Capítulo 6), puede deberse a un cambio en el medio que rodea la cámara magmática del volcán Lascar causado por la variación de presión al interior del volcán durante un proceso de desgasificación en el volcán reportado por OVDAS el 5 de abril de 2013. Sin embargo, no se descarta aún la posibilidad de que estos cambios de velocidad se deban a la interacción de uno o más procesos físicos y/o químicos distinto al que hemos propuesto.

Capítulo VIII

CONCLUSIONES

Se ha observado, a partir del método de interferometría sísmica pasiva, que existen variaciones relativas de velocidades de ondas sísmicas en la red de estaciones de monitoreo del volcán Lascar. Se ha evidenciado, a partir de correlaciones cruzadas y autocorrelaciones, un aumento de 0.6 % del dv/v en un radio inferior a 9 km de las estaciones Lascar y Quebrada, en marzo de 2013, que posteriormente se atenuaría hasta abril de 2013 al llegar al rango de oscilación promedio del factor de estrechamiento. Esta variación de velocidad parece estar fuertemente relacionada a cambios de presión al interior del volcán Lascar, sin embargo, no se descarta la posibilidad que estos cambios puedan deberse a otros procesos físicos o químicos y/o la interacción entre ellos. En el lugar, aumentó la columna de gases de color blanco y gris, emitidos desde el cráter del volcán a la atmósfera terrestre alcanzando una altura máxima de 600 metros y, se registraron 33 eventos de largo periodo en el lugar. Esto sugiere, que en este rango de tiempo, existen movimientos de flujos magmáticos o hidrotermales bajo la superficie del volcán Lascar.

En la primera quincena de julio 2013, se reportaron 43 eventos volcano-tectónicos en el volcán, pero no poseemos datos sobre meses posteriores y, sería interesante investigar en el futuro su efecto sobre el factor de estrechamiento.

Finalmente, el método de interferometría sísmica pasiva aún presenta muchos desafíos, entre ellos están: determinar empíricamente la profundidad y distancia a la que se observan los cambios de velocidad, disminuir a una resolución de monitoreo a menos de un día, establecer criterios generales para la selección de parámetros numéricos y, poseer un extenso y estable set de datos de una red sismológica con amplia distribución espacial.

Apéndice A

GLOSARIO

A.1. Operadores vectoriales

$$\vec{u}(x_1, x_2, x_3) = u_i \quad (30)$$

$$u_{i,j} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (31)$$

$$a_i b_i = \vec{a} \cdot \vec{b} = a_1 b_1 + a_2 b_2 + a_3 b_3 \quad (32)$$

$$\vec{a} \cdot \vec{b} = \vec{a}^T \vec{b} \quad (33)$$

$$\vec{a} \otimes \vec{b} = \vec{a} \vec{b}^T \quad (34)$$

$$\nabla \phi = \partial_i \hat{x}_i \phi = \left[\frac{\partial \phi}{\partial x_1}, \frac{\partial \phi}{\partial x_2}, \frac{\partial \phi}{\partial x_3} \right]^T \quad (35)$$

$$\nabla \cdot \vec{u} = \partial_i u_i = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \quad (36)$$

$$\nabla \times \vec{u} = \epsilon_{ijk} \partial_j u_k \quad (37)$$

$$\nabla^2 \phi = \nabla \cdot (\nabla \phi) \quad (38)$$

$$\nabla \vec{u} = (\nabla u_{x_1}, \nabla u_{x_2}, \nabla u_{x_3}) \quad (39)$$

A.2. Tensores especiales

A.2.1. Delta de Kronecker

$$\delta_{ij} : \begin{cases} \delta_{ij} = 1, & i = j \\ \delta_{ij} = 0, & i \neq j \end{cases} \quad (40)$$

A.2.2. Tensor de Levi Civita

$$\epsilon_{ijk} : \begin{cases} \epsilon_{ijk} = 0, & i = j \vee i = k \vee j = k. \\ \epsilon_{ijk} = +1, & ijk \text{ en orden.} \\ \epsilon_{ijk} = -1, & ijk \text{ alternados.} \end{cases} \quad (41)$$

A.2.3. Delta de Dirac

$$\delta(t - \tau) : \begin{cases} \delta(t - \tau) = \infty, & t = \tau \\ \delta(t - \tau) = 0, & t \neq \tau \end{cases} \quad (42)$$

A.3. Propiedades tensoriales

$$\delta_{ij}\phi_j = \phi_i \quad (43)$$

$$\epsilon_{ijk}a_jb_k = \vec{a} \times \vec{b} \quad (44)$$

$$\epsilon_{ijk}\epsilon_{klm} = \delta_{jl}\delta_{km} - \delta_{jm}\delta_{kl} \quad (45)$$

$$\epsilon_{ijk}U_{jk} = 0 \Rightarrow U_{jk} \text{ simetrico} \quad (46)$$

$$\sum_j A_j \delta_{ij} = A_i \quad (47)$$

$$A_{ij} = A_{ji} \Rightarrow \text{Simetria} \quad (48)$$

$$A_{ij} = -A_{ji} \Rightarrow \text{Asimetria} \quad (49)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \vec{f}(\vec{x})\delta(\vec{x} - \vec{a}) = \vec{f}(\vec{a}) \quad (50)$$

Apéndice B

TABLAS Y FIGURAS

B.1. Información de estaciones sismológicas

Nombre estación	Modelo sensor	Respuesta instrumento	Disponibilidad de datos	Frecuencia muestreo (Hz)	Distancia al volcán (km)
Lascar (LAS)	Trillium 120P	120s a 50Hz	12/02/2013 a 11/07/2013	100	4.5
Quebrada (QUE)	Reftek 151-30	30s a 50Hz	12/02/2013 a 11/07/2013	100	4.5
Puna (PUN)	Reftek 151-30	30s a 50Hz	12/02/2013 a 11/07/2013	100	2.5
Lejía (LEJ)	Reftek 151-30	30s a 50Hz	12/02/2013 a 11/07/2013	100	5.5
Talabre (TAL)	Reftek 151-30	30s a 50Hz	12/02/2013 a 11/07/2013	100	22.5

Cuadro 1: Información de 5 estaciones sismológicas de la red de OVDAS - SERNAGEOMIN, Chile, que monitorea al volcán Lascar.

B.2. Polos y ceros de instrumentos

B.2.1. Trillium 120P - HHZ

ZEROS	4
0	0
0	0
-106	0
-158	0
POLES	7
-0.03859	0.03649
-0.03859	-0.03649
-190	0
-158	193
-158	-193
-639	1418
-639	-1418
CONSTANT	1.201e+09

Cuadro 2: Polos y ceros para la componente vertical de sensor Trillium 120P.

B.2.2. Reftek 151-30 - HHZ

ZEROS	2
0	0
0	0
POLES	4
-0.14810	0.14810
-0.14810	-0.14810
-177.72	177.72
-177.72	-177.72
CONSTANT	2.00091e+05

Cuadro 3: Polos y ceros para la componente vertical de sensor Reftek 151-30.

B.3. Evento de largo periodo

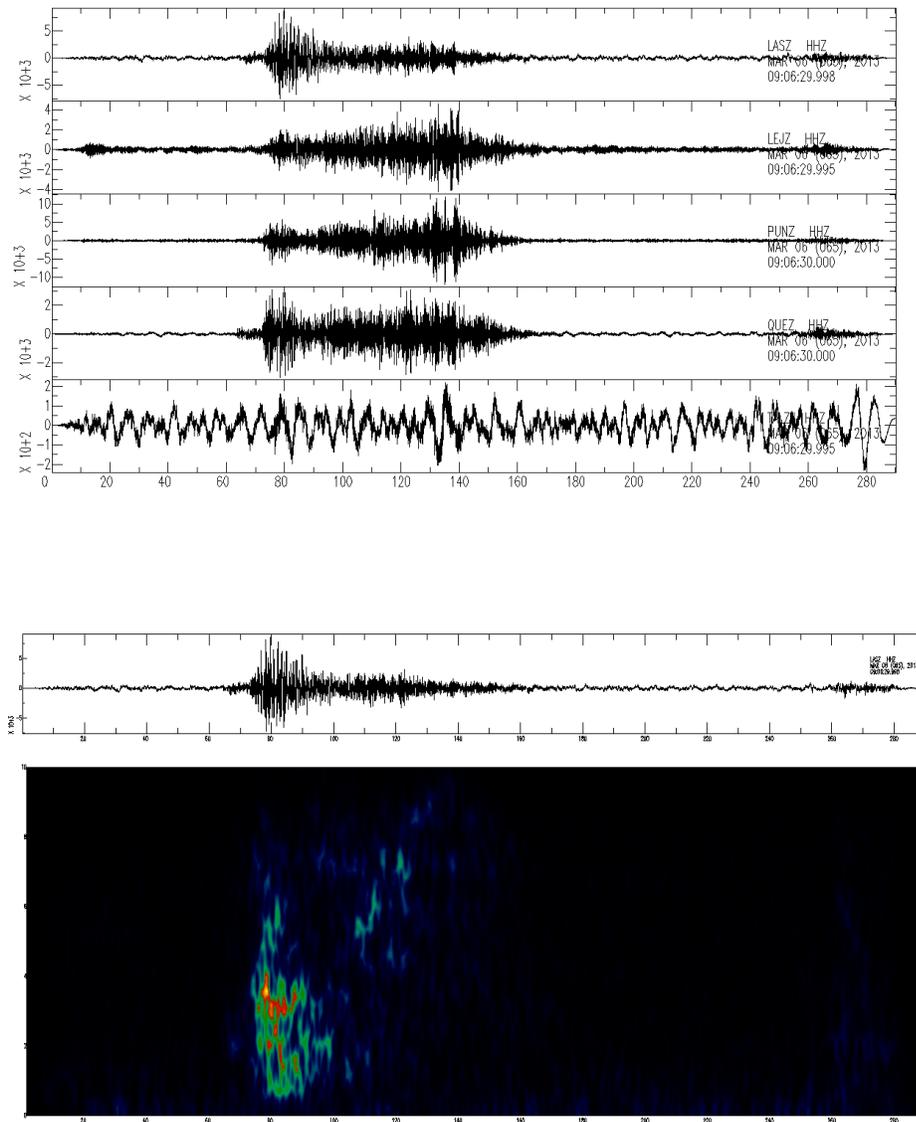


Figura 30: (Arriba) Evento LP registrado 2013-03-06T09:07 UTC por las 4 estaciones alrededor del volcán Lascar. (Abajo) Espectrograma de evento LP registrado por la estación Lascar. Su contenido espectral va de 1 a 4 Hz.

B.4. Catálogo de eventos volcano tectónicos

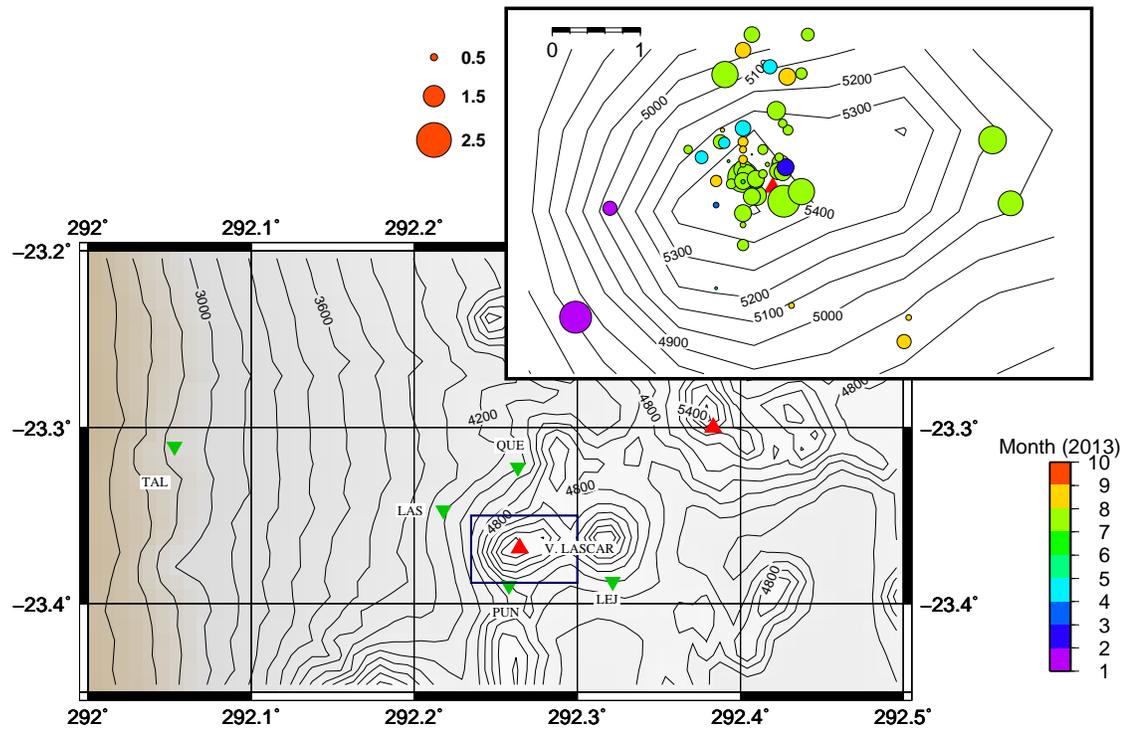


Figura 31: Catálogo de eventos volcano tectónicos en los alrededores del volcán Lascar. Triángulos verdes corresponde a las estaciones LAS, QUE, TAL, LEJ y PUN. En triángulos rojos el volcán Lascar y Aguas Calientes.

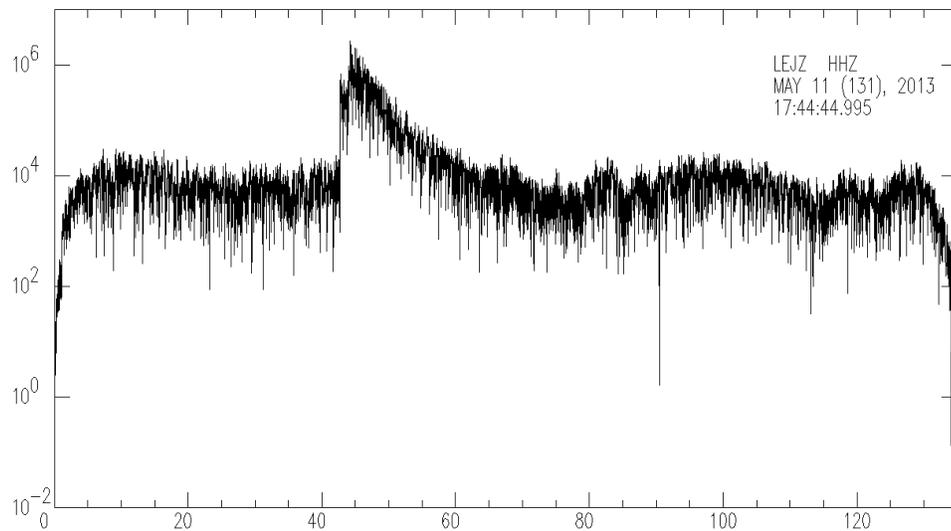
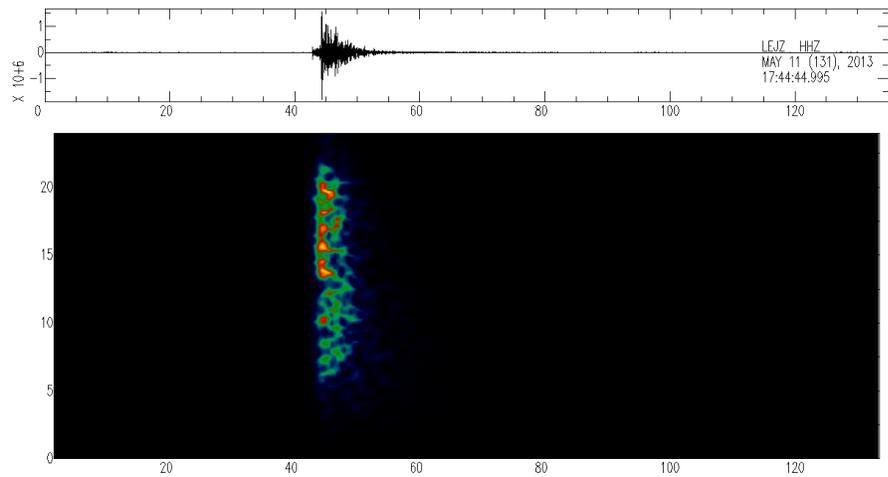


Figura 32: (Arriba) Evento VT-A registrado 2013-05-11T17:45 UTC por estación LEJ. (Abajo) Envoltura de componente vertical del registro de VT-A. Localizado en latitud $-23^{\circ}20,46'$ y longitud $-67^{\circ}36,06'$ con una magnitud de $2.1 M_l$.

B.5. Catálogo de eventos tectónicos

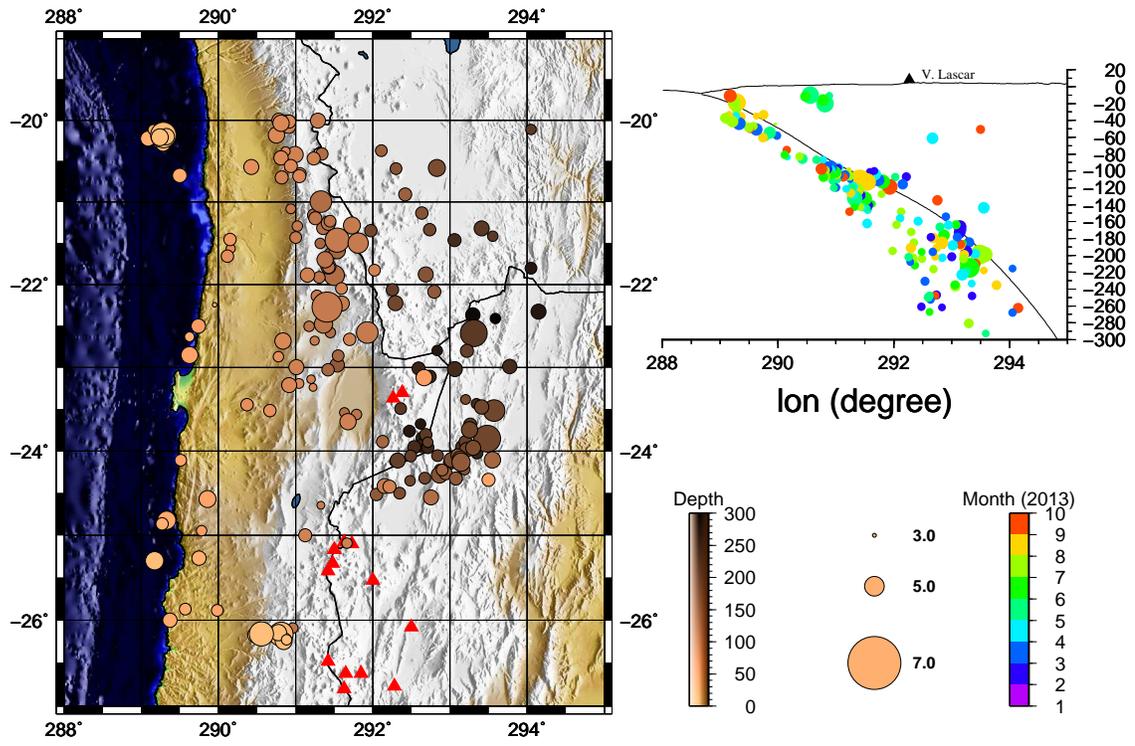


Figura 33: Catálogo de eventos tectónicos con magnitud superior a 3.0 y de distancia hasta 500 km del cráter del volcán Lascar. Fuente: IRIS

Apéndice C

CÓDIGOS PYTHON

C.1. Matriz de correlación

```
from miic.core.miic_utils import dir_read, combinations, stream_demean, convert_to_matlab
from miic.core.normalization import stream_spect_norm, stream_lbit_norm
from miic.core.alpha_mod import stream_stack, stream_collapse_tr_new, stream_plot,
    dir_read_stream, stream_downsample

from miic.core.corr_fun import corr_trace_fun
from miic.core.macro import recombine_corr_data
from obspy.core import stream
from miic.core.stream import stream_filter
from obspy.core import UTCDateTime as UTC

# dir_path
root_input_dir = './input'
root_output_dir = './savecorr'
output_save_dir = './output'

npts = 10000

this_day = UTC('2013-043')
last_day = UTC('2013-192')
while this_day <= last_day:
    pattern = '%4d-%03d' % (this_day.year, this_day.julday) # sintaxis comando UTC
    this_day = this_day + 24 * 3600
    corr_st = stream.Stream()
    files_list1 = dir_read(base_dir=root_input_dir, pattern=pattern, sort_flag=True)
    output_basename = 'trace'
    print 'Working in day %s with %d folders\n' % (pattern, len(files_list1))
    for celem1 in files_list1:
        print 'celem1: ', celem1
        stack_st1 = dir_read_stream(base_dir=celem1, pattern='*.mseed', sort_flag=True)
        stack_st1.merge()
        stack_st1.sort(['network', 'station '])
```

```

print '%d traces found in %s\n' %(len(stack_st1), celeml)
if len(stack_st1)>1:
    comb2 = combinations(len(stack_st1), 'Full-corr')
    stack_st1 = stream_demean(stack_st1)
    stack_st1 = stream_downsample(stack_st1, 50, no_filter=False, strict_length=False)
    stack_st1 = stream_filter(stack_st1, 'bandpass', {'freqmin':0.3, 'freqmax':6.0})
#    stack_st1 = stream_spect_norm(stack_st1)
    stack_st1 = stream_lbit_norm(stack_st1)
    corr_st += corr_trace_fun(stack_st1, comb=comb2, normal=True)
# Fixing starttimes:
    zerotime = UTC(1971,1,1)
    corr_len = 100
    corr_st.trim(starttime=zerotime-corr_len, endtime=zerotime+corr_len)
    corr_st = stream_collapse_tr_new(corr_st, npts)
if len(corr_st)>0:
    print 'Writing stream to file for day %s\n\n' %pattern
    convert_to_matlab(corr_st, output_basename, root_output_dir, '')
except:
#    print 'Some Error ocured processing day %d %s\n' %(iday, celeml)

recombine_corr_data('trace', suffix='', base_dir=root_output_dir, save_dir=output_save_dir,
                    center_win_len=npts-1, channels_pair='', fs=20)
print 'Finished\n\n'

```

C.2. Factor de estrechamiento

```

from miic.core.stretch_mod import time_shift_estimate, time_stretch_estimate,
                                time_windows_creation, time_shift_apply
from miic.core.miic_utils import mat_to_ndarray, dir_read, collapse_to_single_vect,
                                add_var_to_dict, select_var_from_dict, save_dv
from miic.core.corr_mat_processing import corr_mat_normalize, corr_mat_resample,
                                corr_mat_trim, corr_mat_filter, corr_mat_taper_center
from miic.core.alpha_mod import time_windows_list_generation
from miic.core.plot_fun import plot_dv, plot_single_corr_matrix
from datetime import timedelta
import os
import numpy as np
from miic.core.miic_utils import corr_mat_check, dv_check

# path to correlation matrices
mat_dirname = './output'
dv_save_dir = os.path.join(mat_dirname, 'dv_changes')
dt_save_dir = os.path.join(mat_dirname, 'dt_changes')
cor_dt_save_dir = os.path.join(mat_dirname, 'cor_dt_changes')
if not os.path.isdir(dv_save_dir):
    os.makedirs(dv_save_dir)
if not os.path.isdir(dt_save_dir):
    os.makedirs(dt_save_dir)
if not os.path.isdir(cor_dt_save_dir):
    os.makedirs(cor_dt_save_dir)

# smoothing of neighboring correlation functions
smoothlength = 5
study_start = '2013-02-12 00:00:00'
twlist = time_windows_list_generation(study_start, width = 86400, how_many=149)

# convert to datetime.datetime
for ii,tw in enumerate(twlist):
    twlist[ii] = tw.datetime
starttimes = np.array(twlist)
endtimes = starttimes + timedelta(days=smoothlength)

# create time windows for the estimation of velocity changes (values in samples)
tw = time_windows_creation([650],[100])
shift=5.0

```

```

stretch=0.01

# read list of correlation matrices
filelist = dir_read(mat_dirname, 'mat*.mat')

dt_list = []
cordt_list = []
dv_list = []
for fname in filelist:
    print 'analysing file %s' %fname
    mat = mat_to_ndarray(fname, flatten=True)

    #mat = corr_mat_filter(mat, freq1)
    #mat = corr_mat_trim(mat, -90,90)
    #mat = corr_mat_resample(mat, starttimes, endtimes)
    plot_single_corr_matrix(corr_mat_normalize(mat, normtype='absmax'),
                            filename=fname[0:-4]+'dvvvv')

    # normalize matrix
    mat = corr_mat_normalize(mat, normtype='max')
    #reftr = collapse_to_single_vect(mat['corr_data'], select_portion=True, first_line=40,
                                    last_line=240, axis=0)
    reftr = collapse_to_single_vect(mat['corr_data'], axis=0)

    # shift_range es una forma para ver el error del tiempo UTC de los sensores
    dt_dict = time_shift_estimate(mat['corr_data'], single_sided=False,
                                  ref_trc=reftr, shift_range=shift)
    dt_dict = add_var_to_dict('time', select_var_from_dict(mat, 'time'), dt_dict)
    dt_dict = add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat, 'stats'), dt_dict)
    save_dv(dt_dict, suffix='', save_dir = dt_save_dir)
    plot_dv(dt_dict, save_dir=dt_save_dir, figure_file_name=os.path.basename(fname)[-4]+'_dt')
    dt_list.append(dt_dict)

    # Aplicar el time_shift_estimate para corregir error del clock
    mat['corr_data'] = time_shift_apply(mat['corr_data'], -dt_dict['value'])
    #plot_single_corr_matrix(corr_mat_normalize(mat, normtype='absmax'),
                            filename=fname[0:-4]+'dvvvv')

    # shift_range es una forma para ver el error del tiempo UTC de los sensores
    cor_dt_dict = time_shift_estimate(mat['corr_data'], single_sided=False,
                                      ref_trc=reftr, shift_range=shift)
    cor_dt_dict = add_var_to_dict('time', select_var_from_dict(mat, 'time'), cor_dt_dict)

```

```

cor_dt_dict = add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat, 'stats'), cor_dt_dict)
save_dv(cor_dt_dict, suffix='', save_dir = cor_dt_save_dir)
plot_dv(cor_dt_dict, save_dir=cor_dt_save_dir,
        figure_file_name=os.path.basename(fname)[: -4] + '_dt')
dt_list.append(cor_dt_dict)

# stretch_range = -dv/v. dt = stretch_range * tw
dv_dict = time_stretch_estimate(mat['corr_data'], tw=tw, sides='left', stretch_range=stretch)
dv_dict = add_var_to_dict('time', select_var_from_dict(mat, 'time'), dv_dict)
dv_dict = add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat, 'stats'), dv_dict)
save_dv(dv_dict, suffix='', save_dir = dv_save_dir)
# print tw
#   dv_dict['comb_mseedid'] = 'tw: %d-%d' % (tw[0][0], tw[0][-1])
plot_dv(dv_dict, save_dir=dv_save_dir, figure_file_name=os.path.basename(fname)[: -4] + '_dv')
dv_list.append(dv_dict)

```

REFERENCIAS

– ASCH, G.; WYLEGALLA, K.; HELLWEG, M.; SEIDL, D.; AND RADEMACHER, H. MARCH 1996. “*Observations of rapid-fire event tremor at Lascar volcano, Chile*”.

– ARFKEN, G.; WEBER, H.; AND HARRIS, F. “*Mathematical methods for physicists*”. Academic Press, 7th Edition.

– BENSEN, G.D.; RITZWOLLER, M.H.; BARMIN, M.P.; LEVSHIN, A.L.; LIN, F.; MOSCHETTI, M.P.; SHAPIRO, N.M.; AND YANG, Y. JANUARY 2007. “*Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements*”. Center for Imaging the Earth’s Interior, Department of Physics, University of Colorado at Boulder, Campus Box 390, CO 80309, USA.

– BRENGUIER, F.; CLARKE, D.; AOKI, Y.; SHAPIRO, N.; CAMPILLO, M.; AND FERRAZZINI, V. APRIL 2011. “*Monitoring volcanoes using seismic noise correlations*”. Piton de la Fournaise volcano observatory, institut de physique du globe de Paris, 1, place Jussieu, 75005 Paris, France.

– CASHMAN, K.V.; AND SPARKS, R.S.J. MAY 2013. “*How volcanoes work: A 25 year perspective*”. Geological Society of American Bulletin, May/June 2013.

– CAMPILLO M. 2006. “*Phase and correlation in ”random“ seismic fields and the reconstruction of the green function*”. *Pure appl. geophys.* 163 (2006) 475502.

– DUPUTEL, Z.; FERRAZZINI, V.; BRENGUIER, F.; SHAPIRO, N.; CAMPILLO, M.; NERCESSIAN, A. 2008. “*Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007*”.

– GONZÁLEZ-FERRAN, O. “*Volcanes de Chile*”. Instituto Geográfico Militar. Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

– GRÊT, A.; SNIEDER, R.; ASTER, R.C.; AND KYLE, P.R. MARCH 2005. “*Monitoring rapid temporal change in a volcano with coda wave interferometry*”. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 32, L06304, doi:10.1029/2004GL021143, 2005.

– HELLWEG, M. JUNE 1999. “*Listening carefully: unique observations of harmonic tremors at Lascar volcano, Chile*”.

– HELLWEG, M. OCTOBER 1999. “*Physical models for the source of Lascar’s harmonic tremor*”.

- IBÁÑEZ, J.M.; AND CARMONA, E. “*Sismicidad volcánica*”. Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. 18071 Granada.
- JOHNSON, P.A.; AND ROSOLOFOSAON, P.N.J. FEBRUARY 1996. “*Nonlinear elasticity and stress-induced anisotropy in rock*”.
- KEIITI A.; AND PAUL G.R. “*Quantitative seismology*”. University Science Books, 2nd Edition, 1976. Sausalito, California.
- LAHR, J.C.; CHOUET, B.A.; STEPHENS, C.D.; POWER, J.A.; PAGE, R.A. 1993. “*Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska*”.
- MEGLIS, I.L.; GREENFIELD, R.J.; ENGELDER, T.; AND GRAHAM, E.K. AUGUST 1996. “*Pressure dependence of velocity and attenuation and its relationship to crack closure in crystalline rocks*”. Department of geosciences, The Pennsylvania State University, University Park.
- MOGI, K. “*Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them*”. Bulletin of the earthquake research institute, Vol. 36 (1958), pp. 99-134.
- RICHTER, T.; SENS-SCHÖNFELDER, C.; KIND, R.; AND ASCH, G. 2013. “*Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry*”. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH.
- SENS-SCHÖNFELDER, C. 2008. “*Synchronizing seismic networks with ambient noise*”. Institute for Geophysics and Geology, Universität Leipzig, Leipzig, Germany
- SENS-SCHÖNFELDER, C.; AND WEGLER, U. NOVEMBER 2006. “*Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia*”. Department of Geophysics and Geology, University of Leipzig, Leipzig, Germany.
- SENS-SCHÖNFELDER, C.; AND WEGLER, U. MARCH 2011. “*Passive Image Interferometry for monitoring crustal changes with ambient seismic noise*”.
- SHAPIRO, N.M.; AND CAMPILLO, M. APRIL 2004. “*Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise*”. Center for Imaging the Earth’s Interior, Department of Physics, University of Colorado at Boulder, Campus Box 390, CO 80309, USA.
- SHAPIRO, N. M.; RITZWOLLER, M. H.; AND BENSEN, G. D. SEPTEMBER 2006. “*Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise*”.

- SHRAVAN, M.; AND HANOSOGÉ. OCTOBER 2012. “*The influence of noise sources on cross-correlation amplitudes*”.
- SNIEDER, R.; GRÊT, A.; DOUMA, H.; SCALES, J. MARCH 2002. “*Coda Wave Interferometry for Estimating Nonlinear Behavior in Seismic Velocity*”. *Pure appl. geophys.* 163 (2006) 455473.
- SNIEDER R. APRIL 2004. “*Extracting the Green’s function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase*”. Center for Wave Phenomena and Department of Geophysics, Colorado School of Mines, Golden, Colorado 80401-1887, USA.
- SNIEDER R., 2006. “*The theory of coda wave interferometry*”. *Pure appl. geophys.* 163 (2006) 455473.
- TRNKOCZY, A. SEPTEMBER 1999. “*Understanding and parameter setting of LTA/STA trigger algorithm*”.
- WAPENAAR, K.; DRAGANOV, D.; SNIEDER, R.; CAMPMAN, X.; AND VERDEL, A. SEPTEMBER 2010. “*Tutorial on seismic interferometry: Part 1 – Basic principles and applications*”. 2010 Society of Exploration Geophysics.
- WAPENAAR, K.; SLOB, E.; SNIEDER, R.; AND CURTIS, A. SEPTEMBER 2010. “*Tutorial on seismic interferometry: Part 2 – Underlying theory and new advances*”. 2010 Society of Exploration Geophysics.
- WASSERMANN J. “*New Manual of Seismological Observatory Practice*”. Chapter 13: Volcano Seismology, International Association of Seismology and Physics of the Earth’s Interior (IASPEI).
- WEGLER, U.; NAKAHARA, H.; SENS-SCHÖNFELDER, C.; KORN, M.; AND SHIOMI, K. JUNE 2009. “*Sudden drop of seismic velocity after the 2004 M_w 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with Passive Image Interferometry*”.
- YIRAN, M.; CLAYTON, R.W.; VICTOR, C.; TSAI; AND ZHAN, Z. DECEMBER 2012. “*Locating a scatterer in the active volcanic area of Southern Peru from ambient noise cross-correlation*”.
- YOKOYAMA, I. “*Volcano physics*”. Operating Management of Earthquake, Tsunami, and Volcanic Eruption Observation System. November 2011, Nagoya University.