



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

Monitoreo del campo
geotérmico Las Tres Vírgenes
mediante la correlación
cruzada de ruido sísmico

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

PRESENTA

Erik Alberto López Mazariegos

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Marco Calò



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Contenido

Contenido	2
1. Resumen	4
2. Introducción.....	6
2.1 Objetivo General.....	8
2.2 Objetivos Particulares.....	8
2.3 Hipótesis	8
2.4 Justificación	9
3. Marco Teórico	10
3.1 Ruido sísmico	10
3.1.1 Características del ruido sísmico	10
3.2 Interferometría	12
3.2.1 Función de Green y correlación cruzada	12
3.2.2 Simetría de la función de Green	15
3.2.3 Tratamiento del ruido sísmico	16
3.2.3.1 Normalización temporal	17
3.2.3.2 Normalización espectral	18
3.2.3.3 Apilamiento y emergencia de la FGE.....	19
3.2.4 Función de Green y variación temporal de velocidad	20
3.3 Moving Window Cross Spectrum	21
3.2.7 Interferometría aplicada a volcanes.....	25
3.3 Geotermia y sismicidad inducida	27
4. Área de estudio	29
4.1 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes	29
4.2 Geología del lugar	29
4.4 Datos disponibles.....	31
5. Preproceso, proceso y corrección de relojes.....	33
5.1 Base de datos	33
5.2 Corrección de relojes	34
5.3 Proceso de obtención de curvas dVV.....	36
6. Parámetros que influyen las variaciones en las curvas dVV.....	38

6.1 Sensibilidad de las variaciones dVV a los parametros de entrada	38
6.1.1 Ancho de banda del espectro analizado.....	38
6.1.2 Duración de la ventana de análisis.	39
6.1.3 Salto de ventana.....	40
6.1.4 Apilado de días a comparar	40
6.1.5 Frecuencia central del análisis.....	42
6.2 Análisis de las variaciones por efectos ambientales.....	43
7. Resultados.....	45
8. Discusión de los resultados	50
9. Conclusiones.....	52
10. Recomendaciones	53
11. Referencias	54

1. Resumen

La sismicidad inducida en los campos geotérmicos ha despertado el interés del monitoreo sísmico de las actividades humanas no sólo por la reducción del peligro sino también para la exploración y explotación de los mismos. En este trabajo se analizó la posibilidad de medir las variaciones transitorias de velocidad del campo de ondas sísmica en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes (Baja California Sur) a partir de la correlación cruzada mediante el análisis Moving Window Cross Spectrum (MWCS) sobre las Funciones de Green Empíricas (FGE) reconstruidas usando datos sísmicos registrados en el año 2012. Se analizaron los registros correspondientes a 7 estaciones sísmicas de banda ancha y se realizó un procesado de decimación, normalización 1-bit, blanqueamiento espectral y filtrado de la señal para posteriormente realizar las correlaciones cruzadas por día entre pares de estaciones. Se realizó el análisis MWCS entre la FGE resultante de un apilado de 7 FGE's diarias contra la FGE de referencia resultante de apilar todo el año. Se pudo determinar que debido a la cercanía de las estaciones el método perdía resolución para periodos centrales de análisis de más de 1.5 s. Una vez realizado el análisis se construyeron curvas de variación temporal de velocidad del campo de ondas sísmicas (dv/v) con ayuda del código MSnoise. La exploración y optimización de los parámetros de entrada en el código permitió conseguir una elevada resolución, obtener una alta confiabilidad de las curvas y observar las variaciones temporales de velocidad debida a causas naturales como la variación anual de temperatura atmosférica y fenómenos de disparo dinámico (Dynamic Triggering) relacionados a la ocurrencia de sismos fuertes que afectaron el campo geotérmico disminuyendo las velocidades sísmicas hasta un 0.3-0.4%. Por otro lado, se pudieron observar fluctuaciones de las velocidades sísmicas relacionadas a las actividades de inyección de fluidos en los pozos del campo geotérmico. Con la ayuda de una regionalización de las variaciones de velocidad medidas entre los diferentes pares de estaciones se pudo observar la región afectada por las variaciones de inyección y, a su vez, la región afectada por el disparo dinámico. Se puede concluir que las variaciones temporales observadas en este estudio se pueden interpretar como cambios en el estado de esfuerzos del medio debido a

las actividades antrópicas y a perturbaciones naturales externas al sistema.

Abstract

Induced seismicity in geothermal fields revealed the interest on monitoring the human activities not only for reducing the hazard but also for exploration and exploitation purposes. In this study, we analyzed the possibility of measuring the temporal variations of the seismic velocity field in the Las Tres Vírgenes Geothermal (Baja California Sur, México) field by using the Moving Window Cross Spectrum (MWCS) analysis over the Empiric Green's Functions (EGF) reconstructed from the cross-correlation of continuous seismic records of the year 2012. We analyzed the corresponding data of 7 broad band stations and applied a data processing, which included decimation, 1-bit normalization, spectral whitening and filtering to the signals to proceed with the daily cross-correlations for each station pair. The analysis was made between a 7 day EGF's stacking compared with the whole year EGF's stacking. Due to the proximity of the stations the method has low resolution for central periods larger than 1.5 seconds. After the data processing, the temporal variation of seismic waves velocity curves (dv/v curves) were constructed using the MSnoise code. Thanks to the optimization of the input parameters the dv/v curves reached a high resolution and reliability allowing to observe the temporal variations of velocity caused by natural phenomena such as annual atmospheric temperature variations and dynamic triggering associated with strong seismic events that produced a decrease of the seismic velocity of 0.3- 0.4% in the geothermal field. Furthermore, fluctuations of the seismic velocities due to fluid injection activities in the geothermal field were observed. A regionalization of the measured velocities variations between different pairs of stations allowed observing the regions affected because of injection variations and also the region affected by the dynamic triggering. The temporal variations observed in this study can be interpreted as changes in the stress state of the medium caused by the human activity and external natural phenomena that affect the geothermal field.

2. Introducción

En la actualidad, necesitamos una mayor producción de energía para abastecer a la población creciente, por lo que nos vemos obligados a buscar y estudiar nuevas formas de producción y mejorar las que ya existen. Una de estas formas de producción de energía es la geotermia, energía alternativa y con poca contaminación. Debido a que México ocupa el cuarto lugar en producción de energía geotérmica (Lu et al., 2015) depende de esta forma de energía, con una capacidad instalada de producción de 1017 [MW] en 4 campos geotérmicos que son Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes. Por lo tanto, es necesario tener un mejor control sobre las deficiencias de producir energía con geotermia, además de acrecentar el conocimiento sobre los fenómenos que se generan a partir de esta.

Uno de los campos geotérmicos actualmente explotados es Las Tres Vírgenes, el cual se encuentra en la parte norte de Baja California Sur en México. Actualmente, este campo tiene una capacidad instalada de 10 (MW). Estudios geológicos y geofísicos se han hecho en la zona por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Campos-Enriquez, 1992; López, 1998) en donde se sugiere la existencia de condiciones propicias para la explotación de este. La zona de interés se conforma por roca volcánica plutónica muy fracturada en donde se han perforado 3 pozos de inyección (sólo 2 activos) y 6 de producción (sólo 5 activos) (Jiménez, 2015). En la zona se encuentra una red de 10 sismómetros de banda ancha instalados para el monitoreo de los eventos sísmicos locales con los cuales se ha obtenido el registro sísmico continuo durante el año 2012.

Uno de los grandes problemas de producir energía usando recursos subterráneos es que se han reportado sismos de hasta 5 órdenes de magnitud (Ellsworth, 2015), debido a que muchas veces se interceptan fallas y estructuras activas. Tal es el caso de los yacimientos geotérmicos en donde se modifica el estado de esfuerzos del medio cuando se inyecta líquido a un pozo activando o

reactivando así las fallas y fracturas, lo que supone un aumento del peligro sísmico en zonas aledañas y posibles accidentes en la misma central. Por esto es de gran utilidad monitorear el estado del pozo y su medio circundante mientras hay producción. Teniendo un buen monitoreo de los pozos se puede hacer de la geotermia más segura y, junto con su rentabilidad y su poca contaminación, convertirla en una fuente de energía para demanda base. Además, las actividades de monitoreo podrían proveer información de suma utilidad, por ejemplo, para el mantenimiento de las centrales geotérmicas, para la estrategia de inyección y producción y también información adicional sobre la posible expansión de la central, ubicando regiones propicias para su desarrollo.

Estudios de interferometría con el método de la correlación cruzada del ruido sísmico en el volcán Piton de la Fournaise (localizado en la isla La Réunion en el Océano Índico), mostraron que es posible medir en tiempo casi real los cambios en el estado de esfuerzos del medio debido al movimiento del magma en la cámara magmática (Duputel, 2009). Estas mediciones indican que el movimiento de fluidos en el subsuelo genera perturbaciones en el medio circundante. Haciendo una analogía entre la variación de presión que ejerce el movimiento de los fluidos en la cámara magmática de un volcán y las variaciones de presión que ejercen los fluidos inyectados y producidos en pozos geotérmicos, existe la posibilidad de poder medir los efectos de la actividad de inyección/producción mediante la misma metodología de manera que se pueda cuantificar en el tiempo y en el espacio eventuales variaciones del estado físico del reservorio geotérmico. Recientes estudios en campos geotérmicos mejorados mostraron que durante inyecciones masivas de agua en sistemas profundos las variaciones del campo de velocidades puede perturbarse y ser medido con la técnica de correlación del ruido sísmico (Obermann, 2015; Hillers, 2015).

En la búsqueda de afinar métodos más eficientes de monitoreo de un campo geotérmico, este trabajo propone una forma de medir los efectos de los procesos de inyección/producción y la fiabilidad que estos puedan tener además

de las limitaciones y potencial de utilizar el método de interferometría del ruido sísmico. Ya que se cuenta con una red sísmica entorno al campo geotérmico, se utilizó la información del año 2012 de dicha red para poder abordar de una manera diferente al monitoreo de los campos geotérmicos y así contribuir a la amplitud del conocimiento que se tiene sobre los campos geotérmicos.

2.1 Objetivo General

Determinar los efectos de la actividad de un campo geotérmico sobre la velocidad de las ondas sísmicas que se propagan en el medio circundante usando el método de la correlación de ruido sísmico y evaluar la confiabilidad de la información proporcionada.

2.2 Objetivos Particulares

- Obtener una función de Green optima a partir de variaciones en los parámetros del procesamiento de las correlaciones cruzadas
- Estudiar los factores ambientales que influyen en las variaciones temporales de la velocidad de las ondas dispersadas.
- Identificar si existe una relación entre las variaciones de la velocidad del campo de ondas y las actividades antropogénicas asociadas a la central geotérmica de Las Tres Vírgenes

2.3 Hipótesis

Es posible medir los efectos de la actividad de un campo geotérmico a partir de la cuantificación de la variación en la velocidad de las ondas superficiales por medio de la función empírica de Green obtenida con la correlación de ruido sísmico.

2.4 Justificación

La correlación cruzada entre largos registros de ruido sísmico registrados en dos estaciones permite la reconstrucción de una función temporal que se puede asociar a la función de transferencia (función de Green) de una señal impulsiva que se origina en una estación y se registra en la otra. Entonces en una región equipada con una red sísmica se pueden reconstruir las funciones de Green por todas las combinaciones de pares de estaciones disponibles y estudiar algunos de los parámetros físicos del volumen investigado.

Este método ha sido aplicado a volcanes para medir las variaciones temporales de la velocidad de las ondas dispersadas (conocida como codas). En este estudio, se hace la analogía entre un volcán y un pozo geotérmico debido a que en ambos existe movimiento de fluido y, por ende, posibles cambios en los estados de esfuerzos del medio. Debido a que podemos construir la función de Green a partir de la correlación cruzada del ruido sísmico entre diferentes pares de estaciones y además obtener un promedio de la forma de onda del medio, se pueden estudiar las variaciones diarias de la forma de onda con respecto a la función promedio de cada una de las trayectorias. Si conocemos estas variaciones y quitamos los efectos de factores ambientales, podríamos observar el efecto de las actividades de producción/inyección en los pozos sobre las velocidades del medio circundante y estudiar la respuesta del medio a estas solicitudes externas con fin de optimizar el aprovechamiento del recurso y reducir el riesgo relacionado a las actividades de la planta geotérmica.

3. Marco Teórico

3.1 Ruido sísmico

Las señales que se consideran como ruido sísmico son aquellas obtenidas a partir de un campo difuso de ondas generadas por fuentes aleatorias. Los campos sísmicos difusos son la resultante de múltiples caóticos debido a heterogeneidades del medio que funcionan como puntos dispersivos para las ondas (ej. coda y ruido sísmico). Las señales se consideraban como ruido debido a que se pensaba que no contenían información extraíble además de la energía existente.

El estudio del ruido sísmico empieza formalmente con los trabajos de Aki (1957) Y Claerbout (1968) quienes trataron el ruido sísmico como señal con la finalidad de demostrar que existe información en el ruido sísmico. Campillo and Paul (2003) y Wapenaar (2004) demostraron de manera formal que se puede obtener la función de Green entre dos estaciones a partir de la correlación cruzada de sus registros. Esto abre nuevas posibilidades para estudiar el subsuelo a partir de registros sísmicos continuos.

3.1.1 Características del ruido sísmico

Ya que existen muchas formas en las que se genera ruido sísmico, es necesario caracterizarlo en frecuencia y relación con su posible origen. Los movimientos del suelo a periodos largos (cientos de segundos) son asociados a interacciones entre la tierra sólida y la atmósfera (seismic hum, Rhie y Romanowicz, 2004), a periodos alrededor de 10 segundos se asocia a microsismos (Kedar y Webb, 2005.), a periodos de 1 segundo se producen por factores ambientales como el viento, la lluvia, etc. (Hillers et al., 2011) y a periodos menores a 1 segundo son de origen antropogénico (Hillers et al., 2014.)

En la figura 1 se puede observar el espectrograma del ruido sísmico en una región al norte de Francia en donde se encuentra un campo geotérmico y ciudades cercanas. Las señales de ruido que se observan pertenecen a frecuencias de 0.1 Hz hasta 10Hz. De acuerdo con lo mencionado anteriormente, las frecuencias altas (mayores a 1 Hz) son generadas en mayor parte por actividad humana lo cual se espera como una variación en la amplitud con respecto a la hora y el día de la semana. En esta figura se muestra una clara variación con respecto a la hora y el día de la semana, siendo las 12 horas y entre semana cuando más amplitud existe para ondas de periodo corto. Para frecuencias más bajas se puede observar que en invierno existe una mayor amplitud y existe una variación a lo largo del año posiblemente debido a las corrientes de viento y movimientos de agua en los océanos y por los cambios de temperatura (Sthely, 2006).

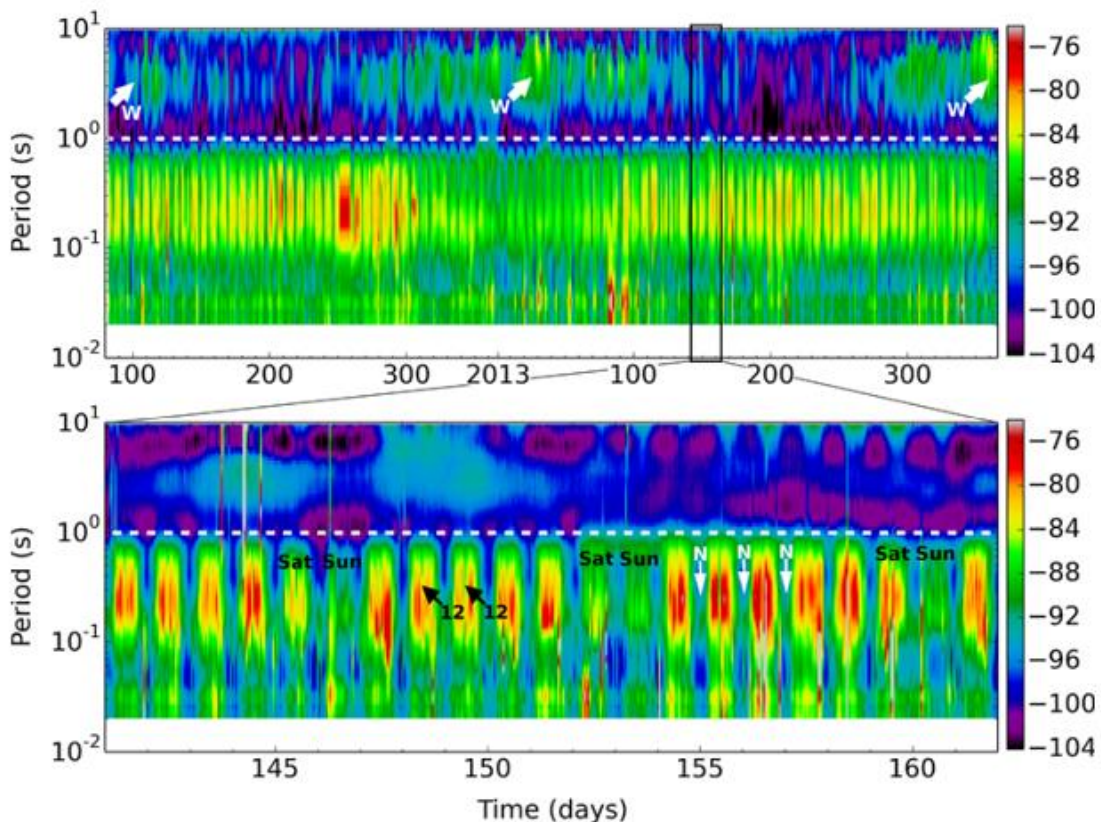


Figura 1: Espectrograma del ruido sísmico de casi dos años de registro. Se puede observar variaciones estacionales (flechas blancas, figura superior), variaciones semanales antropogénicas (flechas negras figura inferior) y variaciones entre el día y la noche. Tomado de (Lehuteur et al., 2015)

3.2 Interferometría

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

El uso de correlaciones de trazas de larga duración es reciente en sismología. Shapiro y Campillo (2004), Sabra et al. (2005) y Shapiro et al. (2005) demuestran la validez del método. Shapiro y Campillo (2004) fueron los primeros que generaron un modelo tomográfico usando mediciones de las velocidades de grupo de ondas superficiales a partir de correlaciones de las codas de sismos en un rango de periodo de entre 10 y 125 segundos y para distancias entre estaciones de unos cientos a miles de kilómetros. Posteriormente Sabra et al., (2005) propone el método para la emergencia de la función de Green a partir de registros continuos de ruido sísmico.

La función de Green es construida en mayor medida por ondas superficiales. Esto se debe a que la energía es transmitida por fuentes superficiales principalmente y que las ondas de cuerpo son de baja amplitud y además son atenuadas más rápidamente debido a que el suelo se comporta como filtro pasa-bajas (Campillo, 2006)

3.2.1 Función de Green y correlación cruzada

La correlación cruzada es una operación que indica el grado de similitud entre dos señales. Si se tiene un registro sísmico de una estación A y uno de una estación B y se realiza una correlación cruzada entre estos registros se obtendrá como

resultado una función que describe el comportamiento similar entre ambos registros. Se puede pensar entonces que es posible extraer, de forma determinista, el comportamiento del medio entre dos estaciones en forma de onda o, en otras palabras, su función de transferencia o función de Green. Esta función describe cómo se comporta el medio entre dos estaciones cuando este se excita. Campillo (2006) explica de manera simplificada la relación entre la función de correlación y la función de Green expresando matemáticamente la forma modal de un campo de ondas difuso dentro de un cuerpo elástico finito como

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

En una distribución 2D de fuentes de ruido en una región S que rodea a 2 receptores r_1 y r_2 (fig. 2-a), la energía que viaja entre los receptores se interfieren

de forma constructiva si las fuentes están alineadas con el trayecto entre los receptores y de forma destructiva conforme menos alineadas estén (fig. 2-c). Ambos receptores funcionan también como fuentes (figura 2-b).

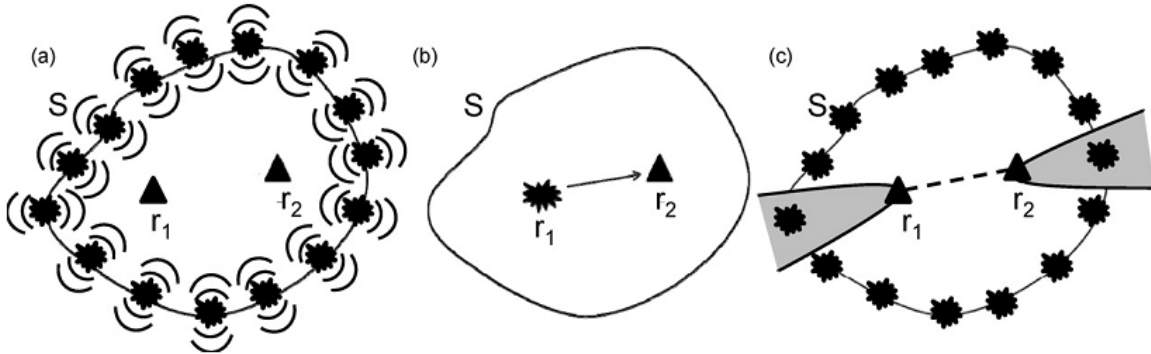


Figura 2. Ejemplo 2D de distribución de fuentes. (a) Cada fuente emite un campo de ondas que detectan ambos receptores (triángulos). (b) La interferometría sísmica convierte a uno de los receptores en fuente. (c) Las fuentes dentro de la región gris son las que contribuyen en mayor medida a la reconstrucción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

3.2.2 Simetría de la función de Green

La función de Green es simétrica si la energía que viaja del receptor 1 al receptor 2 y viceversa es igual en intensidad. Si la energía que viaja en una dirección es mayor que la que viaja en sentido contrario la función de Green será asimétrica y estará mejor definida en su parte causal o acausal (fig. 3). Como la distribución de la energía depende mucho de la distribución de las fuentes de ruido sísmico es importante intentar de satisfacer esta condición en el proceso de generación de las GF usando largos periodos de registros sísmicos.

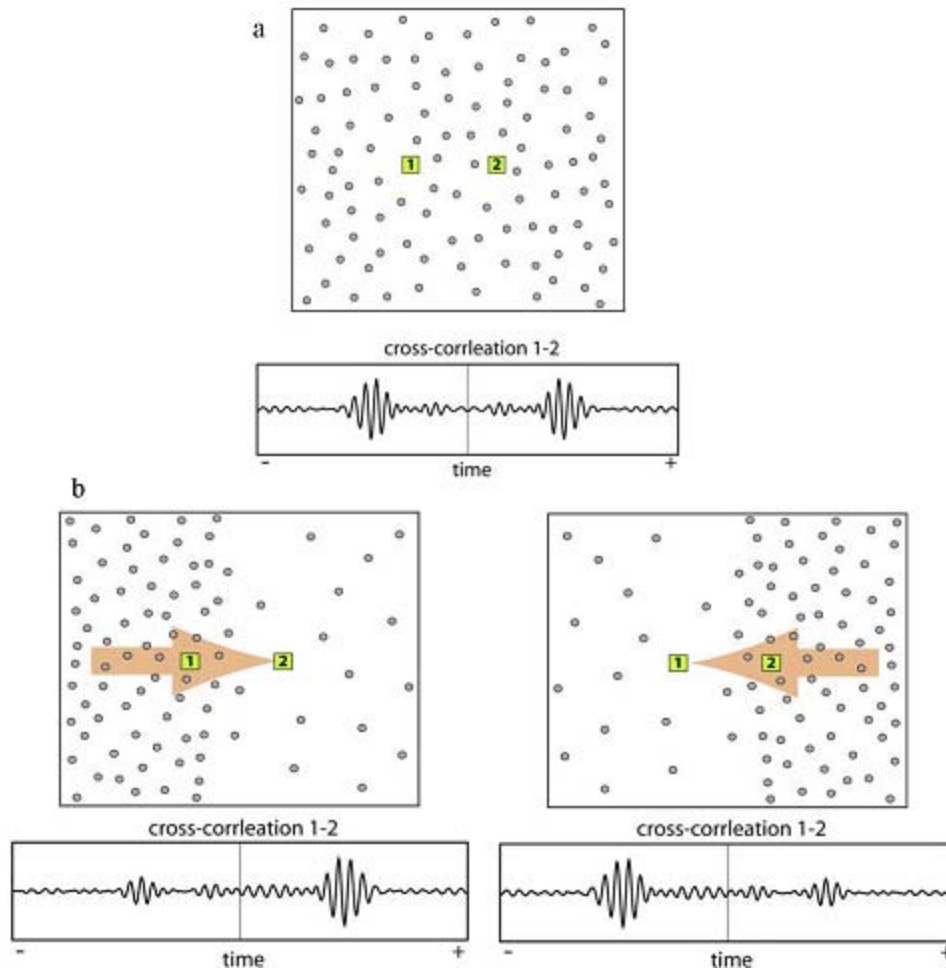


Figura 3. Simetría de la función de Green y distribución de fuentes. (a) Una distribución de fuentes homogénea genera una función de Green simétrica. (b, c) Una distribución no homogénea genera una función de Green asimétrica dependiendo del sentido en el que viaja la mayor cantidad de energía. Tomado de Sthely (2006)

3.2.3 Tratamiento del ruido sísmico

Desde el inicio en el estudio del ruido sísmico se han propuesto varios procesos sobre las trazas a correlacionar para quitar efectos no deseados (ej. sismos, fuentes repetitivas) y mejorar la emergencia de la función de Green. Bensen (2007) realiza un resumen de estos procesos cuyos resultados son favorables y son utilizados en este trabajo.

3.2.3.1 Normalización temporal

Para una buena emergencia de la función de Green a partir de ruido sísmico es importante realizar una normalización en el dominio temporal. Esta normalización reduce los efectos de fenómenos no estacionarios que afectan la señal como sismos, fuentes cercanas a las estaciones e irregularidades instrumentales. Bensen (2007) concluye que las normalizaciones más eficientes son la normalización 1-bit, la cual convierte las amplitudes positivas en 1 y las negativas en -1 y la normalización por el valor cuadrático medio (rms), que normaliza la traza completa al valor medio cuadrático.

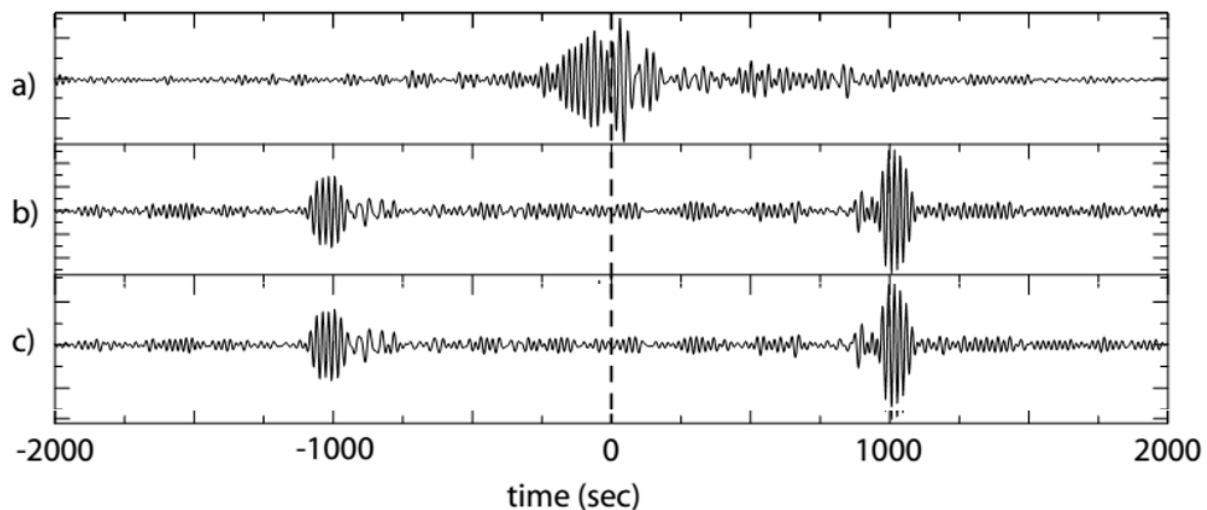


Figura 4. Funciones de correlación resultantes. (a) sin normalización, (b) con normalización 1-bit y (c) con normalización rms. Modificado de Bensen (2007)

En la figura 4 se muestran funciones de correlación obtenidas a partir de trazas de un año de duración utilizando ambos métodos de normalización. En la figura 4-a se observa la FG emergente de las señales sin normalizar. La figura 4-b y 4-c muestran la FGE obtenida a partir de la normalización 1-bit y rms respectivamente en la cuales se puede notar una gran similitud. Para efectos de eficiencia computacional, la normalización 1-bit es la mejor opción ya que para la normalización rms se necesita realizar un promedio en trozos largos de la señal.

3.2.3.2 Normalización espectral

La normalización espectral trata de ajustar las amplitudes de todas las frecuencias contenidas en la señal a un mismo nivel. Es útil evitar frecuencias de fenómenos repetitivos como sismicidad local, el efecto Hum mencionado anteriormente o frecuencias persistentes. Estas señales monocromáticas pueden degradar la información del ruido sísmico y afectar en la emergencia de la FGE. El blanqueamiento espectral también resulta útil para ensanchar la banda de frecuencias del ruido sísmico. En la figura 5 se muestra el efecto del

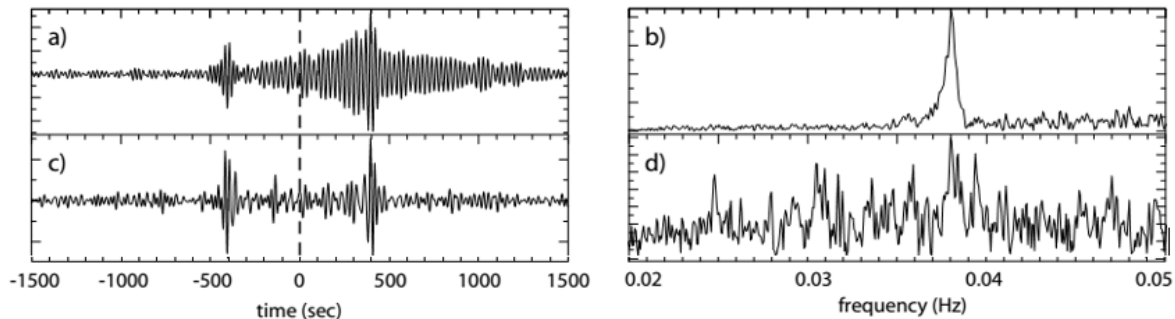


Figura 5. Efectos del blanqueamiento espectral. (a) función de correlación sin blanqueamiento espectral con (b) su respectivo espectro de amplitud y (c) función de correlación con blanqueamiento espectral y (d) su espectro de amplitud

blanqueamiento espectral sobre la FGE. En la figura 5-a se muestra una FGE y en 5-b su espectro de amplitud cuyo pico en un periodo de 26 [s] domina en la parte causal de la FGE. En la figura 5-c y 5-d se muestra la misma FGE y su blanqueamiento espectral respectivamente en donde se puede notar que el pico en el espectro ha desaparecido en su mayoría y la FGE tiene mejor emergencia debido a su simetría y su similitud entre amplitudes.

3.2.3.3 Apilamiento y emergencia de la FGE

Para aumentar la razón entre ruido y señal, es útil apilar las señales si se conoce que se trata de un fenómeno estocástico. En este sentido, apilar o promediar las FGE's aumenta la señal que es estocástica y disminuye los efectos aleatorios. Mientras más FGE de un par de estaciones se apilen, mejor definida estará esta función.

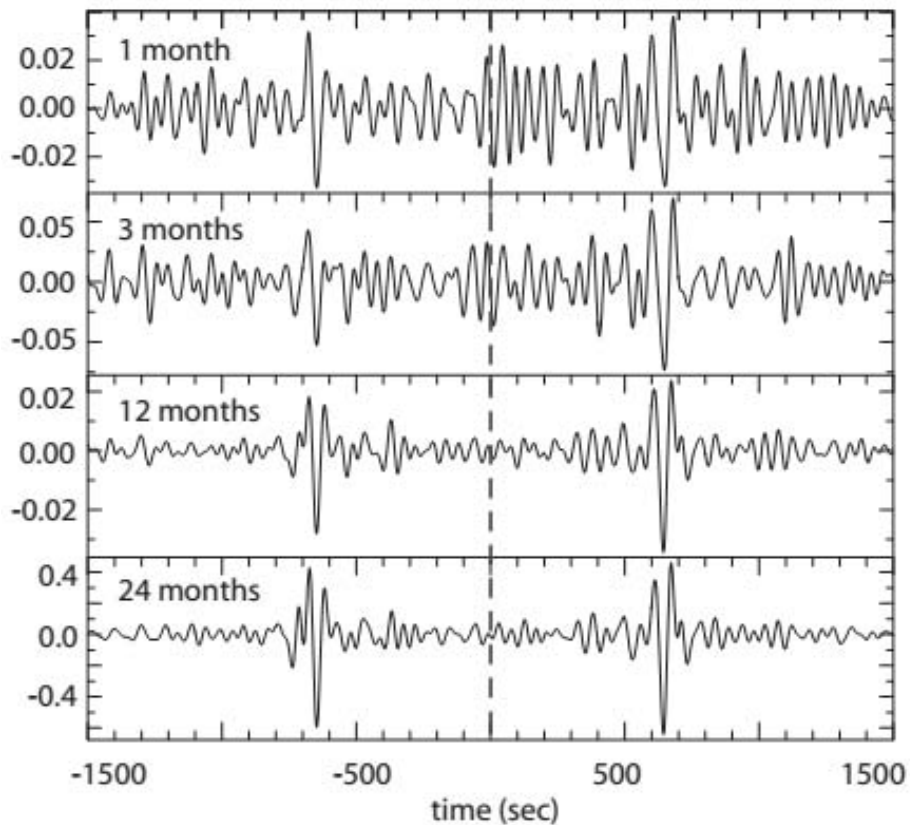


Figura 6. Apilado de funciones de correlación. De arriba hacia abajo, en cada una de las gráficas se va aumentando el número de FGE's apiladas.

En la figura 6 se muestran las respectivas FGE resultantes de apilar un mes (6-a), tres meses (6-b), doce meses (6-c) y 24 meses (6-d). Puede observarse que mientras más funciones de correlación diarias sean apiladas, mejor es la definición de la función de Green.

3.2.4 Función de Green y variación temporal de velocidad

Se ha visto que la coda de función de Green obtenida a partir de la correlación de ruido sísmico puede ser utilizada para detectar pequeñas variaciones de la velocidad en el medio de propagación (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). El principio fue descrito por primera vez por Poupinet et al. (1984) utilizando dobletes para medir las diferencias en el tiempo de viaje entre estos; efecto debido a un cambio en las propiedades elásticas del medio. Posteriormente se aplicó el mismo enfoque utilizando correlaciones de ruido sísmico (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). En la figura 7 se explica el principio. En la gráfica superior derecha se muestra una función simétrica de Green y al lado izquierdo de esta el posible trayecto que seguiría los arribos posteriores del campo de ondas dispersado por las heterogeneidades (coda). Si el medio sufre un cambio en el estado de esfuerzos la cantidad, ancho, y distribución de fracturas podría variar (gráfica inferior izquierda), entonces el campo de ondas dispersado sufriría un cambio en su tiempo de arribo resultando en un desfase (sismograma negro) en la coda de la

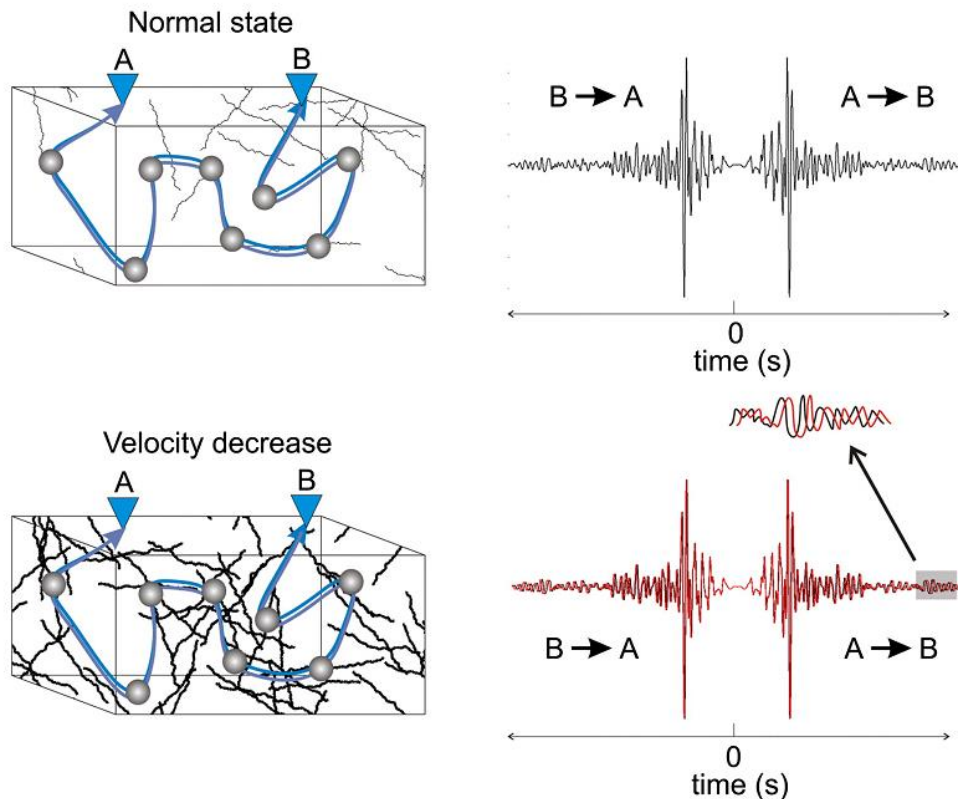


Figura 7. Representación del cambio de velocidad debido a un cambio de estado de esfuerzos mediante funciones de correlación.

función de Green con respecto al estado normal (gráfica inferior derecha, sismograma rojo). Este desfase es directamente proporcional a la diferencia del tiempo de viaje y por consecuencia se traduce en una variación en la velocidad (Brenquier, 2016). Como se puede ver en la graficas estos cambios muy pequeños del estado del medio no afectan el tiempo de arribo de las ondas balísticas dejando invariada la forma principal de la función de Green.

3.3 Moving Window Cross Spectrum

Las variaciones temporales de la coda se pueden deber a un cambio o desplazamiento en el tiempo que el traduce como un cambio en las velocidades del medio con lo que se confirmaría un cambio en el estado de esfuerzos. Una forma de medir las variaciones temporales de la velocidad del campo de ondas es mediante el análisis Moving Window Cross Spectrum (MWCS) propuesto por Poupinet (1984) el cual cuantifica estas variaciones en el dominio espectral. El experimento se efectuó en el Monte Merapi en Indonesia donde se consideraron varios registros de sismos muy parecidos entre sí con contenido de frecuencias, forma de onda e hipocentros muy similares (multiplets). El motivo más razonable por el cual exista una variación en la forma de la coda entre estos registros es un cambio en la velocidad de la onda por lo que se puede pensar que es provocado por un cambio en las propiedades elásticas del medio. Esto indica que en la estructura geológica estudiada existían cambios en los esfuerzos del medio presumiblemente por actividad volcánica. Estos cambios en el estado de esfuerzos se traducen en un cambio de velocidad de hasta el 1.2% (Poupinet, 1984) por lo que podría ser un indicador de que el volcán está teniendo actividad anormal en su cámara magmática o sus conductos.

En la figura 8 y 9 se muestra un ejemplo del cálculo efectuado sobre FGE. En el método MWCS se toman dos señales similares $A_1(t)$ y $A_2(t)$ con un posible desfase de las cuales se obtiene su transformada de Fourier $A_1(f)$ y $A_2(f)$. Cada función se divide en N_w ventanas, cada una para una medición del retraso en tiempo. Se realiza una correlación cruzada entre ambas ventanas en el dominio de

Fourier $B(f) = (A_1(f)(A_2^*(f)))$ donde el superíndice * indica el conjugado complejo de la ventana. Como tratamos con señales que se suponen parecidas se necesita cuantificar esta similitud mediante el coeficiente de coherencia dado por el espectro de la correlación cruzada entre las señales y el espectro de densidad de las funciones

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

El testado significa un suavizado por una ventana de coseno con longitud de igual a la ventana de análisis sobre las densidades de energía y el espectro de la correlación cruzada. El rango de C varía entre 0 y 1 siendo el máximo valor un indicativo de alta similitud entre las densidades de energía de las señales.

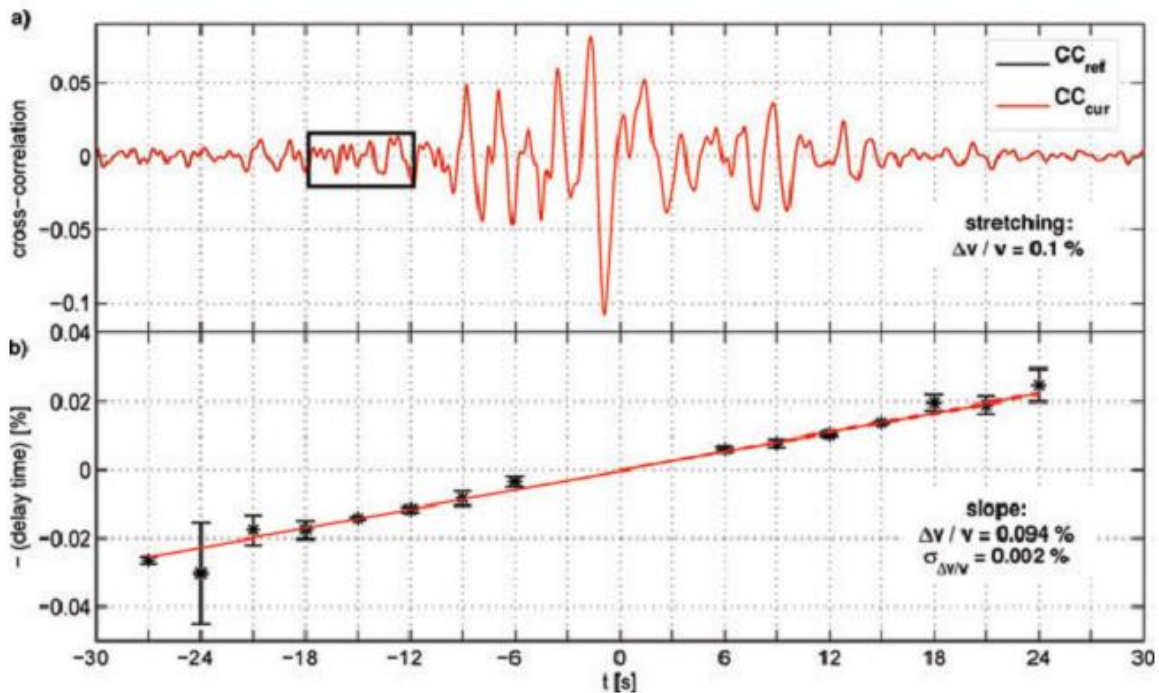


Figura 8. Cálculo del desfase entre funciones de correlación. (a) función de correlación de referencia (rojo) y la misma función “estirada en un 0.1% (negro). (b) Segunda parte del análisis MWCS: una regresión lineal (línea roja) sobre los desfases medidos (asteriscos negros) en diferentes ventanas (recuadro negro en (a)) que se deslizan sobre las funciones.

El desfase de las señales se mide en la fase, en la parte que no empata del espectro y cuyo valor es linealmente proporcional a la frecuencia: si representamos el espectro complejo de una señal con su amplitud y fase

$|X(\nu)|e^{i\phi(\nu)}$; la fase $\phi(\nu)$ es linealmente proporcional a la frecuencia

$$\phi_i = m\nu_i \quad (10)$$

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

La variación en el tiempo δt_i de la i -ésima ventana entre ambas funciones se obtiene a partir de la pendiente m de la regresión lineal de todas las mediciones hechas en las frecuencias de interés (figura 9). Un peso w_j es asignado a cada valor de fase central de cada ventana de la CC que depende del coeficiente de coherencia C

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

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

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

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

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

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

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

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

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

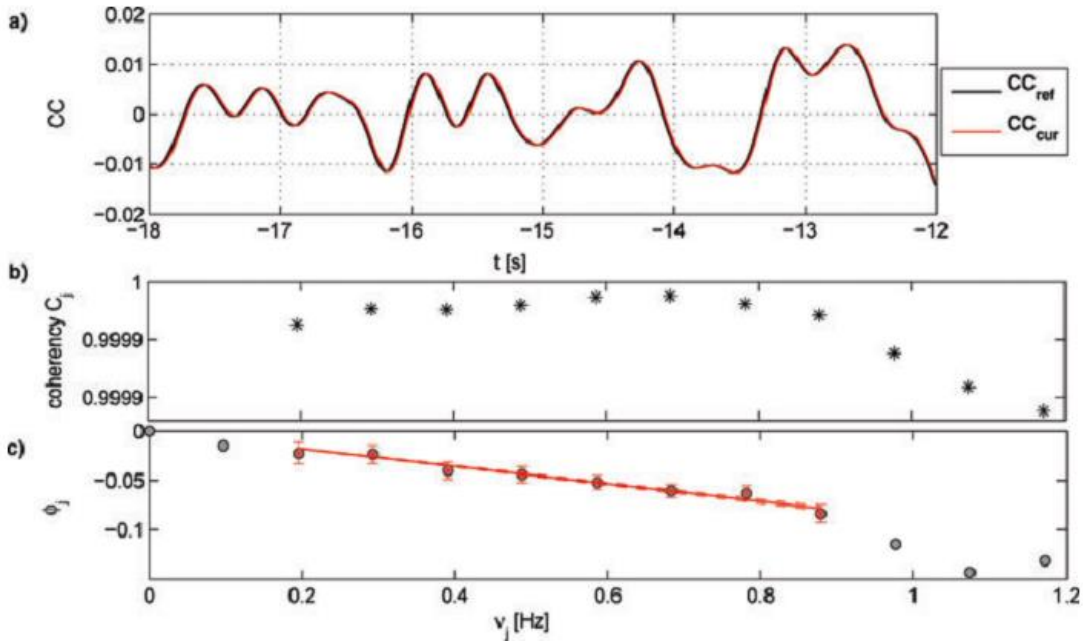


Figura 9. Ejemplo del cálculo del desfase. (a) ventana de una FGE (negra) y la misma función desfasada sintéticamente (negra). (b) valores de coherencia entre las funciones de (a) en las frecuencias de interés. (c) obtención del desfase a partir de regresión lineal (línea roja). La pendiente de la línea roja indica la cantidad de desfase entre las funciones.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Con varianza

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

Y

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

y su varianza

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

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

Una vez obtenido el valor de $\frac{\delta v}{v}$ se genera una gráfica en donde se muestran los valores relativos del cambio de velocidad (fig. 9) por cada día. Éste proceso se realiza por cada una de las FGE diarias entre las estaciones y las FGE de referencia. Esta metodología es estudiada a fondo por Clarke (2011).

3.2.7 Interferometría aplicada a volcanes

Duputel (2009) fue uno de los primeros que presentó un método de monitoreo en tiempo casi real del cambio de velocidades del medio circundante al volcán Piton

de la Fournaise a partir de ruido sísmico y utilizando el método MWCS. Con esto se logra identificar la perturbación en el medio de un volcán activo y sus diferentes facetas. Ya que se puede hacer una analogía entre un volcán con una cámara magmática que genera cambios de esfuerzos y un fluido en un pozo geotérmico siendo inyectado a presión, se podrían generar resultados similares para determinar de qué manera perturba la actividad de un pozo geotérmico al medio.

En el estudio de Duputel se utilizaron 18 meses de registro de ruido sísmico donde se construyó una función de correlación de referencia que es contra la cual se comparó una función de correlación de 10 días de duración. En otras palabras, la función de correlación de referencia es el comportamiento promedio de un largo periodo de tiempo del medio y la función “actual” se compara con esta para poder determinar las diferencias entre ellas. Si se tiene un desplazamiento en el tiempo se puede suponer que ha ocurrido un cambio en la velocidad del medio. Al hacer esto recurrentemente se puede obtener una gráfica de cambio de velocidad relativa con lo cual se puede observar cómo es que cambia la velocidad con respecto del tiempo de registro. En la figura 10 se muestra una gráfica obtenida en el estudio en donde se muestra como varía la velocidad relativa mientras el volcán entra en actividad. Las franjas verdes señalan los periodos de actividad volcánica.

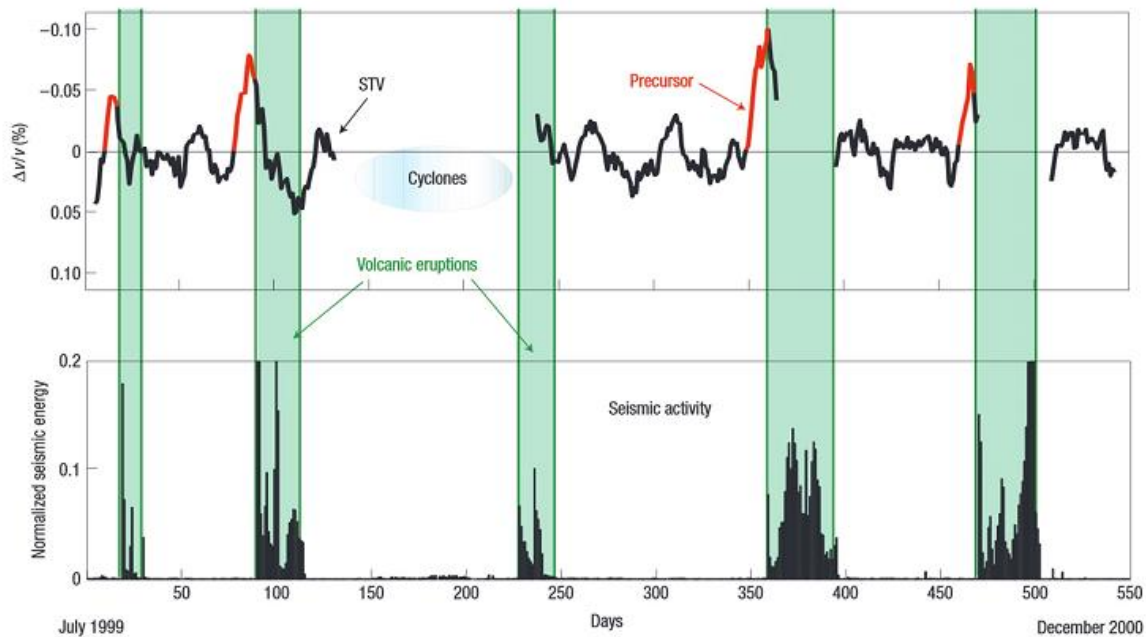


Figura 10. Evolución de las velocidades relativas del volcán Piton de la Fournaise en periodo de julio de 1999 a diciembre de 2000. (Arriba) las partes rojas de la curva indican un cambio de velocidad fuerte, las franjas verdes indican periodos de erupción. La curva de variación de velocidad parece predecir cuándo se acerca una erupción debido a los cambios de velocidad del medio. 26

3.3 Geotermia y sismicidad inducida

La geotermia es una fuente de energía duradera que aprovecha el calor de la tierra para generar energía eléctrica o para utilizarlo como una fuente de calor. Las plantas geotérmicas son infraestructuras que aprovechan las fuentes de calor someras como complejos volcánicos. La generación de electricidad se logra a partir de la extracción de fluidos calientes (agua o vapor) que son usados para impulsar turbinas y subsecuente re-inyección del fluido enfriado (agua) en el suelo. La inyección del fluido en el sistema permite que esto pase por la roca caliente y porosa subterránea para que ésta se recaliente y se recupere en otros pozos (fig. 11). Existen dos tipos de sistemas geotérmicos:

- 1) Los sistemas naturales en los cuales expiden vapor de agua junto con otros gases y que normalmente se encuentran en límites tectónicos (Barbier, 2002). Estos son muy pocos y su aprovechamiento es muy reducido.
- 2) Los sistemas geotérmicos mejorados (EGS: enhanced geothermal systems) que aprovechan del calor de rocas cristalinas calientes ($T > 100$ °C) con poca permeabilidad y que son “mejorados” mediante fracturamiento hidráulico. Estos sistemas son fracturados mediante la inyección de fluidos para mejorar la permeabilidad y poder hacer pasar fluidos a través de la estructura (Giardini 2009)

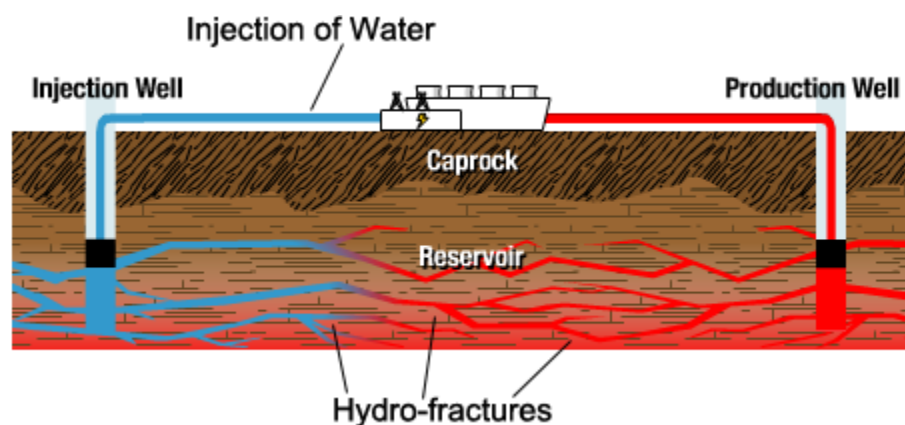


Figura 11. Esquema de un sistema geotérmico mejorado (EGS). La inyección de agua provoca fracturas por las cuales pasa el fluido, se calienta y es recuperado por otro pozo que convierte el calor en energía eléctrica. Tomado de <http://www.renewablegreenenergypower.com>

En el caso de los EGS se ha documentado (Ellsworth, 2013) que existe el riesgo de generar sismos debido al cambio en el estado de esfuerzos y por ende la estabilidad del subsuelo (Zoback y Townend, 2000). Debido a la existencia de peligro por sismicidad inducida, es preciso generar nuevas técnicas de mitigación de la sismicidad.

4. Área de estudio

4.1 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes

El campo geotérmico Las Tres Vírgenes (LTV) se encuentra en parte noreste de Baja California Sur, a 34 Km de la ciudad de Santa Rosalía. Se trata de tres volcanes alineados NW-SE: El Viejo, La Virgen y El Azufre. La fuente de calor se encuentra bajo el volcán La Virgen.

4.2 Geología del lugar

El campo geotérmico Las Tres Vírgenes se encuentra en la parte norte de Baja California Sur, México, en el municipio de Mulegé, al noreste de la población de Santa Rosalía. Está situado en un área tectónicamente activa por la interacción de la placa norteamericana y la placa del Pacífico (Lorenzo y Soto, 2013). Su nombre hace referencia a tres estratovolcanes, El Viejo, El Azufre y La Virgen, alineados en dirección NE-SW de edad cuaternaria.

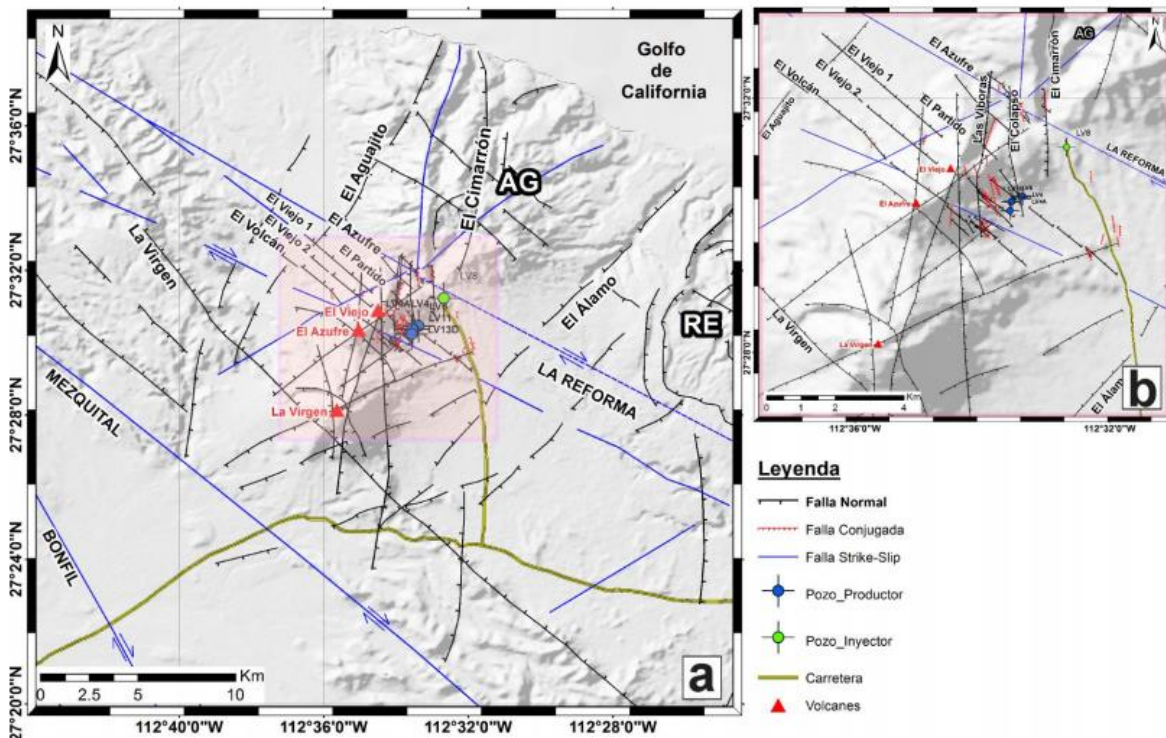


Figura 12. Mapa tectónico local, sintetizado de los estudios de López et al. (1993), Gómez y Rocha (2009), Benton et al. (2011), Macías et al. (2011), Macías y Jiménez (2012, 2013) y ubicación de los pozos. AG= caldera El Aguajito; RE= caldera La Reforma. b) Ampliación de la zona central del CVGTV e identificada, en la Figura 2.7a, con un recuadro de color rojo transparente. Figura tomada desde (Antayhua, 2017)

La tectónica del lugar está influenciada por fallas con dirección NW-SE, formadas, posiblemente por la apertura del Golfo de California (figura 12). Las más importantes son las fallas El Azufre, El Viejo, La Virgen y el Partido (Lermo et al., 2006) conformando un sistema de fallas laterales regionales de tipo derecha asociado con un sistema de Ridel con estructuras de bajo ángulo (Macías y Jiménez, 2013).

Numerosos estudios geofísicos han sido realizados en la zona. Se delimitaron las zonas del yacimiento geotérmico mediante prospección eléctrica, detectando zonas de anomalía resistiva (Ballina., 1985). Estudios magnetotelúricos (Vázquez et al., 1992) y transitorios electromagnéticos (Romo et al., 1994) detectaron un nivel alto de fracturamiento de la roca. También se realizaron estudios magnéticos junto con gravimétricos (Ballina y Herrera, 1984; López et al., 1993) con los que se detectan los sistemas de fallas y fracturas, así como la composición del basamento (granodiorítico) concordando con los estudios geológicos.

Estudios de monitoreo de sismica pasiva se realizaron para estudiar la sismicidad del lugar y determinar si existe una parte inducida por actividades en la central geotérmica (Urban E. & Lermo J., 2012). Del total de eventos analizados (del 2003 al 2009) sólo el 18% de los sismos fueron asociados a los pozos durante las pruebas de inyección y producción mientras que el resto se generaron por los sistemas de fallas existentes en las afueras del campo (Lermo J. et al., 2006; Wong & Munguía L., 2006). En otro estudio reciente, mediante una técnica de tomografía sísmica, se determinó la posible fuente de calor como una anomalía V_p/V_s que se extiende desde los 9 km hasta los 4-5 km de profundidad (Vilchis, 2017). Otros estudios geofísicos (Antayhua, 2017) sugieren la presencia de cuerpos calientes profundos como posibles fuentes que alimentan el campo en explotación.

4.4 Datos disponibles

Para este estudio se cuenta con el registro de una red de estaciones de banda ancha durante el año 2012. La red sísmica en cuestión cuenta con 10 sismómetros GURALP CMG-40T-0036 (30Sec-50Hz). Los datos obtenidos de estas estaciones son muestreados a una frecuencia de 100 Hz y están separados en forma de archivos que contienen una hora de registro. Durante el 2012 no se cuenta con el registro completo en la mayoría de las estaciones. También se utilizó el registro durante el mismo periodo de la estación Santa Rosalía (SRIG, Latitud: 27.319827°, Longitud: -112.241057°) perteneciente a la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional con el motivo de utilizarla como estación de referencia para llevar a cabo la corrección de relojes en aquellos sismómetros que tuviesen el problema. En la figura 13 se muestra de forma gráfica los datos existentes.

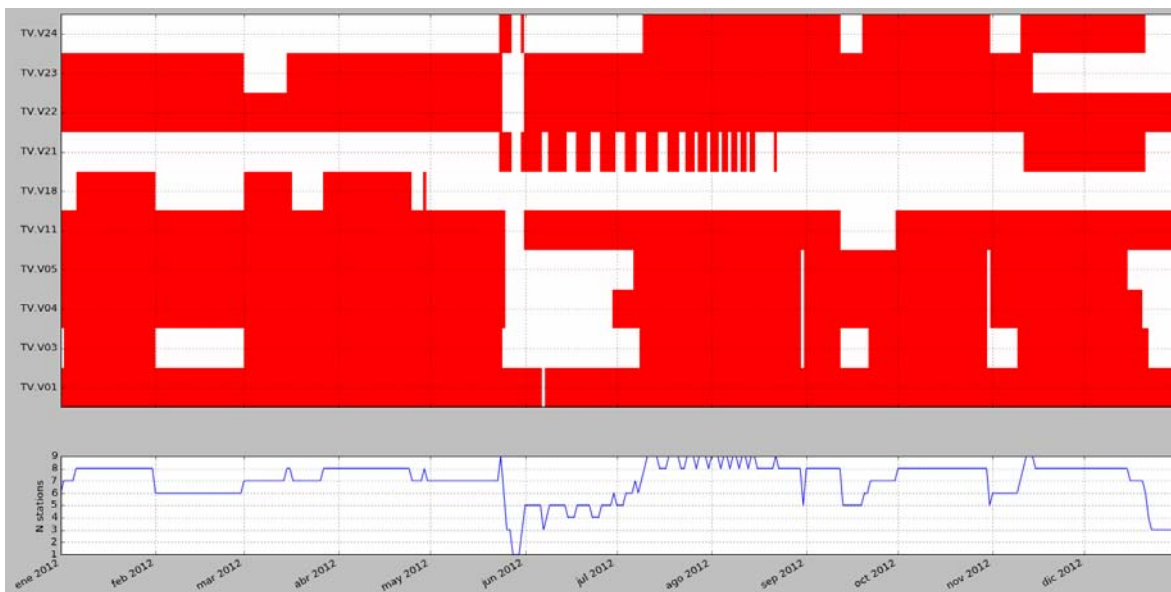


Figura 13. Disponibilidad de datos. En la gráfica superior se muestra de forma horizontal para cada estación los días de registros disponibles con color rojo, los no disponibles sin color. En la gráfica inferior se muestra la cantidad de estaciones disponibles a lo largo del año.

Debido a que las estaciones TV24 y TV18 no cuentan con registro suficiente no se tomaron en cuenta para realizar el análisis.

También se obtuvieron los registros de inyección y producción en los pozos del campo geotérmico en cuestión. En la figura 14 se muestran las tasas de inyección y producción de los pozos del campo geotérmico durante el año 2012. En este se contaba con 2 pozos inyectoros (LV8 y LV5) y cuatro pozos productores (LV-11, LV-13, LV-4 y LV-6) que extrajeron fluidos tanto en fase gaseosa como líquida.

La producción e inyección permanecen constante con pequeñas variaciones hasta el día 240 del 2012 en donde empieza a variar la tasa de inyección y de producción de los fluidos geotérmicos.

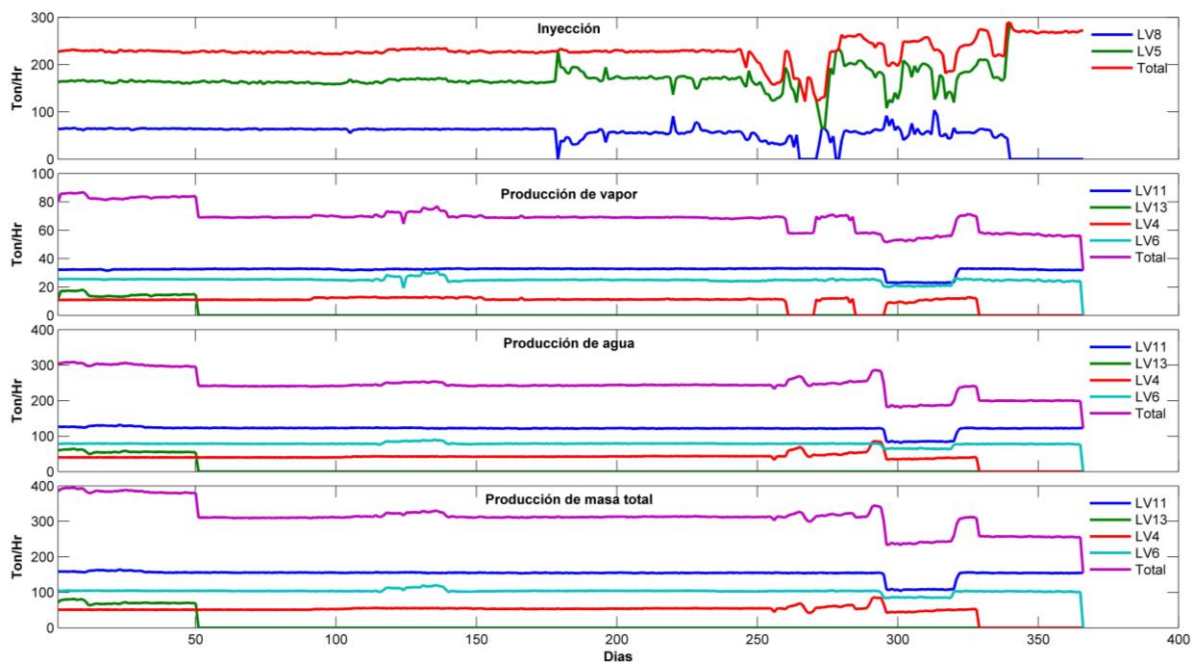


Figura 14. Tasas de inyección y producción de los 6 pozos operantes durante el 2012. La inyección total en pozos y por ende la producción empieza a variar alrededor del día 240.

5. Preproceso, proceso y corrección de relojes

Para realizar este estudio se utilizaron diferentes códigos, ya sea para adecuar los datos o para realizar el proceso y visualizar los resultados. El software utilizado para obtener las curvas de variación relativa de la velocidad de las ondas es MSnoise (<http://www.msnoise.org/>, Lecocq et al., 2014), el cual es un software libre y está diseñado para realizar este tipo de estudios del ruido sísmico entre otros. Para organizar la base de datos se generaron códigos en lenguaje SHELL para manipular de forma masiva y estructurada los datos a procesar. A su vez se utilizaron diferentes ejecutables disponibles en la página web de GURALP para transformar los archivos al formato necesario para que MSnoise los pueda procesar.

5.1 Base de datos

MSnoise utiliza una base de datos estructurada en función de la disposición de los datos. Los datos disponibles se adquirieron en trozos de una hora por cada estación, por cada componente con su respectivo nombre. A cada uno de los archivos, con ayuda de programas hechos en SHELL, se convirtieron de formato .gcf (formato de escritura de los datos por el instrumento) a formato .sac y en algunos casos los archivos contenían las tres componentes por lo que también fue necesario separarlos. Una vez que todos estuviesen separados por componentes y en formato .sac se procedió a remover la respuesta instrumental y generar la base de datos requerida para MSnoise. En este caso fue utilizada la forma de estructura IDDS que se trata de un árbol de carpetas en las cuales los datos están ordenados por año, red, estación, componente y día. A su vez, era necesario que el nombre de cada archivo contuviera la información de la red, el día, nombre de la estación y hora de registro. Una vez obtenida la base de datos se realizó los procesos correspondientes.

5.2 Corrección de relojes

A partir de los interferogramas obtenidos se pudieron observar variaciones en tiempo de las funciones de Green que no podían ser propias del medio sino debidas a posibles fallas de los instrumentos en el sistema de registro del tiempo (Hannemann et al., 2013). Estas variaciones mostraban atrasos o adelantos abruptos en la función de Green de hasta 30 segundos o variaciones significativas del tiempo de llegada de las ondas balísticas reconstruida con la correlación en un tiempo muy corto, caracterizadas por derivas lineales o tal vez con funciones muy complejas (fig. 15).

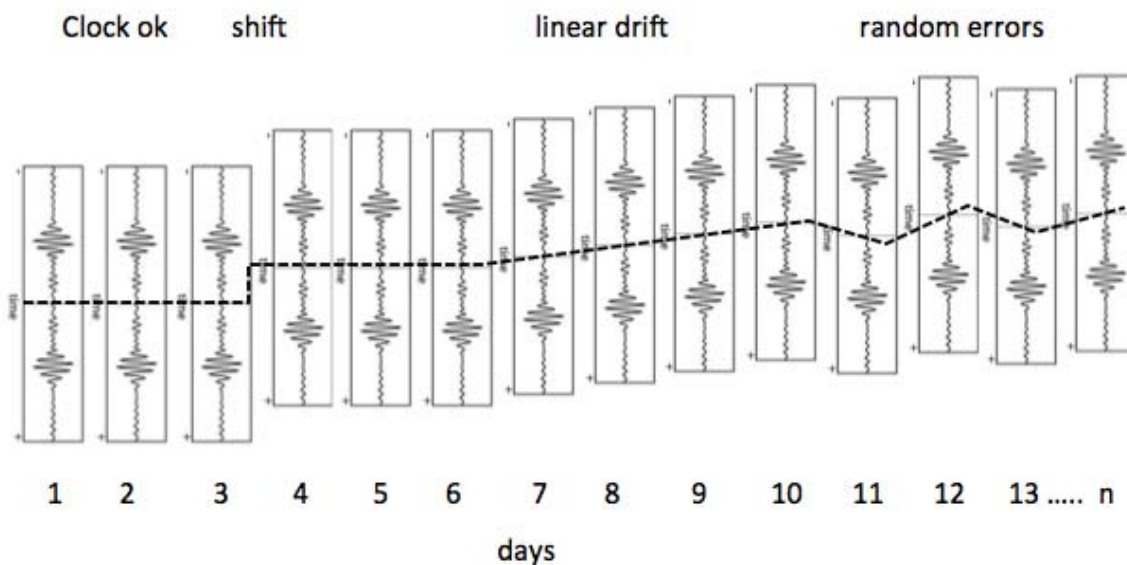


Figura 15. Representación esquemática de los posibles problemas de reloj que pueden afectar los registros sísmicos continuos. Se observan desplazamientos estáticos (*shift*), lineales (*linear drift*) y aleatorios (*random error*) de la función de Green con respecto a un reloj correcto (*Clock ok*).

Ya que el propósito del estudio es cuantificar el desfase en tiempo de la coda de la función de Green con respecto a una de referencia, esto significaría un gran problema ya que un cambio en el tiempo tan abrupto se traduciría en una variación abrupta no real en la velocidad de las ondas. Si bien el campo de ondas varía en velocidad, es muy poco probable observar una variación de las funciones de Green tan drástica. Además, se verificó que muchos de estos cambios coincidían con los periodos de mantenimiento de los instrumentos, por lo que se

concluye que es debido a un posible malfuncionamiento de los sismómetros.

Para solucionar este problema se verificó la exactitud de los tiempos de registro de cada una de las estaciones recurriendo a un proceso adicional que aseguró el correcto reposicionamiento en tiempo de los interferogramas. Primero se buscaron sismos lejanos con los que se determinó la existencia una diferencia en el tiempo de llegada del primer frente de onda. Con este proceso se determinó, a grandes rasgos, las estaciones que tenían problemas de tiempo muy amplios (segundos y docenas de segundos). Este procedimiento se basa en la observación que un frente de onda generado por un sismo lejano (mayor de 2000 km) tiene un ángulo de incidencia casi vertical y por lo tanto el tiempo de arribo de la fase sísmica debería registrarse casi al mismo tiempo en todas las estaciones de un arreglo local. Posteriormente se calculó la correlación entre la función de Green reconstruida por el primer día de la base de datos y la correlación de los demás días y se estudió la variación del punto máximo de estas correlaciones. En esta etapa se pudo generar una “curva de corrección” de reloj de una estación por respecto a la otra. Analizando la función de correlación de las funciones de Green calculadas entre todos los pares de estaciones se pudieron identificar los instrumentos que no tenían problema de desfase en tiempo. Por último, se calcularon las correlaciones cruzadas entre las estaciones de la red y una estación externa del Servicio Sismológico Nacional por la cual se tiene certidumbre sobre la exactitud del tiempo medido con el GPS (estación SIRG) y se calcularon también las correlaciones de las funciones de Green por cada día. Aun así, en algunos casos, los puntos máximos se encontraban en distintos puntos debido a que la función de Green no quedaba bien definida en algunos días. Por lo tanto, se recurrió a un ajuste manual en donde se realizó una curva de corrección sobre las correlaciones de los interferogramas, recuperando así la forma exacta de la curva de corrección. Es La figura 16 resume todo el procedimiento desde la construcción los interferogramas diarios (fig. 16a) con consecuente identificación de los problemas de reloj (flechas) la construcción de la función de corrección de tiempo (figura 16b) y los interferogramas corregidos (figura 16c). Para completar el

proceso fue necesario aportar modificaciones a MSnoise, para que se apliquen directamente adentro del código las correcciones de tiempo.

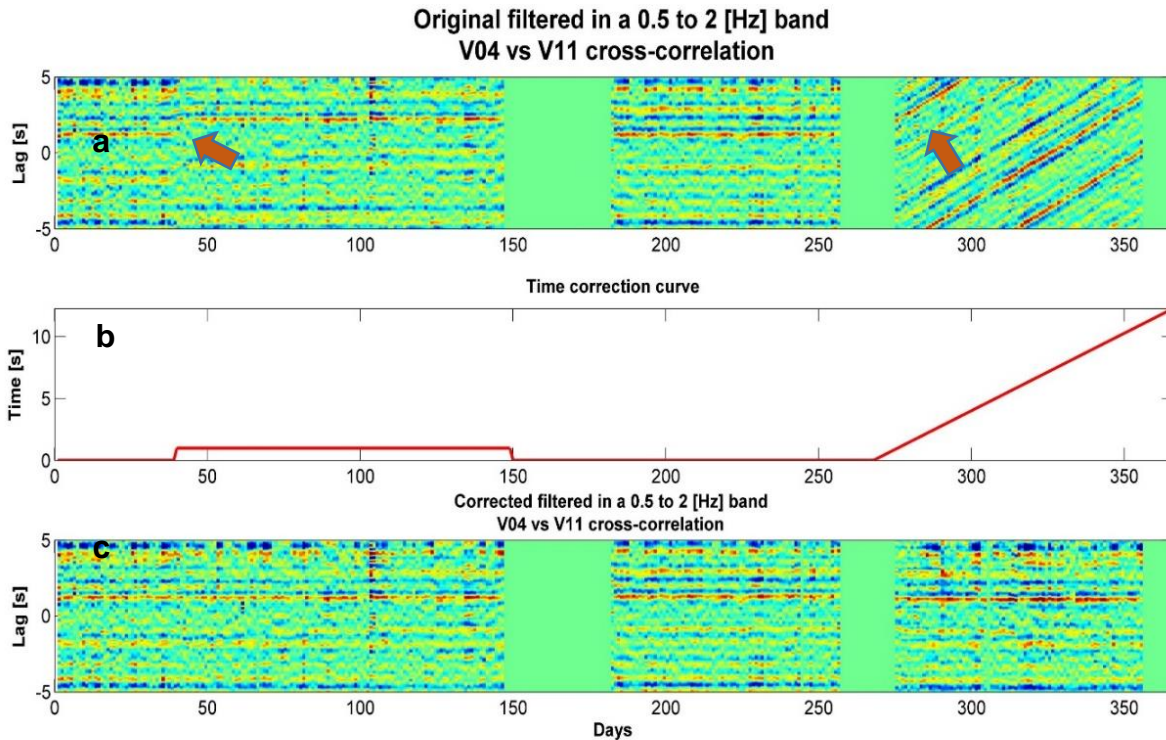


Figura 16. Ejemplo de corrección de relojes. La gráfica superior muestra un interferograma entre una estación con problema de reloj y una sin problemas. La gráfica de en medio muestra la curva generada a partir de los valores que se tiene que corregir. La gráfica inferior muestra un interferograma con las mismas estaciones, pero con el reloj corregido a partir de la curva.

5.3 Proceso de obtención de curvas $\frac{dV}{V}$

Para llegar a las curvas de variación de velocidad del campo de ondas MSnoise obtiene días completos de registro uniendo los archivos de una hora, llenando de ceros en caso de que exista algún hueco en estos. Se les removió la media, la tendencia y se les aplicó una ventana para llevar a cero los extremos. Posteriormente, las trazas fueron decimadas a 40 [Hz], normalizadas con el método 1-bit en el tiempo y normalizadas en el espectro mediante el método de blanqueamiento espectral. Después, se aplica un filtro pasa-banda entre 0.05 y 20 [Hz] (debido a la poca distancia existente entre pares de estaciones) para posteriormente realizar correlaciones en el espectro para cada par de estaciones.

Se realiza un apilado de todas las correlaciones para generar la función de referencia y un apilado de las trazas de 7 días con una ventana móvil de un día para generar las funciones a comparar para cada par de estaciones. Por último, se realiza el análisis de variación mediante el método MWCS cuyo resultado es generar las curvas de variación de velocidad.

6. Parámetros que influyen en las variaciones de las curvas $\frac{dV}{V}$

Ya que el método MWCS es un proceso computacional, existen varios parámetros que hay que optimizar que junto a factores ambientales y antropogénicos pueden afectar la construcción de las curvas $\frac{dV}{V}$.

6.1 Sensibilidad de las variaciones $\frac{dV}{V}$ a los parámetros de entrada

El programa MSnoise utiliza diferentes parámetros que son propuestos por el usuario dependiendo de la forma en la que se desea medir la variación de velocidad del campo de ondas. Los parámetros que afectan en gran parte a la estimación son analizados a continuación para obtener las curvas de variación de velocidad óptimas.

6.1.1 Ancho de banda del espectro analizado

Este parámetro define la banda de frecuencias en donde se realiza la comparación entre el espectro de la FGE de referencia y la FGE a comparar. En la figura 17 se muestran las estimaciones a diferentes anchos de banda. La variación del ancho de banda se realizó de 0.2 a 1 segundo a partir de la frecuencia central usada.

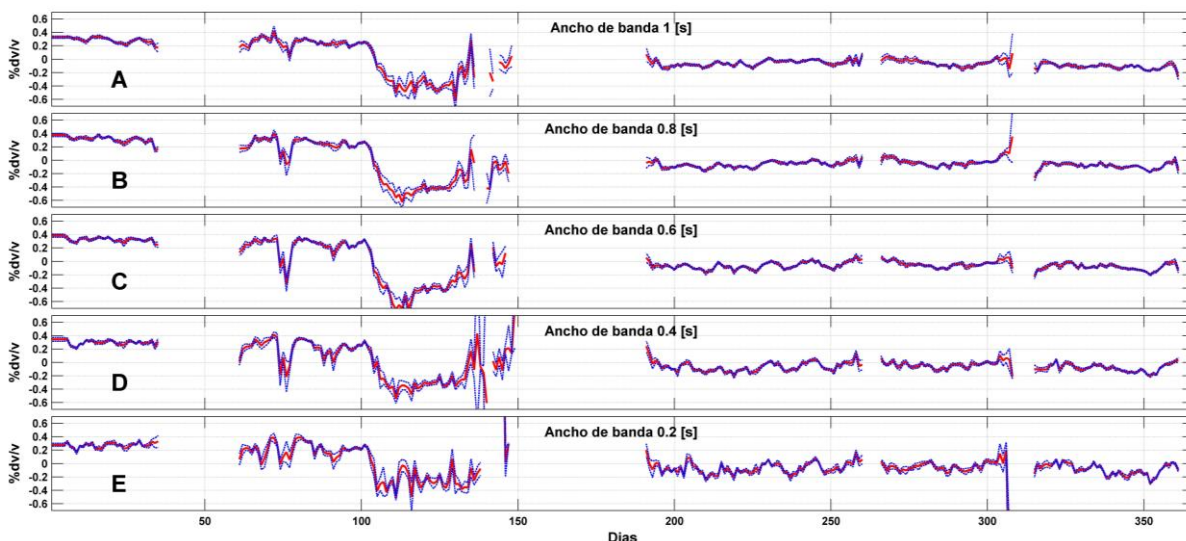


Figura 17. Curvas de variación de velocidad relativa a diferentes anchos de banda

Para anchos de banda entre 0.6 y 1 s las curvas muestran patrones más suaves y menores errores en la estimación de las variaciones de velocidades. Para anchos de banda más estrechos las curvas son más ruidosas posiblemente porque existen más diferencias al comparar una parte más pequeña del espectro entre las FGE's. Para efectos de este estudio se utilizó un ancho de banda de 0.8 segundos ya que es un término medio entre la primera y tercera. En el ejemplo de figura 17 se usó una frecuencia central de 0.5 s, todavía las mismas conclusiones se tuvieron usando diferentes frecuencias centrales.

6.1.2 Duración de la ventana de análisis.

Ya que el análisis MWCS se realiza con una ventana que se desliza a lo largo de las FGE's es necesario estudiar el efecto que tiene la duración de esta ventana. En la figura 18 se muestran estimaciones sobre un mismo par de estaciones

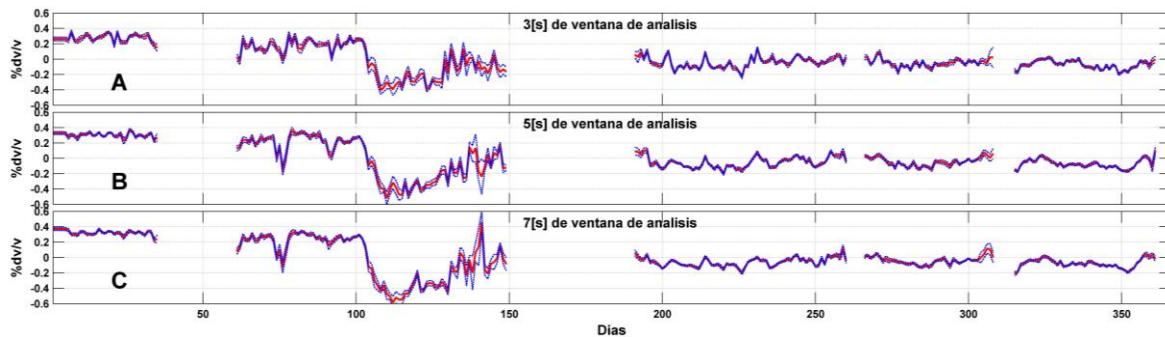


Figura 18. Curvas de variación de velocidad a diferentes longitudes de ventana de análisis

realizadas a duraciones de 3, 5 y 7 segundos respectivamente. La curva con la ventana más larga se considera la más representativa porque contiene la información reportada por las otras ventanas y produce errores menores en la estimación de las dv/v . Esto es probablemente debido a que cada ventana contiene más información del registro que las de 3 y 5 segundos por lo que el espectro está mejor definido y por lo tanto es mejor realizar la regresión lineal. Ventanas más grandes que 7 segundos harían que la cantidad de puntos que se pueden estimar fuesen menos y a su vez menos puntos para realizar la regresión lineal.

6.1.3 Salto de ventana

Como la ventana de análisis en el método MWCS se desliza a lo largo de las FGE's es posible determinar el paso de la ventana con el que mejor se obtengan las curvas dv/v . En la figura 19 se muestran saltos de ventana que van desde 1 segundo en la gráfica superior hasta 9 segundos en la gráfica inferior con diferencia de 2 segundos entre cada una.

Una ventana que se desliza lentamente sobre una señal, utiliza la mayor información de la anterior con lo que no existe mucha variación entre una y la otra, generando así un suavizado debido a la poca variabilidad de datos entre las ventanas. El salto de ventana que produce curvas con menor errores y mejor definidas es el de 1 segundo por lo cual será el salto que se usará en la obtención de los resultados finales.

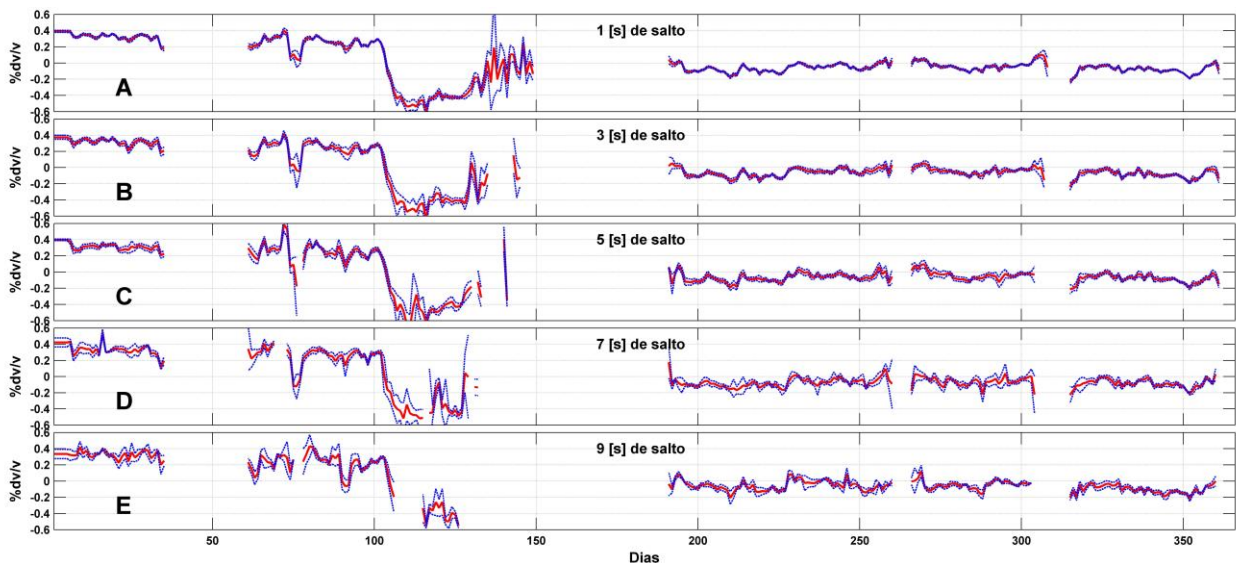


Figura 19. Curvas dv/v a diferentes tasas de deslizamiento de ventana

6.1.4 Apilado de días a comparar

Para obtener la variación de velocidad de las ondas se compara la FGE de referencia con una FGE que puede ser de un día o de un apilado de varios días.

Es útil saber la cantidad de días apilados que den la mejor función a comparar para las variaciones que se desean estudiar, ya sean variaciones de un día o de varios días. La figura 20 muestra diferentes gráficas de variación de velocidad obtenidas a partir de comparar FGE de 3, 5, 7, 9 y 12 días apilados.

Para 3 y 5 días apilados se tienen curvas demasiado ruidosas y cuyas variaciones podrían dificultar la interpretación de las mismas. Para 9 y 12 días apilados las variaciones son demasiado suavizadas y a su vez el número de días apilados pueden ocultar variaciones que ocurran. Además, debido a que se promedia la información sobre un largo plazo de tiempo se puede observar que los periodos sin datos logran ser interpolados con el riesgo de producir variaciones ficticias

La curva obtenida usando 7 trazas apiladas parece ser la mejor selección debido a que preserva la información de las demás gráficas sin modificar los patrones principales de las variaciones de velocidad.

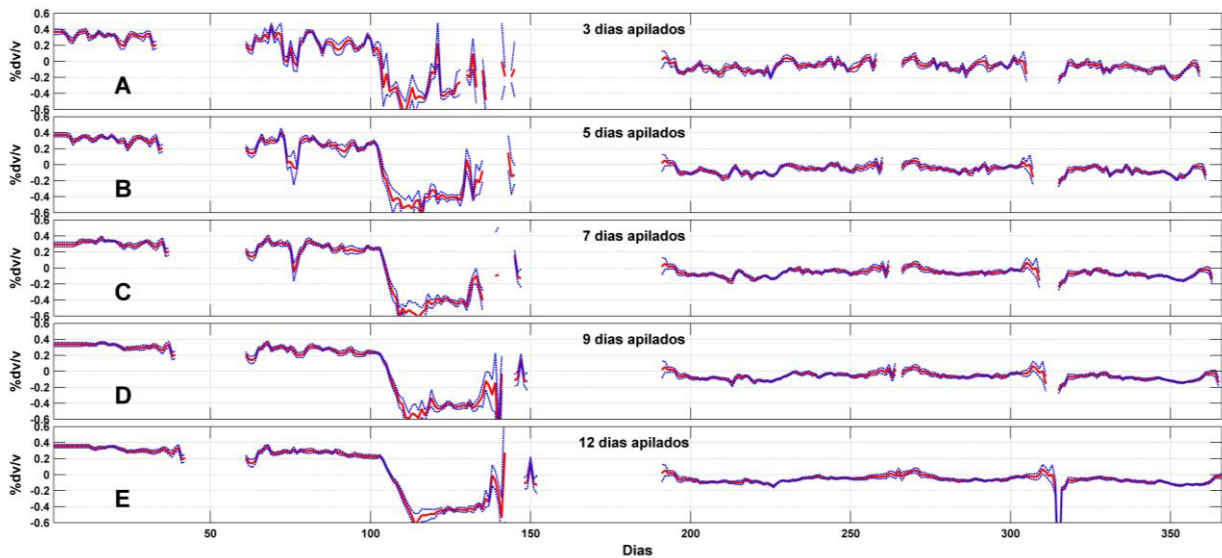


Figura 20. Curvas dv/v obtenidas a partir de comparar diferentes números de días apilados con la función de referencia

6.1.5 Frecuencia central del análisis

Como ya se ha mencionado anteriormente, la ventana a analizar es filtrada en una banda de frecuencias cuyo centro es definida por el usuario. Como las ondas que forman la coda tienen carácter dispersivo, el periodo central se puede relacionar a la profundidad de investigación; mientras más elevado es el periodo mayor es la sensibilidad a las estructuras más profundidad y viceversa. En la figura 21 se muestran gráficas obtenidas a diferentes periodos centrales que varían desde 0.5 s hasta 5 s.

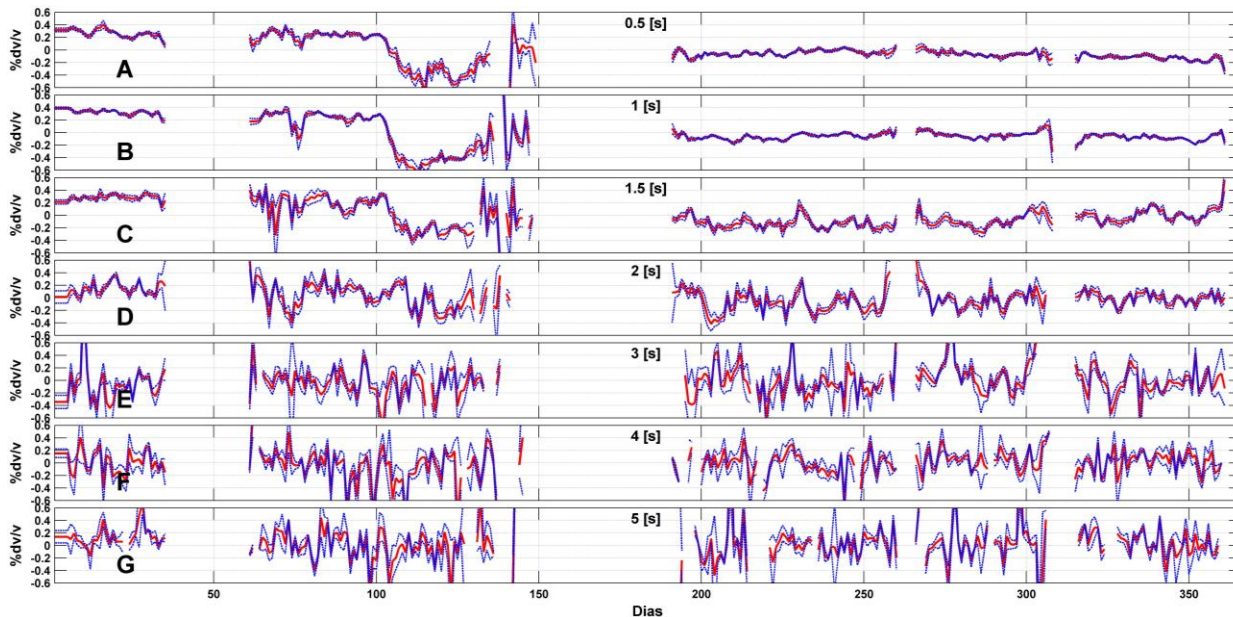


Figura 21. Curvas dv/v calculadas a diferentes frecuencias centrales. Se refiere a la frecuencia central de la banda de frecuencias analizada en el método MWCS

Es posible observar que para periodos cortos se tienen curvas mejor definidas y se va perdiendo definición conforme los periodos crecen. Esto probablemente se deba a que las estaciones están demasiado cercanas y para estos periodos no se alcanza a obtener información de las FGE's. Los periodos centrales mejor definidos van de 0.5 a 1.5 segundos.

6.2 Análisis de las variaciones por efectos ambientales

Las variaciones en la velocidad del campo de ondas están sujetas a fenómenos ambientales y antropogénicos como se ha visto en la sección 3.1. La figura 22a muestra el promedio diario de la temperatura atmosférica medida en la estación meteorología de Santa Rosalía (que se encuentra a menos de 35 km del campo geotérmico por lo cual se puede considerar representativa de la región de estudio, la sismicidad detectada durante el año (Urban E. & Lermo J., 2012) y las curvas promedio dv/v de todas las trayectorias a diferentes periodos, por lo cual, las variaciones que se observan se pueden considerar como variaciones que afectan a todas o a la mayoría de las estaciones, y por consecuencia variaciones de toda el área de estudio. Los patrones más evidentes que se observan son: 1) una variación drástica de la velocidad de las ondas en las curvas dv/v y, a su vez, acompañado por un aumento de la actividad sísmica (segmento marcado por la franja roja) y 2) una tendencia anticlinal en la segunda mitad del año que sigue el mismo patrón observado en la distribución media de la temperatura atmosférica de la región (figura 22a).

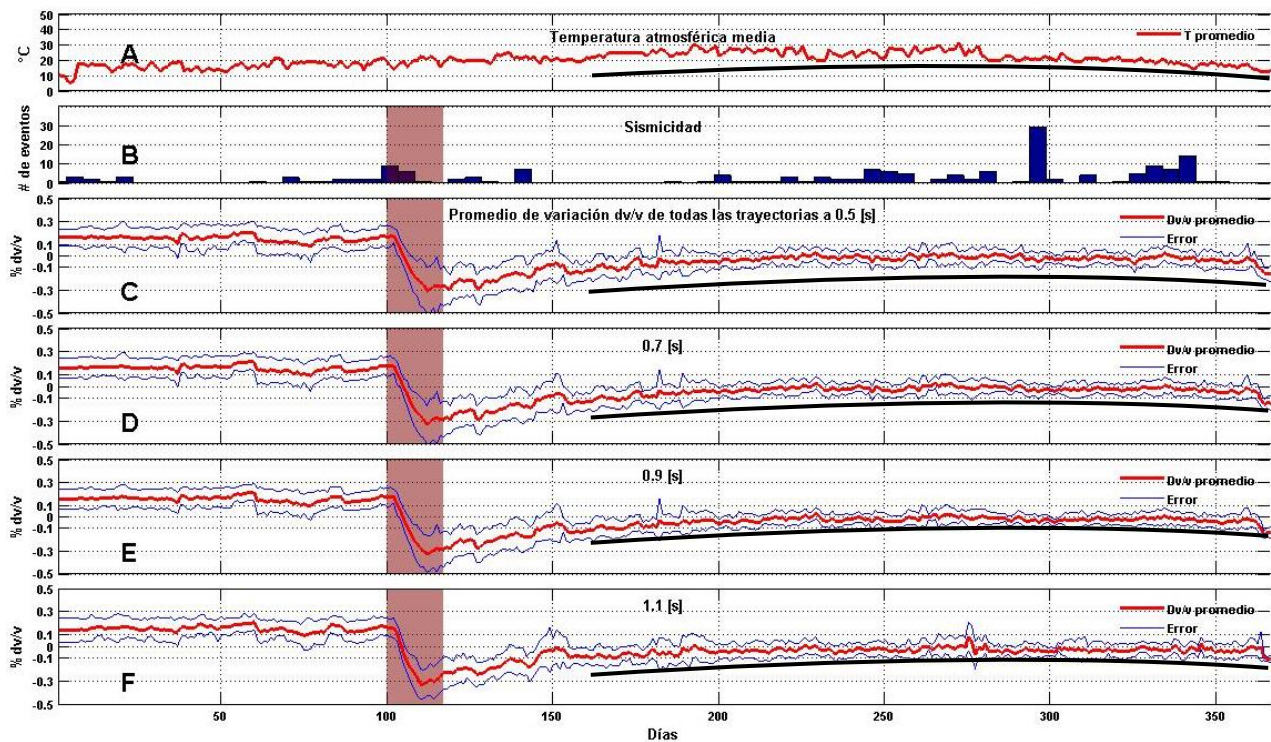


Figura 22. Efectos ambientales sobre las curvas dv/v calculadas. (a) Temperatura promedio por día en todo el año. (b) Histograma de sismicidad durante el año (cada 5 días). Ya que estos efectos ocurren sobre todas las estaciones se presentan las curvas promedio a diferentes periodos (e-f). La curva negra representa la tendencia de la temperatura que también se presenta en las curvas dv/v promedio. La franja roja indica el aumento de la sismicidad y el efecto en la velocidad del campo debido al disparo dinámico (Dynamic triggering) por un evento sísmico fuerte.

La caída de velocidad relativa (fig. 22c-f franja roja) y el consecuente aumento de la sismicidad (fig. 22b) se puede asociar a un cambio en el estado de esfuerzos ocasionado por un evento sísmico fuerte, fenómeno conocido como “Dynamic triggering” o disparo dinámico (Brenquier, 2016). Se desconoce si ese cambio de velocidad es ocasionado por el evento sísmico de Sumatra 8.3 Mw del 11 de abril del 2012 o por el evento del Golfo de California de 7.0 Mw del 12 de abril de 2012 ya que la resolución de las curvas de dv/v es de 7 días y estos eventos ocurrieron con diferencia de 23 horas. Aun analizando la curva dv/v con apilado de 1 día no fue posible determinar el origen del disparo dinámico por lo tanto necesitarían estudios más detallados. Por otro lado, la tendencia observada en la segunda mitad del año se asocia al efecto de la temperatura atmosférica sobre los instrumentos y que, entonces, necesitarían de protecciones más eficientes en términos de insolación térmica.

7. Resultados

Para una mejor visualización de los resultados en el campo de las Tres Vírgenes, se calculó el promedio de 5 días de las curvas de variación de velocidad en 5 distintos periodos de tiempo y se realizaron tomogramas de las señales filtradas a 1 s para observar eventuales variaciones espaciales del campo de velocidad a lo largo del tiempo (fig. 24, 25). En el primer periodo se tomaron 3 intervalos (franja roja, fig. 23a) para analizar el cambio de velocidad drástico asociado al fenómeno del “Dynamic triggering” discutido en la sección anterior. En el segundo periodo de interés se tomaron 3 intervalos (franja azul, fig. 23a): el primero en donde la inyección total es constante, el segundo cuando empiezan las variaciones en la inyección de los pozos del campo geotérmico y el tercero después de que se regresa a la tasa de inyección aproximada a la del primer intervalo. Los intervalos de tiempo 2 y 3 fueron seleccionados también en base a la disponibilidad de los datos debido a que en el periodo de menor tasa de inyección (en los días 260-270)

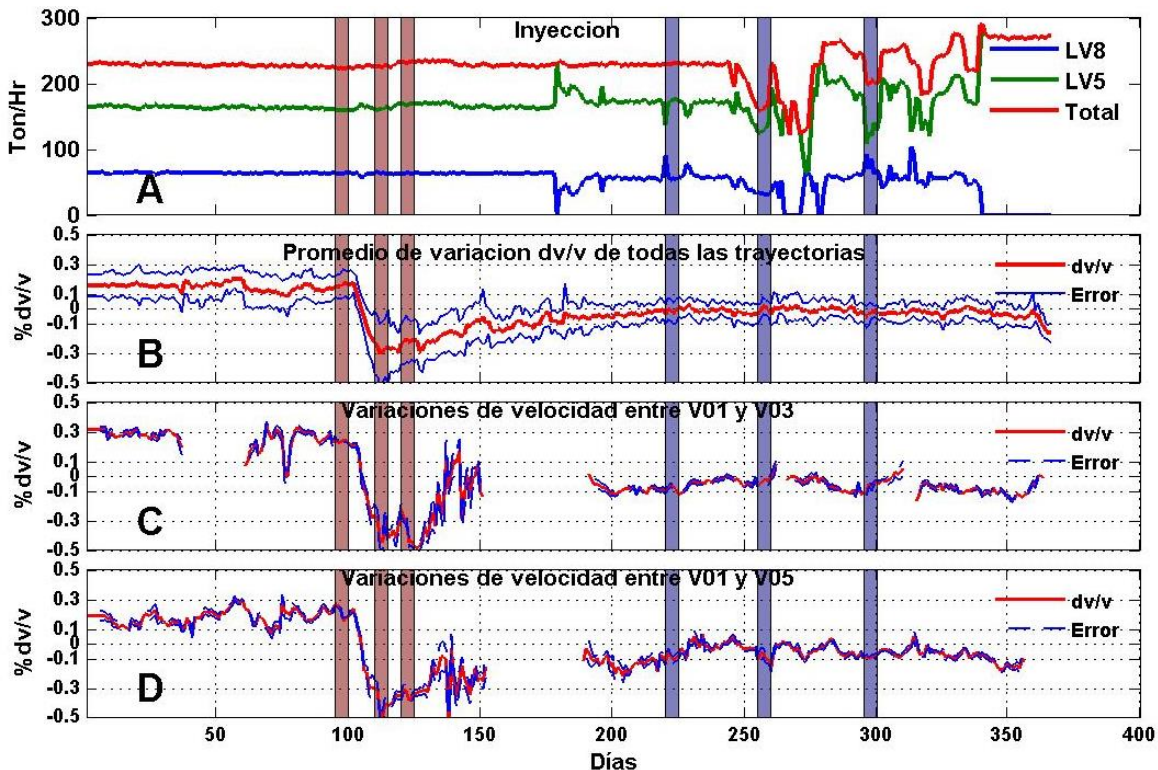


Figura 23 Intervalos de análisis de las variaciones observadas. (a) Curvas de inyección en los pozos. (b) Promedio de variaciones de velocidades del campo a 0.9 segundos (en rojo) y su variabilidad (en azul). (c) Curva dv/v en la trayectoria del par de estaciones V01 y V03. (d) Curva dv/v en la trayectoria del par de estaciones V01 y V05. Las franjas coloreadas son los intervalos de interés que se revisarán en las figuras 20 y 21

el número de estaciones en función era menor (funcionaban solo 5 estaciones de las 7 que normalmente se usaron, figura 13).

La regionalización se calculó mediante una inversión tomográfica con el método de los mínimos cuadrados donde se optimizaron los valores de damping y smoothing analizando posteriormente las variancias de los datos y del modelo y seleccionando los parámetros de acuerdo a la distribución de las curvas L (Hansen et al., 1992), Además se calcularon los tomogramas con respecto al valor cero de la variación (figuras 24 y 25 fila superior) y con respecto al promedio de variación de la velocidad en los 5 días considerados (figuras 24 y 25 fila inferior) de manera que se evidencien eventuales variaciones locales de velocidad. En las figuras 24 y 25 todas las variaciones son expresadas en porcentaje y anomalías positivas tienen colores fríos y anomalías negativas colores calientes.

En la figura 24 se muestran los mapas de variación de velocidad debidas al disparo dinámico ya mencionado en sección 6.3. Para los días 95-100 (o sea antes de la ocurrencia del sismo fuerte, figura 19) se puede observar, en la fila superior, una velocidad relativa del orden de +0.15% y hasta 0.2% debido a que las curvas de dv/v están por encima del cero. Posteriormente se analizan los días 110-115 en donde se observó la terminación de la caída de velocidades relativas, cuya reducción fue de hasta un 0.4% en términos promedios (figura 23). En el periodo de 120-125 días se observa que las velocidades aún no se han regresado a su estado inicial con valores promedios de un -0.2, -0.3%. Las figuras con las variaciones relativas muestran que en la región de estudio la respuesta al sismo fuerte fue diferente en diferentes lugares. Se puede observar que antes de los sismos (días 95-100) casi no se observan variaciones de velocidad locales sugiriendo una condición casi estacionaria del sistema. Cabe mencionar que en el periodo de tiempo analizado (desde el día 1 hasta el día 230, figura 23) la planta geotérmica mantuvo constantes sus actividades de inyección de fluido en los pozos, por lo tanto, no se esperaba observar perturbaciones relativas importantes

en el campo de velocidad sísmica. Cuando el tren de ondas sísmicas producidos por el sismo fuerte interesa la región de estudio (días 110-115), se observa que los sistemas volcánicos de El Azufre y El Viejo sufren de una reducción relativa del campo de velocidad (número 1 en figura) y una anomalía positiva muy evidente aparece hace al flanco NW del volcán La Virgen (número 2 en figura). Después de un cierto tiempo (días 120-125) el sistema empieza a regresar a su estado inicial aun una anomalía negativa permanece en la región del El Azufre y El Viejo.

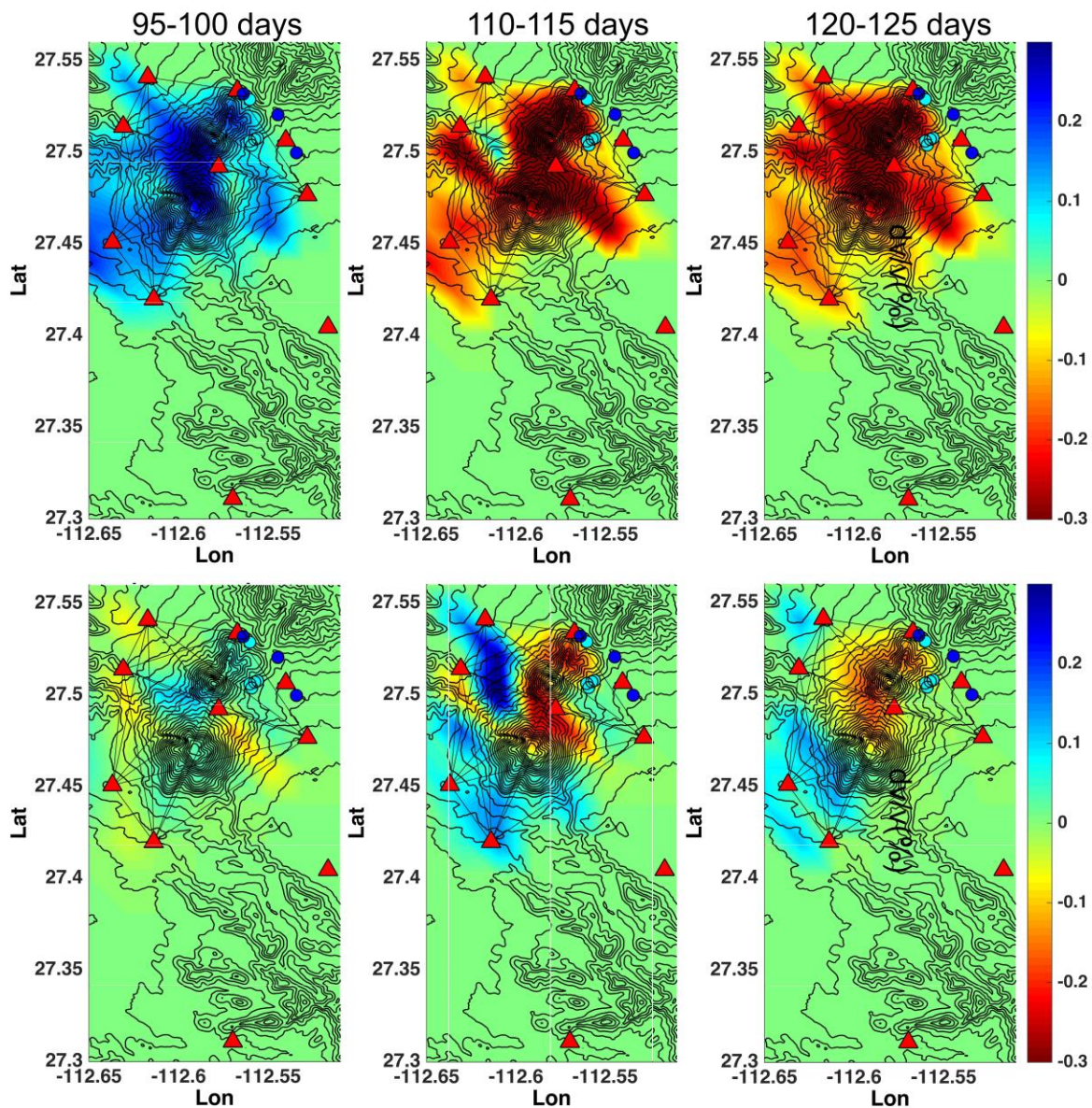


Figura 24. Mapa de variación de velocidades en diferentes intervalos de tiempo durante el sismo lejano. Las columnas los intervalos tomados en los cuales se promedió la variación. Los renglones son los resultados para un valor de referencia cero (fila superior) y el promedio de las variaciones (fila inferior).

En la figura 25 se muestran los mapas de variación de velocidad relativa debidas a los cambios en la tasa de inyección de los pozos geotérmicos. Debido a que el promedio de las variaciones es cerca de cero, los mapas de las variaciones con respecto a cero (la fila inferior) y las calculadas con respecto al promedio de todas las trayectorias de variación de velocidad reportan patrones parecidos, aun en el segundo caso las anomalías son más evidentes. Para el periodo en donde la inyección es constante (220-225 días) se muestra el estado “normal” de

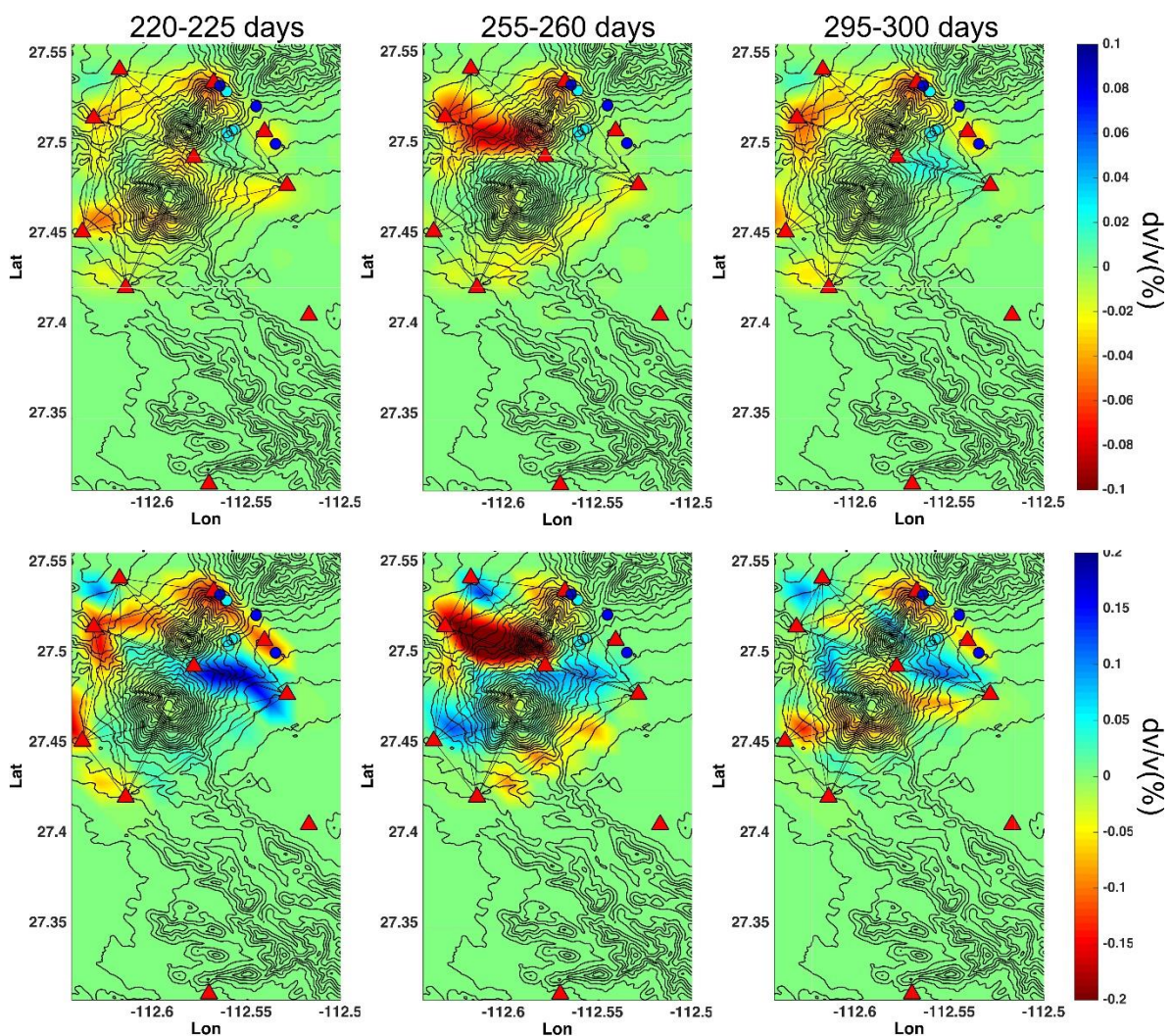


Figura 25. Mapa de variación de velocidades en diferentes intervalos de tiempo durante variaciones de inyección. Las columnas los intervalos tomados en los cuales se promedió la variación. Los renglones son los resultados para un valor de referencia cero (fila superior) y el promedio de las variaciones (fila inferior)

variaciones del medio. Se aprecia que en la región de los volcanes El Viejo y El Azufre son constantemente caracterizados por anomalías negativas de velocidad y que un cuerpo anómalo positivo se encuentra posicionado hace al NE del volcán La Virgen. Para el intervalo en donde existen variaciones en la inyección (255-260 días) se observa una anomalía negativa extensa que involucra el volcán El Azufre y el flanco norte de La Virgen. Para el último periodo en donde la inyección regresa a su tasa normal (295-300), la variación retoma una distribución parecida al periodo antecedente al cambio de inyección.

8. Discusión de los resultados

Como se mencionó en el capítulo 7, las señales usadas para generar los mapas son filtradas a 1 s, por lo tanto, las variaciones observadas se pueden atribuir a efectos en las capas más someras de la región de estudio y también a efectos producidos en los primeros 2 km de profundidad. Además, la escasez de estaciones impide una resolución muy detallada de las variaciones de velocidad observadas permitiendo solo una ubicación aproximada y posiblemente afectada por artefactos comunes a los tomogramas producidos con muy pocos datos. Sin embargo, se puede afirmar que las variaciones que se observan en la figura 24 están claramente e inequívocamente relacionadas al efecto de un evento sísmico que desestabiliza el estado de esfuerzos del medio, generando formación de fracturas y movimiento de fluidos que modifican la velocidad de las ondas. En los mapas obtenidos para los días 95-100 se observa una velocidad relativa de 0.2% probablemente debido a que la función de Green de referencia acumula todos los efectos durante el año lo que hace que el efecto de la variación por disparo dinámico desplace las curvas dv/v hacia 0.2%. Para los días 110-115 y 120-125 días, la variación de velocidad cae y empieza a regresar a su estado normal de velocidad muy lentamente. Los mapas de variación relativa muestran que, en la región de estudio, la respuesta a la sollicitación del sismo fuerte fue diferente en diferentes lugares sugiriendo una grande heterogeneidad del sistema. Esta observación es de gran importancia porque muestra por la primera vez que se podrían usar sismos fuertes para caracterizar los campos hidrotermales en regiones volcánicas abriendo nuevas fronteras de investigación en este campo de estudio.

Para las variaciones debido a los cambios en la tasa de inyección (fig. 25) se puede observar que existen regiones en las que se observan variaciones importantes aun aparentemente distantes unos kilómetros de la región de explotación del campo. Una posible explicación podría ser la de una respuesta de un sistema geotérmico cercano a lo que se está explotando y que es más susceptible a los pequeños cambios de presión de poro. Sin embargo, la falta de

una red densa de estaciones junto a una geometría poco adapta al monitoreo de los pozos existentes implica una resolución muy baja en la región del campo que no permite una descripción exhaustiva del fenómeno observado.

Se reconoce que no se puede proponer una interpretación unívoca y sólida sobre el motivo de estos efectos. Aun así, permanece la evidencia que los cambios de la tasa de inyección en los pozos geotérmicos influyen los volúmenes cercanos a la región de explotación comprobando que sí existe una relación entre las variaciones de la velocidad del campo de ondas y las actividades antropogénicas asociadas a la central geotérmica de Las Tres Vírgenes

9. Conclusiones

Los resultados muestran claramente que la correlación del ruido sísmico puede ser utilizada para medir los cambios en la velocidad de las ondas en un campo geotérmico debido a eventos sísmicos que desestabilizan el medio y variaciones en la tasa de inyección en los pozos geotérmicos. Se prueba la validez del método MWCS para medir variaciones de velocidad debido a la inyección de los pozos geotérmicos.

Las variaciones de velocidad del campo de ondas por disparo dinámico llegan hasta un 0.4% y son observadas en zonas particulares que pueden indicar las zonas que delimitan el reservorio hidrotermal. Estas variaciones afectan al campo de tal manera que la recuperación de la velocidad es lenta como se ha documentado en otros campos hidrotermales (Taka-Aki y Brenguier, 2017). Las zonas más afectadas por este fenómeno son las cercanas a los pozos geotérmicos lo cual concuerda con la presencia de fluidos hidrotermales. Este fenómeno puede utilizarse para determinar la zona factible de producción, siendo a su vez un potencial método de exploración de campos geotérmicos.

Las variaciones en la inyección pueden ser medidas mediante la correlación cruzada de ruido sísmico y pueden ser observadas a lo largo del tiempo. Esto conlleva a que es posible monitorear un pozo geotérmico mediante este método. El método es sensible a las variaciones de velocidad del campo de ondas debidas al cambio en la tasa de inyección y puede medir los efectos sobre el campo geotérmico, así como la zona afectada por esta.

10. Recomendaciones

En este estudio se resaltaron anomalías en el comportamiento elástico del medio en la región hacia el N-NE del campo por lo tanto recomienda ampliar la zona de estudio en esta región. Para obtener mejores resultados en un estudio de este tipo es preciso tener estaciones instaladas estratégicamente alrededor de la central geotérmica para que las trayectorias crucen la parte del suelo que está siendo explotado. También, es necesario que las estaciones operen en todo momento y sin perturbación alguna por lo que se recomienda utilizar estaciones que transfieran los registros sísmicos en tiempo real de forma remota (ej. por telemetría o vía satélite) ya que con esto se evita que sufran de fallas por su manipulación como se observó en este estudio (como los problemas de reloj). Estaciones mejor aisladas de factores ambientales también serían de gran utilidad para evitar efectos no deseados.

11. Referencias

Antayhua y., 2017, Caracterización sísmológica, aeromagnética y magnetotelúrica del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes (B.C.S.) México, Universidad Nacional Autónoma de México, México, CDMX.

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

Ballina H., 1985, Estudio geofísico en la zona geotérmica Las Tres Vírgenes, B.C.S., *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 1(1):21-43.

Barbier E., 2002, Geothermal energy technology and current status: an overview, *Renewable Sustainable Energy Rev.*, 6, 3-65.

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

Campillo M., 2006, Phase and correlation in random seismic fields and the reconstruction of the Green function, *Pure Appl. Geophys.*,163, 475 – 502.

Campillo M., Paul A., 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547 – 549.

Campillo M., 2006, Phase and correlation in random seismic fields and the reconstruction of the Green function, *Pure Appl. Geophys.*,163, 475 – 502.

Campos-Enríquez, J. O. (1992). Geophysical prospecting for geothermal resources in Mexico, *Geofis. Int.*31,no. 4, 339–340.

Claerbout J., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission

response, *Geophysics* 33, 264–269.

Clarke D., Zaccarelli L., Shapiro N., Brenguier F., 2011, Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophys J Int* 186:867–882. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05074.x

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

Ellsworth, W. L. (2013), Injection-induced earthquakes, *Science*, 341, 142.

Giardini, D. (2009), Geothermal quake risks must be faced, *Nature*, 462, 848–849.

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

Hansen, P.C., 1992. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve, *SIAM Rev.*, 34, 561–580.

Hannemann k., Frank Krüger and Torsten Dahm, 2014 Measuring of clock drift rates and static time offsets of ocean bottom stations by means of ambient noise, *Geophys. J. Int.*(2014)196,1034–1042 doi: 10.1093/gji/ggt434

Hillers, G., Ben-Zion, Y., 2011. Seasonal variations of observed noise amplitudes at 2–18 Hz in southern California. *Geophys. J. Int.* 184 (2), 860–868

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

Jiménez N., (2015), Sismicidad inducida a la a estimulación del pozo LV-6 del campo geotérmico Tres Vírgenes., Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

Kedar, S., Webb, F.H., 2005.The ocean's seismic hum. *Science* 307 (5710), 682–683

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

Lermo J. Antayhua Y., Espitia G. y Flores M., 2006, Monitoreo sísmico en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, realizado para: CFE, Gerencia de proyectos geotermoeléctricos, Dpto. de Exploración, Proyecto 6515, México, 57 p.

Lobkis OI, Weaver RL (2001) On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J Acoust Soc Am* 110(6):3011–3017, doi:10.1121/1.1417528

López H., 1998. Síntesis geológica de la zona geotérmica de las Tres Vírgenes, B.C.S., México. *Geoterm. Rev. Mex. Geoenerg.* 14, 1, 3–14.

Lorenzo-Pulido C., Soto-Peredo J., 2013, Sismicidad en el complejo volcánico Las Tres Virgenes, B.C.S., *Geotermia*, 26(1):34-43.

Lu X., Zhu J., Hu K., Huang X., Liu K., Wu X., 2015, A review of geothermal energy resources, development, and applications in China: Current status and prospects,

Macías V., Jiménez S., (2013 Enero-junio). Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. *GEOTERMIA, REVISTA MEXICANA DE GEOENERGÍA*, Vol. 26 No.1, pp. 14-23.

Obermann, A., T. Kraft, E. Larose, and S. Wiemer (2015), Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 4301–4316, doi:10.1002/2014JB011817

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

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

Sabra KG, Gerstoft P, Roux P, Kuperman WA, Fehler MC (2005) Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys Res Lett* 32(3):L03310

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

Shapiro N. M., Campillo M. (2004) Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys Res Lett* 31(7):L07614

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

Taka'aki Taira, Florent Brenguier, 2016, Response of hydrothermal system to stress transients at Lassen Volcanic Center, California, inferred from seismic interferometry with ambient noise, *Earth, Planets and Space*, 68:162, DOI: 10.1186/s40623-016-0538-6

Vázquez R., Vega R., Herrera F., y López A., 1992, Evaluación de métodos electromagnéticos del campo geotérmico de Tres Vírgenes, B.C.S., Primera etapa, Rep. Interno, Contrato CLSGPG-003-94/CFE-CICESE, GPG-CFE, 175 p.

Vilchis V., 2017, Caracterización del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes mediante la tomografía de la doble diferencia, Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto Politécnico Nacional, México, CDMX.

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

Wapenaar K., Deyan Draganov, Roel Snieder, Xander Campman and Arie Verdel, (2010), *GEOPHYSICS*, VOL. 75, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2010); P. 75A195-75A209, 15 FIGS. 10.1190/1.3457445

Hillers G., Husen S., Obermann A., Planès T., Larose E., Campillo M., 2015, Noise-based monitoring and imaging of aseismic transient deformation induced by the 2006 Basel reservoir stimulation, *Geophysics*, Vol. 80, No. 4 (July-August 2015); P. KS51–KS68, 11 FIGS. 10.1190/GEO2014-0455.1