



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Estudio de interferometría sísmica  
multicomponente de ruido  
ambiental en geotermia y  
vulcanología**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniera geofísica**

**P R E S E N T A**

Alejandra Neri Oliva

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Martín Cárdenas Soto



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017**

# Agradecimientos

A mi jurado, Dr. Marco Calò, Dr. Martín Cárdenas Soto, M. I. David Escobedo Zenil, M. C. Javier Francisco Lermo Samaniego e Ing. Thalía Alfonsina Reyes Pimentel, por sus comentarios y sugerencias, sobre todo por tener la disposición y el tiempo para mí y mi trabajo.

Al CENAPRED, por haber proporcionado los datos del Popocatepetl, haciendo posible la realización de este trabajo.

Al M. C. Javier Francisco Lermo Samaniego, por proveer los datos así como el informe técnico del campo geotérmico Tres Vírgenes con los cuales fue posible realizar este trabajo.

A la Ing. Thalía Alfonsina Reyes Pimentel, por proveer los datos de eventos LP y sismos volcanotectónicos del volcán Popocatepetl con los cuales fue posible realizar este trabajo.

Esta investigación fue realizada gracias al apoyo del Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN117217.

Dedico este trabajo

a quienes han sido y serán mi motivación en todos los aspectos de mi vida, mis padres; Siria y Marcelino, y mis hermanos; Ivonne, Nancy, Juan Carlos, Elsa y Ángeles, y por supuesto a Sarita. Estoy profundamente agradecida con ustedes, por las vivencias, por su apoyo, por el tiempo compartido, por todo lo que he aprendido con su compañía...

a las personas con las que funcionaba aprender y reír a la vez; Abi, Edgar, Etiel, Fabi, Fer, Harumi, Isra y Mau. Por compartir su conocimiento y vida, porque con ustedes las clases, prácticas y todas esas salidas siempre fueron mejores.

a mi director de tesis, el Dr. Martín Cárdenas Soto, porque siempre estuvo dispuesto a compartir su conocimiento y tiempo.

a aquellos profesores y compañeros que en su momento me brindaron su apoyo.

a la Universidad, porque en ella aprendí, disfruté y conocí.

Este trabajo es para ustedes.

# Contenido

Resumen.....	1
Abstract.....	2
Capítulo 1 Introducción .....	3
1.1 Objetivos.....	5
1.1.1 General.....	5
1.1.2 Específicos .....	5
1.2 Estado del arte de la interferometría sísmica .....	6
1.3 Zonas de estudio .....	10
1.3.1 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes.....	10
1.3.2 Volcán Popocatepetl .....	11
Capítulo 2 Marco teórico .....	14
2.1 Interferometría sísmica pasiva y ruido sísmico ambiental.....	14
2.2 Función de Green Empírica .....	16
2.2.1 Enfoque matemático de la función de Green para la interferometría de ruido sísmico ambiental .....	17
2.2.1.1 De la función de Green a la función de correlación cruzada .....	19
2.2.2 Del enfoque matemático de la función de Green a la función de Green empírica.....	21
2.3 Interferometría sísmica multicomponente de ruido ambiental y tensor de Green .....	24
Capítulo 3 Metodología .....	27
3.1 Arreglo de datos.....	28
3.1.1 Rotación de componentes horizontales.....	28
3.2 Pre procesamiento.....	29
3.2.1 Técnicas de pre procesamiento .....	30
3.2.2.1 Comparación de las técnicas de pre procesamiento.....	35
3.3 Procesamiento.....	38
3.4 Control de calidad.....	38



3.5 Cálculo de curvas de dispersión.....	41
3.6 Estimación de variaciones relativas de velocidad (dv/v) .....	42
Capítulo 4 Resultados .....	45
4.1 Campo geotérmico Tres Vírgenes.....	46
4.1.1 Funciones de Green empíricas .....	46
4.1.2 Curvas de dispersión .....	48
4.1.3 Variaciones relativas de velocidad (dv/v).....	50
4.2 Volcán Popocatepetl .....	53
4.2.1 Funciones de Green empíricas .....	53
4.2.2 Curvas de dispersión .....	55
4.2.3. Variaciones relativas de velocidad (dv/v) .....	58
Capítulo 5 Conclusiones .....	61
Referencias.....	63
Anexos .....	66
Glosario.....	71

# Resumen

La emergencia de la función de Green a partir de registros sísmicos tuvo sus fundamentos a mediados del siglo pasado, pero es en este siglo donde sus propiedades han comenzado a ser conocidas y explotadas. Esta teoría conocida comúnmente como Interferometría Sísmica (IS), ha permitido explotar el ruido sísmico, que por mucho tiempo se consideró indeseable, sin embargo, actualmente éste provee información valiosa del subsuelo.

Generalmente los registros verticales se han utilizado en la IS, aunque con la era digital y la tecnología de los nuevos sismómetros se está experimentando con los registros en las direcciones horizontales, abriendo paso a los beneficios de la Interferometría Sísmica Multicomponente (ISM).

En este trabajo utilizamos un mes de ruido sísmico registrado por sismógrafos triaxiales de banda ancha entre un par de estaciones ubicadas en el campo geotérmico Tres Vírgenes, y otro par de estaciones de la red de monitoreo del volcán Popocatepetl. Para ambos pares de estaciones se aplicó la técnica ISM para obtener las funciones de Green empíricas (FGE), curvas de dispersión y variaciones relativas de velocidad en las nueve combinaciones de las direcciones vertical, radial y transversal.

Los resultados muestran que es posible obtener las FGE, determinar su carácter dispersivo y las variaciones relativas de velocidad en otros componentes aparte del ZZ, e incluso de igual o mejor calidad. Además, la parte acausal y/o causal de dichas funciones proporciona información que robustece el tipo de onda que emerge de la ISM; ya sea de tipo Love o Rayleigh. Los resultados de esta tesis muestran que el análisis de los términos cruzados puede contribuir sustancialmente a proyectos geofísicos de exploración y/o explotación del subsuelo.

# Abstract

Emergence of the Green function from seismic records had its theoretical foundations in the middle of the last century, but in this century its properties have come to be known and to be explored. This theory commonly known as Seismic Interferometry (SI), has allowed exploring the seismic noise that for long time was considered undesirable, however, currently this provides valuable information of subsurface.

Generally vertical records have been used in SI, although with the digital era and the technology in new seismometers it is experimenting with records in horizontal directions, it is now expanding the benefits of the Multicomponent Seismic Interferometry (MSI).

In this work we use one month of seismic noise registered by broadband triaxial seismometers between a pair of stations in the geothermal field Tres Vírgenes, and other station pair from the Popocatepetl volcano monitoring network. For both stations pairs, the MSI technique was applied to obtain the empirical Green functions (EGF), dispersion curves and to measure the relative velocity variations in the nine combinations of vertical, radial and transversal directions.

The results show that it is possible to obtain the EGF, determine its dispersive character and the relative velocity variations in other components other than  $ZZ$ , even equal or better quality. Also, the acausal and/or causal part of those functions provides information that robustness the kind of wave that emerges from MSI; either Love or Rayleigh. The results of this thesis show that the analysis of the crossterms can contribute to geophysical projects for exploration and/or exploitation of subsurface.

# Capítulo 1

## Introducción

En la sismología tradicional las ondas sísmicas son emitidas por fuentes controladas o sismos. En esta disciplina se hace uso de la dispersión de las ondas superficiales o los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo para conocer la estructura de velocidad del subsuelo. Sin embargo su aplicación conlleva inconvenientes que limitan los resultados. Por ejemplo, las ondas registradas muestran solamente unas pocas direcciones preferenciales, en la inversión de curvas de dispersión se requiere información de la fuente que en ocasiones se desconoce y las ondas superficiales telesísmicas, además de ser difíciles de obtener en periodos cortos, proporcionan valores promedios, lo que desfavorece a la resolución (Shapiro y Campillo, 2004). Pero quizás el mayor inconveniente es que su aplicación depende ya sea de la ocurrencia de sismos o de la generación de fuentes controladas, en este último caso la investigación muchas veces se ve afectada por las condiciones del lugar de estudio y/o la solvencia económica.

Afortunadamente, durante este siglo se ha estado implementando, y al mismo tiempo desarrollando, una técnica que sin la necesidad de conocer las características de la fuente (Vasconcelos y Snieder, 2008a), permite recuperar ondas de cuerpo y superficiales (Campillo, Roux y Shapiro, 2014), éstas últimas en grandes rangos de periodos (*e.g.*, Shapiro y Campillo, 2004), a través de fuentes virtuales. Dicha técnica es conocida comúnmente como Interferometría Sísmica (IS) y postula que una función equivalente a la función de Green (FG) del medio, es decir, la respuesta de un medio a la acción de una fuerza impulsiva, emerge de la correlación cruzada de pares de señales.

La IS también ha cambiado el concepto de señal, pues una de sus ramas trata como señal al ruido, aquella parte de los registros considerada por la sísmica tradicional como indeseable y ensombrecedora de la señal. La IS de ruido (ISR) ha representado la posibilidad de aplicar ésta en cualquier lugar (Shapiro y Campillo, 2004) y tiempo, y su implementación en el componente vertical del ruido ha permitido obtener ondas de Rayleigh en periodos largos (*e.g.*, Shen, Ren, Gao, y Savage, 2012) y amplios rangos de periodo (*e.g.*, Shapiro y Campillo, 2004). Con ello, se han generado modelos 3D de velocidad de onda S (*e.g.*, Brenguier, Shapiro, Campillo, Nercessian, y Ferrazzini, 2007; Calò, Kinnaert y Dorbath., 2013).

La técnica de IS de componente vertical es la más utilizada, no obstante, desde el trabajo de Campillo y Paul (2003) se han comenzado a explotar las ventajas de la IS en tres componentes del movimiento; Vertical (Z), Radial (R) y Transversal (T). Es así como surge la técnica de IS multicomponente (ISM) y con ella la posibilidad de observar en más de una dirección la respuesta al impulso del medio, posibilidad que está siendo explorada para conocer sus alcances y aportaciones.

La IS aplicada a la geofísica representa una herramienta simple de implementar y a bajo costo (Lehuteur, Vergne, Schmittbuhl y Maggi, 2015) para la exploración y/o monitoreo de áreas de interés como son los campos geotérmicos y los volcanes. Para los campos geotérmicos se puede caracterizar el subsuelo y relacionarlo con las formaciones geológicas preexistentes (Lehuteur *et al.*, 2015) con el fin de conocer zonas geotérmicas potenciales, y en el caso de los volcanes se podrían conocer las variaciones temporales que permitan obtener indicios de peligro volcánico. En el presente escrito se busca explorar las bondades de la ISM de ruido ambiental a través de registros

de banda ancha en el campo geotérmico (Tres Vírgenes, Baja California Sur) y la zona de un volcán (Popocatepetl).

Como primera instancia, en el primer apartado se presentan los objetivos, así como una revisión al desarrollo de la interferometría sísmica desde sus inicios hasta su estado actual y se proporciona información general acerca de las dos zonas en las cuales fue aplicada la técnica de ISM. El segundo capítulo trata acerca de los fundamentos matemáticos y definiciones asociadas a la interferometría sísmica de ruido, tratando términos fundamentales como interferometría, ruido y función de Green empírica. Posteriormente, el Capítulo 3 desarrolla el tratamiento de los datos desde el pre procesamiento hasta la obtención de las FGE, la generación de las curvas de dispersión y la estimación de las variaciones relativas de velocidad. Los resultados se presentan en el Capítulo 4 para finalmente obtener una conclusión del estudio expuesta en el Capítulo 5.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 General**

Explorar los términos cruzados de la interferometría sísmica de ruido ambiental a partir de un mes de registro de banda ancha entre un par de estaciones para un campo geotérmico y un volcán, a fin de determinar la utilidad de dichos términos en el conocimiento de la estructura del subsuelo.

### **1.1.2 Específicos**

- Aplicar técnicas de pre procesamiento de ruido sísmico ambiental y seleccionar la que mejor resalte la señal generadora de la función de Green empírica.

- Emplear la técnica de interferometría sísmica a un mes de registro de ruido sísmico ambiental de banda ancha para obtener las nueve componentes del tensor de Green.
- Corroborar que es posible extraer las características dispersivas y las variaciones relativas de velocidad de un campo geotérmico y un volcán.

## 1.2 Estado del arte de la interferometría sísmica

La idea de reconstruir la función de Green en un campo de fluctuaciones es atribuida al Teorema de fluctuación-disipación (Curtis, Gerftoft, Sato, Snieder y Wapenaar, 2006; Snieder, Miyazawa, Slob, Vasconcelos, y Wapenaar, 2009) deducido por H. Nyquist en 1928 para circuitos eléctricos con ruido y demostrado por Callen y Welton en 1951 en mecánica estadística (Oxford-Complutense-Física, 2007), seis años después, Aki retoma esta idea y postula la posibilidad de obtener imágenes del subsuelo con ruido sísmico aleatorio (Snieder *et al.*, 2009; Campillo *et al.*, 2014). A partir de aquí y considerando la revisión de Curtis *et al.* (2006), la implementación de la interferometría en la sísmica podría resumirse en tres etapas, que aunque no están limitadas por un periodo fijo de tiempo e incluso siguen en desarrollo, reflejan la historia, progreso y futuro de la interferometría sísmica.

### ***Etapas 1. Fundamentación.***

La implementación de la IS no podría ser fundamentada e interpretada sin la labor de diversos autores que desde diferentes enfoques se dieron a la tarea de comprobar teóricamente la emergencia de la función de Green a partir de la correlación de registros sísmicos. Snieder *et al.* (2009) mencionan:

Existe una plétora de derivaciones de la función de Green extraída de la correlación cruzada a partir de la derivación del Teorema de fluctuación-disipación para sistemas hamiltonianos en equilibrio térmico (Callen & Welton 1951). Las derivaciones basadas en modos normales son particularmente elegantes (Tatarskii 1987, Lobkis & Weaver 2001). Sólo los sistemas cerrados tienen, en general, modos normales. Las derivaciones alternativas, también válidas para sistemas abiertos de ondas acústicas, han sido desarrolladas usando la invarianza de reverso de tiempo (Wapenaar & Fokkema 2006), teoremas de representación (Wapenaar *et al.*, 2005), y la suma de las ondas planas incidentes aleatorias (Weaver y Lobkis 2005). La derivación basada en teoremas de representación se ha extendido a ondas elásticas (Wapenaar 2004). (p.507)

Asimismo existen variaciones en la operación utilizada dentro de la IS, Vasconcelos y Snieder (2008a; 2008b) en dos obras demuestran matemáticamente la emergencia de la función de Green mediante la correlación cruzada y la deconvolución, dos técnicas comparadas por Snieder *et al.* (2009), otra variante se da con el uso de la coherencia cruzada empleada por Nakata, Snieder, Tsuji, Larner, y Matsuoka (2011).

### ***Etapa 2. Aplicación.***

Es en 1968 cuando Claerbout realiza lo que se considera la primera aplicación de la interferometría a la sísmica de exploración: para un medio 1D estratificado horizontalmente corroboró que la respuesta a la reflexión de una onda plana puede obtenerse mediante el método de la generación de fuentes sísmicas virtuales, conjetura igualmente demostrada por Rickett y Claerbout en heliosismología en 1999 y dos años después por Weaver y Lobkis para ondas de ultrasonido y en el 2002 asumiendo un campo de ondas difuso.



En el 2001 Schuster demuestra la utilidad de los correlogramas en la generación de imágenes del subsuelo, pero son Campillo y Paul en el 2003, quienes realizan la primera aportación a la geofísica: reconstruyen la parte del arribo directo y la onda superficial de la respuesta al impulso mediante interferometría de ruido de la coda. Para el 2004, Wappenaar traslada la teoría de la interferometría a un medio 3D acústico sin aleatoriedades, fuentes de ruido o difusividad: basado en la teoría de la reciprocidad construyó la respuesta al impulso entre pares de receptores para fuentes de ruido no correlacionado.

Entre el 2004 y el 2006, Snieder construye la respuesta al impulso tanto para arribos directos fuente-receptor como para ondas reflejadas, y demuestra que la mayor contribución a la señal de la interferometría proviene de fuentes de ruido o dispersores localizados en la zona de Fresnel. Un año después, Bakulin y Calvert dan una aplicación práctica de la interferometría a la exploración sísmica en pozos, y en el 2005 Shapiro *et al.* y Sabra *et al.* extraen de la respuesta al impulso las componentes de las ondas superficiales para generar mapas de velocidad de fase que permitieron indicar las propiedades del subsuelo.

### ***Etapa 3. Exploración.***

Desde sus inicios, los trabajos de interferometría sísmica estuvieron determinados por factores instrumentales, el tipo de registro y la señal utilizada como fuente de información, la era de la digitalización, con registros masivos y casi continuos permitieron la exploración del potencial de ésta técnica (Campillo *et al.*, 2014). Por ejemplo, con sismómetros de corto periodo y únicamente para el componente vertical se ha logrado realizar modelos 3D de velocidad de onda S en un volcán (*e.g.*, Brenguier *et al.*, 2007) y un campo geotérmico (*e.g.*, Calò *et al.*, 2013), también para el componente vertical pero con sismómetros de banda ancha se extrajeron ondas Rayleigh en

periodos largos (*e.g.*, Shen *et al.*, 2012) y amplios rangos de periodos (*e.g.*, Shapiro y Campillo, 2004).

Con la coda y registros de banda ancha se recuperaron las ondas superficiales en las componentes RR, TT y ZZ (Campillo y Paul, 2003; Sabra, Gerstoft, Roux, y Kuperman, 2005). Recientemente la interferometría sísmica de banda ancha multicomponente ha permitido generar tomografía de velocidad de fase (Lin, Moschetti y Ritzwoller, 2008), así como obtener las características dispersivas en un volcán (Haney, Nies, Masterlark, Needy y Pedersen, 2011) y monitorear las variaciones temporales en una mina de carbón (Czarny, Marcak, Nakata, Pilecki e Isakow, 2016).

Aunque la IS se ha desarrollado teórica y experimentalmente, y ha demostrado ser una técnica poderosa y útil, los investigadores consideran existen muchos campos por explorar. Campillo *et al.* (2014), afirman que el futuro de la interferometría sísmica de ruido debe enfocarse en el entendimiento del origen, distribución y características del ruido para una extracción completa de la función de Green, así como en el análisis de la amplitud de las funciones de correlación con el fin de obtener información acerca de las propiedades de atenuación de la Tierra y la amplificación local y también en el tratamiento de la coda para la recuperación de ondas de cuerpo, este último aspecto es igualmente mencionado por Curtis *et al.* (2006) quienes consideran a la correlación de la coda una herramienta para el monitoreo de cambios temporales en el medio y además sugieren experimentar en la interferometría sísmica multicomponente.

## 1.3 Zonas de estudio

### 1.3.1 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes

El campo geotérmico Las Tres Vírgenes está ubicado en la parte este del estado de Baja California Sur dentro de un complejo volcánico de tres estratovolcanes: El Azufre, El Viejo y La Virgen (Ortiz y Lorenzo, 2009), alineados en una dirección NE-SW (Wong y Munguía, 2006), aproximadamente a 750 msnm. Dos estaciones de banda ancha, TV03 (27.4766, -112.5283) y TV04 (27.541, -112.6174) separadas 11.3 km, fueron instaladas sobre una línea en dirección NW-SE que cruza el volcán El Viejo (Figura 1.3.1) para registrar el ruido sísmico ambiental del mes de agosto de 2011 (Lermo *et al.*, 2011).

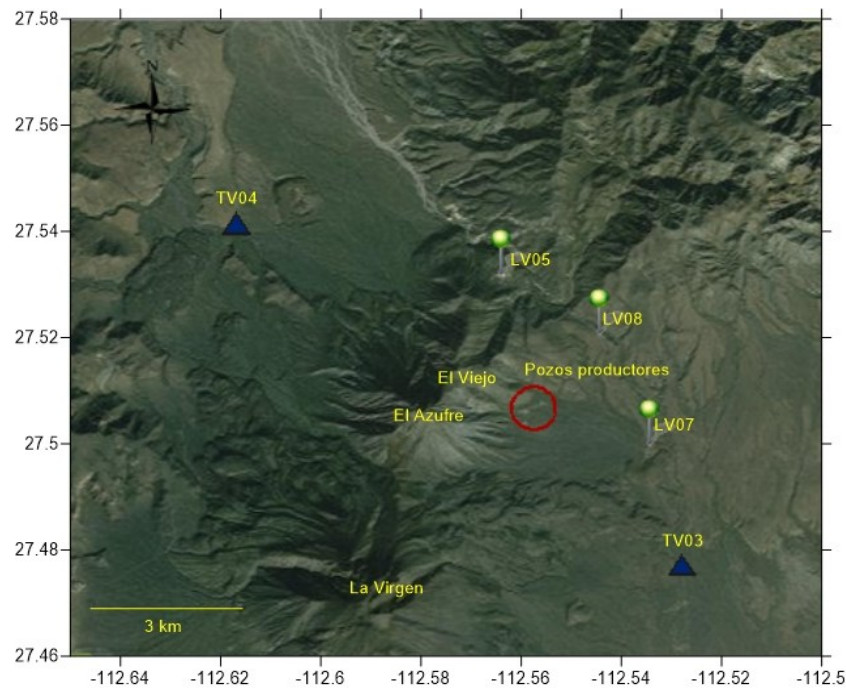


Figura 1.3.1. Ubicación de las estaciones sísmicas de banda ancha TV03 y TV04 en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes. La estación TV03, a 460 msnm, junto con la estación TV04, 360 msnm, forman una línea en dirección NW-SE que cruza la estructura volcánica El Viejo. Asimismo se indica la ubicación de los pozos inyectores LV05, LV07 y LV08 (alfileres), y los pozos productores (círculo rojo) LV04, LV11 y LV13 (Universidad Nacional Autónoma de México e Instituto de Ingeniería UNAM, 2011)

Además de las estructuras volcánicas, el complejo volcánico Tres Vírgenes (CVTV) está formado por fracturas con tendencia NW-SE y sistemas de fallas laterales derechas, quienes dieron origen a la separación de Baja California del occidente de México y al Golfo de California. Se consideran dos lineamientos principales de fallas quienes han sido los responsables de la distribución del vulcanismo en el complejo: el sistema NW-SE formado por fallas normales con bloques caídos hacia el NE y SW y evidencias de depósitos hidrotermales, y el sistema NE-SW con fallas laterales regionales con dirección NNW-SSE y NW-SE.

El Viejo y El Azufre son pequeños volcanes dacíticos mientras que el volcán La Virgen es un volcán compuesto activo y donde se encuentra la fuente calor (Macías y Jiménez, 2013; Universidad Nacional Autónoma de México e Instituto de Ingeniería UNAM, 2011). La geología del complejo volcánico Tres Vírgenes está directamente relacionada con su actividad volcánica.

El volcán El Viejo está compuesto por rocas andesíticas y dacíticas en su mayoría domos, derrames de lava y flujos piroclásticos de bloques y ceniza y epiclásticos. El volcán el Azufre consiste de las rocas antes descritas con una composición dacítica. En cambio el volcán La Virgen presenta la mayor variación en cuanto al tipo de rocas y composición mineralógica. Aunque tiene un dominio de derrames de lava y domos presenta algunas secuencias piroclásticas importantes como los depósitos La Virgen y El Mezquital... El basamento de la región, está conformada por rocas de tipo intrusivas de composición granodiorítico. (Macías y Jiménez, 2013, p. 19).

### **1.3.2 Volcán Popocatepetl**

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán ubicado en la zona centro de México a 65 km al sudeste de la Ciudad de México y a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla (Macías, 2005) con 5452 msnm. Junto con los volcanes Tláloc, Telapón, Teyotl e Iztaccíhuatl, alineados en dirección N-S

(Gómez, Orozco y Ferrari, 2005), forma la Sierra Nevada. Al igual que en el campo geotérmico, dos estaciones de banda ancha separadas 4.6 km, Canario (19.041028, -98.627612) y Chipiquixtle (19.009578, -98.656710), fueron instaladas de extremo a extremo del volcán Popocatepetl (Figura 1.3.2), dirección NE-SW, para registrar el ruido sísmico ambiental del mes de junio del año 2012.

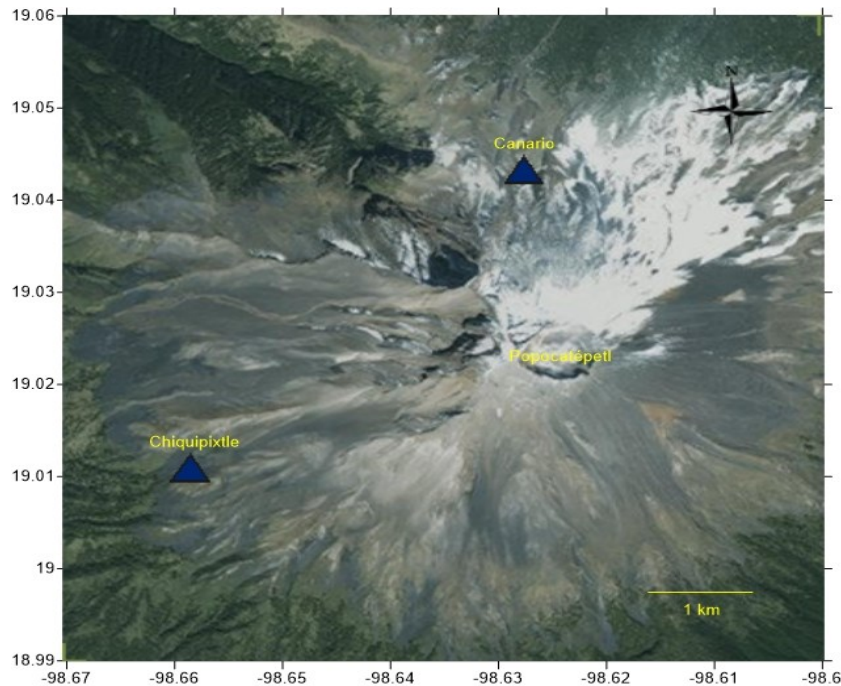


Figura 1.3.2. Ubicación de las estaciones sísmicas de banda ancha Canario y Chipiquixtle en el volcán Popocatepetl. La estación Canario a 4314 msnm junto con la estación Chipiquixtle, 3985 msnm, forman una línea en dirección NE-SW que cruza el costado izquierdo del cono de la estructura volcánica.

La geología de la zona es el resultado de la actividad volcánica por más de medio millón de años. Macías (2005) señala que de acuerdo a la expedición de 1895 de Aguilera y Ordoñez, se ha considerado al volcán Popocatepetl como una alternancia de lavas andesíticas y material piroclástico. Muñoz (2007) por su parte, retomando el trabajo de 1996 de Mooser *et al.*, generaliza la geología del Popocatepetl en tres unidades litológicas emplazadas sobre un basamento de rocas metamórficas y sedimentarias.

La primera corresponde con el edificio volcánico del Popocatepetl, compuesto por lavas de composición andesítica, dacítica y riolítica que alternan con materiales piroclásticos. La segunda unidad corresponde con el piedemonte del volcán, y está compuesta por potentes capas de material piroclástico, como cenizas y pómez, además de materiales de acarreo como son depósitos laháricos, fluviales y fluvio-glaciares. A todo este conjunto se denomina Formación Tarango. La tercera unidad consta de distintos volcanes de tipo monogenético que se localizan en el sector SO del volcán y que se emplazan sobre su piedemonte. Éstos forman parte del Grupo Chichinautzin, donde predominan los conos de escoria con extensas coladas de lava de composición básica e intermedia, es decir, basaltos y andesitas. (p. 13).

## Capítulo 2

# Marco teórico

### 2.1 Interferometría sísmica pasiva y ruido sísmico ambiental

La interferometría en la sísmica, al igual que en otras áreas como la astronomía, óptica y electromagnetismo, se enfoca en el estudio de la interferencia entre pares de señales para obtener información de las diferencias entre ellas y determinar los cambios temporales del medio (Curtis *et al.*, 2006) sin la necesidad de conocer los parámetros del modelo (Vasconcelos y Snieder, 2008a). La interferometría sísmica, también es conocida como *la extracción de la función de Green, daylight imaging* o *método de la fuente virtual* (Snieder *et al.*, 2009), y es un principio referente a la obtención de la respuesta de un medio a la acción de una fuerza impulsiva entre pares de receptores mediante fuentes sísmicas virtuales (Draganov, Wapenaar y Thorbecke, 2006; Wapenaar, Slob y Snieder, 2006; Shen *et al.*, 2012), y que en términos generales consiste en dos pasos: la correlación cruzada de los registros sísmicos continuos de las estaciones y el apilamiento de las correlaciones (Curtis *et al.*, 2006). Aunque también se ha empleado el operador deconvolución (*e.g.*, Vasconcelos y Snieder, 2008a; Vasconcelos y Snieder, 2008b; Snieder *et al.*, 2009) y la coherencia cruzada (*e.g.*, Nakata *et al.*, 2011), aquí se referirá a la IS como el proceso donde se hace uso de la correlación cruzada.

En el caso particular de la IS, las señales pueden provenir de diversas fuentes, como la reverberación en la Tierra, sismos y fuentes sísmicas artificiales (Curtis *et al.*, 2006; Nakata *et al.*, 2011), por lo que puede dividirse en dos categorías: interferometría sísmica pasiva (ruido sísmico

ambiental, ondas de coda o ruido transitorio como los sismos) e interferometría sísmica activa asociada a fuentes controladas como los explosivos y vibradores (Draganov *et al.*, 2006). En cualquiera de los dos casos, la respuesta obtenida representa la respuesta que sería registrada en uno de los receptores suponiendo la existencia de una fuente en el otro (Curtis *et al.*, 2006; Draganov *et al.*, 2006; Wapenaar y Fokkema, 2006), de ahí el nombre *método de la fuente virtual*.

Un registro sísmico está conformado por dos partes: la señal y el ruido. La señal está compuesta de ondas transitorias que pueden utilizarse para obtener información de la fuente y/o el medio. Las componentes indeseables del movimiento del suelo que no están relacionadas a sismos o fuentes controladas (Campillo *et al.*, 2014) y opacan la señal bajo investigación son consideradas ruido, por lo que el contexto de la investigación determina los datos tratados como señal y como ruido (Curtis *et al.*, 2006; Snieder *et al.*, 2009; Bormann, 2015).

Una parte de la interferometría sísmica pasiva, la interferometría sísmica de ruido ambiental, trata como señal al ruido ambiental, que, considerando la definición de ruido de fondo proporcionada por Curtis *et al.* (2006), puede definirse como aquella señal registrada cuando es emitida una fuente activa, natural o artificial, no identificable ni controlada (Campillo *et al.*, 2014) y que se superpone en todo el registro sísmico, conteniendo campos de ondas coherentes (señal registrada por ambas estaciones que proviene de fuentes comunes y genera la señal en los correlogramas) e incoherentes (señal proveniente de fuentes no relacionadas e independientes y que genera ruido en los correlogramas) (Lin *et al.*, 2008). El ruido ambiental proviene de diversas fuentes y a grandes rasgos se divide en dos categorías de acuerdo al periodo de observación:

a) Periodos mayores a 2 s: dominado por microsismos oceánicos, resultado de la interacción entre las ondas oceánicas y las costas. Se distinguen a los microsismos oceánicos primarios,



presentes únicamente en aguas profundas en regiones costeras típicamente alrededor de  $14 \pm 2$  s, y a los secundarios, relacionados a un pico altamente energético presente en todas las partes de la Tierra alrededor de  $6 \pm 2$  s, generados por la superposición de ondas oceánicas de igual periodo viajando en direcciones contrarias.

b) Periodos menores a 2 s: numerosos fenómenos son responsables de este ruido. Se puede dividir en dos categorías: vibraciones naturales (lluvia, viento actuando en los árboles o estructuras en el subsuelo etc.) y vibraciones ocasionadas por el hombre, es decir, ruido cultural (industria, tráfico etc.), generalmente menor a 1 s. Éste tipo de ruido local varía de una región a otra (Bormann, 2015; Lehujeur *et al.*, 2015).

## 2.2 Función de Green Empírica

Curtis *et al.* (2006) y Snieder *et al.* (2009) mencionan el Teorema de fluctuación-disipación como la teoría en física de la extracción de la función de Green de campos de fluctuaciones. Dicho teorema establece que la correlación de fluctuaciones de campo en un sistema Hamiltoniano en equilibrio termodinámico está relacionada a la respuesta impulsiva del sistema (Snieder *et al.*, 2009). Es decir, la función de Green consiste en la superposición de ondas y representa la respuesta impulsiva de un medio heterogéneo a una fuente puntual bajo ciertas condiciones de frontera (Snieder *et al.*, 2009; Campillo *et al.*, 2014; Shen *et al.*, 2012) y que en sismología “describe a un campo de ondas elástico excitado por una fuerza puntual instantánea” (Campillo *et al.*, 2014, p. 1230).

En la interferometría sísmica, correlacionar registros sísmicos continuos entre pares de estaciones durante un suficiente periodo de tiempo y apilarlos da como resultado la función de Green empírica (FGE) o función de correlación cruzada (Figura 2.2.1), y que en el caso ideal del cumplimiento de las condiciones de frontera la FGE converge a la función de Green verdadera (Campillo *et al.*, 2014).

La FGE comunmente es dividida en dos partes: la positiva en tiempo llamada causal y la negativa denominada acausal o no causal, estas son el resultado de las ondas viajando en direcciones contrarias entre las estaciones, en el caso de que las fuentes estén distribuidas homogéneamente en azimut dichas partes serían idénticas (Bensen *et al.*, 2007). Sin embargo, como se ha observado en la práctica, las fuentes de ruido no son homogéneas en tiempo y espacio, presentando el fenómeno de directividad que se ve reflejado en una asimetría en la amplitud y/o contenido espectral de la función de correlación (Bensen *et al.*, 2007; Lehujeur *et al.*, 2015) (Figura 2.2.1). Esto puede generar eventos espurios o “malinterpretación de las velocidades sísmicas debido a las direcciones preferenciales de propagación del ruido” (Lehujeur *et al.*, 2015, p.3)

### **2.2.1 Enfoque matemático de la función de Green para la interferometría de ruido sísmico ambiental**

De manera práctica se ha demostrado la posibilidad de extraer la función de Green empírica mediante la correlación cruzada de ruido sísmico ambiental considerando un campo de ondas difuso (*e.g.*, Shapiro y Campillo, 2004; Shen *et al.*, 2012) o una distribución uniforme en tiempo y espacio de las fuentes (*e.g.*, Sabra *et al.*, 2005). Teóricamente, varios autores se han dado a la tarea de demostrar la emergencia de la función de Green para distintos medios y condiciones, como se mencionó en el Capítulo 1.

Aunque existen diversos enfoques matemáticos, en este apartado se desplegará grosso modo el propuesto por Snieder (2006). Partiendo de la expresión en el dominio de la frecuencia de la ecuación de difusión que describe la energía transportada por ondas dispersas múltiples

$$i\omega p(r, \omega) + \nabla \cdot (D(r)\nabla p(r, \omega)) = -q(r, \omega), \quad (1)$$

donde  $D$  es la constante de difusión que depende de la posición  $r$ ,  $p(r, \omega)$  es la presión en  $r$  debido a una fuerza aleatoria  $q(r, \omega)$  y  $\omega$  es la frecuencia angular. La ecuación (1) puede representarse en su forma conjugada compleja (\*), que en el dominio del tiempo equivale a una inversión temporal

$$-i\omega p^*(r, \omega) + \nabla \cdot (D(r)\nabla p^*(r, \omega)) = -q^*(r, \omega). \quad (2)$$

Ésta última ecuación demuestra que la ecuación de difusión puede ser recuperada correlacionando el ruido registrado en varios lugares en un sistema difusivo. Un teorema de representación de la correlación es obtenido usando las expresiones (1) y (2) para dos soluciones  $p_A$  y  $p_B$  con términos de fuente  $q_A$  y  $q_B$ , respectivamente

$$\int (p_A q_B - p_B q_A) dV = 0 \quad (3)$$

y

$$\int (p_A q_B^* - p_B^* q_A) dV = 2i\omega \int p_A p_B^* dV \quad (4)$$

Cuando la fuente es una función  $\delta$ , la función de Green es la solución para la ecuación de difusión (1),

$$i\omega G(r, r_0) + \nabla \cdot (D(r)G(r, r_0)) = -\delta(r, r_0) \quad (5)$$

Estableciendo  $q_A(r) = \delta(r, r_0)$  en (3) implica que  $p_A(r) = G(r, r_0)$ , por lo que la expresión (3) se reduce a

$$p(r) = \int G(r, r_0) q(r_0) dV_0. \quad (6)$$

De manera similar, para  $q_{A,B}(r) = \delta(r, r_{A,B})$  en (3) implica que  $p_{A,B}(r) = G(r, r_{A,B})$  y la ecuación (3) se reduce a la relación de reciprocidad

$$G(r_B, r_A) = G(r_A, r_B). \quad (7)$$

Sustituyendo (6) en (4) se obtiene

$$G(r_B, r_A) - G^*(r_A, r_B) = 2i\omega \int G(r, r_A) G^*(r, r_B) dV, \quad (8)$$

y haciendo uso de la reciprocidad

$$G(r_A, r_B, \omega) - G^*(r_A, r_B, \omega) = 2i\omega \int G(r_A, r, \omega) G^*(r_B, r, \omega) dV \quad (9)$$

En el dominio del tiempo, el lado izquierdo de la ecuación (9) corresponde a la superposición de la función de Green y la función de Green inversa en tiempo.

### 2.2.1.1 De la función de Green a la función de correlación cruzada

Para demostrar que la función de Green puede obtenerse de las correlaciones de soluciones generadas por fuentes aleatorias, hay que considerar fuentes espacialmente no correlacionadas con un espectro de potencia  $|q(\omega)|^2$  que no depende de la posición,

$$\langle q(r_1, \omega) q^*(r_2, \omega) \rangle = \delta(r_1 - r_2) |q(\omega)|^2, \quad (10)$$

donde los corchetes angulares denotan el valor esperado. Multiplicando la expresión (9) con el espectro de potencia, el lado derecho de la ecuación (9) resulta

$$\begin{aligned} |q(\omega)|^2 & \int G(r_A, r) G^*(r_B, r) dV \\ & = \langle \left( \int G(r_A, r_1) q(r_1, \omega) dV_1 \right) \left( \int G(r_B, r_2) q(r_2, \omega) dV_2 \right) \rangle. \end{aligned} \quad (11)$$

Utilizando este resultado y la expresión (6), la ecuación (9) queda como

$$(G(r_A, r_B, \omega) - G^*(r_A, r_B, \omega)) |q(\omega)|^2 = 2i\omega \langle p(r_A, \omega) p^*(r_B, \omega) \rangle, \quad (12)$$

en donde  $p(r, \omega)$  es la presión en  $r$  debido a una fuerza aleatoria  $q(r, \omega)$ . En palabras de Snierder (2006), la ecuación (12) expresa que “la superposición de la función de Green  $G(r_A, r_B, \omega)$  y su versión invertida temporalmente es, después de la multiplicación con el espectro de potencia de la excitación, igual a la correlación de campos aleatorios ubicados en  $r_A$  y  $r_B$ , respectivamente” (p. 046620-3).

Por un lado, el factor  $2i\omega$  es igual a  $-2d/dt$  en el dominio del tiempo, y por el otro, la multiplicación en frecuencia corresponde a la convolución en tiempo, que es similar a la convolución con una señal invertida. Por lo tanto, en el dominio del tiempo la expresión (12) resulta

$$(G(r_B, r_A, t) - G(r_B, r_A, -t)) * C_q(t) = -2 \frac{d}{dt} \langle p(r_A, t) \otimes p(r_B, t) \rangle \quad (13)$$

donde el asterisco denota convolución,  $\otimes$  representa la correlación y  $C_q(t)$  es la autocorrelación de  $q(t)$ . Esto demuestra la emergencia a partir de la correlación cruzada de la función de Green convolucionada con la autocorrelación de la función de fuente. Por lo tanto, la derivada temporal

de la función de correlación provee una estimación de la función de Green entre dos estaciones, es decir, una aproximación de la señal que sería registrada en A debido a una fuente impulsiva generada en B (Bensen *et al.*, 2007; Shen *et al.*, 2012; Lehujeur *et al.*, 2015).

### **2.2.2 Del enfoque matemático de la función de Green a la función de Green empírica**

Las condiciones en un sistema controlado, como en un laboratorio, son diferentes a las existentes en campo. Existen suposiciones en la aplicación de la interferometría sísmica que imponen limitaciones en su aplicación. Cuando se utilizan fuentes aleatorias de ruido, en ocasiones se asume que la distribución de ese ruido es uniforme, en tiempo y espacio (Curtis, *et al.*, 2006; Lehujeur *et al.*, 2015), para que las ondas se propaguen en todas las direcciones en cada receptor, condición conocida como equipartición (Vasconcelos y Snieder, 2008a). Otra suposición es que las fuentes deben rodear por completo al medio, ecuación (9), sobre todo por las asociadas con los océanos (Curtis, *et al.*, 2006; Vasconcelos y Snieder, 2008a; van Wijk, Douma, Mikesell, y Haney, 2011)

Debido a ello es común considerar al medio como un campo de ondas difuso. En los campos de ondas difusos la energía irradia de fuentes aleatorias de igual nivel (Shen *et al.*, 2012) y están conformados por ondas que arriban de diferentes ángulos con igual intensidad (Curtis *et al.*, 2006) con amplitudes y fases aleatorias propagándose en todas las direcciones y por lo tanto contienen información de cualquier trayectoria posible (Shapiro y Campillo, 2004). Sin embargo, la distribución de las fuentes de ruido en la Tierra raramente es homogénea en tiempo y espacio, y en la práctica los registros contienen ruido local, irregularidades instrumentales y arribos de

sismos, lejos de ser un campo de ondas difuso (Snieder *et al.*, 2009; Shen *et al.*, 2012; Lehujeur *et al.*, 2015).

A pesar de esto, la función de correlación cruzada se puede aproximar correctamente a la función de Green. Lehujeur *et al.* (2015) mencionan que esta aproximación es posible “si la distancia entre las estaciones es grande y la distribución azimutal del ruido es suave” (p.3). Por su parte Curtis *et al.* (2006) creen que:

La difusividad podría crearse aproximadamente en la naturaleza por dispersión múltiple en un cuerpo finito con una superficie delimitadora irregular, dispersión múltiple entre dispersores distribuidos aleatoriamente dentro del cuerpo, o debido a una distribución aleatoria de fuentes no correlacionadas distribuidas a través del medio. (p.1084)

Vasconcelos y Snierder (2008a) exponen que en la práctica no se cumple la integración de las fuentes en todo el volumen, la mayor contribución para la reconstrucción de la FGE proviene de fuentes localizadas en un área (hipérbolas) de interferencia constructiva (Campillo *et al.*, 2014), la llamada zona de Fresnel, a través de la continuación del camino que une a las dos estaciones en fase estacionaria (Curtis *et al.*, 2006; Draganov *et al.*, 2006; Lehujeur *et al.*, 2015). Existen varios órdenes de zona de Fresnel siendo la primera quien contiene a las ondas que viajan directamente de un receptor a otro y generan la onda directa (Figura 2.2.1), cuando las fuentes se concentran en otras zonas, la función de correlación resultante se aleja de representar a la función de Green de onda directa (Campillo *et al.*, 2014).

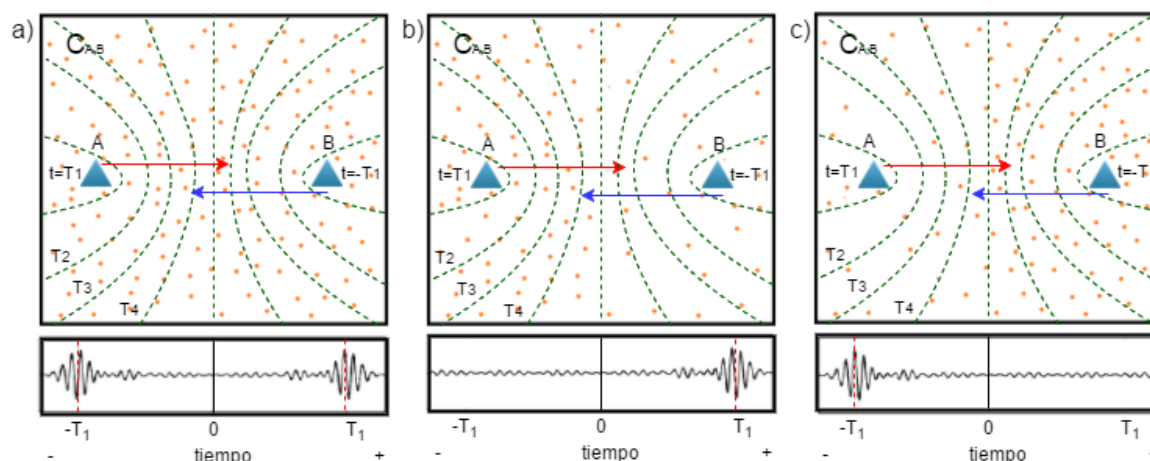


Figura 2.2.1. Imagen adaptada de Campillo *et al.*, (2014) que muestra las variables en la interferometría sísmica. El inciso a) en el recuadro superior presenta una distribución homogénea de fuentes de ruido (puntos naranja) alrededor de las estaciones A y B por lo que la función de correlación  $C_{A,B}$  (recuadro inferior) resulta simétrica respecto al tiempo 0 haciendo que la onda directa (marcada con una línea roja discontinua en el correlograma) se presente en el mismo lugar en la parte causal (+) y acausal (-). Cuando la distribución de fuentes es desigual la parte positiva de  $C_{A,B}$  (inciso b)) o negativa (inciso c)) presenta mayores amplitudes a comparación de su contraparte. Las flechas rojas y azules representan las ondas contribuyendo a la parte causal y acausal de  $C_{A,B}$  respectivamente, asimismo ejemplifican a las ondas viajando directamente entre A y B que generan la onda directa. Las líneas verdes discontinuas alrededor de las estaciones representan las zonas de Fresnel, siendo la primera zona ( $t=\pm T_1$ ) quien contiene las fuentes que contribuyen mayoritariamente a la emergencia de la función de correlación.

En experimentos geofísicos típicos (las fuentes se encuentran al nivel o por encima de los receptores), la ausencia de ciertas fuentes es compensada por la dispersión múltiple o por reflexiones bajo el área de estudio (Vasconcelos y Snieder, 2008a), debido a esto se especula que las ondas superficiales predominan en la interferometría sísmica, porque tienen una “penetración limitada en la parte superior de la corteza, donde es probable que la distribución de los dispersores sea densa” (Campillo y Paul, 2003, p. 549). La compensación de las fuentes también es atribuida a tiempos largos de registro que además contribuyen a lograr parte de la equipartición deseada (Vasconcelos y Snieder, 2008a). Además, el procesamiento aplicado a los datos ayuda a remediar ciertos aspectos como son la fase estacionaria en las señales y la recuperación de la señal coherente,



la dificultad que se tiene en la práctica es anticipar las fuentes faltantes y el tiempo de registro necesario (Vasconcelos y Snieder, 2008a).

## 2.3 Interferometría sísmica multicomponente de ruido ambiental y tensor de Green

La interferometría sísmica de un solo componente es la técnica más popular (*e.g.*, van Wijk, *et al.*, 2011; Shen, *et al.*, 2012; Shapiro y Campillo, 2004; Brenguier *et al.*, 2007; Calò *et al.*, 2013), sobre todo la de componente vertical. Sin embargo, en los últimos años se ha desarrollado una variante, la interferometría sísmica multicomponente (ISM).

Una de las ventajas que se tiene al trabajar con equipos triaxiales de registro (N-S, E-O, Z) es la posibilidad de analizar el ruido en nueve trayectorias distintas. Análoga a la función de Green empírica obtenida de la interferometría sísmica de un solo componente, en la ISM se forma un tensor (tensor de Green o tensor de correlación) conformado por nueve términos escalares independientes (Campillo *et al.*, 2014). Tomando en cuenta la matriz de Green acústica presentada por Wapenaar, Slob y Snieder (2006), el tensor de Green para la ISM se expresa como:

$$G(r_A, r_B, t) = \begin{pmatrix} G_{1,1} & G_{1,2} & G_{1,3} \\ G_{2,1} & G_{2,2} & G_{2,3} \\ G_{3,1} & G_{3,2} & G_{3,3} \end{pmatrix} (r_A, r_B, t) \quad (14)$$

donde  $r_B$  es la fuente actuando en  $r_A$  en un tiempo  $t$  y los subíndices en  $G$  denotan las diferentes componentes del tensor de Green. Para fines de este trabajo, la ecuación (14) puede definirse en términos de la dirección radial (R), transversal (T) y vertical (Z).

$$G(r_A, r_B, t) = \begin{pmatrix} G_{RR} & G_{RT} & G_{RZ} \\ G_{TR} & G_{TT} & G_{TZ} \\ G_{ZR} & G_{ZT} & G_{ZZ} \end{pmatrix} (r_A, r_B, t) \quad (15)$$

R y T son obtenidas a partir de una matriz de rotación (Stein y Wisession, 2009) y de los componentes horizontales de registro (N-S, EO).

$$\begin{pmatrix} u_R \\ u_T \\ u_Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{EO} \\ u_{NS} \\ u_Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{EO} \cos \theta + u_{NS} \sin \theta \\ -u_{EO} \sin \theta + u_{NS} \cos \theta \\ u_Z \end{pmatrix} \quad (16)$$

donde  $u$  es el componente en la dirección expresada por su subíndice y  $\theta = \frac{3\pi}{2} - \zeta'$ , siendo  $\zeta'$  el back azimuth, ángulo medido en sentido horario desde la dirección norte hasta la trayectoria más corta que une a la fuente y el receptor considerando una esfera como superficie (Stein y Wisession, 2009). La expresión (16) muestra que en el nuevo sistema ortogonal el componente radial y transversal son la suma de los campos de ondas en las dos direcciones horizontales de registro escaladas por un ángulo de rotación, mientras que el componente vertical se sigue manteniendo.

Una expresión similar a la igualdad (13) es presentada por Sabra *et al.* (2005) para dar una representación general del tensor de Green empírico.

$$\frac{dC_{ij}}{dt} \approx -G_{ij}(r_A, r_B, t) + G_{ji}(r_B, r_A, -t) \quad (17)$$

en donde  $i$  y  $j$  pueden ser la dirección radial, transversal o vertical,  $G_{ij}$  es la función de Green debido a fuentes de ruido propagándose de  $r_A$  a  $r_B$  y representa la parte causal,  $G_{ji}$  es la función de Green resultante de las fuentes que viajan de  $r_B$  a  $r_A$  y forman la parte acausal, y  $C_{ij}$  es la

correlación cruzada obtenida de la integración sobre un periodo de observación de los campos de ondas  $p_i(r_A, t)$  y  $p_j(r_B, t)$

$$C_{ij}(A, B, t) = \int_0^T p_i(r_A, \tau) p_j(r_B, \tau + t) d\tau \quad (18)$$

La expresión (17) representa matemáticamente la esencia de la técnica de interferometría sísmica multicomponente de ruido ambiental: la correlación cruzada entre un campo de ondas en la dirección  $i$  registrado por la estación A localizada en  $r_A$  y un campo de ondas con dirección  $j$  registrado en B ubicado en  $r_B$ , es aproximadamente la función de Green asociada a la respuesta que sería registrada en la dirección  $j$  en el receptor ubicado en  $r_B$  debido a una fuerza impulsiva actuando en  $r_A$  con dirección  $i$ .

Los trabajos que han empleado la ISM (*e.g.*, Campillo y Paul, 2003; Lin *et al.*, 2008; Haney *et al.*, 2011; Czarny *et al.*, 2016) han descubierto algunas de las ventajas de esta técnica mencionadas por Campillo, Roux y Shapiro (2014): 1. Se pueden extraer dos modos independientes de propagación de ondas, ondas Love y Rayleigh, 2. Las ondas Love se recuperan en la dirección TT, mientras que las Rayleigh se pueden observar en cuatro componentes del tensor, RR, RZ, ZR y ZZ (Hobiger, Wegler, Shiomi y Nakahara, 2012) lo que aumenta la posibilidad de extraerlas y 3. Los términos cruzados del tensor de correlación contienen información acerca de la anisotropía en el medio.

## Capítulo 3

# Metodología

Mediante sismómetros triaxiales Güralp CMG-6TD se obtuvieron registros de ruido sísmico ambiental de banda ancha correspondientes al mes de agosto del año 2011 para un par de estaciones, separadas 11.3 km, en el campo geotérmico Tres Vírgenes, Baja California Sur. Se proporcionaron 4489 archivos con duración de una hora, intervalo de muestreo 0.01 y en formato gcf, 2242 horas pertenecían a la estación TV03 y 2247 a la estación TV04.

De manera similar, sismómetros Güralp CMG-40T registraron ruido sísmico ambiental de banda ancha en tres direcciones para el mes de junio del año 2012 entre un par de estaciones espaciadas 4.6 km en el volcán Popocatépetl, 2121 señales pertenecían a la estación Chipiquixtle y 2127 a la estación Canario para un total de 4248 archivos de una hora de duración, intervalo de muestreo 0.01 y en formato gcf.

El tratamiento de los datos de ruido sísmico ambiental se dividió en seis etapas similares a las realizadas por Bensen *et al.* (2007): 1. Arreglo de datos, 2. Pre procesamiento, 3. Procesamiento, 4. Control de calidad, 5. Cálculo de curvas de dispersión y 6. Estimación de variaciones relativas de velocidad ( $dv/v$ ). Las técnicas de cada etapa fueron aplicadas idénticamente tanto para los registros del campo geotérmico como para los del volcán, a continuación se describen las características de cada una.

## 3.1 Arreglo de datos

El manejo de los datos se realizó con el software SAC (Goldstein y Snoke, 2005) y gsac (Herrmann, 2013) por lo que fue necesario convertir los archivos proporcionados al formato correspondiente. Con el fin de tener un orden y en la manera de lo posible manipular de manera automatizada los registros, se verificó que los archivos tuvieran el mismo tamaño y formato de nombre. Cabe mencionar que los archivos fueron proporcionados con los encabezados correctos, por lo que no fue necesario realizar alguna corrección por reloj.

Además, puesto que la correlación cruzada debe llevarse a cabo entre señales registradas simultáneamente en cada estación y para cada componente, se corroboró que los registros tuvieran a su homólogo, aquellos archivos que no cumplieran con alguna de estas condiciones fueron descartados para el procesamiento. Finalmente permanecieron 4442 registros de una hora para el campo geotérmico y 3560 para la zona del volcán.

### 3.1.1 Rotación de componentes horizontales

Debido a que se requería trabajar con el componente radial (R) y transversal (T), fue necesario rotar las componentes horizontales (NS y EO) de acuerdo a la trayectoria más corta que une a las dos estaciones: *great circle path*, como lo indica la expresión (16), la dirección Norte-Sur se orientó para representar al componente radial y la Este-Oeste al componente transversal (Figura 3.1.1).

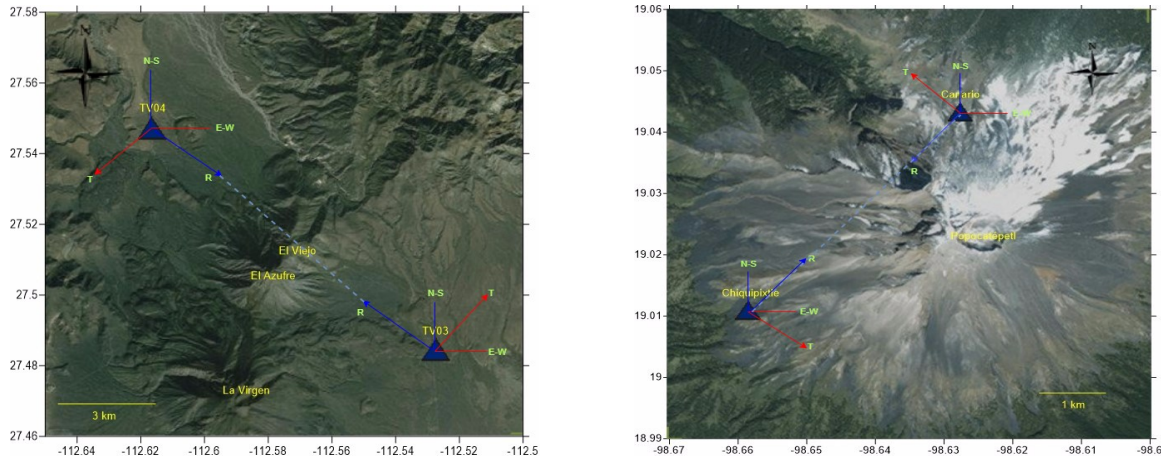


Figura 3.1.1. Ilustración que representa cómo quedan definidas las direcciones radial y transversal a partir de las direcciones horizontales tanto para el campo geotérmico (izquierda) como para la zona del volcán (derecha).

Aunque en este trabajo se decidió rotar antes de aplicar cualquier técnica de normalización, Lin, Moschetti y Ritzwoller (2008) normalizan primero y postergan la rotación hasta después del cálculo de la correlación cruzada de los componentes EE, EN, NN y NE con el fin de ahorrar espacio y hacer el cómputo más eficiente. No obstante, aclaran que realizar la rotación antes o después de la correlación cruzada produce resultados similares.

## 3.2 Pre procesamiento

Esta etapa es quizás la parte más importante del tratamiento de los datos, aquí es donde se preparan las señales con el fin de resaltar la información deseada, en este caso la parte coherente del ruido ambiental, y de la cual depende la emergencia de una función de Green empírica que converja a la función de Green del medio. La metodología a seguir está en función del criterio del investigador y sobre todo de la respuesta de las señales a las técnicas de pre procesamiento. Tomando esto en cuenta se llevaron a cabo cinco métodos de pre procesamiento posteriores a la rotación de los componentes horizontales.

### 3.2.1 Técnicas de pre procesamiento

En la práctica, la intensidad de las fuentes de ruido varía con el tiempo, haciendo que los registros de campo contengan ruido local, irregularidades instrumentales y si es el caso, arribos de sismos. Esta sobreposición de fuentes de ruido genera series temporales altamente no estacionarias que pueden tener grandes variaciones de amplitud. Por ello es útil normalizar los registros antes de calcular las correlaciones cruzadas para balancear la contribución de todas las fuentes (Snierder *et al.*, 2008; Campillo *et al.*, 2014; Shen *et al.*, 2012).

Los datos de ruido usualmente son normalizados en tiempo y/o frecuencia. En el dominio del tiempo el objetivo del proceso de normalización es acentuar el ruido ambiental de banda ancha mediante la remoción de señales que tienden a oscurecer el ruido ambiental (sismos, irregularidades instrumentales etc.) a través de la modificación de las amplitudes de la forma de onda. En el dominio de la frecuencia se busca obtener un espectro plano, el cual amplía la banda de frecuencia de la señal, reduce los desequilibrios en el espectro y mejora la calidad de las señales, lo que permite acercarse a la condición de campo de onda difuso (Bensen *et al.*, 2007; Shen *et al.*, 2012).

En la literatura los autores emplean distintas técnicas de procesamiento previo al cálculo de la correlación cruzada y hasta el momento no se ha demostrado la existencia de un método único que recupere en su totalidad la respuesta del medio ante una fuerza impulsiva, pues cada sitio es único y la emergencia de la FGE depende en gran medida de las características dispersivas del medio, de la señal coherente registrada, de la equipartición de las fuentes en las zonas de interferencia constructiva (Campillo *et al.*, 2014) o el tiempo total de registro. Es decir, la mejor técnica es la que se adapta a los datos y esto se consigue a través de la experimentación.

Cabe mencionar que Haney, Nies, Masterlark, Needy y Pedersen (2011), señalan como principal diferencia entre la interferometría sísmica pasiva de un solo componente y la multicomponente a la forma de aplicar las normalizaciones (one-bit o blanqueamiento espectral), pues en la ISM los tres componentes (NS, EO, Z) deben normalizarse juntas con el fin de preservar las amplitudes relativas, siempre y cuando la rotación se realice después de la normalización, sin embargo no profundizan más en el tema.

Después de rotar los componentes horizontales, se aplicaron cinco técnicas de pre procesamiento únicamente para el componente ZZ con el fin de seleccionar la técnica adecuada para nuestros registros. Se decidió experimentar con este componente ya que en la dirección vertical principalmente se registra ruido coherente que proviene del acoplamiento entre las ondas oceánicas y el fondo marino (Lin *et al.*, 2008), lo que hace más probable la recuperación de ondas superficiales. Es importante decir que en ninguno de los casos fue necesario remover la respuesta instrumental, pues en el campo geotérmico así como en la zona del volcán ambas estaciones registraron con el mismo tipo de equipo.

#### ***a) Remover media y tendencia***

Una de las suposiciones para los registros de ruido sísmico, es que se trata de señales con propiedades estadísticas que no varían a lo largo del tiempo, es decir, son señales estacionarias, sin embargo, los registros de campo raramente cumplen esta condición. Una manera de tratar un fenómeno no estacionario representado en un registros sísmico es mediante la segmentación del registro en intervalos de tiempo que independientemente pueden considerarse aproximadamente estacionarios (Robinson y Treitel, 2000).



Desde un enfoque estadístico, un registro sísmico es considerado una serie de tiempo estadística por la manera en la que es registrado: cada valor de amplitud está asociado a un instante discreto de tiempo igualmente espaciado (Robinson y Treitel, 2000), y por lo tanto, presenta características estadísticas como la media y la tendencia.

Es una práctica necesaria remover la media y la tendencia de las series temporales, al remover la media se quita el valor promedio de la amplitud a toda la señal y al eliminar la tendencia lineal se remueve una línea recta que caracteriza un patrón de las variaciones de la serie de tiempo que pudieron ser causadas por algún tipo de distorsión durante el registro. Con esto se asegura que desde el inicio hasta el final, las propiedades estadísticas de la señal, media y tendencia, no cambian con el tiempo, es decir, se aproxima a una serie de tiempo estacionaria y sin modificar la forma de onda (Figura 3.2.1). Aunque son procesos sencillos que no representan en el sentido estricto un filtro, remover la media y la tendencia son procedimientos que deben llevarse a cabo previo a cualquier tipo de normalización temporal o en el dominio de la frecuencia.

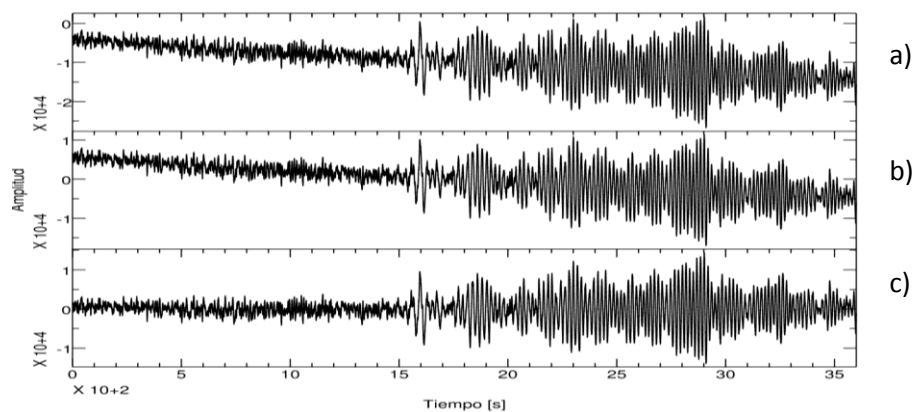


Figura 3.2.1. Registros donde se muestra el efecto de aplicar la técnica a) Remover media y tendencia. La señal (a) es el registro original donde claramente se observa una inclinación en los primeros 1500 s, la (b) es el resultado de haber eliminado la media a (a), los efectos se pueden ver en el rango de amplitud, y la (c) es el registro (a) sin media y tendencia.

**b) Remover media y tendencia y aplicar normalización one-bit**

Una correlación cruzada simple puede darle mayor peso a las partes más energéticas del ruido, por ello se utiliza la normalización one-bit, una técnica utilizada por Shapiro *et al.* (2004) con la cual lograron obtener las características dispersivas de las ondas Rayleigh. La normalización one-bit es uno de los métodos de normalización de datos más representativos (Shen *et al.*, 2012), es un método en el dominio del tiempo que, sin importar el valor, reemplaza las amplitudes positivas por +1 y las negativas por -1 (Bensen *et al.*, 2007), es decir, da igual peso a todas las partes del registro. Para esta técnica, primero fueron removidas la media y la tendencia y finalmente se normalizó temporalmente (Figura 3.2.2b).

**c) Remover media y tendencia y aplicar normalización espectral**

En palabras de Bensen *et al.* (2007):

El ruido ambiental no es plano en el dominio de la frecuencia (es decir, no es espectralmente blanco), sino que se eleva cerca del microsismo primario (alrededor del período de 15 s) y secundario (alrededor de 7.5 s) y se eleva a períodos muy largos por encima de 50 s para formar una señal ahora conocida como 'zumbido' de la Tierra. (p. 1244)

La normalización espectral o blanqueamiento espectral empleado determina un espectro de amplitud suave de la señal y a ésta la normaliza por dicho espectro para conseguir un espectro plano, es decir, la densidad espectral de potencia de la serie de tiempo es una constante. Esto significa que la señal contiene todas las frecuencias y tienen el mismo poder, algo similar a lo que pasa con la luz blanca quien contiene a todas las longitudes de onda del espectro visible, de ahí la connotación blanqueamiento.

La normalización espectral, de acuerdo con Bensen *et al.* (2007), amplía la banda de frecuencia del ruido, combate la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes y reduce los desequilibrios amplios en los espectros para conseguir una medición de dispersión de banda ancha. En esta prueba primero fue removida la media y la tendencia y finalmente se normalizó el espectro (Figura 3.2.2c).

**d) Remover media y tendencia, aplicar normalización one-bit y normalización espectral**

La combinación de la normalización one-bit y la normalización espectral es una técnica popular y ha sido empleada por autores como Bensen *et al.* (2007) y Lin *et al.* (2008) con la cual éstos últimos lograron realizar una tomografía de velocidad de fase de onda Rayleigh y Love. En esta técnica, después de remover la media y la tendencia, se aplicó la normalización one-bit y finalmente el blanqueamiento espectral (Figura 3.2.2d).

**e) Remover media y tendencia, aplicar normalización espectral y normalización one-bit**

Esta técnica de procesamiento es una variación de la técnica anterior. Puesto que la normalización one-bit y la espectral son procesos que implican modificaciones no lineales a las formas de onda, el orden de éstas operaciones es significativo (Bensen *et al.*, 2007). De acuerdo a como lo mencionan Calò *et al.* (2013) en su investigación para modelar zonas geotérmicas, después de filtrar los registros aplicaron la normalización espectral y one-bit, proceso similar al realizado por Brenguier *et al.* (2007) en una zona volcánica. Ambas investigaciones extrajeron las ondas Rayleigh de la función de Green empírica y construyeron modelos 3D de velocidad de onda S. Para esta prueba, después de remover la media y la tendencia, se normalizó el espectro y finalmente fue aplicada la normalización one-bit (Figura 3.2.2e).

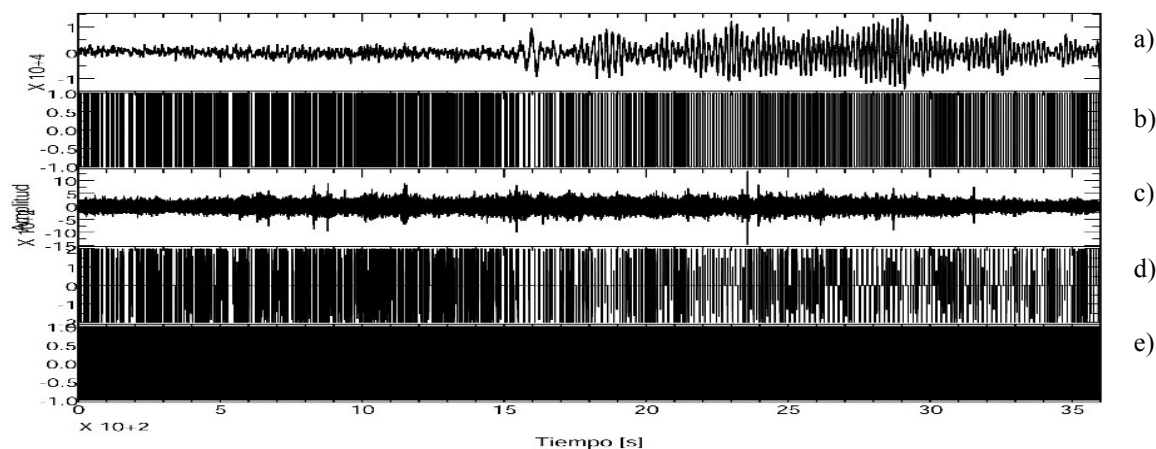


Figura 3.2.2. Comparación de los efectos de las distintas técnicas de pre procesamiento para una señal: a) Remove media y tendencia, b) Remove media y tendencia y aplicar normalización one-bit, c) Remove media y tendencia y aplicar normalización espectral, d) Remove media y tendencia, aplicar normalización one-bit y espectral, e) Remove media y tendencia, aplicar normalización espectral y one-bit.

### 3.2.2.1 Comparación de las técnicas de pre procesamiento

Posterior a la aplicación de las cinco técnicas de pre procesamiento en el componente  $Z$ , fueron calculadas las correlaciones cruzadas  $ZZ$  para cada una. Lehuteur *et al.* (2015) hacen referencia a una convención de signo propuesta por Stehly, Campillo y Shapiro (2006) en la que se correlaciona la estación oriental (TV03, Canario) con la occidental (TV04, Chipiquixtle) para que “las fuentes de ruido que ocurren al oeste (o este) de las dos estaciones afecten la parte positiva (o negativa) de la función de correlación cruzada” (p. 7).

Siguiendo dicha convención, en cada caso, se tomaron los archivos de ambas estaciones que coincidieran en fecha y hora y se correlacionaron cada 30 s para generar un sólo correlograma por día de 60 s de duración. Sin embargo, el software utilizado arrojaba señales que iban aproximadamente de -20 s a poco más de 20 s. Finalmente en cada técnica de pre procesamiento, los correlogramas por día fueron apilados y con ello se obtuvieron las funciones de Green

empíricas para las cinco técnicas de pre procesamiento para el campo geotérmico y la zona del volcán (Figura 3.2.3).

La Figura 3.2.3 muestra las cinco funciones de Green empíricas obtenidas tanto para el campo geotérmico como para la zona del volcán. En cada caso, del lado izquierdo se encuentran las funciones sin filtrar y del lado derecho están filtradas con un pasa bandas tipo Butterworth entre 0.4 Hz y 0.8 Hz, rango de frecuencias en el que era mejor apreciar el pulso de correlación.

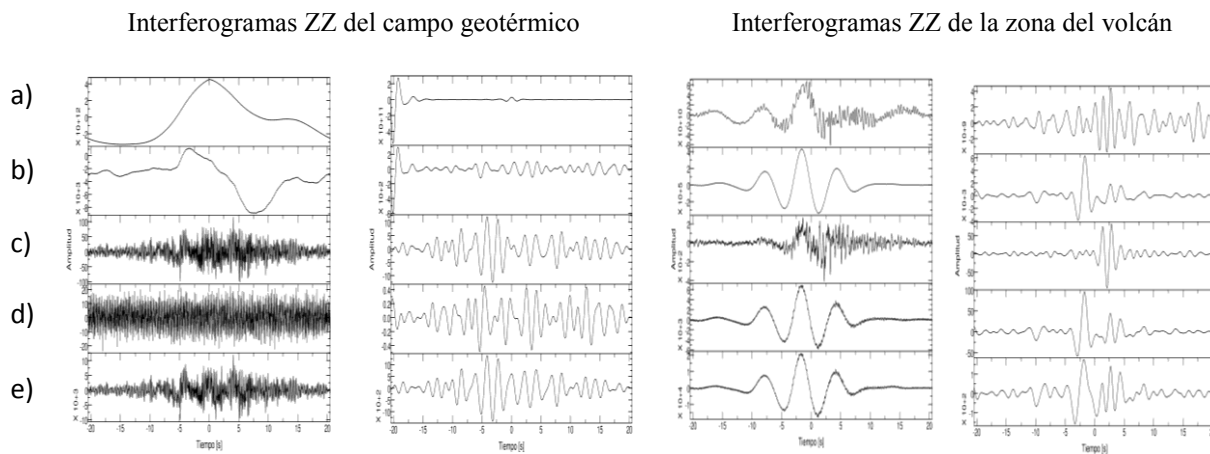


Figura 3.2.3. Comparación de interferogramas del componente ZZ para el campo geotérmico y la zona del volcán con las distintas técnicas de pre procesamiento: a) Remove media y tendencia, b) Remove media y tendencia y aplicar normalización one-bit, c) Remove media y tendencia y aplicar blanqueamiento espectral, d) Remove media y tendencia, aplicar normalización one-bit y blanqueamiento espectral, e) Remove media y tendencia, aplicar blanqueamiento espectral y normalización one-bit. Tanto para el campo geotérmico como para la zona del volcán, los interferogramas de la derecha son los interferogramas de la izquierda filtrados con un pasa bandas tipo Butterworth entre 0.4 y 0.8 Hz.

Una correlación simple, a), o con normalización temporal, b), no fueron suficientes para resaltar la parte coherente de los registros del campo geotérmico y como consecuencia fue mala la recuperación de la función de Green empírica, en su lugar se obtuvo una especie de ondícula que al ser filtrada no logró resaltar un pulso de correlación. Los interferogramas c) y e) sin filtrar tienen una apariencia similar y junto al d) parecen contener mayor información coherente que los de a) y

b), al observarlos filtrados es notorio un pulso alrededor de los 5s en la parte acausal que sobresale en todo el interferograma.

Para el caso del volcán Popocatépetl, las cinco funciones de Green empíricas sin filtrar exhiben una forma de onda similar, siendo c) quien presenta mayores perturbaciones en toda la onda, las diferencias pueden apreciarse en sus homólogos filtrados. b), d) y e) arrojaron resultados parecidos presentando un pulso bastante peculiar en la parte acausal con un ancho de aproximadamente 3s. Por su parte a) y c) muestran lo que parece ser un pulso de correlación en la parte causal, pero el interferograma en c) visiblemente tiene mayor valor en la relación señal-ruido.

A pesar de que a primera vista se pueden descartar los resultados de algunas técnicas, es necesario utilizar un método que permita conocer cuál de ellas se adapta mejor a los datos en cada caso. Para ello se calcularon las curvas de dispersión de velocidad de fase, primero a cada interferograma les fue separada su parte causal y acausal, ésta última fue invertida en tiempo para sumarse a la causal y formar la parte positiva de la función de Green empírica simétrica (las parte causal y acausal son simétricas respecto al tiempo cero). Finalmente para cada técnica de pre procesamiento, se obtuvieron las curvas de dispersión de la parte causal, acausal y la simétrica, siendo la causal quien mejor representó las características dispersivas. Tanto para los registros del volcán como para los del campo geotérmico, la técnica c), remover media y tendencia y aplicar blanqueamiento espectral, es la que mejor recuperó la señal coherente y permitió extraer las características dispersivas de la función de Green empírica.

### 3.3 Procesamiento

Una vez comprobado en el componente vertical que el blanqueamiento espectral resultó ser la normalización adecuada para los datos del campo geotérmico y la zona del volcán, en cada caso se prosiguió a emplear la técnica de procesamiento c) para las señales en la dirección radial y transversal. Siguiendo la convención de signo de correlación menciona anteriormente, se calcularon las correlaciones de los ocho términos cruzados restantes, por ejemplo, el componente RT se formó correlacionando el registro en la dirección radial de la estación oriental con el registro de la estación occidental en la dirección transversal. Se tomaron las señales de ambas estaciones que coincidieran en fecha y hora y se correlacionaron cada 30 s para generar un sólo correlograma por día de 60 s de duración para finalmente ser apilados y obtener un único interferograma para cada una de las direcciones RR, RT, RZ, TR, TT, TZ, ZR y ZT que aunadas a la función de correlación ZZ obtenida anteriormente formaron el tensor de Green empírico. Los resultados se pueden observar en el Capítulo 4.

### 3.4 Control de calidad

Los procesamientos automatizados tienen la ventaja de ahorrar tiempo y evitar errores humanos, sin embargo no garantizan la calidad de los resultados. Un indicador útil de confiabilidad en la IS permite conservar los correlogramas robustos, que a pesar de las condiciones durante la medición, presentan una repetitividad temporal (Bensen et al., 2007). Por ejemplo, la relación señal-ruido (RSR), proporciona información de la relación entre el ruido coherente, es decir la señal, y el ruido incoherente (Lin et al., 2008), o el coeficiente de correlación (CC), una medida estadística que mediante valores entre -1 y +1 representa el grado de correlación entre una señal

de referencia y otra, siendo +1 una correlación perfecta positiva y -1 una correlación perfecta negativa, en el caso de un valor 0 no existe similitud alguna entre las series temporales.

Como control de calidad para los correlogramas del campo geotérmico y la zona del volcán se utilizó el CC. Para la señal maestra o de referencia, se eligió el interferograma resultante del apilamiento de todos los correlogramas por cada componente, para la zona del volcán las señales maestras en RR, RT, TR y TT estuvieron conformadas por 535 correlogramas, las RZ y TZ por 518, las componentes ZR y ZT se formaron del apilamiento de 499 correlogramas y la ZZ por 572, en cuanto a las señales maestras en las componentes RR, RT, RZ, TR, TT, TZ, ZR y ZT del campo geotérmico éstas se conformaron de 740 correlogramas y la ZZ de 741.

Las señales de referencia se filtraron con un pasabandas tipo Butterworth entre 0.4 y 0.8 Hz, y a cada correlograma, de igual manera filtrado en el mismo rango de frecuencias, le fue calculado el CC. Se determinó un valor mínimo de 0.7 para CC, es decir, aquellos correlogramas en los que el CC fuera mayor o igual a 0.7 se conservarían para apilarse y formar un nuevo interferograma.

Puesto que para obtener las curvas de dispersión se hace uso de la parte acausal, causal o la suma de ambas y el CC podría variar si se consideraba únicamente una de éstas partes, se decidió calcular el CC para tres casos: 1, considerando únicamente la parte negativa de la FGE (de -20.48s a 0s), 2 considerando únicamente la parte positiva de la FGE (de 0s a 20.48s) y 3, tomando los tiempos positivos y negativos de la FGE, es decir, la FGE completa (Figura 3.4.1).

Los resultados del control de calidad arrojaron valores bajos de CC para todas las componentes de la zona del volcán campo y el campo geotérmico, sobre todo para este último, en algunas componentes los valores fueron más altos que en otras así como entre los CC de la parte acausal, causal y la FGE completa, sin embargo en ningún caso el número de correlogramas con CC mayor



o igual a 0.7 superaba al cincuenta por ciento. Debido a los bajos valores de CC se decidió no considerar este índice de calidad y conservar todos los correlogramas en cada componente para las dos áreas geográficas.

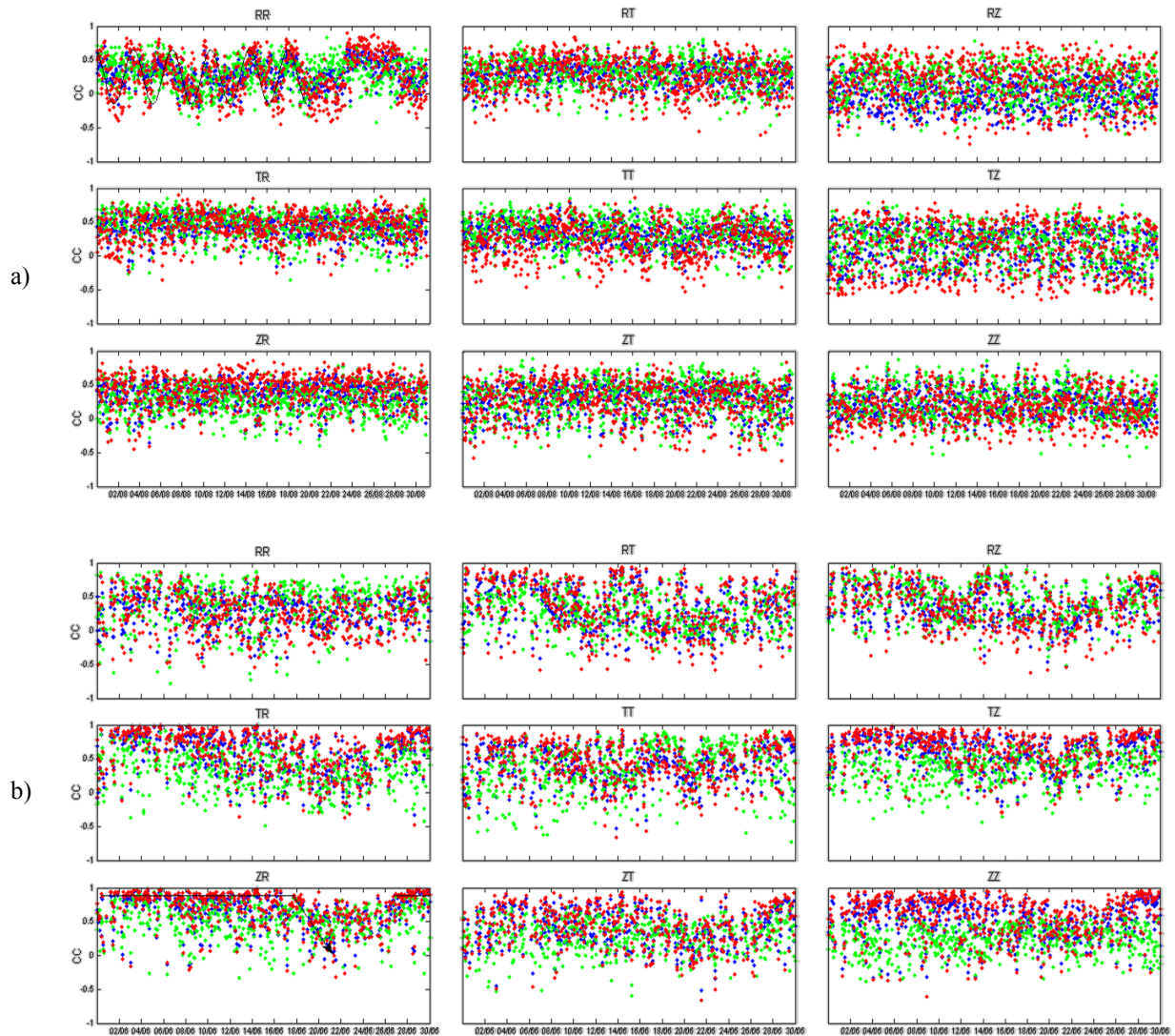


Figura 3.4.1. Representación gráfica de los coeficientes de correlación para las nueve componentes del tensor de Green empírico para a) el campo geotérmico y b) la zona del volcán, filtrados entre 0.4 y 0.8 Hz. En cada gráfico se observan los valores del CC asociados al tiempo medio de los correlogramas. Los puntos verdes, rojos y azules corresponden respectivamente al cálculo del CC considerando únicamente la parte acausal, causal y la FGE completa. El comportamiento oscilatorio de CC en la parte casual y acausal en algunos componentes se muestra mediante una curva sinusoidal negra en RR de a), y el decaimiento visto en otros componente se muestra en ZR de b) donde se observa una línea negra sobre la cual oscilan los valores de CC para después decaer como lo indica la flecha.

A pesar de que el coeficiente de correlación no fue suficiente para aplicar un control de calidad, la variación del CC en la parte causal y acausal dejó ver resultados interesantes que se pueden generalizar en tres fenómenos: 1, el comportamiento oscilatorio en algunas componentes, por ejemplo la RR, RT, TR y TT en el campo geotérmico, y la RT y TT en la zona del volcán, esto nos puede sugerir que en esas direcciones las fuentes de ruido coherentes (o incoherentes) presentan una periodicidad y que podría estar asociada a las actividades antropogénicas y/o naturales de la zona, 2, dispersión de los datos, observado en componentes como la RZ y TZ del campo geotérmico y la ZT del volcán, y 3, el decaimiento de CC en las componentes TR, TZ, ZR y ZZ de la zona del volcán, la primera mitad del mes se presentan altos valores de CC para después disminuir y volver a aumentar al final del mes.

### 3.5 Cálculo de curvas de dispersión

Como quinto paso del tratamiento de los datos de ruido se obtuvieron las curvas de dispersión de los nueve componentes del tensor de Green empírico para el campo geotérmico y la zona del volcán. Debido a que el control de calidad no fue suficiente para determinar qué parte de las funciones de Green empíricas era mejor para recuperar la FGE, se calcularon las curvas de dispersión para la parte causal, acausal y la FGE simétrica a fin de explorar el contenido dispersivo de éstas.

Las curvas de dispersión se obtuvieron mediante la técnica de filtrado múltiple, implementada en los programas de Herrmann (2013). Esta técnica “consiste en la aplicación de un conjunto de filtros de amplitud Gaussiana con diferentes frecuencias centrales para la entrada del espectro,

seguidos por el cálculo de la transformada de Fourier inversa” (Córdoba, Iglesias, Singh, Spica y Legrand, 2014, p. 447). Las curvas obtenidas se encuentran en el Capítulo 4.

### 3.6 Estimación de variaciones relativas de velocidad ( $dv/v$ )

Las variaciones  $dv/v$  permiten observar los pequeños cambios de velocidad que pudieran existir en el subsuelo a lo largo del tiempo, por ello han sido utilizadas como un método de monitoreo del medio. Por ejemplo, en minas de carbón se han empleado para relacionar los cambios de las propiedades mecánicas del subsuelo con la actividad minera (Czarny et al., 2016) y en depósitos geotérmicos puede servir como indicador del “desplazamiento relativo de dispersores inducidos por variaciones de presión, fluctuaciones térmicas, variaciones del contenido de fluido, etc.” (Lehuteur et al., 2015, p. 15) debido a las actividades propias del sistema geotérmico o a la explotación del depósito.

Existen varias técnicas para determinar las variaciones relativas de velocidad, las dos más comunes en el dominio del tiempo son *windowed cross-correlation* y *stretching*. La técnica de *stretching* (ecuación 19) consiste en determinar en un intervalo de tiempo el parámetro de *stretching*  $\varepsilon$  que arroja el mayor valor de CC, pues este es equivalente al cambio relativo de velocidad, es decir  $\varepsilon = \frac{\delta v}{v}$ . Dicha técnica supone que cada señal a comparar ( $f_{tmp}$ ) es la versión estrecha o extendida de la señal de referencia ( $f_{ref}$ ) (Mikesell, Malcolm, Yang y Haney, 2015). Si el valor máximo de CC, y que idealmente sería 1, se presenta en  $\varepsilon = 0$  entonces no existe un cambio de velocidad en el medio, pero si al estrechar o dilatar el tiempo ( $t(1 - \varepsilon)$ ), y por lo tanto

la señal, se presenta el máximo valor de CC, significa una variación de velocidad entre la señal de referencia y la señal a comparar.

$$CC(\varepsilon) = \frac{\int_{t_1}^{t_2} f_{ref}(t) f_{tmp}(t(1 - \varepsilon)) dt}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} (f_{ref}(t))^2 \int_{t_1}^{t_2} (f_{tmp}(t(1 - \varepsilon)))^2 dt}} \quad (19)$$

La última etapa de la metodología aplicada corresponde a la estimación por hora de las variaciones relativas de velocidad ( $dv/v$ ) en la coda del ruido sísmico ambiental mediante la técnica de *stretching*. Para estimar las variaciones relativas de velocidad, en primer lugar los correlogramas por hora ( $f_{tmp}$ ) de todos los componentes se filtraron entre 0.125 y 1 Hz (1 y 8 s) así como las señales de referencia ( $f_{ref}$ ) de cada una, las cuales fueron las mismas señales maestras en el control de calidad, posteriormente se aplicó la técnica de *stretching* para la parte causal y acasual de los correlogramas del volcán Popocatepetl entre 10 s ( $t_1$ ) y 15 s ( $t_2$ ) y entre -15 s y -10 s, y para los correlogramas del campo geotérmico entre 13 s y 18 s, y -18 s y -13 s. Los tiempos  $t_1$  y  $t_2$ , tanto para la parte causal y acasual, corresponden a la coda del ruido ambiental, pues se considera que la coda al estar conformada por ondas con trayectorias más largas que las ondas balísticas, presenta mayor sensibilidad a las perturbaciones en la velocidad (Mikesell *et al.*, 2015,).

$t_1$  y  $t_2$  se determinaron de tal manera que la ventana delimitada por  $t_1$  y  $t_2$  no contuviera parte de la señal más energética o de mayor amplitud, es decir de la onda directa, y que a la vez fuera posible realizar el *stretching* del tiempo, esto debido a que las ondas directas presentan cambios de velocidad debido a la fuente y no al medio (Hobiger *et al.*, 2012). Así, considerando que a un periodo de 1s el arribo de la onda directa es posterior que a 8s y tomando en cuenta las curvas de dispersión obtenidas así como la distancia entre estaciones, se tomó un promedio de velocidad de

1.125 km/s y 1.5 km/s para las ondas del campo geotérmico y la zona del volcán respectivamente, por lo que la onda directa se presentaría a 11s en Tres Vírgenes, y a 4s en el Popocatepetl, con esto se asegura que los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  son adecuados para la aplicación del *stretching*.

El ancho de la ventana fue otro factor importante a considerar, en una ventana pequeña podrían obtenerse valores bajos de CC al no encontrar el verdadero estrechamiento, mientras que en ventanas grandes el estrechamiento podría exceder el largo de la señal (Mikesell, *et al.*, 2015). En este caso se trabajó con ventanas de 5s, ancho que se vio limitado por el defecto del truncamiento en la duración de los correlogramas obtenidos. Finalmente se compararon visualmente las variaciones  $dv/v$  con los eventos sísmicos y algunos parámetros climáticos (temperatura, precipitación y evaporación) registrados en las zonas con el objetivo de determinar si existe relación alguna entre ellos (ver Anexos).

## Capítulo 4

# Resultados

A partir de la interferometría sísmica de ruido ambiental aplicada a un mes de registros triaxiales del campo geotérmico Tres Vírgenes y el volcán Popocatepetl, se obtuvieron las funciones de Green empíricas, curvas de dispersión y variaciones relativas de velocidad en los nueve componentes del tensor de Green, RR, RT, RZ, TR, TT, TZ, ZR, ZT y ZZ para cada zona. Los procesamientos definitivos en cada una de las seis etapas de la metodología se muestran en la Figura 4.1.

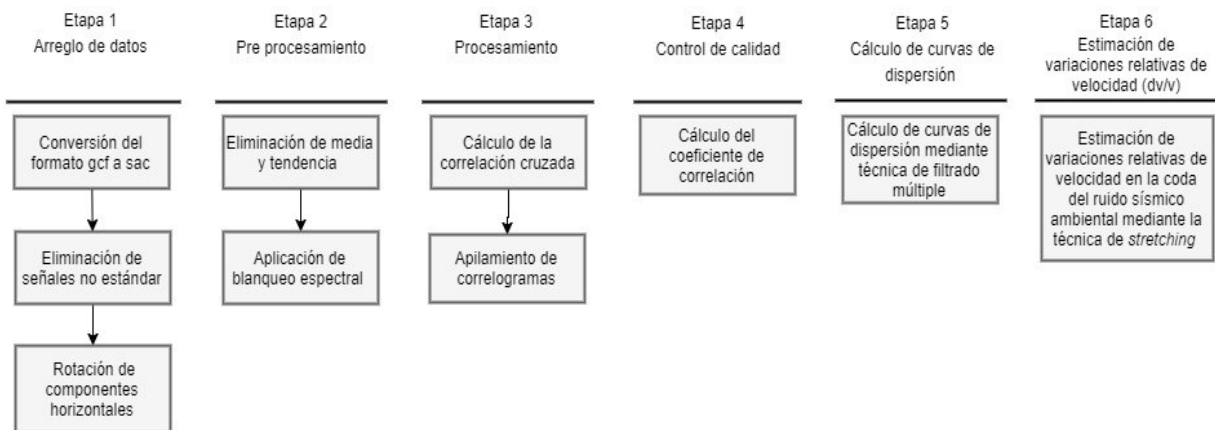


Figura 4.1. Etapas de la metodología final aplicada a los registros triaxiales de ruido sísmico de banda ancha del campo geotérmico Tres Vírgenes y la zona del volcán Popocatepetl.

## 4.1 Campo geotérmico Tres Vírgenes

### 4.1.1 Funciones de Green empíricas

El procesamiento de recuperación de las funciones de Green empíricas implicó la remoción de la media y la tendencia así como el blanqueamiento espectral de las direcciones radial, transversal y vertical, para finalmente ser aplicada la técnica de interferometría sísmica. Esta metodología permitió observar entre 0.4 Hz y 0.8 Hz las FGE en cada componente del tensor.

La Figura 4.1.1 muestra los correlogramas normalizados por hora de todo el mes de agosto del 2011 para cada componente, del lado izquierdo se encuentran con todo el contenido espectral y del lado derecho están filtrados entre 0.4 Hz y 0.8 Hz (1.25 s y 2.5 s). En ambos casos, en la parte superior de los correlogramas de cada componente se encuentra su respectiva FGE producto del promedio de los correlogramas.

La emergencia del pulso de la onda directa es diferente en todos los componentes. Los componentes RT y TR presentan claramente la parte acausal y causal alrededor de -5 s y 6 s respectivamente. El componente RZ también muestra estas partes aunque con menor amplitud en -7 s y 7 s, aunados a un pulso de mayor amplitud centrado en cero. Este pulso central también es visto en el componente ZR, en el cual emerge únicamente la onda directa alrededor de 7.5 s. En los componentes TZ y ZZ también se presenta la onda directa pero en la acausal; en -7s para el componente TZ, y entre -2.5 y -4.5 s para el componente ZZ. En el resto de los componentes, RR, TT y ZT, se presentan varios pulsos sin definir claramente el pulso de correlación asociado a la FGE. Estos distintos comportamientos pueden asociarse a la directividad de las fuentes coherentes, aquellos componentes donde la onda directa emergió en la parte causal presentaron mejor iluminación de fuentes de la estación TV03 y viceversa.



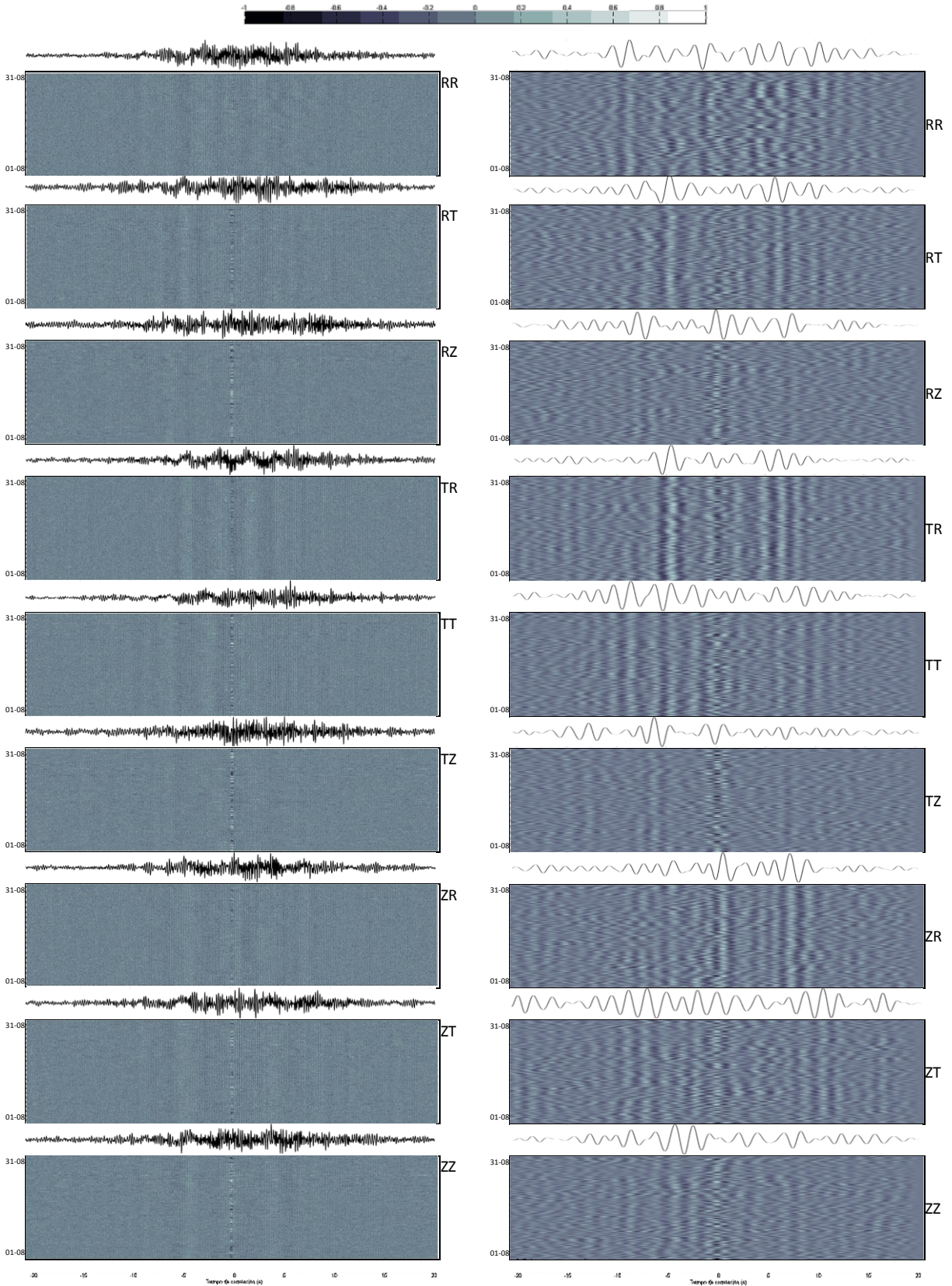


Figura 4.1.1. Correlogramas normalizados de las nueve componentes para los datos del campo geotérmico Tres Vírgenes, en la parte superior de cada componente se encuentra su función de Green empírica. Los correlogramas del lado derecho están filtrados con un pasa bandas tipo Butterworth entre 0.4 y 0.8 Hz



### 4.1.2 Curvas de dispersión

Conforme a lo mencionado en el apartado 3.6, mediante la técnica de filtrado múltiple de los programas de Herrmann (2013) (Figura 4.1.2), se obtuvieron las características dispersivas de las funciones de Green empíricas para todos los componentes como se muestra en la Figura 4.1.3. A excepción del componente ZZ, la parte acausal es en la cual se recuperó con mayor definición una curva de dispersión. Los resultados muestran que RZ y ZT recuperan la dispersión de igual o mejor manera que ZZ.

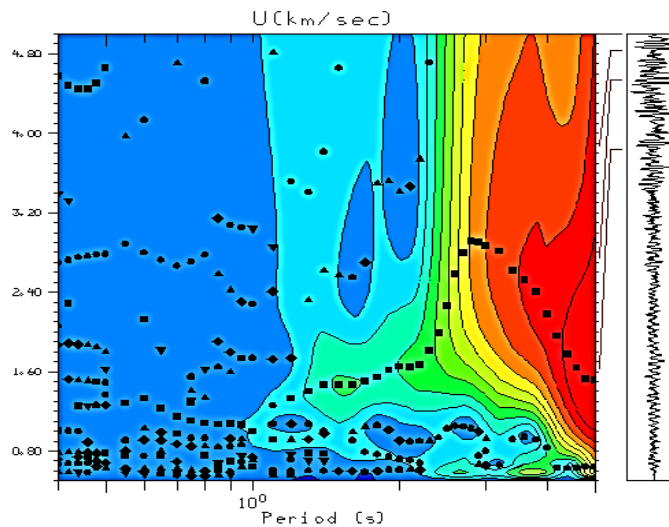


Figura 4.1.2. Diagrama del análisis velocidad-periodo obtenido por los programas de Herrmann (2013) para el componente RZ del campo geotérmico Tres Vírgenes.

La figura 4.1.3 muestra el resultado final de la selección de curvas de dispersión, ya sea de la parte acausal o causal de todos los componentes del tensor de Green. En general, se observa que las curvas se encuentran definidas entre 0.5 s y 4 s (0.25 Hz y 2 Hz) y entre el rango de velocidades de 1 a 3 km/s. Tomando en cuenta estos resultados y con los tiempos de arribo de las ondas directas en las FGE obtenidas, existe mayor coherencia entre la velocidad y el tiempo en los componentes RT, RZ, TR y ZR, los cuales indican una velocidad entre 1.5 y 2.25 km/s para ondas entre 1.25 s y 2.5 s (0.4 Hz y 0.8 Hz).

En la Figura 4.1.3 se observan distintos comportamientos de dispersión. Por ejemplo, RT TR y TT presentan las velocidades más altas mientras que RR, RZ, ZT y ZZ las más bajas, por su parte ZR y TZ marcan valores intermedios. Este comportamiento concuerda con la posibilidad de extraer dos modos independientes de propagación de ondas superficiales con la interferometría sísmica multicomponente: las ondas Love, de mayor velocidad, en la dirección TT, y las Rayleigh en RR, RZ, ZR y ZZ. Existe un gran parecido entre RZ, ZT y ZZ, lo que indica una dispersión similar en esas direcciones, aunque la mayor similitud es entre RZ y ZT quienes parecen seguir un mismo modelo dispersivo y por ello probablemente son quienes mejor describen la dispersión del medio. Otro aspecto a resaltar es el hecho de que un pulso definido en alguna parte de la FGE no es suficiente para asegurar la obtención de las características del medio, como en el caso de ZZ, pues aunque en la parte acausal de su FGE era mayor la amplitud del pulso, la causal recuperó mejor la dispersión.

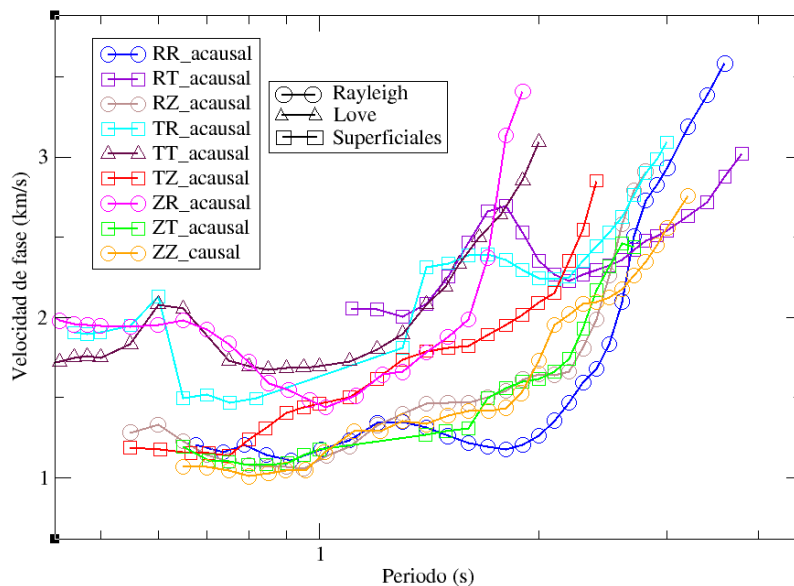


Figura 4.1.3. Curvas de dispersión de las nueve componentes del tensor de Green empírico para el campo geotérmico Tres Vírgenes. En la leyenda se especifica el color de la curva de cada componente, la parte de la función de Green empírica utilizada para obtenerla y su clasificación de acuerdo a la onda directa.

### 4.1.3 Variaciones relativas de velocidad (dv/v)

De acuerdo con el apartado 3.6, con la técnica de *stretching* se obtuvieron las variaciones relativas de velocidad de la coda del ruido sísmico ambiental para la parte acausal, -13 s a -18s, (Figura 4.1.4) y causal, 13s a 18 s (Figura 4.1.4) de los nueve componentes. En general, los cambios observados son pequeños, dentro de  $\pm 0.1\%$ , y diferentes tanto en los tiempos positivo y negativos así como entre las FGE. Observamos que las variaciones  $dv/v$  que se muestran en la Figura 4.1.4 y Figura 4.1.5 para cada una de los nueve componentes no guardan relación alguna. Aunque existe una similitud en el día 8 en la parte causal de los componentes RR y ZZ, RR muestra mayores valores de CC y ZZ acausal presenta una variación en el día 16 que no es notable en RR acausal o causal, por lo que se puede decir que cada componente percibe de diferente manera los cambios de velocidad en el medio.

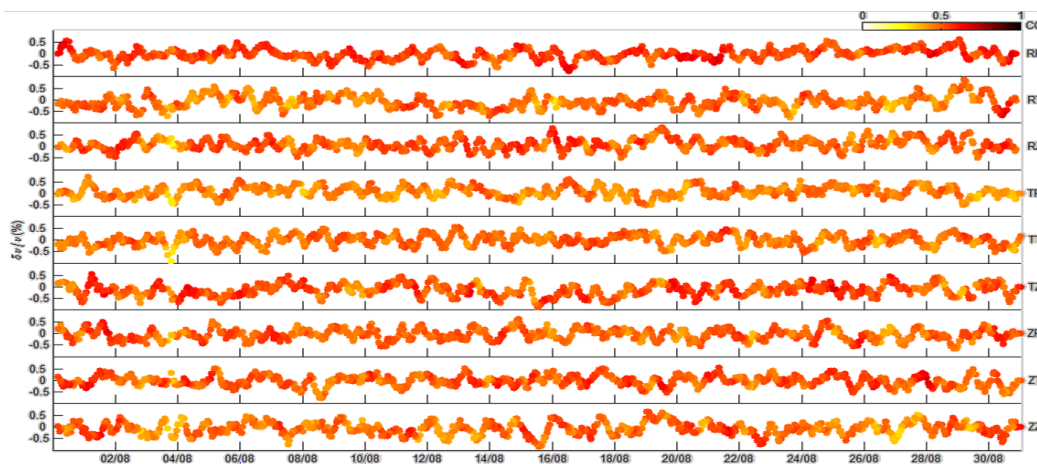


Figura 4.1.4. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones relativas de velocidad (en porcentaje) de la coda del ruido sísmico ambiental (0.125-1 Hz) para la parte acausal (-13 s a -18s) de las nueve componentes del tensor de Green empírico en la zona del campo geotérmico Tres Vírgenes. El eje horizontal corresponde a la fecha y la escala de colores a los valores del coeficiente de correlación.

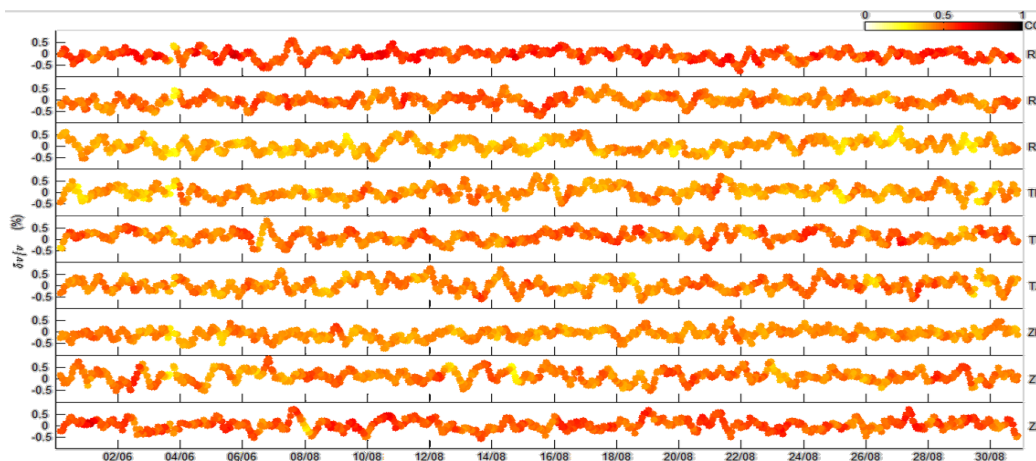


Figura 4.1.5. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones relativas de velocidad (en porcentaje) de la coda del ruido sísmico ambiental (0.125-1 Hz) para la parte causal (13 s a 18 s) de las nueve componentes del tensor de Green empírico en la zona del campo geotérmico Tres Vírgenes. El eje horizontal corresponde a la fecha y la escala de colores a los valores del coeficiente de correlación.

A pesar de que existen variaciones en la velocidad en todos los componentes, al compararlas con los eventos sísmicos registrados por equipo dentro del campo geotérmico (locales) y aquellos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (regionales), Figura 4.1.6 (para la comparación en todos los componentes ver Anexos), es difícil determinar una correlación. Es decir, durante el periodo de tiempo analizado no hubo un cambio en el medio que se reflejara en las estimaciones de  $dv/v$ , ni en la parte acausal ni en la causal y que pudiera asociarse a los sismos locales y/o regionales.

Sin embargo, es visible un comportamiento oscilatorio de  $dv/v$  (Figura 4.1.6) en los tiempos positivos y negativos de todos los componentes que quizás esté relacionado con factores meteorológicos como la temperatura. La Figura 4.1.6 muestra la curva de temperatura obtenida de los valores mínimos y máximos por día, y que al comparar con las estimaciones de  $dv/v$  se observa una alta similitud, por lo que el comportamiento oscilatorio de  $dv/v$  parece estar asociado a la variación diurna de la temperatura. Los resultados muestran que el componente RR podría hacer de igual o mejor manera las estimaciones de  $dv/v$  dado los valores de correlación estimados.

Inclusive, para ciertos periodos de tiempo, algunos términos cruzados exhiben mayor CC que el ZZ.

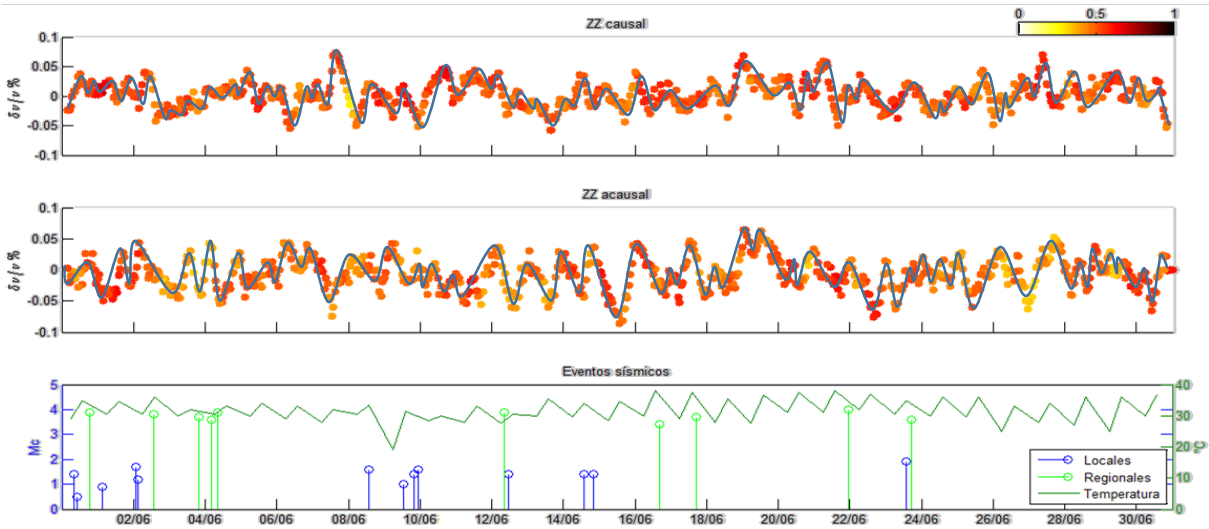


Figura 4.1.6. Comparación visual entre los cambios de temperatura (abajo; línea verde) y los eventos sísmicos locales (abajo; círculos azules) y regionales (abajo; círculos verdes) del campo geotérmico Tres Vírgenes con las variaciones relativas de velocidad por hora de la parte acausal, -13 s a -18 s (medio), y causal, 13 s a 18 s (arriba), del componente ZZ filtrado entre 0.125 y 1 Hz para el mes de agosto de 2011. En el gráfico de los eventos sísmicos la escala de colores representa el grado de correlación CC y la línea azul resalta el comportamiento oscilatorio de  $\delta v/v$ . En todos los gráficos el eje horizontal representa el tiempo.

## 4.2 Volcán Popocatepetl

### 4.2.1 Funciones de Green empíricas

Las funciones empíricas del tensor de Green se obtuvieron mediante la remoción de la media y la tendencia a los registros en las direcciones radial, transversal y vertical, posteriormente fueron sometidos a un blanqueamiento espectral para finalmente ser aplicada la técnica de interferometría sísmica.

La Figura 4.2.1 muestra los correlogramas normalizados para el mes de junio de 2012 de los nueve componentes con sus respectivas funciones de Green en la parte superior, los correlogramas del lado izquierdo no presentan una banda de frecuencias preferencial, mientras que los de la derecha están filtrados entre 0.4 Hz y 0.8 Hz (1.25 s y 2.5 s), rango en el que fue posible observar la onda directa.

Una característica compartida en todos los componentes es la ausencia de un pulso de correlación definido en la parte acausal, todos lo presentan únicamente en la causal, quienes mejor lo hacen son TR, TT, TZ, ZR y ZZ entre 2 s y 3 s, en las demás hay más de un pulso y visiblemente es menor la relación señal-ruido. En algunos casos, RR, RZ, TT, TZ, ZT y ZZ, en la última mitad del mes se tienen indicios de señal en los tiempos negativos pero no llega a definirse en las FGE quizás debido al apilamiento de todos los correlogramas. Ya que la onda directa emerge únicamente en la parte causal de las FGE, es probable una mejor iluminación de fuentes provenientes de la estación Canario y que se podría comprobar con un estudio de la directividad del ruido en esa zona.



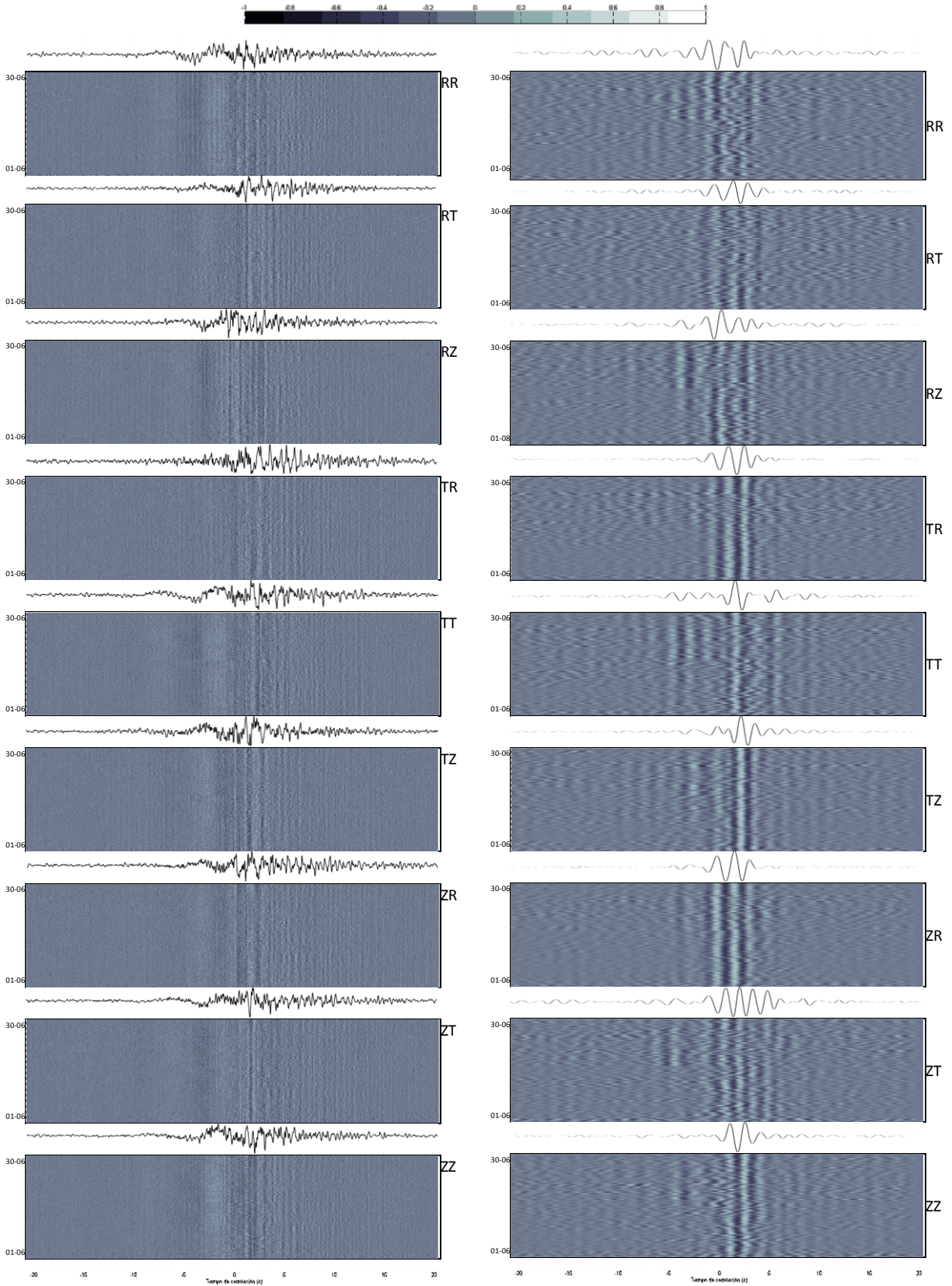


Figura 4.2.1. Correlogramas normalizados de las nueve componentes para los datos del volcán Popocatepetl, en la parte superior de cada componente se encuentra su función de Green empírica. Los del lado derecho están filtrados con un pasa bandas tipo Butterworth entre 0.4 y 0.8 Hz

La baja amplitud de la onda directa en algunos componentes, tanto en las FGE del campo geotérmico como en la zona del volcán, conlleva a un valor pequeño de RSR que podría estar asociado a la insuficiencia del tiempo de registro en un mes, factor que tal vez se hubiera minimizado con otro pre procesamiento que hiciera emerger la señal y hubiera eliminado los pulsos en cero presentes en algunos componentes.

También, aunque en este trabajo se asumió una correcta instalación y por lo tanto orientación de los sismómetros, en la ISM existe la posibilidad de que la rotación de las direcciones N-S y E-O no corresponda realmente a la dirección radial y transversal respectivamente, efecto que se vería en los componentes RR, RT, TR y TT. Y así como en la IS vertical, la dirección Z podría verse afectada por una mala nivelación del instrumento, de ser así, no se estarían registrando movimientos verticales.

Otro factor en la baja relación señal-ruido, pudiera estar relacionado al incumplimiento de la condición de un campo de ondas difuso, ya que si no es uniforme la distribución de las fuentes de ondas coherentes en el medio, la FGE emergente se aleja de la FG del medio generando una señal débil que emerge en tiempos posteriores. Ese mismo incumplimiento conlleva a la emergencia del pulso de la onda directa en una sola parte (causal o acausal) de la FGE, en este caso, de acuerdo a la convención de correlación seguida, si únicamente se presenta la onda balística en los tiempos positivos, entonces existe una mejor iluminación de fuentes del lado de la estación oriental, y viceversa.

#### **4.2.2 Curvas de dispersión**

Como se mencionó en el apartado 3.5, la técnica de filtrado múltiple empleada en los programas de Herrmann (2013) (Figura 4.2.2) permitió recuperar en algunos componentes la dispersión del



medio (Figura 4.2.3). TZ y ZT fueron los únicos en no exhibir un comportamiento dispersivo, mientras que TR y ZR lo hicieron de mejor manera que ZZ. Exceptuando a RR, los tiempos positivos representaron mejor la dispersión.

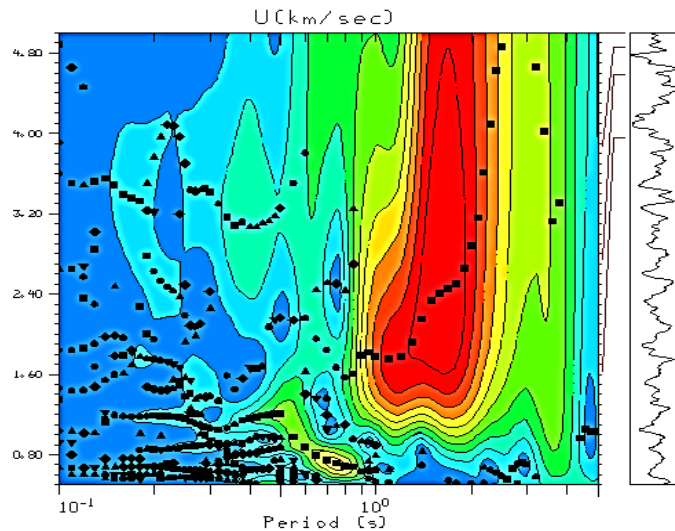


Figura 4.2.2. Diagrama del análisis velocidad-periodo obtenido por los programas de Herrmann (2013) para el componente ZR del volcán Popocatepetl.

En general las curvas se encuentran definidas entre 0.1 s y 3 s (0.33 Hz y 10 Hz) y entre el rango de velocidades de 0.5 a 3 km/s, y todas parecen seguir una misma variación de la velocidad respecto al periodo, lo cual indica que en los componentes RR, RT, RZ, TR, TT, ZR y ZZ la dispersión del medio es parecida. Sin embargo existen algunos detalles, por ejemplo, RZ define la dispersión en un rango más corto de periodo y TT y ZZ presentan mayores fluctuaciones. También se observa que los componentes RR, RT, TR, y ZR tienen comportamientos similares sobre todo entre TR y ZR. Además, al relacionar el tiempo de arribo de la onda directa y la velocidad entre 1.25 s y 2.5 s (0.4 Hz y 0.8 Hz), parece existir mayor coherencia en las FGE de ZR y ZZ.

Al igual que en las FGE del campo geotérmico, no se puede afirmar una relación directa entre los pulsos de la FGE y la recuperación del carácter dispersivo del medio, ya que aunque en RR

causal fue más sobresaliente el pulso de correlación, RR acausal determinó de mejor manera la dispersión.

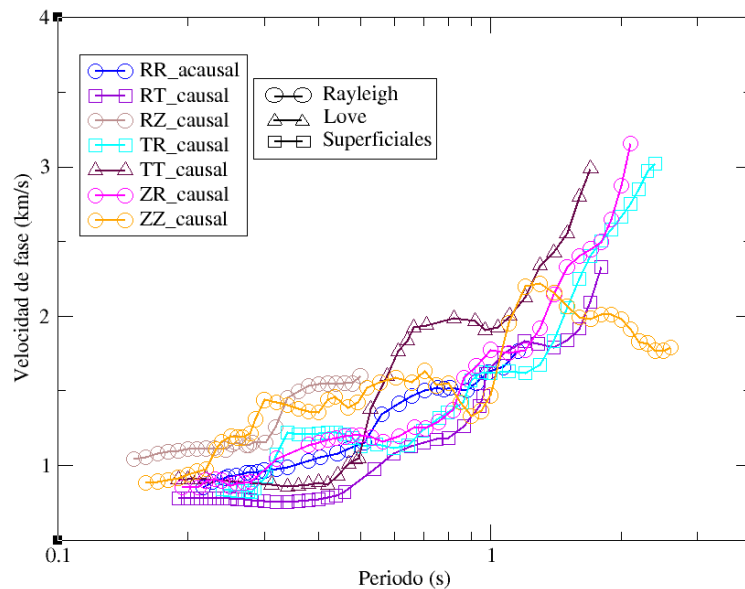


Figura 4.2.3. Curvas de dispersión de siete componentes del tensor de Green empírico para la zona del volcán Popocatepetl. En la leyenda se especifica el color de la curva de cada componente, la parte de la función de Green empírica utilizada para obtenerla y su clasificación de acuerdo a la onda directa emergente.

Así como en las curvas de dispersión del campo geotérmico, se agruparon las curvas de acuerdo al tipo de onda directa emergente, Rayleigh o Love, bajo la suposición del predominio de ondas superficiales en el ruido ambiental. Los componentes RR, RZ, ZR y ZZ son sensibles a las ondas Rayleigh y TT a las ondas Love, los demás términos cruzados (RT, TR, TZ, y ZT, clasificados como superficiales) no deberían detectar ondas balísticas “ya que las ondas Love y Rayleigh no están correlacionadas entre sí” (Hobiger *et al.*, 2012). Sin embargo, el múltiple *scattering* de las ondas, como en la coda, genera la presencia de ondas Rayleigh en los componentes transversales y ondas Love en los componentes radiales (Hobiger *et al.*, 2012) y quizás por ello, algunos componentes presentaron modelos de dispersión parecidos, como se vio en Tres Vírgenes y el Popocatepetl.

Además, si se considera que la velocidad de las ondas Love es directamente proporcional a la de corte y puesto que las ondas Rayleigh dependen en mayor medida de la velocidad de la onda de corte que de la de presión, su velocidad también puede ser considerada directamente proporcional a la velocidad de onda de corte, por lo tanto, sin importar el tipo de onda directa la variación de la velocidad de la onda de corte es recuperable en cualquier componente (Hobiger *et al.*, 2012).

### 4.2.3. Variaciones relativas de velocidad ( $dv/v$ )

Conforme a lo mencionado en el apartado 3.6, se empleó la técnica de *stretching* con el fin de obtener las variaciones relativas de velocidad de la coda del ruido sísmico ambiental para la parte acausal, -10 s a -15s (Figura 4.2.4), y causal, 10 s a 15 s (Figura 4.2.5), de todos los componentes del tensor de Green. Las variaciones se encuentran en  $\pm 0.1\%$  y visiblemente son independientes tanto entre los componentes como entre las partes de las FGE. Por ejemplo, RZ, acausal y causal, presentan los valores más bajos de correlación, sin embargo entre ellas no existe relación alguna, asimismo RR causal es quien menos variaciones tiene pero su contraparte varía en mayor medida.

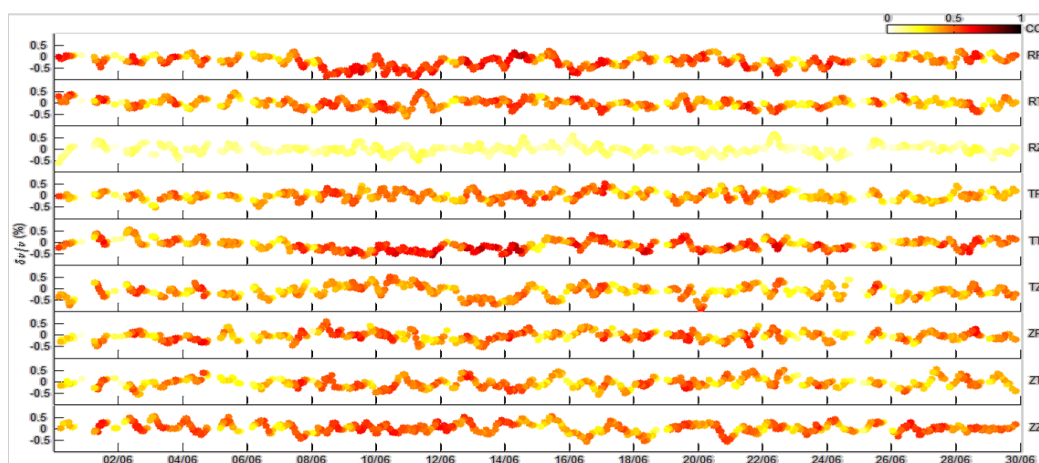


Figura 4.2.4. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones relativas de velocidad (en porcentaje) de la coda del ruido sísmico ambiental (0.125-1 Hz) para la parte acausal (-10 s a -15 s) de los nueve componentes del tensor de Green empírico en la zona del volcán Popocatepetl. El eje horizontal corresponde a la fecha y la escala de colores a los valores del coeficiente de correlación.

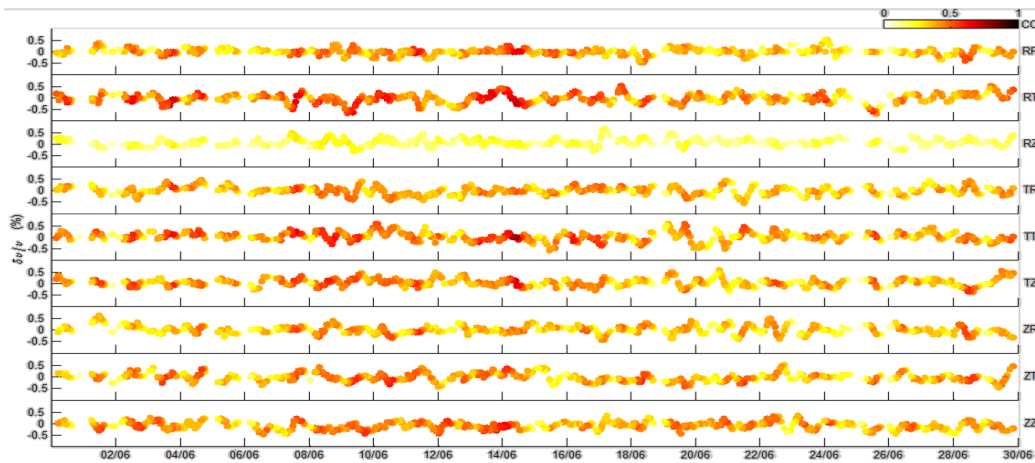


Figura 4.2.5. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones relativas de velocidad (en porcentaje) de la coda del ruido sísmico ambiental (0.125-1 Hz) para la parte causal (10 s a 15 s) de los nueve componentes del tensor de Green empírico en la zona del volcán Popocatepetl. El eje horizontal corresponde a la fecha y la escala de colores a los valores del coeficiente de correlación.

Al igual que en los resultados del campo geotérmico, existen variaciones en la velocidad del medio y que al compararlas visualmente con los eventos de largo periodo (LP) y los eventos sísmicos volcanotectónicos, Figura 4.2.6 (para la comparación en todos los componentes ver Anexos), se observa una similitud entre las variaciones RR y ZZ acausales durante los días 15 y 17 y además parecen estar relacionadas a los eventos LP, pues a mayor número de eventos LP mayor valor de  $dv/v$  y viceversa, aunque solo ocurre en esos días y en esos componentes por lo que tampoco se asegura una influencia directa de la sismicidad en la región en los cambios de velocidad del medio.

De igual manera que en el campo geotérmico, sin importar el valor de CC, las variaciones relativas de velocidad reflejan un comportamiento oscilatorio (Figura 4.2.6) visible en todos los componentes, RR causal es quien en menor medida muestra dicho patrón precisamente porque son mínimas las variaciones sobre todo entre los días 6 y 17 del mes, y ya que dicho comportamiento no parece estar afectado por los eventos LP y volcanotectónicos, éste podría estar influenciado por otros fenómenos locales de tipo meteorológico. Por ello se compararon los  $dv/v$  con las curvas de

temperatura, evaporación y precipitación (Figura 4.2.6), y se observó que la evaporación y la precipitación aparentemente no influyen en las variaciones relativas de velocidad, no así la temperatura con quien existe una gran similitud, por lo que la oscilación de  $dv/v$  parece tener una influencia de la variación diurna de temperatura. La aplicación de un filtro o de una técnica que elimine de  $dv/v$  la tendencia de la temperatura podría permitir la visualización de otras variaciones opacadas por el efecto de la temperatura.

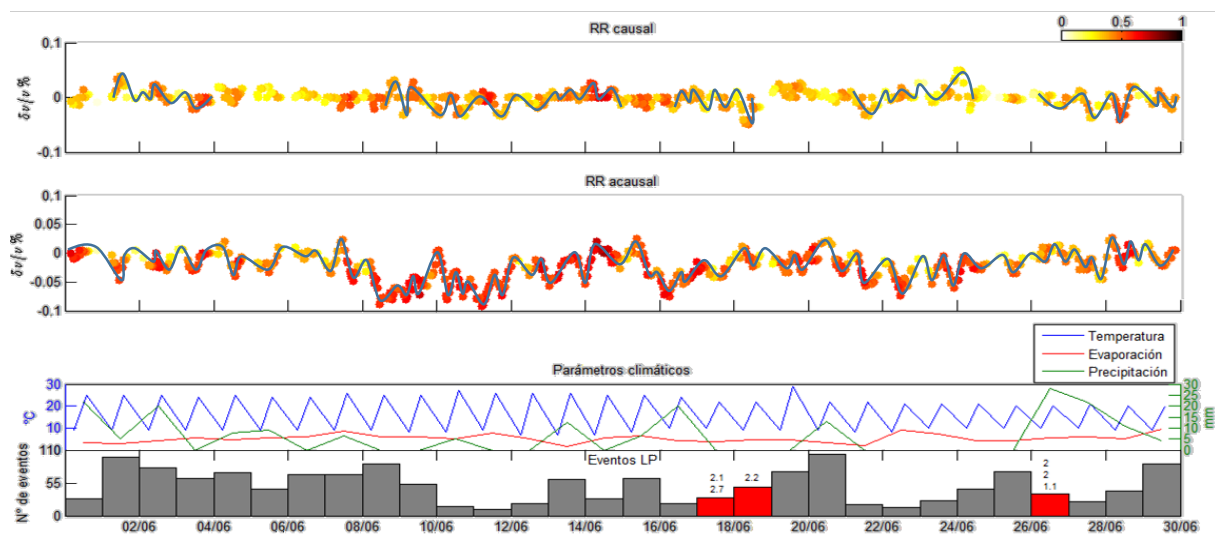


Figura 4.2.6. Comparación visual entre las variaciones relativas de velocidad por hora de la parte causal, 10 s a 15 s (arriba), y acausal, -10 s a -15 s (medio), del componente RR (filtrado entre 0.125 y 1 Hz) y los parámetros climáticos (temperatura, azul; evaporación, rojo; precipitación, verde), los eventos volcanotectónicos (rojo) y eventos LP (barras grises) del volcán Popocatepetl (abajo) para el mes de junio de 2012. En los gráficos de  $dv/v$  la línea azul resalta el comportamiento oscilatorio de las variaciones relativas de velocidad, y la escala de colores representa el grado de CC. En todos los gráficos el eje horizontal representa el tiempo.

## Capítulo 5

# Conclusiones

Los resultados de esta tesis demuestran que la teoría de interferometría aplicada a la sismica es una herramienta de grandes alcances. Para un mes de registro entre un par de estaciones de banda ancha, la recién explorada variante de esta teoría, la interferometría sísmica multicomponente, permitió obtener aproximaciones de la respuesta al impulso del subsuelo en nueve direcciones diferentes, curvas de dispersión y variaciones relativas de velocidad en la zona del campo geotérmico Tres Vírgenes y el volcán Popocatepetl.

Fue posible hacer emerger de las funciones de Green empíricas la onda viajando de un receptor a otro en la parte acausal y/o causal de componentes distintos al ZZ, incluso en algunos casos con mejor relación señal-ruido, en el periodo de observación de 1.25 s a 2.5 s lo que indica que la señal coherente proviene de las vibraciones naturales de cada una de las zonas.

El carácter dispersivo del medio fue visible en otros componentes a parte del ZZ y se logró distinguir dos tipos de ondas: las ondas Love en las direcciones TT y las Rayleigh en la RR, RZ, ZR y ZZ como lo marca la literatura, aunque los componentes RT, TR y ZT también presentaron curvas de dispersión similares a las de ondas Rayleigh, incluso igual o mejor que ZZ.

En el periodo analizado de 1 s a 8 s, tanto para Tres Vírgenes como para el Popocatepetl, las variaciones relativas de velocidad se presentaron entre -0.1% y +0.1%, y al parecer no existe relación alguna con la sismicidad local o regional como podría esperarse, pero sí de la variación

diurna de temperatura, por lo que la aplicación de un filtro podría realzar otro tipo de variaciones ocultas por el efecto de la temperatura.

Es importante mencionar que el tratamiento de los datos siempre será un factor determinante para lograr los objetivos. En este trabajo el blanqueamiento espectral resultó ser la mejor técnica de normalización en las dos localizaciones y para esos meses de registro, sin embargo no se descarta el hecho de que otros pre procesamientos ofrezcan mejores resultados. Sin embargo se recomienda emplear en primera instancia el blanqueamiento espectral antes de utilizar otro que consuma tiempo de cómputo. Además, para trabajos de exploración y/o monitoreo se sugiere analizar por separado las contribuciones de la parte acausal y casual de la FGE, ya que como se mostró en los resultados de esta tesis, proveen información sustancial para una mejor estimación de la estructura  $V_s$  del subsuelo y/o las variaciones relativas del campo de esfuerzos.

Finalmente, con los resultados de este trabajo coincidimos con que el tradicional procesamiento del componente  $ZZ$  en IS provee resultados aceptables, sin embargo como se observó, no siempre son los mejores, pues características adicionales resultan de la ISM con los términos cruzados del tensor de Green, y que en situaciones donde no sea factible trabajar con registros verticales podrían brindar igual o mejores resultados. Para ello se requiere aprovechar los registros triaxiales de banda ancha con los que actualmente se tienen instrumentados los sitios analizados en este estudio.

# Referencias

- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P. y Yang Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Bormann P. (2015). Seismic Noise. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*: Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-36197-5\_289-1
- Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Nercessian, A. y Ferrazzini, V. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*. 34, L02305. doi: 10.1029/2006GL028586
- Calò, M., Kinnaert, X. y Dorbath, C. (2013). Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross-correlations: application to the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1893–1899. doi: 10.1093/gji/ggt205
- Campillo, M. y Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299, 547–549. doi: 10.1126/science.1078551
- Campillo, M., Roux P. y Shapiro N. (2014). Seismic ambient noise correlation. *Encyclopedia of solid earth geophysics: Encyclopedia of Earth Sciences Series*: Springer-Verlag, 1230–1236. doi: 10.1007/978-90-481-8702-7\_218
- Córdoba F., Iglesias A., Singh S., Spica Z. y Legrand D. (2014). Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 441-457
- Curtis, A., Gerstoft P., Sato H., Snieder R. y Wapenaar K. (2006). Seismic interferometry — turning noise into signal: *The Leading Edge*, 25(9), 1082–1092. doi: 10.1190/1.2349814
- Czarny, R., Marcak, H., Nakata, N., Pilecki, Z. y Isakow, Z. (2016). Monitoring velocity changes caused by underground coal mining using seismic noise. *Pure and Applied Geophysics*, 173(6), 1907-1916. doi: 10.1007/s00024-015-1234-3
- Diccionario de Física. *Diccionarios Oxford-Complutense*. Editorial Complutense, 2008. pp.639. [books.google.es/books?isbn=8474918103](https://books.google.es/books?isbn=8474918103), 9788474918106
- Draganov, D., Wapenaar, K. y Thorbecke, J. (2006). Seismic interferometry: Reconstructing the earth's reflection response. *Geophysics*, 71(4), SI61-SI70. doi: 10.1190/1.2209947



- Goldstein, P., A. Snoke, (2005), "SAC Availability for the IRIS Community", Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter
- Gómez A., Orozco T. y Ferrari L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283
- Haney, M. M., Nies, A., Masterlark, T., Needy, S. y Pedersen, R. (2011). Interpretation of Rayleigh-wave ellipticity observed with multicomponent passive seismic interferometry at Hekla Volcano, Iceland. *The Leading Edge*, 30(5), 526-531. doi: 10.1190/1.3589111
- Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi: 10.1785/0220110096
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., & Nakahara, H. (2012). Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), doi: 10.1029/2012JB009402
- Lehujeur, M., Vergne, J., Schmittbuhl J. y Maggi A. (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(1), 1–17. doi: 10.1186/s40517-014-0020-2
- Lin, F.-C., Moschetti M. y Ritzwoller M. (2008). Surface-wave tomography of the western United States ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps: *Geophysical Journal International*, 173(1), 281–298. doi: 10.1111/j.1365–246X.2008.03720.x
- Macías J. y Jiménez E. (2013). Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. *Geotermia*, 26(1), 14-23
- Macías L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424
- Mikesell, T. D., Malcolm, A. E., Yang, D. y Haney, M. M. (2015). A comparison of methods to estimate seismic phase delays: Numerical examples for coda wave interferometry. *Geophysical Journal International*, 202(1), 347-360. doi: 10.1093/gji/ggv138
- Muñoz E. (2007). Los lahares del Popocatépetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos (tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid, España
- Nakata, N., Snieder, R., Tsuji, T., Larner, K. y Matsuoka, T. (2011). Shear wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross-coherence. *Geophysics*, 76(6), SA97-SA106. doi: 10.1190/GEO2010-0188.1
- Ortiz I. y Lorenzo C. (2009). Quince años de monitoreo sísmico en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia*, 22(2), 28-34
- Robinson, E. A. y Treitel, S. (2000). *Geophysical signal analysis*. Society of Exploration Geophysicists

- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A. y Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(3). doi: 10.1029/2004GL021862
- Shapiro, N. M. y Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), L07614. doi: 10.1029/2004GL019491
- Shen, Y., Ren, Y., Gao, H. y Savage, B. (2012). An Improved Method to Extract Very-Broadband Empirical Green's Functions from Ambient Seismic Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1872-1877. doi: 10.1785/0120120023
- Snieder R. (2006). Retrieving the Green's function of the diffusion equation from the response to a random forcing. *Physical Review E*, 74, 046620. doi: 10.1103/PhysRevE.74.046620
- Snieder, R., Miyazawa, M., Slob, E., Vasconcelos, I. y Wapenaar, K. (2009). A comparison of strategies for seismic interferometry. *Surveys in Geophysics*, 30(4-5), 503-523. doi: 10.1007/s10712-009-9069-z
- Stehly L, Campillo M, Shapiro N. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, 111, B10306. doi: 111(B10):B10306
- Stein, S. y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing, Oxford
- van Wijk K., Douma H., Mikesell D. y Haney M. (2011). Exploiting the crossterms of the virtual Rayleigh-wave Green tensor for surface-wave inversion. 81th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1378-1383
- Universidad Nacional Autónoma de México e Instituto de Ingeniería UNAM. (2011). Estudio de sísmica pasiva en Tres Vírgenes, B.C.S. Periodo 2011. Informe técnico. No. 1526.
- Vasconcelos, I. y Snieder, R. (2008a). Interferometry by deconvolution: Part 1—Theory for acoustic waves and numerical examples. *Geophysics*, 73(3), S115-S128. doi: 10.1190/1.2904554
- Vasconcelos, I. y Snieder, R. (2008b). Interferometry by deconvolution: Part 2—Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging. *Geophysics*, 73(3), S129-S141. doi: 10.1190/1.2904985
- Wapenaar, K., Slob, E. y Snieder, R. (2006). Unified Green's function retrieval by cross correlation. *Physical Review Letters*, 97(23), 234301
- Wapenaar, K. y Fokkema, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71(4), SI33-SI46. doi: 10.1190/1.2213955
- Wong V. y Munguía L. (2006). Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica Internacional*, 45(1), 23-37

## Anexos

Comparación visual entre los cambios de temperatura y los eventos sísmicos para la zona del campo geotérmico Tres Vírgenes y las variaciones  $dv/v$  por hora para la parte acausal (-13 s a -18 s) y causal (13 s a 18 s) de todos los componentes del tensor de Green empírico filtrados entre 0.125 y 1 Hz. De acuerdo al Informe técnico del estudio de sismica pasiva en las Tres Vírgenes, B.C.S. para el periodo 2011 del Instituto de Ingeniería, la gráfica de eventos sísmicos considera a los eventos sísmicos locales y regionales para el mes de agosto de 2011 (Figura 1). La escala de colores de  $dv/v$  representa el valor de CC. Los eventos locales corresponden a los registrados por el equipo dentro del campo geotérmico, y los regionales reportados por el SSN, el eje vertical representa la magnitud de coda. En la gráfica de eventos también se muestra la curva de temperatura obtenida a partir de los valores de temperatura máxima y mínima por día obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional para la estación Santa Rosalía ubicada aproximadamente a 34 km de las estaciones, se consideraron las 6:00 y 14:00 como las horas en las que se presentaría el mínimo y máximo valor de temperatura respectivamente. En esta región no se construyeron curvas de precipitación o evaporación debido a valores nulos de éstos.

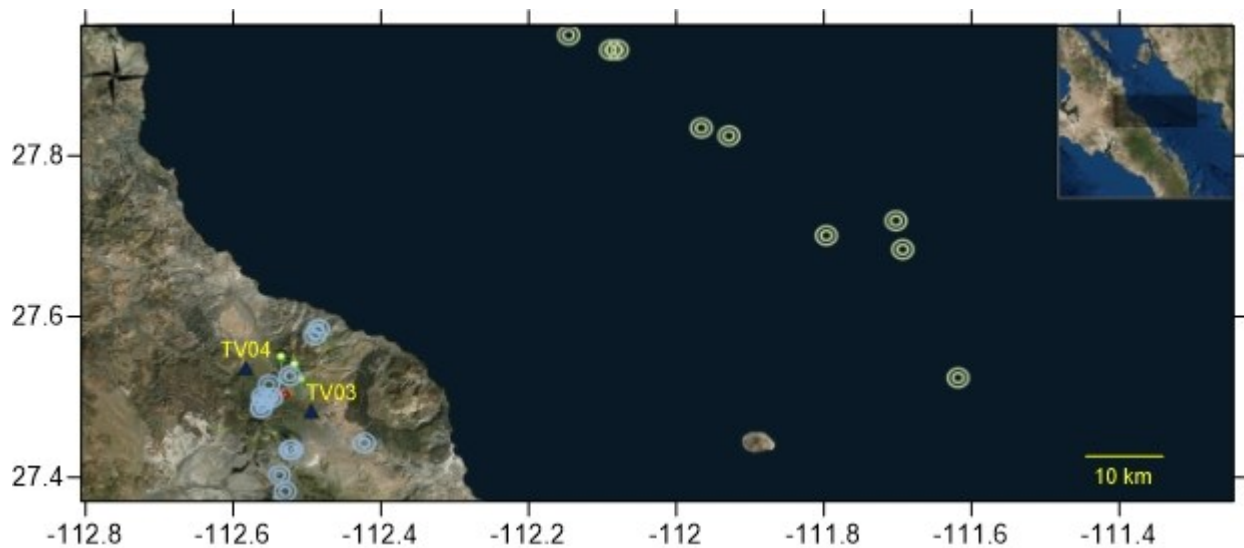
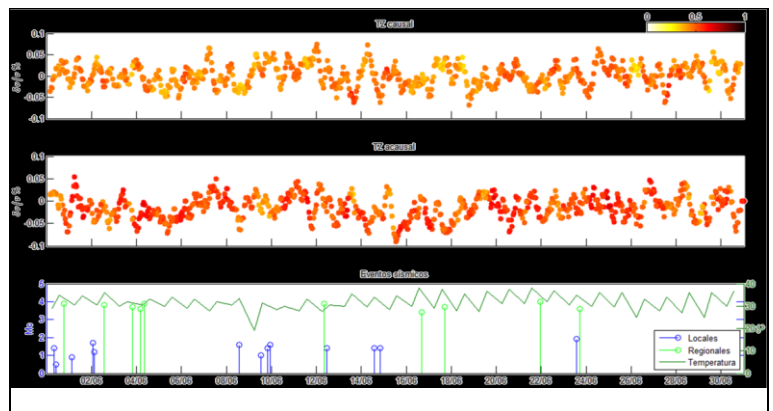
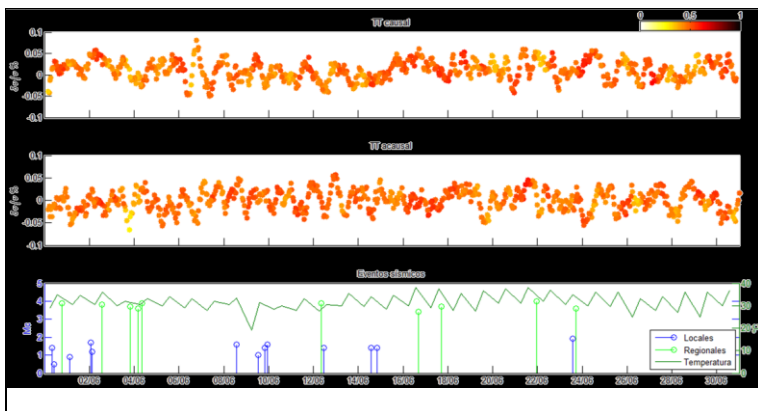
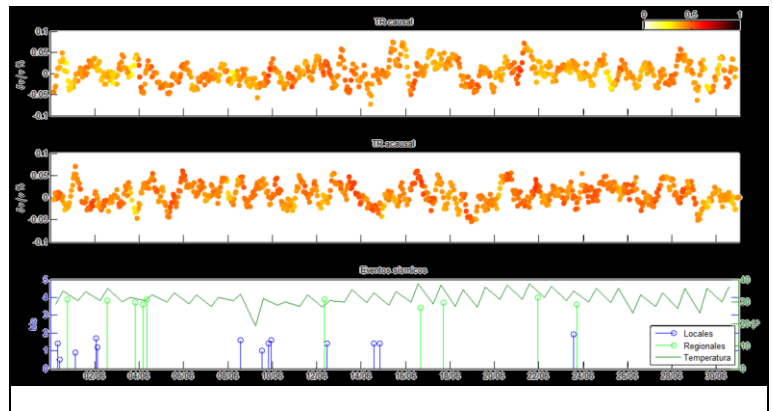
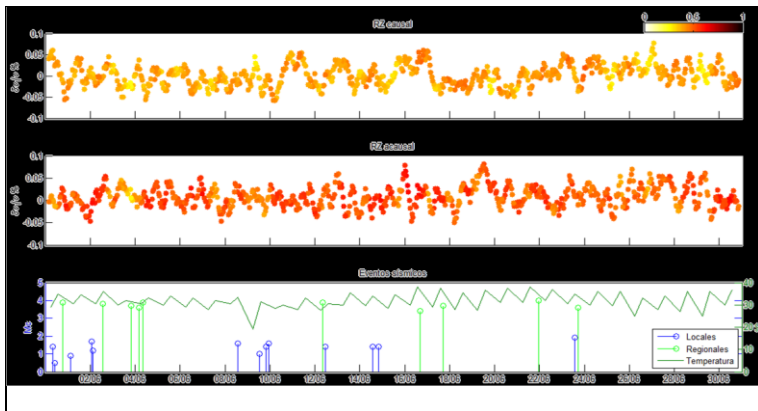
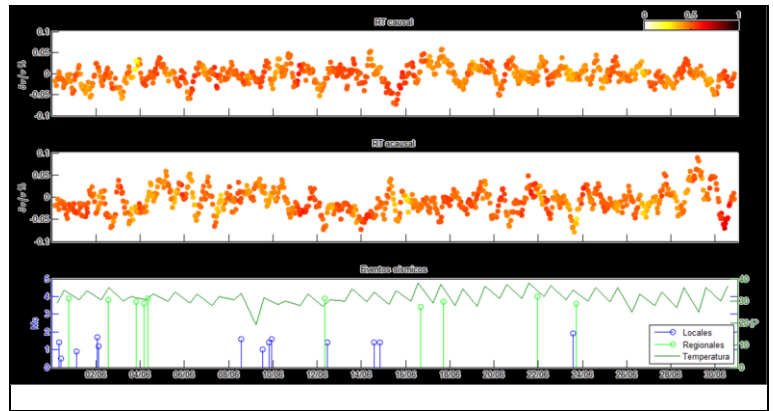
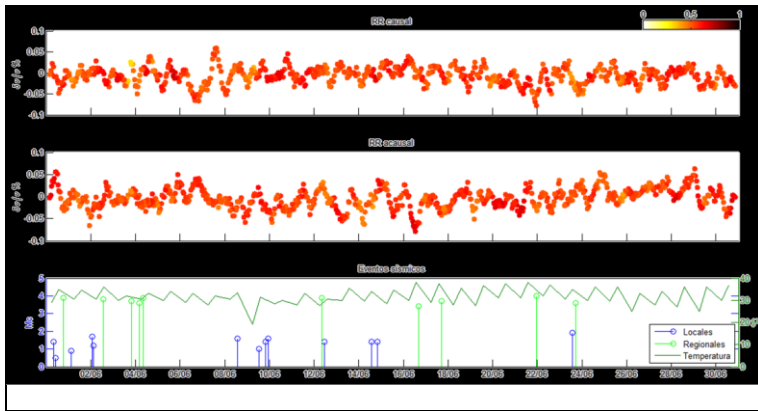
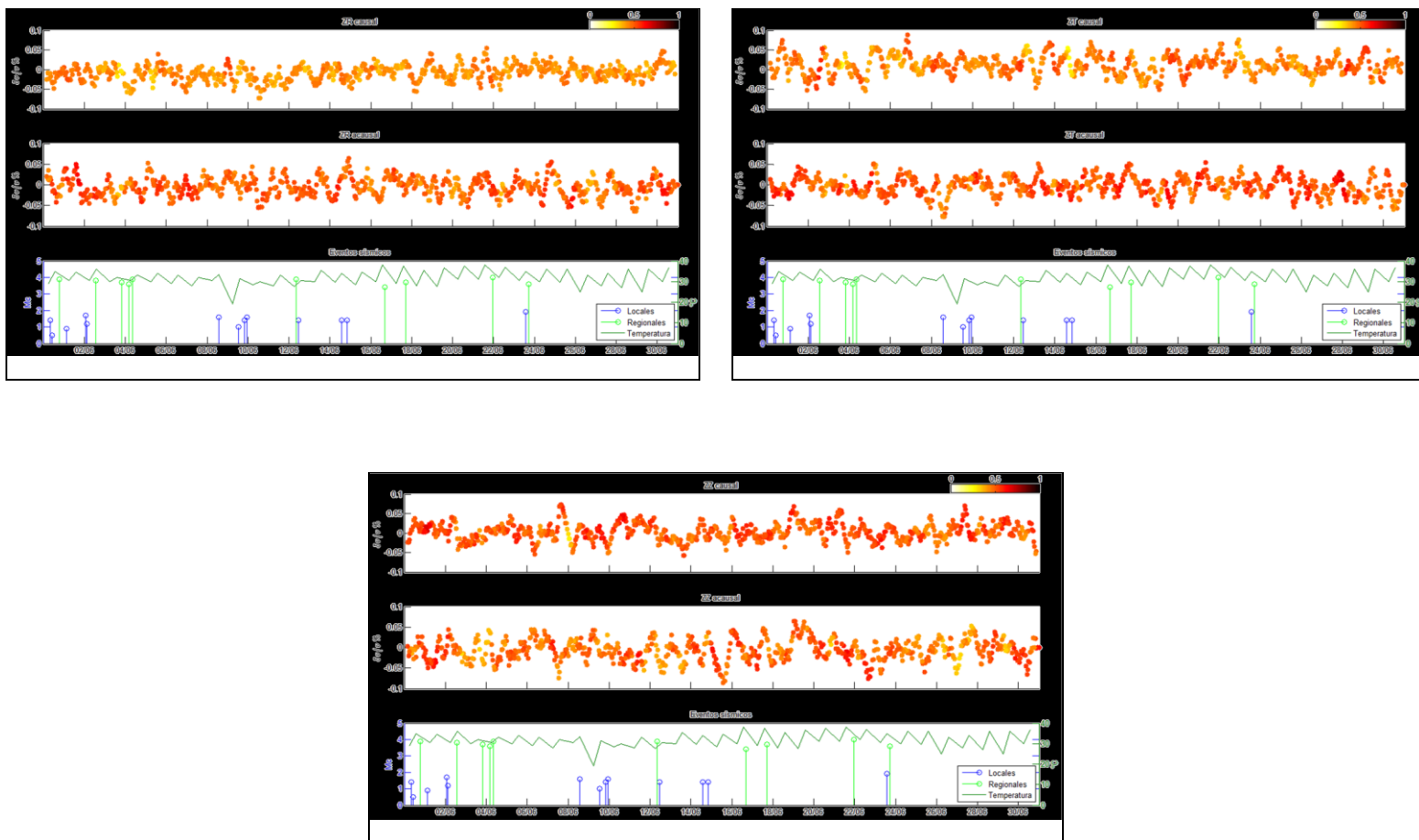


Figura 1. Mapa donde se ubican los eventos sísmicos locales (círculos azules) y regionales (círculos verdes) para el mes de agosto de 2011 en el campo geotérmico Tres Vírgenes.





Comparación visual entre los parámetros climáticos y los eventos sísmicos para la zona del volcán Popocatepetl y las variaciones  $dv/v$  por hora para la parte causal (10s a 15s) y acausal (-10s a 15s) de todas las componentes del tensor de Green empírico. La escala de colores representa los valores de CC, la escala vertical de la gráfica de barras representa el número de eventos de largo periodo (LP), o baja frecuencia, registrados durante el día y las secciones en color rojo la ocurrencia de sismos volcanotectónicos (Figura 2) en esos días para el mes de junio de 2012 con sus respectivas magnitudes de coda. El gráfico de parámetros climáticos muestra las curvas de temperatura (azul), precipitación (verde) y evaporación (rojo) construidas a partir de los datos registrados por la estación Atlautla aproximadamente a 10 km del Popocatepetl y obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional. La curva de temperatura se construyó a partir de los valores mínimos y máximos, considerando las 6:00 y 14:00 como las horas donde se presenta la mínima y máxima temperatura durante el día, respectivamente. Las curvas de precipitación y evaporación se obtuvieron a partir de datos (en mm) por día, asignando el valor a la mitad del día.

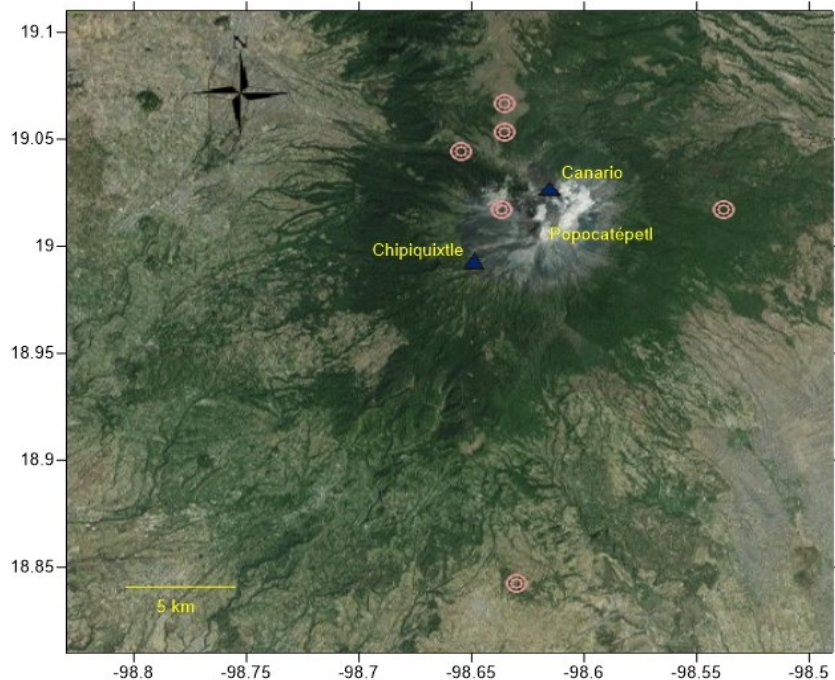
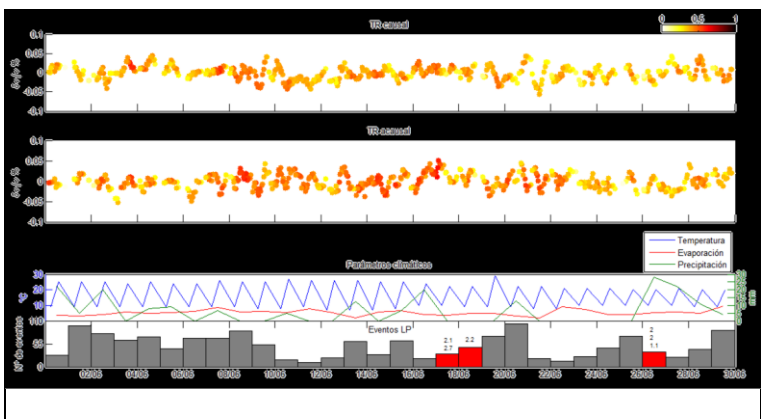
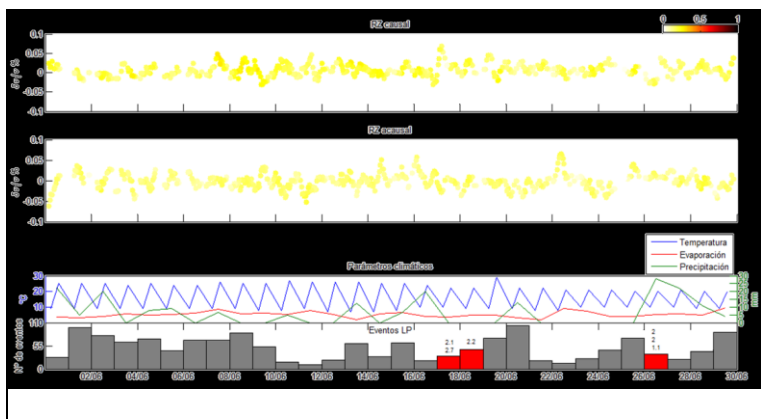
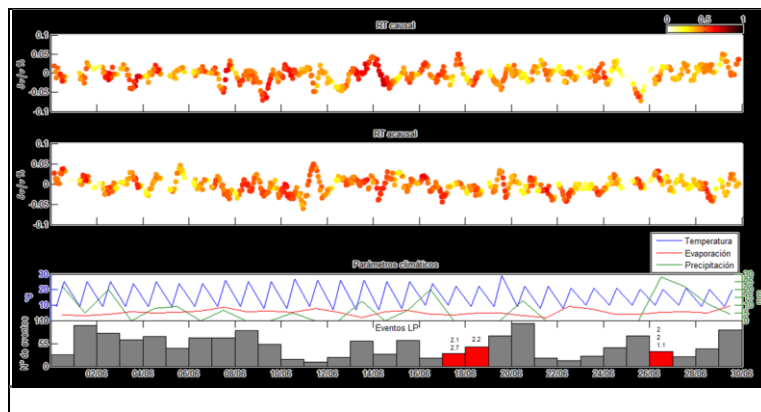
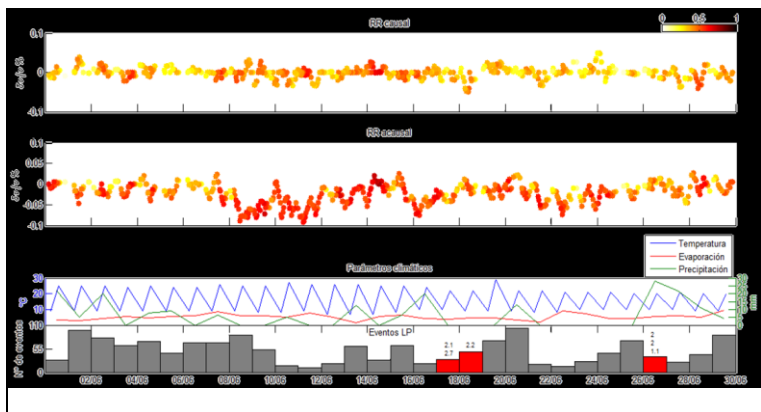
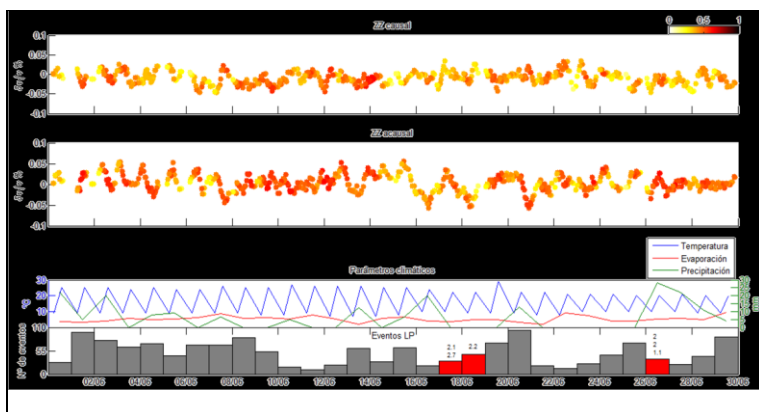
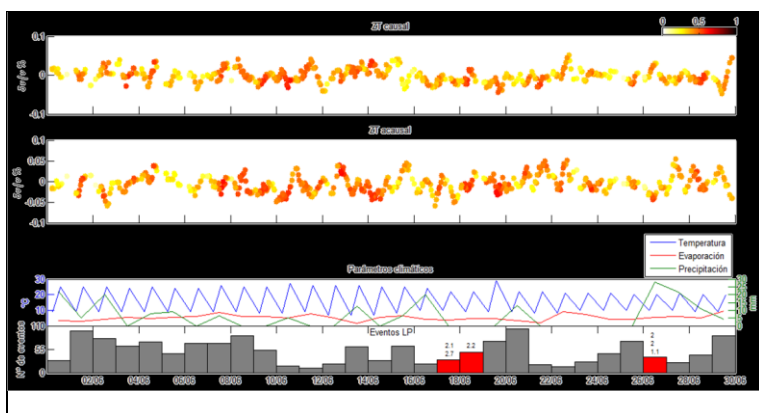
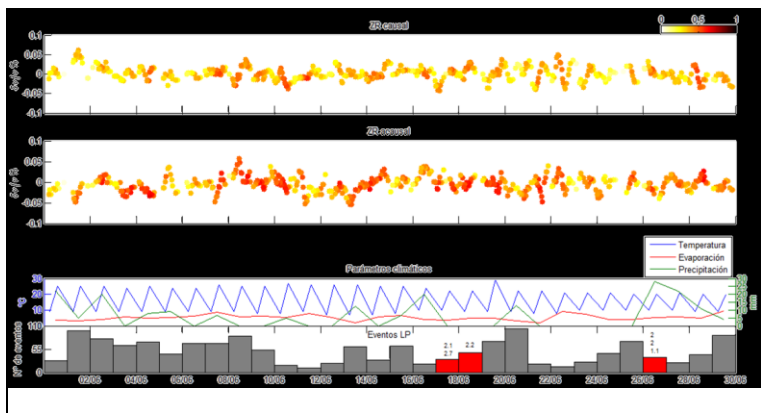
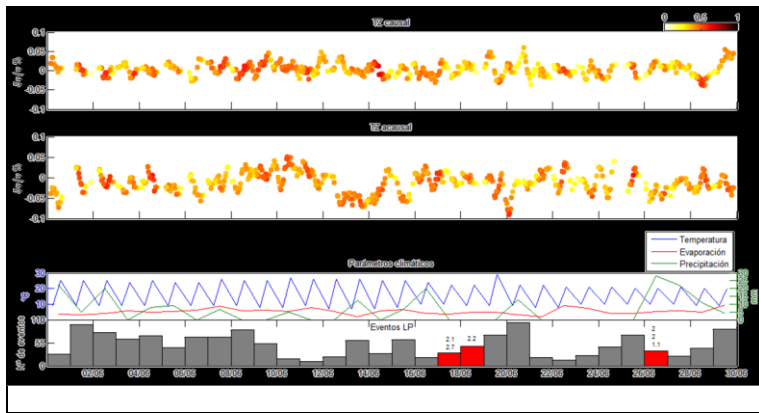
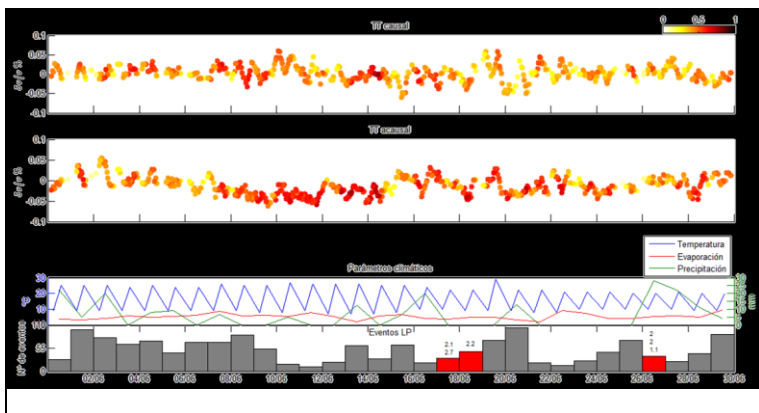


Figura 2. Mapa donde se ubican los sismos volcanotectónicos ocurridos durante el mes de junio de 2012 en el volcán Popocatepetl.







# Glosario

**Apilamiento.** Suma de correlogramas, representa la integración de la función de correlación sobre todas las fuentes.

**Campo difuso.** Campo de ondas en donde la energía irradia de fuentes aleatorias de igual nivel conformado por ondas que arriban de diferentes ángulos con igual intensidad con amplitudes y fases aleatorias propagándose en todas las direcciones y por lo tanto contienen información de cualquier trayectoria posible.

**Coda.** Parte final de una señal sísmica resultado de múltiples partes dispersas de las ondas sísmicas (scattering) debido a las heterogeneidades a pequeña escala en la litósfera.

**Correlación cruzada.** Operador aplicado a dos señales durante un periodo de tiempo para detectar sus similitudes y/o la diferencia de tiempo de viaje de las ondas registradas entre pares de estaciones.

**Correlograma.** Señal resultante de la operación de correlación cruzada con una parte positiva en tiempo denominada causal y una negativa llamada acausal, resultado de las ondas viajando en direcciones contrarias entre las estaciones.

**Equipartición.** Condición del medio donde se considera que en cada receptor las ondas se propagan en todas las direcciones.

**Fase estacionaria.** Condición del medio donde se considera que las fuentes generan ondas que se propagan de un receptor a otro de manera directa sin perturbación, como resultado se obtienen señales estacionarias, es decir, señales con propiedades estadísticas constantes a lo largo del tiempo con infinita energía y finito poder.

**Función de correlación.** Función resultante de la aplicación del operador de correlación cruzada a pares de registros y que en el caso ideal converge a la función de Green del medio.



**Función de Green.** Función que describe a un campo de ondas elástico excitado por una fuerza puntual instantánea bajo ciertas condiciones de frontera.

**Función de Green empírica.** Resultado de la aplicación de la técnica de interferometría sísmica. Es la función de Green convolucionada con la autocorrelación de la función de fuente, lo cual provee una estimación de la función de Green entre dos estaciones (A y B), es decir, una aproximación de la señal que sería registrada en A debido a una fuente impulsiva generada en B.

**Interferograma.** Señal resultante de la aplicación de la técnica de interferometría.

**Interferometría.** Estudio del fenómeno de interferencia entre pares de señales para obtener información de las diferencias entre ellas.

**Interferometría sísmica.** También llamada “Extracción de la función de Green”, “Daylight imaging” o “Método de la fuente virtual”, es el estudio de la interferencia entre señales sísmicas, consiste en dos pasos: la correlación cruzada de las señales registradas por dos estaciones (aunque también se ha empleado la deconvolución y la coherencia cruzada) y el apilamiento de los correlogramas. El objetivo principal de la IS es obtener la respuesta al impulso entre receptores sin ningún conocimiento sobre los parámetros del modelo y con ello determinar los cambios temporales del medio a partir de las ondas propagadas en él.

**Interferometría sísmica activa.** Parte de la interferometría sísmica donde las ondas provienen de fuentes controladas.

**Interferometría sísmica multicomponente.** Parte de la interferometría sísmica donde se obtienen las nueve componentes del tensor de Green a partir de registros en tres direcciones (radial R, transversal T y vertical Z) y es posible la extracción de ondas Love en el componente TT y ondas Rayleigh en las componentes RR, ZR y ZZ.

**Interferometría sísmica pasiva.** Parte de la interferometría sísmica que considera como fuente al ruido sísmico, ondas de coda o sismos.

**Respuesta al impulso.** Campo de ondas que sería medido en un sitio si una fuente impulsiva actuara en otro lugar.

**Ruido cultural.** Vibraciones ocasionadas por la actividad humana, como son la industria y el tráfico.

**Ruido sísmico.** Parte de un registro sísmico donde se encuentran las componentes del movimiento del suelo que no están relacionadas a sismos o fuentes controladas y se considera opaca la señal bajo investigación. Las causas del ruido pueden ser diversas como: vibraciones ambientales debido a fuentes naturales (microsismos oceánicos, viento etc.), vibraciones hechas por el hombre (industria, tráfico etc.), señales secundarias producto de la propagación de ondas sísmicas en un medio inhomogéneo (debido a ondas de scattering y por lo tanto también denominado ruido generado por señal), efectos de gravedad (como la atracción Newtoniana de la atmósfera, aceleraciones horizontales debido a la inclinación de la superficie), señales producto de la sensibilidad de sismómetros de banda ancha a las condiciones ambientales (como temperatura, presión de aire, campos magnéticos etc.), señales debido a imperfecciones técnicas o deterioro de los sismómetros pasivos (corrosión, corrientes de fuga, semiconductores defectuosos, etc.), ruido intrínseco del sismómetro y métodos de medición de la instrumentación sísmica (como ruido Browniano, ruido electrónico y cuantificación) y artefactos del procesamiento de datos.

**Ruido sísmico ambiental.** Parte del ruido que puede dividirse en dos categorías de acuerdo al periodo de observación: periodos mayores a 2 s, dominado por microsismos oceánicos, resultado de la interacción entre las ondas oceánicas y las costas; periodos menores a 2 s: numerosos fenómenos son responsables de este ruido, se puede dividir en dos tipos: vibraciones naturales (viento actuando en los árboles o estructuras en el subsuelo etc.) y vibraciones ocasionadas por el hombre (industria, tráfico etc.), este tipo de ruido local varía de una región a otra.

**Ruido coherente.** Señal proveniente de fuentes comunes registradas en ambas estaciones y que genera la señal en los correlogramas.

**Ruido incoherente.** Señal proveniente de fuentes no relacionadas e independientes y que genera ruido en los correlogramas.

**Señal.** Ondas transitorias que pueden utilizarse para obtener información de la fuente y/o el medio y su extracción es el objetivo de una investigación.

**Zona de Fresnel.** Área de interferencia constructiva a través de la continuación del camino que une a las dos estaciones en fase estacionaria donde se localizan las fuentes que contribuyen en mayor medida a la emergencia de la función de Green.