



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

MAESTRÍA EN INGENIERÍA EN EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE
RECURSOS NATURALES

**IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS MAYORES EN EL CAMPO
GEOTÉRMICO LAS TRES VÍRGENES, BCS, MEDIANTE
TOMOGRFÍA SÍSMICA DE RUIDO AMBIENTAL, AÑO 2011.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:

ING. HÉCTOR RODRÍGUEZ FLORES

TUTOR:

DR. MARTÍN CARDENAS SOTO, Facultad de Ingeniería

COTUTOR:

M. C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO, Instituto de Ingeniería

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Julio 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

JURADO ASIGNADO:

Presidente: M. C. Campos Madrigal Emiliano

Secretario: M. C. Escobedo Zenil David

1 er. Vocal: Dr. Cárdenas Soto Martín

2 do. Vocal: M.C. Lermo Samaniego Javier F.

3 er. Vocal: Dr. Tago Pacheco Josué

Lugar donde se realizó la tesis: **Facultad de Ingeniería, UNAM.**

TUTOR DE TESIS:

Dr. Martín Cárdenas Soto

FIRMA

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a las personas que estuvieron apoyándome durante la elaboración de este proyecto de tesis, con mención especial quisiera agradecer:

A Maricarmen, Sharon y Adrián por su apoyo constante, motivación y consejo para salir adelante en momentos difíciles de mi vida.

A Nohemí y su familia por el apoyo incondicional y motivación para superarme cada día.

A mi familia que siempre me acompaña y apoya en todo momento.

Agradecimientos

Agradezco enormemente al Dr. Martin Cárdenas Soto por brindarme su apoyo incondicional, paciencia y conocimientos durante el desarrollo de este trabajo, así como al M. en C. Javier F. Lermo Samaniego por permitirme formar parte de los trabajos de investigación del Instituto de Ingeniería de la UNAM, para ellos toda mi admiración y respeto.

A mis sinodales: el M en C. David Escobedo por sus valiosos comentarios y paciencia para guiarme durante el proceso de titulación, al Dr. Josué Tago por sus valiosas observaciones a mi trabajo y palabras de motivación y al Dr. Emiliano Campos por retroalimentarme con sus comentarios y observaciones.

Al comité de posgrado por permitirme presentar este trabajo.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería: Fernando, Luis, Ernesto, Rodrigo, Enrique, Eduardo y Edgar por compartir estos valiosos años de formación académica en la UNAM.

Agradezco a la Comisión Federal de Electricidad y a la Gerencia de Proyectos Geotérmicos por permitirme utilizar los datos de este trabajo.

Al programada de Becas CONACYT por su apoyo durante mi estancia en la Maestría en Ingeniería.

Este estudio ha sido parcialmente apoyado por PAPIIT-IN117119 y PAPIME-PE105520.

Contenido

Índice de figuras	3
Índice de tablas	7
Resumen	8
Capítulo 1	9
1. Generalidades	9
1.1. Introducción	9
1.2. Planteamiento del problema	11
1.3. Objetivo	11
1.4. Desarrollo del trabajo	11
1.5. Estudios previos de ruidos sísmicos	13
Capítulo 2	15
2. Geología y monitoreo sísmico del complejo volcánico	15
2.1. Geología de la zona de estudio	15
2.2. Monitoreo sísmico en el campo geotérmico	20
2.3. Análisis de sismicidad durante el periodo de estudio	24
Capítulo 3	27
3. Marco teórico	27
3.1 Antecedentes	27
3.2 Ruido sísmico y campos difusos	28
3.3 Interferometría sísmica	30
3.4 Función de Green	30
3.4.1 Parte causal y anticausal de la función de Green	36
3.5 Curvas de dispersión	38
3.5 Tomografía de ondas superficiales	40
3.5.1 Método de marcha rápida	41
3.5.2 Inversión de tomografía	45

3.5.3	Método de tomografía multiescala.....	46
Capítulo 4	51
4.	Metodología y resultados.....	51
4.1.	Introducción.....	51
4.2.	Preparación de datos.....	52
4.2.1	Normalización en tiempo.....	53
4.2.2	Normalización en frecuencia	54
4.3.	Correlación cruzada	55
4.4.	Funciones de Green de las estaciones.....	58
4.5.	Curvas de dispersión	61
4.6.	Inversión de tomografía de onda superficial	63
4.7.	Discusión de los resultados	66
Capítulo 5	71
5.	Conclusiones	71
Referencias	73

Índice de figuras

Figura 2.1.1 Mapa de localización del campo geotérmico Las Tres Vírgenes. Fuente: Urban y Lermo (2012).	16
Figura 2.1.2 a) Columna geológica de la zona de la sucesión volcánico-sedimentaria, b) perfil geológico SW-NW del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes. Fuente: Modificada de Macías y Jiménez, (2013).	19
Figura 2.2.1 Estación TV01 que consta de un sismómetro Guralp modelo CMG-DM24X de banda ancha, su batería y un registrador de mayor capacidad (16GB). Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).	22
Figura 2.2.2 Mapa de la distribución de la red sísmica del campo geotérmico Las Tres Vírgenes. Los triángulos amarillos representan las estaciones sísmicas de monitoreo, en rojo la estación Repetidora y la Estación Central, donde se almacena la información. Fuente: Elaboración propia.	23
Figura 2.2.3 Indica alta frecuencia de eventos sísmicos (locales y regionales) durante el periodo de 2011. Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).	24
Figura 2.2.4 a) Mapa de la distribución de la sismicidad del 2011, b) Sección SW-NE con los eventos proyectados debajo el campo geotérmico Las Tres Vírgenes. En círculos rojo se agrupan los enjambres detectados durante ese periodo. Fuente: Tomada de Antayhua, (2017).	26
Figura 3.4.1 Principio básico de la interferometría. a) Onda plana viajando en sentido positivo “x” hacia los receptores X_A y X_B . b) Respuesta en X_A es la respuesta impulsiva o función de Green en X_A representado por $G(X_A, X_s, t)$. c) Respuesta en X_B representada por $G(X_B, X_s, t)$. d) La correlación cruzada se interpreta como la respuesta de la fuente X_A observada en X_B , es decir:	33
$G(X_B, X_A, t)$. Fuente: Modificada de Wapenaar et al., (2010).	33
Figura 3.4.2 Ejemplo de correlación cruzada entre los pares de estaciones ANMO y PWDF (Disney Wilderness Preserve, FL, USA). Se ilustra la aparición de las ondas superficiales tipo Rayleigh al apilar 24 meses, se observa una mayor amplitud en la	

parte anticausal que es la parte derecha de la función). Fuente: Modificada de Bensen et al., (2007).	36
Figura 3.4.3 Diferentes respuestas de la correlación cruzada entre pares de estaciones 1 y 2 dependiendo la distribución de las fuentes: caso a) simetría en la parte causal y anticausal por distribución homogénea de fuentes, b) respuesta asimétrica, el pulso de la parte causal tiene mayor amplitud por la mayor contribución de las fuentes cercanos a la estación 1 y c) asimetría por mayor amplitud en la parte anticausal, y mayor aportación de fuentes cercanas en la estación 2. Fuente: Modificada de Gaité, (2013).	38
Figura 3.4.4 Fenómeno de dispersión de una onda superficial que se caracteriza por el incremento en la velocidad conforme se aumenta el periodo. Las variaciones de la curva dependen de las características del medio. Fuente: Tomada de Stein y Wysession (2003).	39
Figura 3.5.1 Propagación del frente de onda en lo que se conoce como una banda estrecha cuyos nodos cercanos buscan la trayectoria de mínimo tiempo de viaje. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).	43
Figura 3.5.2 a) indica el cálculo del tiempo de viaje de un frente de onda hasta la interfase, b), se configura el frente de onda en todos los puntos de la interfase y se reinician los valores anteriores, c), se reinicia el cálculo de la trayectoria para el frente reflejado. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).	44
Figura 3.5.3 La línea continua representa el límite real de la capa, mientras que las líneas punteadas indican la malla irregular. Los círculos indican los nodos calculados mediante ecuación y los triángulos los valores calculados por triangulación. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).	44
Figura 4.1 Diagrama de flujo utilizado para el acondicionamiento, procesamiento e interpretación de la información. Fuente: Elaboración propia.	51
La normalización temporal reduce el efecto de fuentes sísmicas asociadas a la actividad de alta frecuencia como la actividad humana cuyas amplitudes son superiores al resto de la señal, por lo general, este tipo de fuentes no son estacionarias.	53

La normalización por un bit o “one-bit normalization” consiste en retener todas las amplitudes de la traza sísmica cambiando todo valor positivo por el valor + 1 y todo valor negativo con -1 (Bensen et al., 2007). Esta normalización incrementa la relación señal ruido de la traza..... 53

Figura 4.2.1 Normalización en tiempo de un registro sísmico de la estación TV01 de 60 minutos. a) Señal sin procesar, b) señal con media eliminada, c) señal con tendencia lineal eliminada, d) Registro de ruido sin procesar, e) Registro sin media ni tendencia lineal, f) Registro con normalización de un bit. Fuente: Elaboración propia. 53

Figura 4.2.2 Espectros de frecuencia de: a) señal sin procesar, b) señal sin media ni tendencia lineal, y con normalización en tiempo de un bit, c) registro con blanqueo espectral entre 0.1 y 10 Hz y amplitud de 1. Fuente: Elaboración propia. 54

Figura 4.3.1 Mapa con la distribución de las estaciones alrededor del complejo volcánico Las Tres Vírgenes. Fuente: Elaboración propia. 55

Figura 4.3.2 a) Correlación cruzada entre las estaciones TV01 y TV22. La línea roja punteada referencia el tiempo $t=0s$, se observa una asimetría entre la parte causal y anticausal, que indica la distribución no homogénea de las fuentes, b) Todas las correlaciones en un mismo gráfico. Fuente: Elaboración propia. 56

Figura 4.3.3. Gráficas de correlaciones entre los pares de estaciones a) todas las correlaciones y a1) superpuestas TV04-TV05. De igual manera para el par de estaciones TV01-TV22 b) y b1). Fuente: Elaboración propia. 57

Figura 4.4.2 Mapa de las trayectorias de TV04 respecto al resto de las estaciones. Se muestra el apilamiento de las correlaciones de TV04 con el resto de las estaciones. En algunos casos se recuperó la Función de Green, excepto en: TV01-TV04, TV04-TV11, TV04-TV18, TV03-TV04. Fuente: Elaboración propia. 58

Figura 4.4.3 Izquierda, se indica el número de correlación de todos los pares de estaciones, el par de estaciones y la distancia entre ellas. Derecha, apilamiento entre la parte causal y anticausal, la línea punteada resalta la respuesta del modo fundamental de la onda Rayleigh. Fuente: Elaboración propia. 59

Figura 4.4.4 Mapa con las direcciones donde existen una mayor contribución de fuentes de ruido al recuperar la función de Green de los pares de estaciones. Las líneas sombreadas en rojo indican mayor aporte de fuentes que las de color azul. Fuente: Elaboración propia. 60

Figura 4.5.1 Análisis de dispersión del pulso de correlación entre las estaciones TV04-TV23, a) valores máximos del espectro de amplitud, b) Valores máximos del espectro de amplitud en función del periodo y la velocidad de grupo. Fuente: Elaboración propia. 61

Figura 4.5.2 Gráfica de las curvas de dispersión de todas las correlaciones entre pares de estaciones. Se observa que las curvas de dispersión tienen como límite periodos de 4 s cuyas velocidades oscilan entre 2 y 3 km/s. Fuente: Elaboración propia. 62

Figura 4.6.1 Características principales del modelo inicial de velocidades. a) Tabla que indica la relación de velocidades inicial, b) gráfica de las velocidades de onda S en cada capa, c) distribución del mallado del campo. Fuente: Elaboración propia. 64

Figura 4.6.2 Mapas de distribución de velocidad S, a diferentes profundidades: a) 2 km, b) 2.5 km, c) 3 km, d) 3.5 km. Fuente: Elaboración propia. 65

Figura 4.7.1 Secciones de la distribución de velocidad de onda P (V_p) que delimitan la cámara magmática descrita por Vilchis et al, (2019) debajo del volcán La Virgen y debajo de la caldera Aguajito (círculos rojos). También un posible conducto más somero (circulo amarillo). Fuente: Modificada de Vilchis et al., (2019). 67

Figura 4.7.2 Comparativa de la tendencia de los mapas de velocidad de onda P, mapas superiores, a profundidades de 1, 2 y 3 km, y resultados de mapas a profundidades de 2, 2.5 y 3km de este trabajo. Fuente: Modificada de Vilchis et al., (2019). 68

Figura 4.7.3 Comparativa de la tendencia de los mapas de velocidad de onda S. Mapas superiores, a profundidades de 1.5, 2.0 y 2.5 km, y resultados de este trabajo con mapas a profundidades de 2, 2.5 y 3km de este trabajo. Fuente: Modificada de Ramos, (2017). 69

Índice de tablas

Tabla1. Características de la red de monitoreo sísmico. Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).	20
Tabla 2. Modelo de velocidad utilizado en el presente estudio. V_p , velocidad de la onda P. Fuente: Tomada de Lermo et al., (2011).....	25
Tabla 4.5 Diferentes valores de los periodos $T(s)$, velocidades de grupo $V(km/s)$ y longitud de onda $\lambda(km)$. El caso optimista $\lambda/2$ y el conservador $\lambda/4$ para estimar la profundidad de investigación. Fuente: Elaboración propia.	63

Resumen

En este trabajo utiliza la información de ruido sísmico ambiental del año 2011 registrado en 8 estaciones triaxiales de banda ancha, instaladas en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS.

El objetivo es producir imágenes de la distribución de la velocidad de onda S mediante la técnica de Tomografía de Interferometría Sísmica de ruido ambiental. Una vez corregidos los registros y preprocesados, se obtuvieron las correlaciones cruzadas (o funciones de Green) entre todos los pares de estaciones. El carácter dispersivo de estas funciones permitió obtener curvas de dispersión de velocidad de grupo que fueron utilizadas por el método de marcha rápida para producir imágenes de tomografía entre profundidades de 1 a 3 km.

Los resultados permiten identificar dos anomalías de velocidad. La primera asociada a una zona de baja velocidad de 0.8 a 1 km/s y entre 1.5 a 3 km de profundidad cerca de la estación TV11 que se podría relacionar con la presencia de fluidos en esa zona. La segunda anomalía corresponde a una zona de alta velocidad de 1.8 a 2.8 km/s de igual profundidad, que se puede vincular con el yacimiento mediante el sistema de fallas locales NW-SW.

Capítulo 1

1. Generalidades

1.1. Introducción

La energía geotérmica es una fuente de energía alternativa a los hidrocarburos fósiles la cual comienza a ser relevante por su relativo bajo costo y limpieza al momento de producirla. La explotación de energía geotérmica se ha desarrollado en varias partes del mundo con resultados favorables.

Las zonas potencialmente productoras de esta energía se encuentran principalmente en los límites convergentes de placas tectónicas, donde existe una mayor actividad volcánica, pero solamente un cierto porcentaje de esas zonas es aprovechable debido a que no todas reúnen las características que son: una fuente de calor, un aporte de fluido geotérmico (agua), una roca almacén con la suficiente porosidad para alojar el fluido, una roca sello y conexión entre el flujo de fluidos para recuperar el vapor, por donde se explota el vapor. Actualmente para la explotación de energía geotérmica se requieren, entre otras cosas, de pozos de inyección para el fluido geotérmico y pozos de recuperación de vapor que fluye a los pozos de producción de vapor rumbo a los generadores.

México es un país productor de energía geotérmica, actualmente ocupa el 6to lugar a nivel mundial su capacidad total de producción instalada anual es de 910 Megawatts (MW). Los principales campos geotérmicos en México, en orden de importancia, son: Cerro Prieto (BCS) con una producción de 570 MW, Los Azufres en Michoacán con 225 MW, Los Humeros, en el estado de Puebla con 80 MW y Las Tres Vírgenes en BCS con 10 MW y 25 MW de Domo San Pedro en Nayarit que suplen de energía principalmente a los estados aledaños.

Otros países como EU, principal explotador de este tipo de energía con 3,714 MW, Indonesia con 2,133 MW, Filipinas con 1,918 MW, Turquía con 1,688 MW, Nueva Zelanda con 1,005 MW seguido por México con 910 MW, entre los más sobresalientes. Se ha logrado desarrollar una gran cantidad de energía geotérmica debido a estudios geológicos y geofísicos de exploración, éste último con el apoyo de estudios sismológicos que permite un mejor entendimiento de las condiciones del subsuelo.

El monitoreo sísmico en este tipo de campos geotérmicos sirve para detectar la sismicidad generada por la inyección de fluidos geotérmicos (agua) o sismicidad inherente a la zona de explotación geotérmica. Con esta información y mediante los estudios sismológicos como el análisis de ruidos sísmico utilizado en esta tesis se pueden estimar las zonas de interés para desarrollar el campo geotérmico.

Los ingenieros en ciencias de la tierra han utilizado el monitoreo sísmico en zonas geotérmicas como método indirecto para estimar la estructura interna del subsuelo. En ese sentido, se han obtenido algunos resultados a través de la sismicidad producida en un campo geotérmico, ya sea por fuente natural o inducida. La sismicidad registrada ha permitido obtener modelos de velocidad para conocer la distribución de anomalías, y así asociarlas a posibles zonas calientes, (Lermo *et al.*, 2008). Por otro lado, se han utilizado técnicas como la interferometría sísmica que utiliza a las ondas superficiales extraídas a partir del ruido sísmico para estimar las estructuras del subsuelo.

Para el aprovechamiento del ruido sísmico se requiere de un monitoreo constante por un largo periodo de tiempo alrededor de la zona de interés (como mínimo algunas semanas o incluso meses), estos métodos dan como resultado una estimación de zonas de alta y baja velocidad que se obtienen a partir de la recuperación de la función de Green mediante la correlación de datos entre pares de estaciones (Shapiro y Campillo, 2004).

1.2. Planteamiento del problema

Los diversos estudios en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes confirman la presencia de anomalías de velocidad en la zona del campo geotérmico asociadas a estructuras mayores. Este trabajo propone una metodología que reduce el tiempo de procesamiento para el cálculo del tiempo de viaje de las ondas superficiales y para el proceso de tomografía para calcular anomalías de velocidad de onda S utilizando el ruido sísmico registrado durante 2011.

La explotación del campo geotérmico se ha propuesta en la dirección sureste del área debido a la presencia de alta sismicidad, sin embargo, con los resultados de esta metodología se propone extender la explotación hacia la parte Noreste donde se calcularon también anomalías de velocidad para contribuir al desarrollo del campo geotérmico.

1.3. Objetivo

Aplicar el método de Tomografía de Interferometría de Ruido Sísmico para identificar posibles estructuras de interés como cámara magmática o zonas calientes para extender la explotación del campo geotérmico.

1.4. Desarrollo del trabajo

Para el desarrollo de este trabajo se utilizó información obtenida del monitoreo sísmico en una red localizada alrededor del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, BCS con datos de 2011. En la presente investigación se procesó ruido sísmico para identificar posibles estructuras en el subsuelo mediante anomalías de velocidades.

A continuación, se describe de manera general los capítulos de este trabajo:

El Capítulo 1 del trabajo contiene: introducción, planteamiento del problema, objetivo, síntesis de trabajos previos referentes al ruido sísmico vinculados en la zona de estudio. En el Capítulo 2 se describen las principales características geológicas, tectónicas y estructurales del campo geotérmico que le permiten ser un campo explotable y visualizar su gran importancia en la producción de energía eléctrica a nivel nacional. También se describen las características generales de la red de monitoreo sísmico ubicada alrededor de la zona de estudios.

En el Capítulo 3 se explica el método de interferometría sísmica que calcula los tiempos de viaje de las ondas superficiales *Rayleigh*, también la correlación cruzada del ruido sísmico entre diferentes pares de estaciones. Posteriormente se expone el método de marcha rápida (*FMM*, por sus siglas en inglés) con el cual se realiza la tomografía de interferometría sísmica, para determinar la distribución de las velocidades de onda S.

En el Capítulo 4 se presenta la metodología, el flujo de trabajo y los resultados. Los principales pasos de la metodología son: acondicionamiento, procesamiento e interpretación de los datos. En la primera etapa se preparan los datos mediante la normalización en tiempo y frecuencia. Para la segunda etapa se correlacionan entre pares de estaciones, se apilan las correlaciones y se calculan las curvas de dispersión. En la última etapa se aplica la tomografía para obtener la distribución de las velocidades de onda S en el área. Posteriormente, se exponen los resultados obtenidos en mapas que muestran la distribución de la velocidad de onda S a diferentes profundidades, finalmente se comparan con otros trabajos para cotejar y confrontar los resultados.

En el Capítulo 5 se analizan los resultados obtenidos. Se comprueba el potencial que tiene el procesamiento de ruido sísmico al generar un alto valor de la información para la exploración del subsuelo, considerando que es información, en la mayoría de los casos, disponible para su análisis y requiere menor inversión respecto a los métodos de fuentes controladas.

1.5. Estudios previos de ruidos sísmicos

En este trabajo se utiliza la información colectada en la red de monitoreo sísmico del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, misma que se ha utilizado para desarrollar diversas investigaciones que ayudan al entendimiento de los procesos de explotación del campo. La información sísmica ayuda a conocer la ubicación espacial de los hipocentros generados por procesos de inyección de fluidos en el campo geotérmico o de origen tectónico, y esta información también se aprovecha para el procesamiento del ruido sísmico ambiental para delimitar estructuras mayores en el subsuelo. A continuación, se describen algunos estudios realizados referentes a distribución de velocidades sísmicas en dicho campo.

Antayhua, (2017), analiza los sísmicos localizados en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes, en periodos anuales de 2003 a 2013. En el periodo de 2011 documentó una correlación directamente proporcional entre la cantidad de sismicidad y la inyección de fluidos en el yacimiento geotérmico. Además, mediante estudios aeromagnéticos, magnetotelúricos, de resistividad y sísmicos, mostró que hay una posible intrusión de roca fundida que migraría a través de los sistemas de fallas locales del campo, hasta la zona del yacimiento y cerca de la superficie del área.

Ramos (2017), utiliza ruido sísmico para adquirir imágenes del subsuelo mediante tomografía de ruido sísmico ambiental (*ANT*, por sus siglas en inglés), realizó el método de tomografía 2D a diferentes periodos y una inversión unidimensional en profundidad para la construcción de un modelo pseudo 3D. Identifica cuerpos someros, de 2.5 km de profundidad; sus resultados asocian anomalías de baja velocidad en zonas de fallas locales con posible saturación de fluidos.

Lopez (2017), utiliza ruido sísmico para hacer correlaciones entre pares de estaciones con datos del año 2012, en donde aplica el método *moving window cross spectrum* (*MWCS*, por sus siglas en inglés) en las correlaciones para medir

variaciones transitorias de velocidad. Usa el apilado anual como referencia para medir las variaciones de velocidad, y propone que la distribución de las variaciones de la velocidad se debe a procesos de inyección de fluido y que se interpretan como cambios en los estados de esfuerzos en el subsuelo.

Vilchis *et al.*, (2019) utilizaron ruido sísmico y sismos locales del 2012. Aplicaron el método de *Enhancement Seismic Tomography* y el método *Weighted Average Method* para determinar la distribución de velocidades de onda S y P debajo del campo geotérmico. Con la información caracterizan una cámara magmática debajo del volcán La Virgen a una profundidad de 4 a 5 km que alimentaría el yacimiento del campo geotérmico. Adicionalmente ubican otra anomalía de alta velocidad, asociada posiblemente a una cámara magmática debajo del complejo *Aguajito* posicionado al noreste del campo.

Capítulo 2

2. Geología y monitoreo sísmico del complejo volcánico

A continuación, se presentan los antecedentes geológicos de la zona de estudio, así como las características y ubicación de las estaciones de la red de monitoreo que se usaron para recabar la información dentro del complejo volcánico. Los resultados del análisis de sismicidad corresponden al año de 2011, que corresponde al periodo de análisis de datos de este trabajo. La sismicidad que se reportó en este periodo se ha documentado por Lermo *et al.*, (2010), el cual indica que hubo gran cantidad de sismicidad que permite desarrollar este estudio.

2.1. Geología de la zona de estudio

El complejo volcánico Tres Vírgenes se encuentra ubicado en el extremo Este de la península de Baja California Sur, entre las coordenadas 27.40°N a 27.59°N y -112.40°W a -112.67°W (Fig. 2.1.1). Se localiza dentro del complejo de tres volcanes de edad cuaternaria que están alineados aproximadamente de SW-NE en donde existe un sistema de fallas laterales derechas asociadas a la apertura del Golfo de California (Macías y Jiménez, 2013).

De acuerdo con estudios realizados por Macías y Jiménez (2013), el basamento es de aproximadamente 99 millones de años (Ma) equivalente al inicio del Cretácico Temprano. En el Mioceno Temprano (aprox.12 Ma) se inicia un proceso transpresivo NW-SE, a finales de esta época, el régimen de esfuerzos se vuelve extensional NE-SW originando la apertura del Golfo de California con fallas en dirección NW-SE, reactivando la falla La Virgen y El Azufre. En el Plioceno continúa el régimen extensional, mientras que, en el Pleistoceno Tardío se forma la

En la figura 2.1.1 se observan de color amarillo las principales fallas del campo NW-SE y NE-SW, en donde, la escala de colores representa la altitud en metros. Se reconocen dos sistemas principales de fallas regionales relacionadas a la apertura del Golfo de California con dirección NW-SE (Fallas: El Azufre, El Viejo, La Virgen) y el segundo es un sistema de fallas laterales de escala regional asociados a un sistema *Riedel* con dirección N-S (falla Cimarrón) y SW-NW (falla El Álamo).

La estratigrafía del complejo Las Tres Vírgenes está integrada por un basamento granodiorítico de edad Cretácico Temprano de la Formación Comondú. Durante el Mioceno (13-24 Ma) se depositó la Formación Santa Lucía, posteriormente se emplaza el basalto La Esperanza (7.6 Ma), le continúa una erupción explosiva de ignimbrita que formó la caldera de *Aguajito*. La Falla Cimarrón permitió la migración del vulcanismo al sur del complejo. En el Pleistoceno Tardío inicia el vulcanismo efusivo en Las Tres Vírgenes con depósitos de andesita de volcán EL Viejo, le siguen depósitos de basalto rumbo a El Azufre y finalmente se generó el edificio volcánico de La Virgen con la secuencia más joven compuesta de dacita, y andesita.

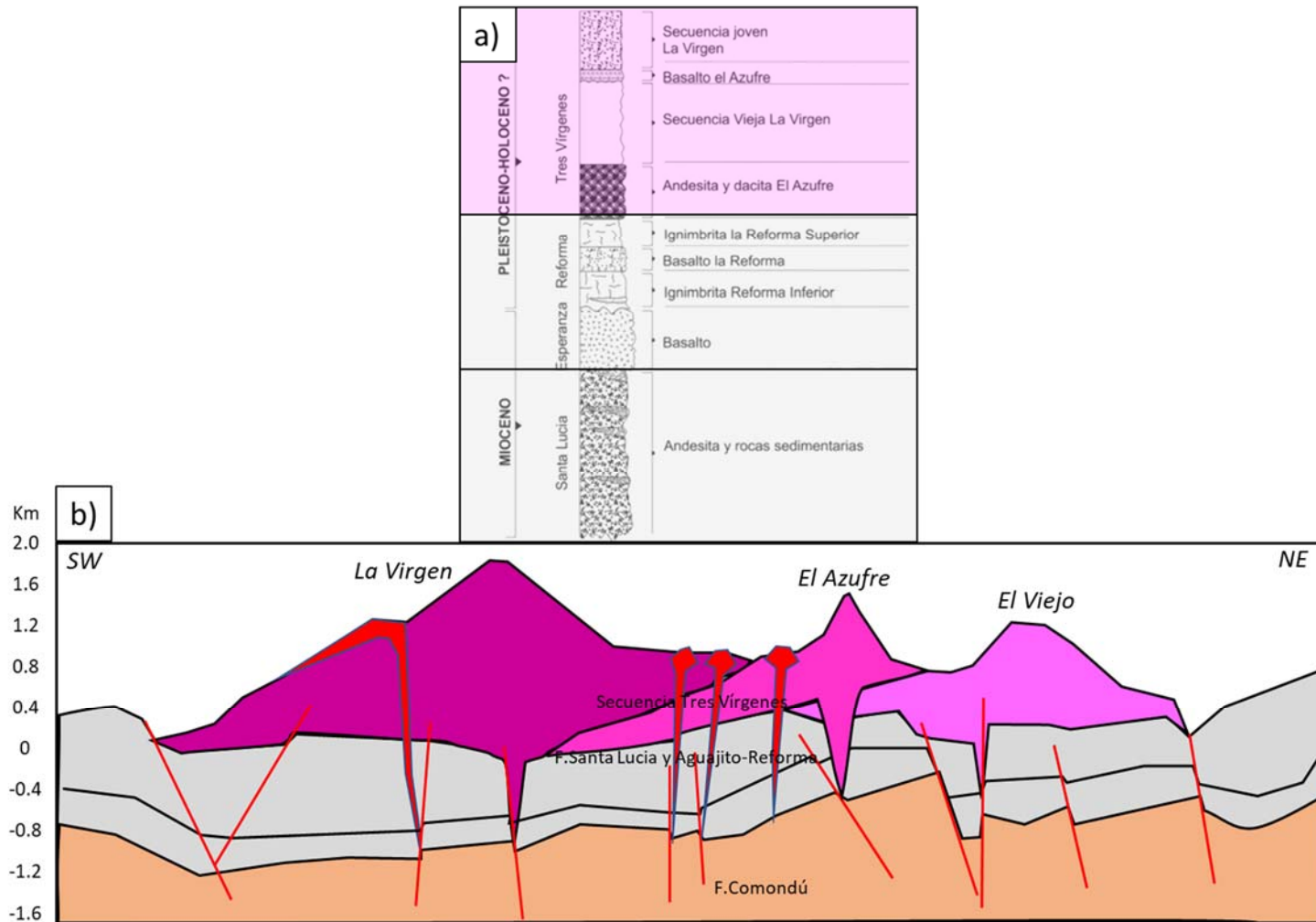


Figura 2.1.2 a) Columna geológica de la zona de la sucesión volcánico-sedimentaria, b) perfil geológico SW-NE del Complejo Volcánico Las Tres Virgenes. Fuente: Modificada de Macías y Jiménez, (2013).

2.2. Monitoreo sísmico en el campo geotérmico

En el área cercana al campo geotérmico Las Tres Vírgenes se ha adquirido información sismológica desde 1993 mediante una red sísmica con el fin de monitorear la sismicidad de la zona debido a un desplazamiento de las fallas geológicas cercanas a los volcanes La Virgen y El Azufre. (Macías y Jiménez, 2013) y procesos geotérmicos (Evans *et al.*, 2012)

El Instituto de Ingeniería de la UNAM (II-UNAM) en conjunto con la Comisión Federal de Electricidad (CFE) instalaron una red de monitoreo sísmico, la cual ha permitido observar eventos sísmicos distribuidos sobre las trazas de las fallas cercanas al volcán La Virgen, así como en el volcán El Azufre, a profundidades de entre 2 a 11 km aproximadamente, con magnitudes entre [0.7–2.2] Mc (Lermo *et al.*, 2008). A continuación, se presenta la Tabla 1 con las características generales de la red de monitoreo sísmico.

Tabla1. Características de la red de monitoreo sísmico. Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).

NOMBRE DE LA ESTACION	CÓDIGO	EQUIPO, SENSOR Y REGISTRADOR	LATITUD (grados, minutos)	LONGITUD (grados, minutos)	ALTURA (m)
CAMPAMENTO	TV01	Guralp, Sensor: CMG-40T /T4C30 Registrador: DM24-EAM/2765-A2490	27°32.02	112°34.04	710
KILOMETRO 8	TV03	Guralp, Sensor+Registrador CMG-6TD/ T6709/B521	27°28.60	112°31.70	460
LA CUEVA	TV04	Guralp, Sensor+Registrador CMG-6TD/ T6621/B327	27°32.46	112°37.045	360
SAN JORGE	TV05	Guralp, Sensor+Registrador CMG-6TD/ T6705/B522	27°30.84	112°37.86	400
AZUFRE	TV11	Guralp, Sensor: CMG-40T/ T4199, Registrador: DM24-EAM/2769-A2479	27°29.53	112°34.67	968
EL CARDON	TV18	Guralp, Sensor+Registrador CMG-6TD/ T6689/B531	27°30.39	112°32.42	600
EL MEZQUITE	TV22	Guralp, Sensor: CMG-40T /T4Q75, Registrador: DM24-EAM/2771-A2492	27°25.19	112°36.84	403
JOJOBA	TV23	Guralp, Sensor: CMG-40T/ T4Q73, Registrador: DM24-EAM/2774-A2494	27°27.054	112°38.22	525
REPETIDORA			27°28.18	112°35.49	1916
ESTACIÓN CENTRAL			27°30.30	112°33.55	780

Adicionalmente se registró sismicidad cercana al pozo inyector LV-06, lo que es un posible indicador de que la sismicidad local está relacionada a los procesos de inyección de fluido; en comparación con la sismicidad en procesos de producción, como en el caso del campo geotérmico Los Humeros, Puebla (Lermo *et al.*, 2008).

La red sísmica que registró la mayoría de la información para el presente estudio se conforma por ocho sensores marca Guralp modelo CMG-40T y CMG-6TD de banda ancha (TV01, TV03, TV04, TV05, TV11, TV18, TV22, TV23), un repetidor y una estación central. Estos equipos tienen sensores con tres componentes de movimiento (N, E y Z) y su tasa de registro tiene una velocidad de cien muestras por segundo.

La Figura 2.2.1 muestra la estación TV01 que consta de un registrador marca Guralp, modelo CMG-DM24X triaxial de periodo largo, requiere una antena y radio *Freewave* modelo DGR para la transmisión y una fuente de alimentación (cargador y batería de gel) y un GPS de datos. El cilindro recostado es un registrador con capacidad de más de un mes.



Figura 2.2.1 Estación TV01 que consta de un sismómetro Guralp modelo CMG-DM24X de banda ancha, su batería y un registrador de mayor capacidad (16GB). Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).

La distribución espacial de la red sísmica temporal se muestra en la Figura 2.2.2. Las estaciones de monitoreo: TV01, TV03, TV04, TV05, TV11, TV18, TV22, TV23 se posicionan en triángulos amarillo, adicionalmente la estación Repetidora se encuentra cerca de la cima del volcán La Virgen en triángulo rojo y la Estación Central también en triángulo rojo.

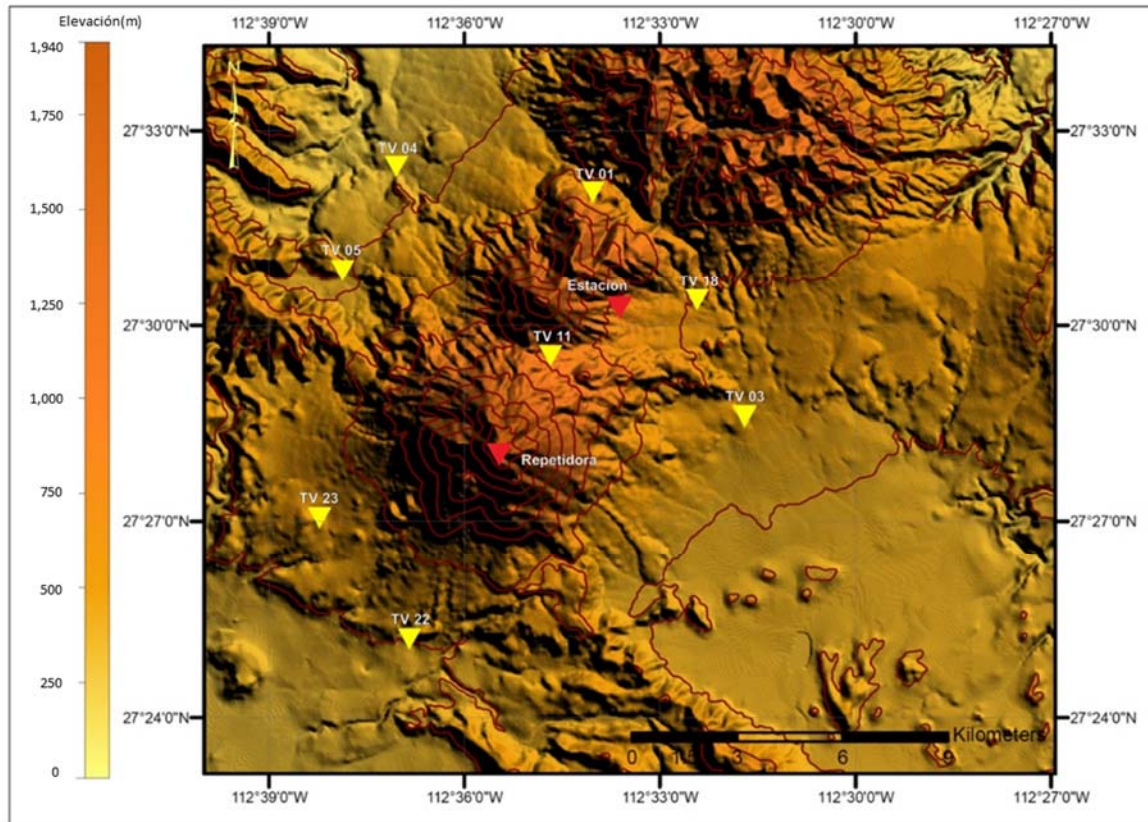


Figura 2.2.2 Mapa de la distribución de la red sísmica del campo geotérmico Las Tres Virgenes. Los triángulos amarillos representan las estaciones sísmicas de monitoreo, en rojo la estación Repetidora y la Estación Central, donde se almacena la información. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 2.2.3 indica la frecuencia de la sismicidad en 2011; en este año los gastos de inyección se incrementan y con ello la sismicidad en donde los eventos se ubicaron cerca de los pozos de inyección. (Antayhua, 2017). La variedad de eventos tanto locales como regionales apoyarían análisis de ruido sísmico en la zona. (Lermo *et al.*, 2010).

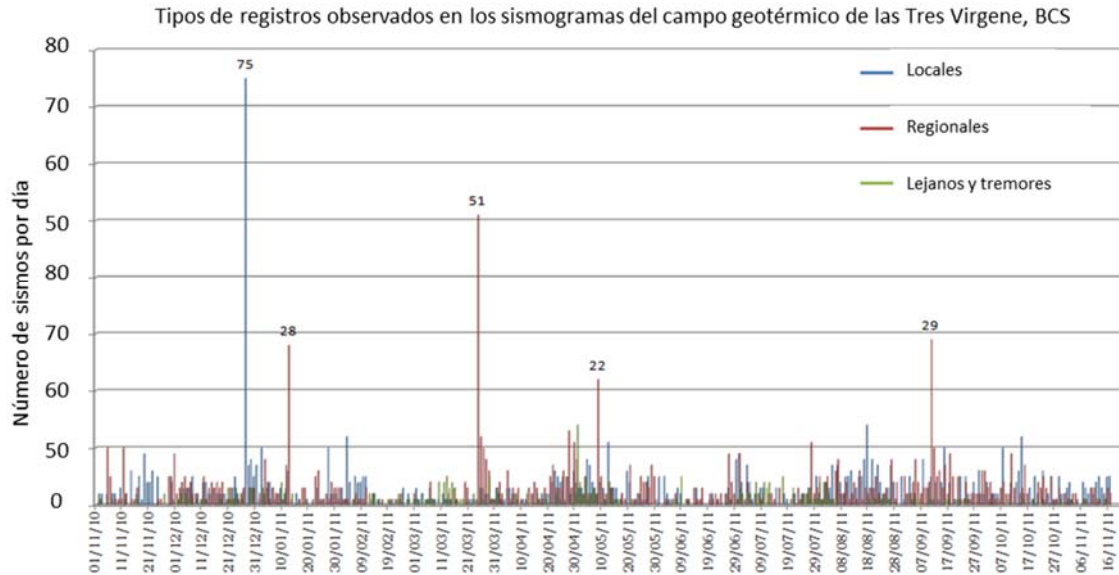


Figura 2.2.3 Indica alta frecuencia de eventos sísmicos (locales y regionales) durante el periodo de 2011. Fuente: Tomado de Lermo et al., (2011).

2.3 Análisis de sismicidad durante el periodo de estudio

Para la detección y localización de la sismicidad dentro del campo Geotérmico Las Tres Vírgenes se ha utilizado el modelo de velocidades de la Tabla 2, utilizado por Lermo et al., (2011) y modificado a partir del modelo de Rodríguez et al., (2000), para la localización de los eventos sísmicos dentro del campo geotérmico Las Tres Vírgenes.

Tabla 2. Modelo de velocidad utilizado en el presente estudio. Vp, velocidad de la onda P. *Fuente:* Tomada de Lermo *et al.*, (2011).

VELOCIDAD Vp (km/s)	PROFUNDIDAD (km)
1.24	0
2.31	0.25
3	0.5
4.5	1.52
6.3	7
7.6	11
8.2	25

Durante el año de 2011 se localizaron aproximadamente 75 sismos locales en la zona norte del campo geotérmico registrados por la red sísmica, los valores de magnitud de los eventos oscilan entre 0.7 y 2.3 de magnitud Mc a profundidades que van desde los 2.5 a 11 km. Para la estimación de la magnitud se utilizó la siguiente ecuación (1) de magnitud de coda (Havskov y Macías, 1983).

$$M_c = -1.59 + 2.4 \log_{10}(T) + 0.00046D \quad (1)$$

Donde Mc es la magnitud de coda, T el tiempo de duración del sismo en segundos y D la distancia epicentral en kilómetros.

Los eventos se registraron en más de 4 estaciones sísmicas para su correcta ubicación con lecturas de 0.01s de precisión de tiempo de ondas P y S, y relación de velocidad Vp /Vs = 14.76 (Lermo *et al.*, 2010).

Estudios realizados por Antayhua (2017) indican que la sismicidad de la zona se debe sobre todo a procesos de explotación geotérmica aunado a movimientos locales por la presencia de las fallas cercanas, ya que la ubicación de los eventos

ocurre entre 1.5 y 7.5 km debajo de los pozos inyectoros LV6 y LV8 cercanos a los volcanes El Azufre y La Virgen. (Figura 2.2.4).

La Figura 2.2.4 muestra un mapa en planta de la distribución de la sismicidad local registrada por la red sísmica del periodo de estudio 2011. Los círculos en verde indican la presencia de eventos de ese periodo de diferente magnitud. Los círculos en rojo (3 y 4) indican enjambres que representan características especiales entre los que destacan: 1) sismos que inician en periodos cortos de tiempo, horas o días, 2) sus sismogramas tienen una forma similar, 3) no presentan un evento principal, 4) los enjambres sísmicos son correlacionables en el proceso de inyección en el campo (Antayhua, 2017). En esa misma Figura 2.2.4 se hace la proyección en la sección del perfil para ubicarlos por debajo de los volcanes La Virgen y El Azufre.

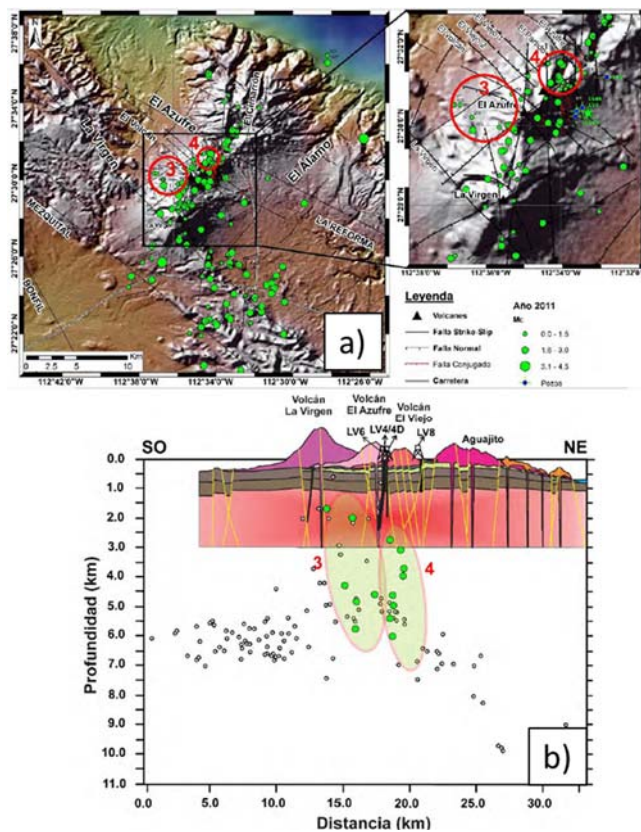


Figura 2.2.4 a) Mapa de la distribución de la sismicidad del 2011, b) Sección SW-NE con los eventos proyectados debajo el campo geotérmico Las Tres Virgenes. En círculos rojo se agrupan los enjambres detectados durante ese periodo. Fuente: Tomada de Antayhua, (2017).

Capítulo 3

3. Marco teórico

3.1 Antecedentes

Los estudios de ruido sísmico han tenido gran importancia en los últimos años en la exploración del subsuelo. Anteriormente se consideraba ruido a la señal no utilizada de los sismogramas, sin embargo, en estudios como la interferometría se ha aprovechado este ruido para generar modelos de velocidad y tomografía sísmica del subsuelo.

Clearbout (1968) postuló que la autocorrelación de los registros sísmicos de una estación permite conocer las propiedades del medio. Más tarde en 1999, él mismo propuso la correlación cruzada entre pares de estaciones llevando su postulación a un modelo de dos dimensiones y renombrándola como “*Acoustic daylight*” que ha sido utilizada en la heliosismología. En esa misma área de la radioastronomía se propuso el nombre “Interferometría” que se refiere a la técnica de realizar correlaciones cruzadas entre señales de radio de objetos distantes (Thompson *et al.*, 2017).

La interferometría sísmica permite estimar las velocidades de ondas superficiales *Rayleigh* y/o *Love* a través de la correlación de ruido sísmico entre pares de estaciones (Shapiro y Campillo, 2004, Lin *et al.*, 2008) con receptores en superficie, los cuales no requieren una geometría específica, pero sí del registro del movimiento del subsuelo por largos periodos de tiempo.

Shapiro *et al.*, (2005), realizaron estudios de interferometría sísmica para obtener curvas de dispersión de velocidades de grupo de ondas superficiales y realizar la tomografía de ruido sísmico utilizando información de las estaciones que monitorean continuamente California, EU. Los resultados obtenidos tenían una

resolución espacial, algunas veces mejor que con las técnicas habituales mostrando que mientras mayor sea la cantidad de tiempo registrado, la señal útil o de interés aumentaba junto con la relación señal-ruido.

3.2 Ruido sísmico y campos difusos

El ruido es un campo de ondas aleatorio que se compone de un complejo sistema de interacciones entre el clima, océano y la litósfera que operan continuamente. Las causas del ruido sísmico son tan variadas que da origen a campos de ondas de naturaleza caóticos como los campos difusos.

Un campo difuso consta de ondas sísmicas de carácter aleatorio con diferentes fases de onda y diferente contenido de frecuencias (ruido sísmico) que inciden en todas direcciones con la misma intensidad y son originadas a partir de distintas fuentes (Mulargia, 2012), y debido a la variación del contenido de energía y velocidades de propagación se postula que la propagación de ondas ocurre en un medio difuso (Sánchez-Sesma *et al.*, 2006,). El carácter “difuso” del medio implica que la velocidad de las ondas superficiales varía con la frecuencia o el periodo.

La señal de ruido sísmico se compone, entre otras características, de múltiples *y/o scattering* de las ondas, así como de ondas superficiales (Curtis *et al.*, 2006) las cuales tienen gran cantidad de información de las características del medio, entre los que destaca los modos superiores de vibración.

En estudios sismológicos el ancho de banda de interés es de 0.01 a 10 Hz. En esta banda de frecuencias se transmiten ondas superficiales que por su carácter dispersivo se usan para determinar las propiedades físicas de la corteza. El ruido sísmico ambiental se puede clasificar por su contenido de frecuencias y dependiendo su origen (Nishida *et al.*, 2009):

- Menor a 1Hz, ruido sísmico de baja frecuencia que se denomina “*hum*” (zumbido), su importancia radica en que se pueden observar los modos

superiores de vibración de la tierra, el ruido proviene esencialmente del océano (acoplamiento de olas-corteza terrestre) y fenómenos meteorológicos de gran magnitud como los ciclones.

- Alrededor de 1 Hz, se debe a fenómenos meteorológicos a nivel local, como el viento o movimientos locales de la corteza. En este rango de frecuencias se espera que se procese la mayor cantidad de información sísmológica del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, BCS.
- Más de 1Hz el ruido está relacionado generalmente a actividad humana, vehículos, fábricas, etc.

En este trabajo se utiliza el ruido sísmico en la banda de frecuencia de 0.2 a 5 Hz, cuyo origen está relacionado a fenómenos de la corteza o de la interacción de océano-tierra, donde hay mayor cantidad de incidencias, excluyendo las altas frecuencias que se asume tienen origen antropogénico en su mayoría.

Las ventajas de utilizar el ruido sísmico en este tipo de estudio es que su registro no requiere una geometría particular de las estaciones sísmicas, ni de una fuente controlada; la mayor relevancia para los resultados es el tiempo de registro de las estaciones y el procesamiento que se realice a los datos.

El ruido sísmico proviene, en mayor medida cerca de la superficie y aunado a que los modos superiores de vibración manifiestan mayor energía cerca la superficie, por lo que, se puede utilizar el ruido para extraer información del subsuelo. Sánchez-Sesma y Campillo (2006), mencionan que la equipartición de fuentes de ruido en un medio elástico es necesaria para extraer exactamente la función de Green, pero también, muestran que el fenómeno del *scattering* de las ondas dispersivas permite distribuir de manera aleatoria las fuentes y equipartición de la energía cercana a la superficie, por lo que, aún se pueden aproximar las funciones de Green en un medio heterogéneo.

3.3 Interferometría sísmica

La interferometría se refiere a la generación de patrones de interferencia de ondas (aire, eléctricas, viento, sismicidad, luz, etc.), que resaltan las diferencias de fases entre una onda y otra de referencia. Ha tenido gran desarrollo en la física, astronomía e ingeniería para caracterizar propiedades de un medio generador de ondas. El término de interferometría fue tomando de la radioastronomía, en donde se refiere al procedimiento de correlacionar señales de radio de objetos distantes. (Wapenaar *et al.*, 2010).

La interferometría sísmica es el proceso de correlacionar dos señales sísmicas, ya sea de fuente activa o pasiva para obtener la respuesta impulsiva del medio la cual, a su vez permite obtener la curva de dispersión del medio (Schuster *et al.*, 2004) con el propósito de calcular las velocidades de propagación de las ondas superficiales en el medio. Cabe mencionar que el resultado de correlacionar señales sísmicas en un medio dispersivo, se le conoce como función de correlación o función de Green que es la respuesta del medio a un impulso o respuesta impulsiva. Es decir, si al correlacionar señales sísmicas se recupera la función de Green es posible calcular la curva de dispersión del medio.

3.4 Función de Green

El nombre de función de Green es en honor al matemático británico George Green (1793-1841) quien propuso que dicha función es la respuesta al impulso en un medio elástico. Wapenaar *et al.* (2010), revisaron la aplicación del teorema de Green en el procesamiento sísmico y anteriormente Clearbout (1968), ya habían mencionado la recuperación de la función de Green para la autocorrelación de una señal sísmica.

Para la obtención de la función de Green se debe de tener presente que el ruido sísmico es un campo de ondas acimutalmente heterogéneo (Mulargia, 2012), sin embargo, hay ciertas características que permiten obtener la parte correspondiente al modo fundamental de las ondas superficiales al realizar la correlación, entre las que se encuentran:

- La mayoría de las fuentes están cerca de la superficie (Snieder, 2004, y Kedar *et al.*, 2008), por lo que el ruido está compuesto principalmente por ondas superficiales con mayor energía en el modo fundamental.
- Tsai (2010), menciona que no es necesaria la equipartición de energía en el medio, en el caso de periodos de 5-40 s, solo se debe cumplir parcialmente y se puede obtener la función de Green de la correlación, es decir, la distribución no tiene que ser isotrópica.
- La distribución de las fuentes se vuelve homogénea por el *scattering* de las ondas en el medio y también al apilar las correlaciones de tiempo (Walker, 2012).

La interferometría sísmica recupera la función de Green al correlacionar la información/señal entre dos estaciones A y B, donde la primera estación A toma el carácter de fuente y la estación B de receptor que registran ruido sísmico de la corteza por sus fuentes aleatorias que tienen carácter difuso, como se mencionó anteriormente.

Si se considera una fuente S localizada en X_S y un receptor A localizado en X_A , y un estímulo en un tiempo t_A , (Figura 3.4.1a) entonces la respuesta impulsiva en A dada la fuente S se escribe como $G(X_A, X_S, t)$ que también es conocida como función de Green o respuesta impulsiva en A de una onda impulsiva viajando de un tiempo cero a t_A por lo que se tiene que $G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A)$ donde $\delta(t)$ es la delta de Dirac. Cabe mencionar que el tiempo que viaja dicha onda de X_A a X_S se calcula como: $t_A = (X_A - X_S)/c$, donde t_A es la diferencia entre estaciones y c es la velocidad que no disminuye. (Figura 3.4.1b)

Ahora, si se consideran dos receptores X_A y X_B cuyas respuestas del medio quedan definidas como las funciones de Green $G(X_B, X_S, t)$ y $G(X_A, X_S, t)$ y para correlacionarlas, primero se convolucionan quedando: $G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, -t)$, donde el asterisco denota el operador convolución, pero con el signo negativo en el tiempo de la segunda función de Green, la convolución se convierte en correlación (Wapenaar *et al.*, 2010) quedando de la siguiente manera:

$$G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, -t) = \int G(X_B, X_S, t + t') G(X_A, X_S, t') \delta t' \quad (2)$$

La ecuación (2) representa la convolución entre la respuesta impulsiva en la estación A y B, ambas, estimuladas por una fuente S y en un tiempo t, y recordando que la respuesta impulsiva de la estación A a la fuente S se representa mediante la diferencia de tiempo de la respuesta al impulso, es decir, $G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A)$, entonces:

$$G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, -t) = \int \delta(t + t' - t_B) \cdot \delta(t' - t_A) \delta t' \quad (3)$$

Donde t' es el tiempo entre la fuente S y la estación A, y t el tiempo de A a B
Figura 3.4.1b, por lo tanto:

$$= \delta(t - (t_B - t_A)) \quad (4)$$

$$= \delta(t - (X_B - X_A)/c) \quad (5)$$

$$= G(X_B, X_A, t) \quad (6)$$

$$G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, -t) = G(X_B, X_A, t) \quad (7)$$

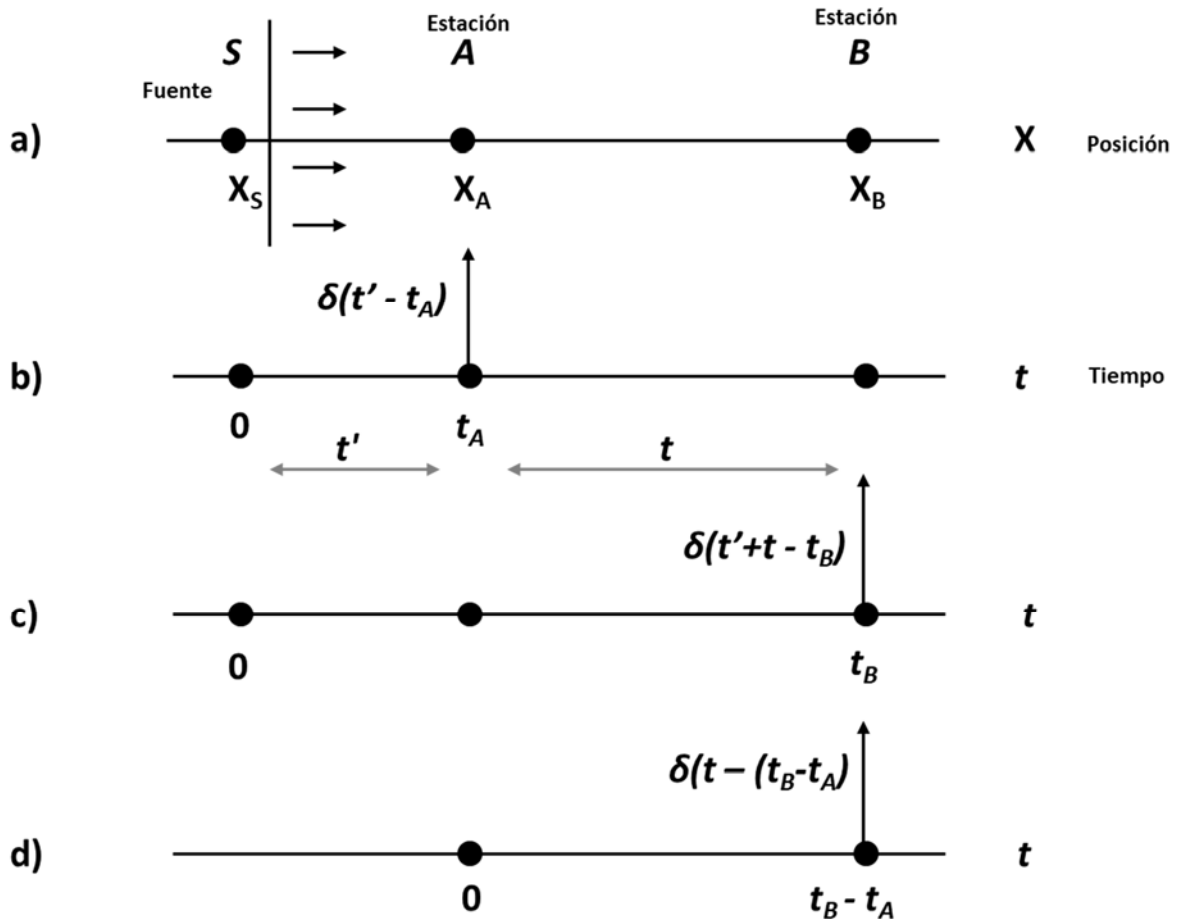


Figura 3.4.1 Principio básico de la interferometría. a) Onda plana viajando en sentido positivo “x” hacia los receptores X_A y X_B . b) Respuesta en X_A es la respuesta impulsiva o función de Green en X_A representado por $G(X_A, X_S, t)$. c) Respuesta en X_B representada por $G(X_B, X_S, t)$. d) La correlación cruzada se interpreta como la respuesta de la fuente X_A observada en X_B , es decir: $G(X_B, X_A, t)$. Fuente: Modificada de Wapenaar et al., (2010).

El tiempo de viaje t_A se cancela en el proceso de la correlación dejando solamente el tiempo $t_A - t_B$. En esta ecuación se representa el principio de la correlación entre dos estaciones, X_A y X_B , donde X_A , actúa como la fuente y X_B el receptor. Figura 3.4.1d

Cabe mencionar que no es necesario conocer un modelo previo de velocidades c ni la localización de la fuente, por lo que se logra el reposicionamiento de la fuente un lugar conocido (X_A), Por esta razón a la interferometría se le conoce también como la recuperación de la función de Green. (Wapenaar *et al.*, 2010).

Si en lugar de considerar una respuesta al impulso, empleamos algo más complejo como ruido sísmico $s(t)$, la respuesta en la estación X_A y X_B puede escribirse como $U(X_A, t) = G(X_A, X_S, t) * s(t)$ y $U(X_B, t) = G(X_B, X_S, t) * s(t)$ siendo $S(t) = s(t) * s(-t)$, donde $S(t)$ es la autocorrelación del ruido sísmico, entonces la ecuación puede escribirse:

$$G(X_B, X_A, t) * S(t) = U(X_B, X_S, t) * U(X_A, X_S, -t) \quad (8)$$

Lo que indica que, si la fuente es ruido sísmico entonces la correlación cruzada de la respuesta de dos receptores da como resultado la función de Green entre dos receptores, convolucionado con la autocorrelación del ruido sísmico.

Considerando la propagación de ondas en sentido negativo contrario al eje X , los receptores X_A y X_B en esa zona tendrían una respuesta $G(X_A, X'_S, t) = \delta(t - t'_A)$ con $t'_A = (X'_S - X_A)/c$, y $G(X_B, X'_S, t) = \delta(t - t'_B)$ con $t'_B = (X'_S - X_B)/c$. La correlación cruzada entre las respuestas sería:

$$G(X_B, X_A, -t) = G(X_B, X'_S, t) * G(X_A, X'_S, -t) \quad (9)$$

Incluyendo ruido sísmico $s(t)$, como en el caso anterior $U(X_A, t) = G(X_A, X_S, t) * s(t)$:

$$G(X_B, X_A, -t) * S(t) = U(X_B, X'_S, t) * U(X_A, X'_S, -t) \quad (10)$$

Y juntándola con la respuesta de las otras fuentes, es decir, el sentido contrario de la propagación:

$$\{G(X_B, X_A, t) + G(X_B, X_A, -t)\} * S(t) = \sum_{i=1}^n G(X_B, X^{(i)}_S, t) * G(X_A, X^{(i)}_S, -t) \quad (11)$$

Donde el subíndice representa la i-ésima fuente. Se puede mencionar que para este momento $t > 0$ que representa $G(X_B, X_A, t)$ se le conoce como la parte causal de la función de Green y para tiempo $t < 0$ que representa $G(X_B, X_A, -t)$ se conoce como la parte anticausal de la función, en términos de ruido sísmicos se obtiene:

$$\{G(X_B, X_A, t) + G(X_B, X_A, -t)\} * S(t) = \sum_{i=1}^n U(X_B, X^{(i)}_S, t) * U(X_A, X^{(i)}_S, -t) \quad (12)$$

Para el caso de múltiples fuentes de ruido $N(t)$, se asume que la fuente de ruido se auto-correlaciona $S_N(t)$. En la práctica el promedio en conjunto es remplazado por la integración de tiempo suficientemente largo, por lo que se obtiene una nueva ecuación:

$$\{G(X_B, X_A, t) + G(X_B, X_A, -t)\} * S_N(t) = \langle U(X_B, t) * U(X_A, -t) \rangle \quad (13)$$

La ecuación anterior enuncia que la correlación entre dos campos observados en los puntos X_A y X_B , en donde cada uno de ellos tiene la superposición de la propagación de campos de ruido (lado derecho de la ecuación anterior), resulta en la función de Green con su respectiva parte causal y anticausal convolucionado con la autocorrelación del ruido $S_N(t)$ (lado izquierdo). Wapenaar *et al.*, (2010), muestran que, para una gran cantidad de receptores, mayor será la respuesta útil que se pueda recuperar cuando se apilen las señales correlacionadas, es decir, se incrementa la relación señal ruido.

Finalmente se puede concluir que la correlación cruzada entre pares de estaciones considera a un de las estaciones como si fuera la fuente y la otra el receptor.

3.4.1 Parte causal y anticausal de la función de Green

La función de Green que resulta de la correlación cruzada entre pares de estaciones es simétrica respecto al tiempo cero, además se observan dos lóbulos simétricos que pueden variar dependiendo de qué receptor se utilice como fuente y/o receptor y la distancia entre las estaciones. En la Figura 3.4.2 se observa el resultado de una correlación cruzada típica entre pares de estaciones que recuperó la función de Green.

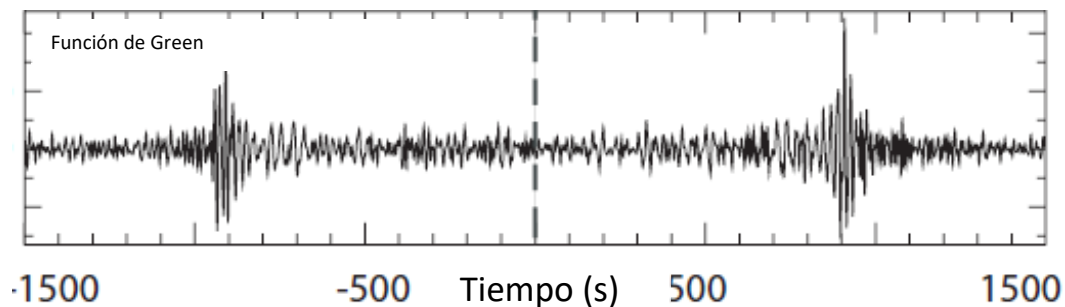


Figura 3.4.2 Ejemplo de correlación cruzada entre los pares de estaciones ANMO y PWDF (Disney Wilderness Preserve, FL, USA). Se ilustra la aparición de las ondas superficiales tipo Rayleigh al apilar 24 meses, se observa una mayor amplitud en la parte anticausal que es la parte derecha de la función). Fuente: Modificada de Bensen et al., (2007).

La señal que se obtiene al correlacionar el ruido sísmico con la nueva forma de onda, y los pulsos representan el modo fundamental de las ondas Rayleigh, que es de donde se recupera la mayor parte de la energía. (Shapiro y Campillo, 2004).

En la Figura 3.4.3 se observan los diferentes tipos de respuestas que se obtendrían de la correlación entre pares de estaciones en función de la distribución de las fuentes. La principal característica de estas respuestas es que la amplitud de los pulsos (modos de vibración) que resultan de la correlación cruzada son asimétricos en amplitud, debido a que las fuentes que llegan a los receptores no están homogéneamente distribuidas.

Se podrían hacer diagnósticos de la presencia de las fuentes del ruido a partir de la asimetría de la parte causal y anticausal, tomando el caso de la Figura 3.4.2, se podría mencionar que existen una mayor cantidad de fuentes cercanas a la estación ANMO debido a que la parte causal, tiene mayor amplitud respecto a la parte anticausal.

En la Figura 3.4.3, se observa la distribución de fuentes para diferentes casos. En la Figura 3.4.3a, las fuentes se encuentran distribuidas de manera homogénea y el resultado de la correlación muestra los pulsos (modos de vibración) con la misma amplitud; en Figura 3.4.3b, se tiene una mayor cantidad de fuentes cerca de la estación 1, el resultado de la correlación indica mayor amplitud en la parte causal de la función de correlación mientras que en la Figura 3.4.3c las fuentes tienen mayor presencia en la zona 2, lo que implica mayor amplitud en la parte anticausal.

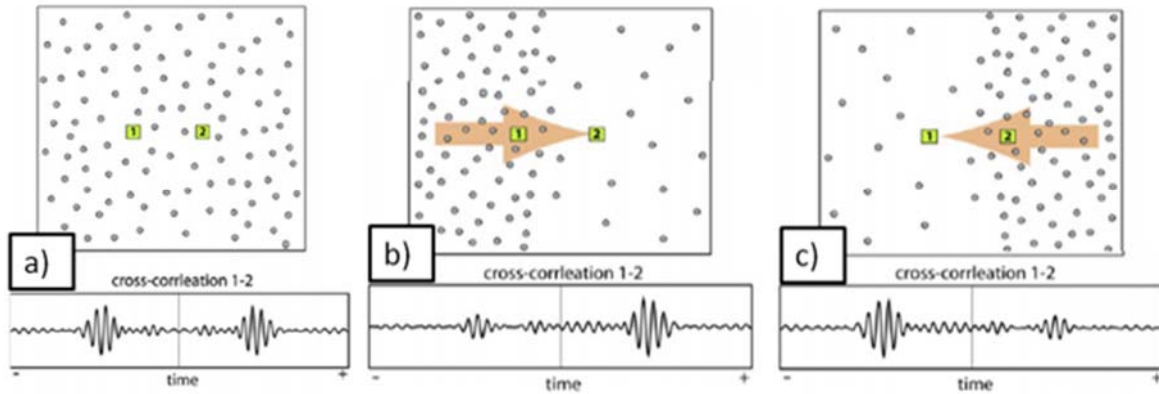


Figura 3.4.3 Diferentes respuestas de la correlación cruzada entre pares de estaciones 1 y 2 dependiendo la distribución de las fuentes: caso a) simetría en la parte causal y anticausal por distribución homogénea de fuentes, b) respuesta asimétrica, el pulso de la parte causal tiene mayor amplitud por la mayor contribución de las fuentes cercanos a la estación 1 y c) asimetría por mayor amplitud en la parte anticausal, y mayor aportación de fuentes cercanas en la estación 2. Fuente: Modificada de Gaité, (2013).

3.5 Curvas de dispersión

La recuperación de la función de Green resalta la energía del subsuelo a través del modo fundamental de la onda superficial Rayleigh. Esta onda se propaga con menor periodo y menor velocidad en la zona cercana a la superficie y su energía van aumentando en función de la profundidad. Los periodos que componen dicha onda cambian con la profundidad, es decir, para periodos mayores la velocidad aumenta y viceversa, por lo tanto, la longitud de onda también. Este fenómeno se conoce como dispersión Figura 3.4.4.

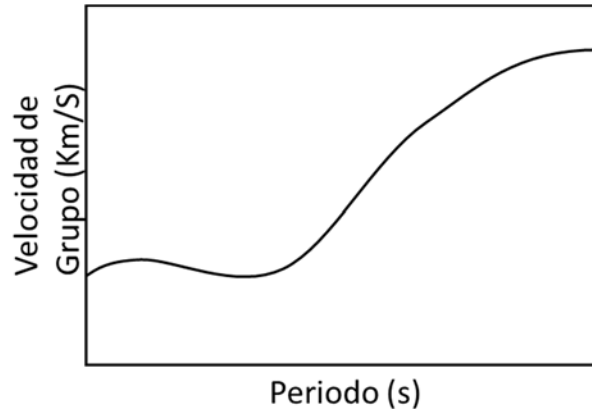


Figura 3.4.4 Fenómeno de dispersión de una onda superficial que se caracteriza por el incremento en la velocidad conforme se aumenta el periodo. Las variaciones de la curva dependen de las características del medio. Fuente: Tomada de Stein y Wysession (2003).

Para generar las curvas de dispersión se utilizó el método de filtrado múltiple sobre la señal de la correlación entre pares de estaciones (función de Green), que consiste en realizar varios filtros de banda estrecha centrados en diferentes periodos. Lo anterior se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$G_n(\omega) = \int H(\omega - \omega_c)G(\omega)e^{-i\omega t}d\omega \quad (14)$$

Donde $G_n(\omega)$ es la señal de correlación con diferentes filtro en el dominio de las frecuencias, $H(\omega - \omega_c)$ es un filtro Gaussiano en diferentes frecuencia centrales ω_c . Aplicando la transformada de Fourier inversa se obtiene los periodos.

3.5 Tomografía de ondas superficiales

Para calcular la velocidad de onda S a partir de las ondas superficiales se requiere calcular la velocidad de las ondas superficiales para el área de interés y posteriormente hacer la inversión de la curva de dispersión de cada punto geográfico. para calcular la velocidad de la onda S en función de la profundidad en los diferentes tipos de periodo de las ondas superficiales (Gaité, 2013). La tomografía sísmica genera imágenes de las estructuras del subsuelo a partir de los tiempos de viaje y trayectoria de las ondas.

El procedimiento antes descrito comienza con la tomografía de velocidad, la cual calcula el tiempo de viaje de la trayectoria de la onda. Por lo general se utiliza el método de trazado de rayos el cual indica que las ondas tienen un comportamiento geométrico entre la fuente y receptor. Los tiempos de viaje entre los pares de estaciones se calcularon mediante el método de marcha rápida (*Fast Marching Method*, FMM), el cual se describe en el siguiente apartado. La tomografía ajusta los parámetros del modelo (capas horizontales, tiempo de viaje, valores de los nodos de la malla) de tal manera que el error entre datos observados y calculados sea el mínimo.

En el siguiente apartado se menciona la metodología combinada para el cálculo de la tomográfica: usando el método de marcha rápida e inversión de tomografía utilizado por Fang *et al.*, (2015).

3.5.1 Método de marcha rápida

Es un método numérico basado en mallas que traza la evolución de un frente de onda a lo largo de una banda estrecha de nodos cuyos valores se actualizan mediante la solución de la ecuación *Eikonal* interpolando valores de los puntos cercanos del frente de ondas y satisfaciendo la aproximación de diferencias finitas para el término gradiente (Sethian y Popovic, 1999).

El método se centra en resolver el tiempo de viaje de un medio heterogéneo, utilizando una malla para calcular mediante diferencias finitas el valor de velocidad en la interfaz a lo largo de una banda estrecha de nodos. (Rawlinson y Sambridge, 2004). Las ventajas que tiene este método son que combina poco tiempo computacional y estabilidad en modelos complejos, además de que no requiere de la construcción previa de un mapa 2D de velocidad y se pueden incluir restricciones de variaciones laterales.

La ecuación *Eikonal* indica que la magnitud del gradiente del tiempo de viaje a lo largo de un punto del frente de onda es igual al inverso de la velocidad en ese punto, lo que se describe con la siguiente ecuación:

$$|\nabla_x T| = \frac{1}{C} \quad (15)$$

Donde $\nabla_x T$ es el Gradiente y T el tiempo de viaje, C la velocidad del medio. Esta solución se conoce como la solución débil, porque no puede resolver gradientes con discontinuidades, para esa condición se utiliza un parámetro adicional conocido como “viscosidad” que se escribe de la siguiente forma:

$$|\nabla_x T| = \frac{1}{C} + \epsilon \nabla_x^2 T \quad (16)$$

Donde el segundo término de viscosidad genera un suavizamiento. El primer arribo del frente de onda satisface las condiciones de entropía, es decir, que solo pasa una vez por un punto, por lo que el resto de la información se pierde o se reutiliza, de ahí obtiene su estabilidad incondicional, la entropía establece que una vez que se usa un nodo permanecerá así hasta un nuevo cálculo (Sethian y Popovic, 1999).

La propagación del frente la onda, Figura 3.5.1, toma en cuenta la dirección de la propagación. Los puntos que se encuentran por delante del frente de onda (*Far points*) se actualizan usando los datos de los tiempos de viaje de los puntos que están atrás del frente de onda.

El conjunto de los puntos que se encuentran detrás del frente de onda se expresa de la siguiente manera: (Sethian y Popovic, 1999):

$$\left[\max(D_a^{-x}, T - D_b^{+x}T, 0)^2 + \max(D_c^{-y}, T + D_d^{+y}, 0)^2 + \max(D_e^{-z}, T + D_f^{+z}, 0)^2 \right]_{ijk}^{1/2} = S_{i,j,k} \quad (17)$$

Donde T es el tiempo de viaje, (i,j,k) son los incrementos de la malla en (x,y,z), y los subíndices (a,b,c,d,e,f) definen el orden de actualización de operador usado diferencias finitas de los datos detrás del frente de onda (*upwind*).

En la Figura 3.5.1, se muestra una banda estrecha de puntos cercanos (*Close points*) que se calculan con la ecuación anterior y la dirección de la propagación va de los puntos vivos ya calculados (*Alive points*) hacia los puntos lejanos (*Far points*) que no tienen valores aun con la condición de que el valor de T en cada uno de los nodos vaya de valores menores a mayores. El objetivo es que la forma de la banda estrecha calcule la forma del tiempo más rápido hasta que todos los puntos lejanos se vuelvan puntos vivos.

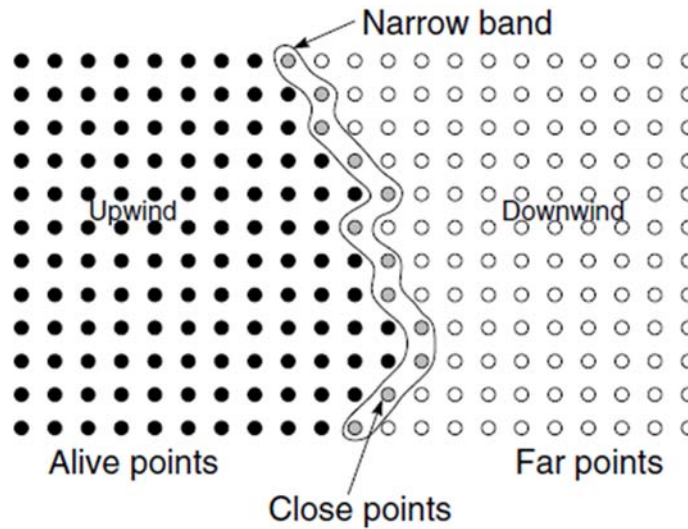


Figura 3.5.1 Propagación del frente de onda en lo que se conoce como una banda estrecha cuyos nodos cercanos buscan la trayectoria de mínimo tiempo de viaje. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).

Para que el método de marcha rápida calcule el mínimo tiempo de viaje en un medio estratificado con capas subhorizontales donde se puedan generar multitrayectorias se debe de reajustar el principio de entropía, es decir, que el frente de onda reflejado pase por un mismo punto nuevamente y que las capas limites debe de tener una distribución irregular.

La forma de resolver este problema es obtener la trayectoria de todos los puntos del frente de onda incidente en la interfase Figura 3.5.2a, y reiniciar todos los valores antes de la interfase, es decir, vuelven a ser puntos lejanos (*far points*) y se configuran los nodos en la interfase de los puntos cercanos en la banda estrecha Figura 3.5.2b, y posteriormente reiniciar el método para el calcular frente de onda reflejado en los puntos ahora lejanos Figura 3.5.2c. De esta manera la banda estrecha rodea la interfase y no el frente de onda.

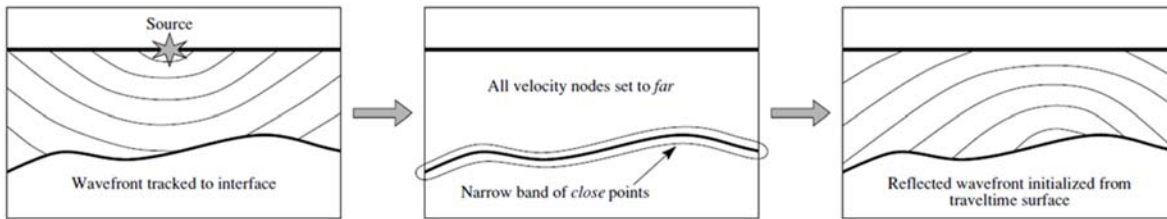


Figura 3.5.2 a) indica el cálculo del tiempo de viaje de un frente de onda hasta la interfase, b), se configura el frente de onda en todos los puntos de la interfase y se reinician los valores anteriores, c), se reinicia el cálculo de la trayectoria para el frente reflejado. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).

Los valores de velocidad de los nodos en la interfase localmente se “suturan” mediante un método de triangulación con los valores de los nodos vecinos ya utilizados o “quemados”. La Figura 3.5.3 ejemplifica la distribución irregular, por lo que se requiere un esquema de triangulación de primer orden (Sethian y Popovic 1999). Las ventajas de utilizar, en esta zona, una malla irregular es que reduce el tiempo computacional.

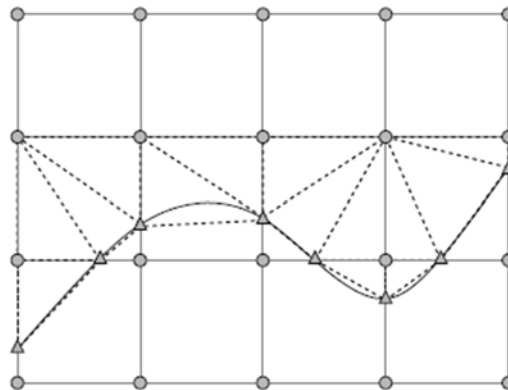


Figura 3.5.3 La línea continua representa el límite real de la capa, mientras que las líneas punteadas indican la malla irregular. Los círculos indican los nodos calculados mediante ecuación y los triángulos los valores calculados por triangulación. Fuente: Tomada de Rawlinson y Sambridge, (2004).

Una vez obtenidos los tiempos de viaje, se calculan las trayectorias iniciando en cada receptor y después siguiendo el gradiente de tiempo de viaje de regreso a la fuente.

3.5.2 Inversión de tomografía

El objetivo de la inversión de tomografía es encontrar un modelo que minimice las diferencias entre los tiempos estimados de un modelo inicial y los tiempos adquiridos u observados para todos los periodos en cada nodo del modelo de velocidades.

La relación entre la velocidad del medio y su perturbación, pueden ser igual a la diferencia de los valores de un modelo inicial y los datos adquiridos. (Fang y Zhang, 2014) de acuerdo con la siguiente ecuación.

$$\delta t_i(\omega) = t_i^{mod}(\omega) - t_i^{real}(\omega) = \sum_{k=1}^N v_{ik} \delta S_k(\omega) \approx \sum_{k=1}^N v_{ik} \frac{\delta c_k(\omega)}{c_k^2(\omega)} \quad (18)$$

Donde t_i^{mod} es el tiempo trayectoria de los rayos del modelo inicial, t_i^{real} es el tiempo real de la trayectoria de los rayos, k es el punto o nodo de la malla del modelo de velocidades, $\delta t_i(\omega)$ es diferencia entre los valores del modelo teórico y real, v_{ik} es la interpolación de la trayectoria de viaje en los puntos de la malla, S_k es la lentitud que está en función de la perturbación de la velocidad de grupo C_k , y δC_k es la perturbación en un punto k . La ecuación anterior se puede simplificar (Fang y Zhang, 2014) en:

$$d = Gm, \quad (19)$$

Donde d es el vector de los tiempos de viaje residuales para todas las trayectorias en cada periodo, G es la matriz de sensibilidad que está en función la velocidad (V_p y V_s y densidad), m es vector de parámetros de modelo que se expresa: $m = [\delta\beta_1(z_1), \delta\beta_1(z_j), \delta\beta_2(z_1), \delta\beta_k(z_i)]^T$, donde β representa la velocidad de

la onda de corte (S) que es la que más influye en la perturbación de la onda superficial y z_i representan las diferentes profundidades.

Para encontrar la solución del vector m , se despeja de la ecuación quedando con la siguiente expresión:

$$\Phi(m) = \|d - Gm\|_2^2 + \lambda \|Lm\|_1^2 \quad (20)$$

Donde $\Phi(m)$ es la función de costo que se debe de minimizar, el término $\|d - Gm\|_2^2$ indica la norma L2 de los datos desajustados y $\lambda \|Lm\|_1^2$ es el término de regularización del modelo, L es el operador de suavizamiento y λ es el parámetro que balancea al modelo de regularización con desajuste de datos.

Siguiendo el método de mínimos cuadrados la solución de m es:

$$m = (G^T G + \lambda L^T L)^{-1} G^T d \quad (21)$$

3.5.3 Método de tomografía multiescala

En este trabajo se utiliza el método de inversión tomográfica en el dominio *wavelet* utilizado por Fang y Zhang (2014), que invierten los tiempos de la correlación cruzada de ruido sísmico de cada periodo para calcular los parámetros del modelo. Para esta metodología se utilizó el programa de Zhang y Thurber, 2003.

Idealmente uno debería de adaptar los parámetros del modelo de tal manera que tuviera una mayor resolución en donde haya suficiente cantidad de información.

Sin embargo, no siempre es posible usar una malla regular para calcular los parámetros del modelo, por lo que se opta por usar mallas irregulares para la tomografía sísmica (Zhang y Thurber, 2003) o utilizar los métodos multiescala en dominio *wavelet* que adaptan diferentes mallas a la distribución de los datos.

Una característica principal de este tipo de métodos tomográficos multiresolución es que parametrizan el modelo en función de la distribución de datos; es decir, utiliza mallas de diferentes tamaños o escalas. Los métodos de inversión tradicional usan mallas regulares que no siempre se adaptan a los datos y posteriormente requieren una fuerte regularización en la inversión que puede afectar los resultados (Fang y Zhang, 2014).

Los métodos multiescala operan en el dominio *wavelet*, por lo que, es necesaria la transformación del modelo a este dominio, cuyos parámetros ahora dependen de dos tipos de coeficientes: los de aproximación que resuelven mallas a escalas grandes y los de detalle que como su nombre lo indica resuelve a escalas más pequeñas que requieren mayor detalle. Resolviendo estos dos tipos de coeficientes de manera adecuada, se obtienen los parámetros del modelo de velocidades para resolver el modelo a diferentes escalas. La siguiente ecuación representa el cambio del modelo m al dominio *wavelet*.

$$\hat{m} = Wm \quad (22)$$

Donde m representa los parámetros del modelo, \hat{m} es el modelo en el dominio *wavelet* y W es la matriz de transformación formada de familias de funciones que contienen los coeficientes de detalle y de aproximación.

Este proceso es iterativo y jerárquico, primero se resuelven los coeficientes de aproximación que permiten resolver las escalas más grandes y suavizan el modelo en las zonas con poca cantidad de trayectorias o pocos datos. Posteriormente se resuelven las escalas menores con los coeficientes de detalle que describen las características finas del modelo en zonas con mayor cobertura de trayectorias.

Por lo general, al resolver los coeficientes se generan modelos suavizados, de ahí el nombre del método de atenuación o dispersión selectiva (*sparsity-constrained*). Cabe mencionar que el desajuste de las mallas respecto a la trayectoria es mínimo por lo que ya no se requiere una fuerte regularización.

En este caso particular, el resultado de la inversión de tomografía fue que los parámetros de detalle son muy escasos, es decir, pocas zonas con mucho detalle y los de aproximación abundan, por lo que se obtiene un modelo suavizado.

Los coeficientes de aproximación resuelven familias de funciones *wavelets* (ondículas) con diferentes tamaños que se ajustan a las mallas y los coeficientes de detalle que describen las partes finas, y se obtienen de sumar esas funciones.

Finalmente, para obtener los parámetros del modelo de velocidades a partir de los coeficientes se les aplica la transformación inversa W^{-1} cuando se ajusta al mínimo la familia de funciones de escalamiento y el tamaño de las mallas.

Para estabilizar la inversión se minimizan los coeficientes diferentes de cero considerando que son dispersos o atenuados (*Sparse*), esto implica que pocos coeficientes son necesarios para representar los parámetros del modelo. (Simons *et al.*, 2011).

Resumiendo lo anterior, para minimizar el problema de la inversión el modelo se lleva al dominio *wavelet* mediante $\hat{m} = Wm$, donde W son las bases ortogonales y \hat{m} es el modelo en el dominio *wavelet* y contiene los coeficientes.

Una vez que se resuelven los coeficientes se regresa el dominio del espacio para obtener los parámetros del modelo, sin embargo, se realiza una regularización a los parámetros del modelo por lo disperso o atenuado de los datos.

La ecuación de $\Phi(m)$ puede ser minimizada utilizando la transformada de *wavelet* W

$$\|GW^{-1}Wm - d\|_1 \quad (23)$$

Y se minimiza a:

$$\|\hat{G}\hat{m} - d\|_1 \quad (24)$$

Donde $\hat{G} = GW^T$ y $\acute{m} = Wm$, es decir, la matriz G de sensibilidad y d el vector de parámetros de velocidad se encuentra en el dominio de *wavelet*, el problema inverso replantea buscar los coeficientes del modelo y usar la matriz de la transformada inversa (W^{-1}) para inferir los parámetros del modelo. Adicionalmente se utiliza una regularización de la Norma L1 que es más robusta, para generar estabilidad en la matriz de sensibilidad, por lo que el problema queda:

$$\|\hat{G}\acute{m} - d\|_1 + \lambda\|\acute{m}\|_1 \quad (25)$$

Donde λ es el multiplicador de Lagrange el cual, balancea el desfase y la escasez de los datos. La ecuación anterior se puede resolver utilizando mínimos cuadrados de manera iterativa y la ecuación se reduce en:

$$r = \left\| \begin{bmatrix} \hat{G} \\ \lambda \end{bmatrix} \acute{m} - \begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_1 \quad (26)$$

y usando el vector residual:

$$r = \hat{G}\acute{m} - d' \quad (27)$$

Donde $\hat{G}\acute{m}$ es el lado izquierdo de la ecuación 26 y d' la parte derecha; para minimizar la expresión usamos:

$$f(\acute{m}) = \|r\|_1 = \sum_{l=1}^N |r_l| \quad (28)$$

Donde f es una función no diferenciable en los puntos donde el elemento r es igual a cero, pero diferenciable en los puntos diferente de cero:

$$\frac{\partial f(\acute{m})}{\partial \acute{m}_n} = \sum_{l=1}^N \frac{\partial |r_l|}{\partial \acute{m}_n} = \sum_{l=1}^N \hat{G}_{l,n} \frac{r_l}{|r_l|} \quad (29)$$

Aproximadamente el gradiente de f es:

$$\nabla f(\hat{m}) \approx \tilde{G}^T R_r = \hat{G}^T R(\hat{G}\hat{m} - d'), \quad (30)$$

Donde R es una matriz diagonal de elementos con valores absolutos del recíproco de los residuales por lo que:

$$R_{i,i} = \begin{cases} \frac{1}{\epsilon} & , \quad |r_i| \leq \epsilon \\ \frac{1}{|r_i|} & , \quad |r_i| \geq \epsilon \end{cases} \quad (31)$$

Donde ϵ es la tolerancia que consideramos que sea aproximadamente cero. De acuerdo con la ecuación 30, para optimizar resolvemos $\nabla f(\hat{m}) = 0$, lo que resulta en:

$$\hat{G}^T R \hat{G} m = \hat{G}^T R d' \quad (32)$$

Finalmente, estas son las ecuaciones normales para el problema de mínimos cuadrados que se minimiza en:

$$\left\| \sqrt{R} \begin{bmatrix} \hat{G} \\ \lambda \end{bmatrix} \hat{m} - \sqrt{R} \begin{bmatrix} d' \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_1 \quad (33)$$

Donde la matriz de sensibilidad G es atenuado con pocos datos, el cual es una ventaja para aplicar mínimos cuadrados y resolver primero la matriz de identidad R y actualizar iterativamente para obtener una solución suave.

Capítulo 4

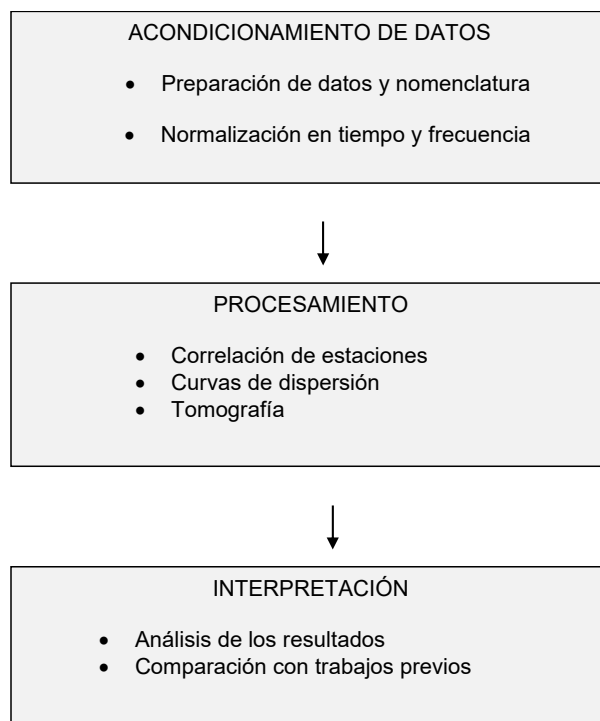
4. Metodología y resultados

4.1. Introducción

El procesamiento de datos de ruidos sísmicos del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, BCS consta de diferentes etapas. En este capítulo se describe, el acondicionamiento y procesamiento de datos para obtener las curvas de dispersión, la tomografía sísmica, y posteriormente su interpretación.

A continuación, se muestra un diagrama de flujo, el cual contempla la selección, el acondicionamiento y normalización de los datos. Posteriormente se realiza el procesamiento que involucra: correlación entre pares de estaciones, el cálculo de las curvas de dispersión y la tomografía sísmica.

Figura 4.1 Diagrama de flujo utilizado para el acondicionamiento, procesamiento e interpretación de la información. Fuente: Elaboración propia.



4.2. Preparación de datos

En esta etapa se realiza la preparación y estandarización de la base de datos. Se muestra el orden y la nomenclatura utilizada en este trabajo. Previo al procesamiento, se ordenan los datos de la siguiente manera:

-ESTACIONES RED SISMICA — 2011 — MESES — COMPONENTES R,T,Z

Los datos se presentan en fecha Juliana (implica año, AAAA y 1-365 días o DDD): AAAADDDHH00T_C.gcf y Gregoriana: AAAAMMDDHH00T_C4.gcf, (implica AAAA representa el año, MM el mes, DD el día y HH la hora de grabación del evento, y finalmente las componentes C = R, T, Z. La extensión de origen de los datos es del formato estándar de equipo Guralp es ".gcf". Con las consideraciones anteriores se realizó una rutina para automatizar los procesos.

El preprocesamiento elimina factores que afectan o generan un sesgo en los resultados del registro sismológico. Por ejemplo, algunos factores son la respuesta instrumental, ruido de alta frecuencia generado por golpes cerca de la estación, por la presencia de lluvia o cualquier actividad humana muy cercana a la estación sísmica. Lo anterior se corrige mediante la eliminación de la media, es decir, se extrae el promedio de la amplitud de una señal y la eliminación de tendencia lineal, la cual es eliminar una línea recta de la señal sísmica que puede ser generada por la distorsión del aparato durante la medición.

En la Figura 4.2.1a se observa un registro de ruido sísmico de 60 minutos de duración en la estación TV01 sin procesar, después se le aplicó una corrección por media (Figura 4.2.1b) y posteriormente eliminación de tendencia lineal (Figura 4.2.1c). Este preprocesamiento se aplica a todos los registros sísmicos. La sismicidad registrada en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes consta de sismos locales y regionales que tienden a obscurecer el ruido sísmico debido a que éste tiene su máxima amplitud espectral entre la banda de la micro-sismicidad de 0.1 a 10 Hz. (Bensen *et al.*, 2007).

4.2.1 Normalización en tiempo

La normalización temporal reduce el efecto de fuentes sísmicas asociadas a la actividad de alta frecuencia como la actividad humana cuyas amplitudes son superiores al resto de la señal, por lo general, este tipo de fuentes no son estacionarias.

La normalización por un bit o “one-bit normalization” consiste en retener todas las amplitudes de la traza sísmica cambiando todo valor positivo por el valor + 1 y todo valor negativo con -1 (Bensen *et al.*, 2007). Esta normalización incrementa la relación señal ruido de la traza.

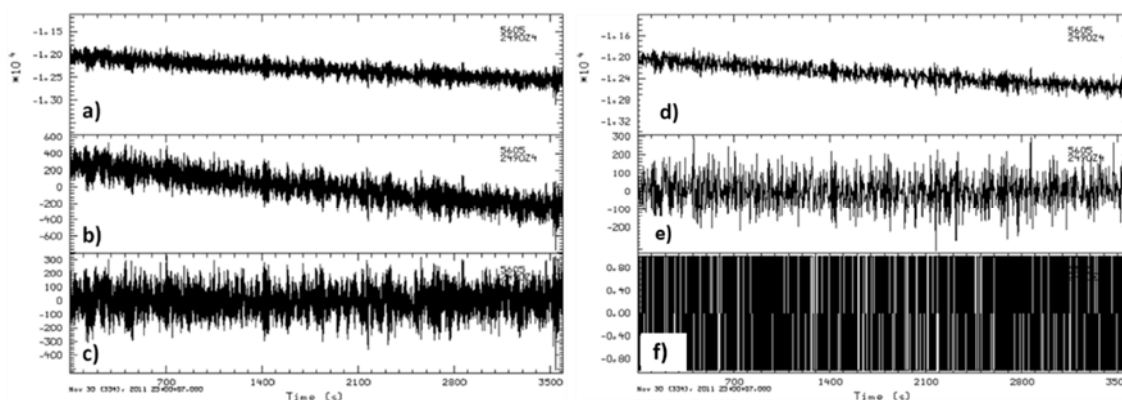


Figura 4.2.1 Normalización en tiempo de un registro sísmico de la estación TV01 de 60 minutos. a) Señal sin procesar, b) señal con media eliminada, c) señal con tendencia lineal eliminada, d) Registro de ruido sin procesar, e) Registro sin media ni tendencia lineal, f) Registro con normalización de un bit. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.2.1 describe el método de normalización en tiempo mediante la normalización de un *bit* o “one-bit normalization”. Primero la Figura 4.2.1a muestra el registro de una hora sin procesamiento, después la Figura 4.2.1b presenta el mismo registro, pero corregido por media y después por tendencia lineal Figura 4.2.1c.

Para el caso de la Figura 4.2.1d es un registro de una hora sin procesar, posteriormente se extrae la media y tendencia lineal Figura 4.2.1e y finalmente se aplica el método de “one-bit normalization” o normalización de un *bit* Figura 4.2.1f.

4.2.2 Normalización en frecuencia

El blanqueo espectral elimina los picos del espectro de frecuencia del registro sin modificar el contenido de frecuencias. Este procedimiento realiza todas las frecuencias a un mismo nivel, de tal manera que el espectro de frecuencia pareciera plano, análogo al espectro de amplitud de la luz blanca, la cual contiene todas las frecuencias por igual, de ahí que al proceso de aplanar el espectro de frecuencia se llame *blanqueo* o *whitening*.

La Figura 4.2.2 ejemplifica los diferentes espectros de amplitud de la señal antes mencionada en la Figura 4.2.2a, la señal sin normalización en tiempo, Figura 4.2.2b con normalización de tiempo de un *bit* (*one-bit normalization*) y Figura 4.2.2c señal con blanqueo espectral en una banda de frecuencia de 0.1 a 10 Hz. Se observa que después del preprocesamiento se tiene un espectro plano entre 0.08 y 10 Hz, lo cual permite obtener resultados con una ganancia adecuada en ese rango de frecuencias.

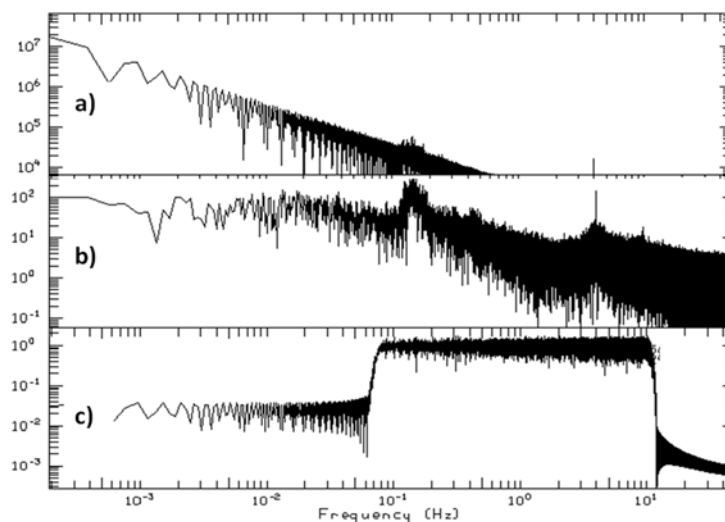


Figura 4.2.2 Espectros de frecuencia de: a) señal sin procesar, b) señal sin media ni tendencia lineal, y con normalización en tiempo de un bit, c) registro con blanqueo espectral entre 0.1 y 10 Hz y amplitud de 1. Fuente: Elaboración propia.

4.3. Correlación cruzada

Se realizó la correlación cruzada entre las componentes verticales de los registros de ruido sísmico entre todos los posibles pares de estaciones que monitorean el campo geotérmico Las Tres Vírgenes. La Figura 4.3.1 indica la distribución de las ocho estaciones TV01, TV03, TV04, TV05, TV11, TV18, TV22 y TV23 de la red sísmica del campo Las Tres Vírgenes.

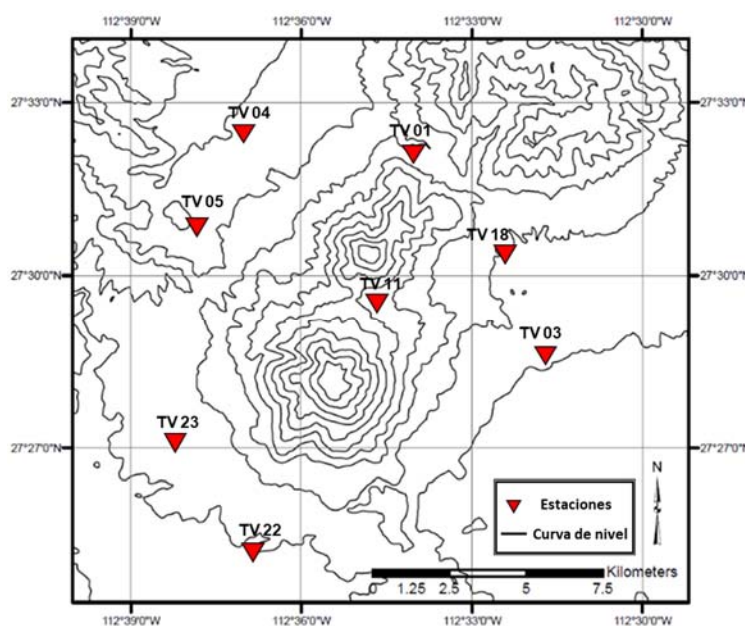


Figura 4.3.1 Mapa con la distribución de las estaciones alrededor del complejo volcánico Las Tres Vírgenes. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.3.2a ejemplifica las correlaciones diarias entre las estaciones TV01 y TV22 filtradas entre 0.2 y 0.75 Hz en la que se muestra un pulso predominantemente anticausal y el apilamiento en la Figura 4.3.2b de las correlaciones en una misma gráfica. La aparente asimetría, se debe a la distribución no homogénea de fuentes estacionarias de ruido, como se explicó en el capítulo anterior que indican que del lado de la estación TV22 habría una mayor cantidad de fuentes respecto a la estación TV01.

Este proceso de correlación se aplicó en el resto de los registros sísmico entre este par de estaciones TV01-TV22 (Figura 4.3.2a). Posteriormente, también se realizó una selección de las señales útiles, ya que no todos los casos las correlaciones mostraban la recuperación de la función de Green.

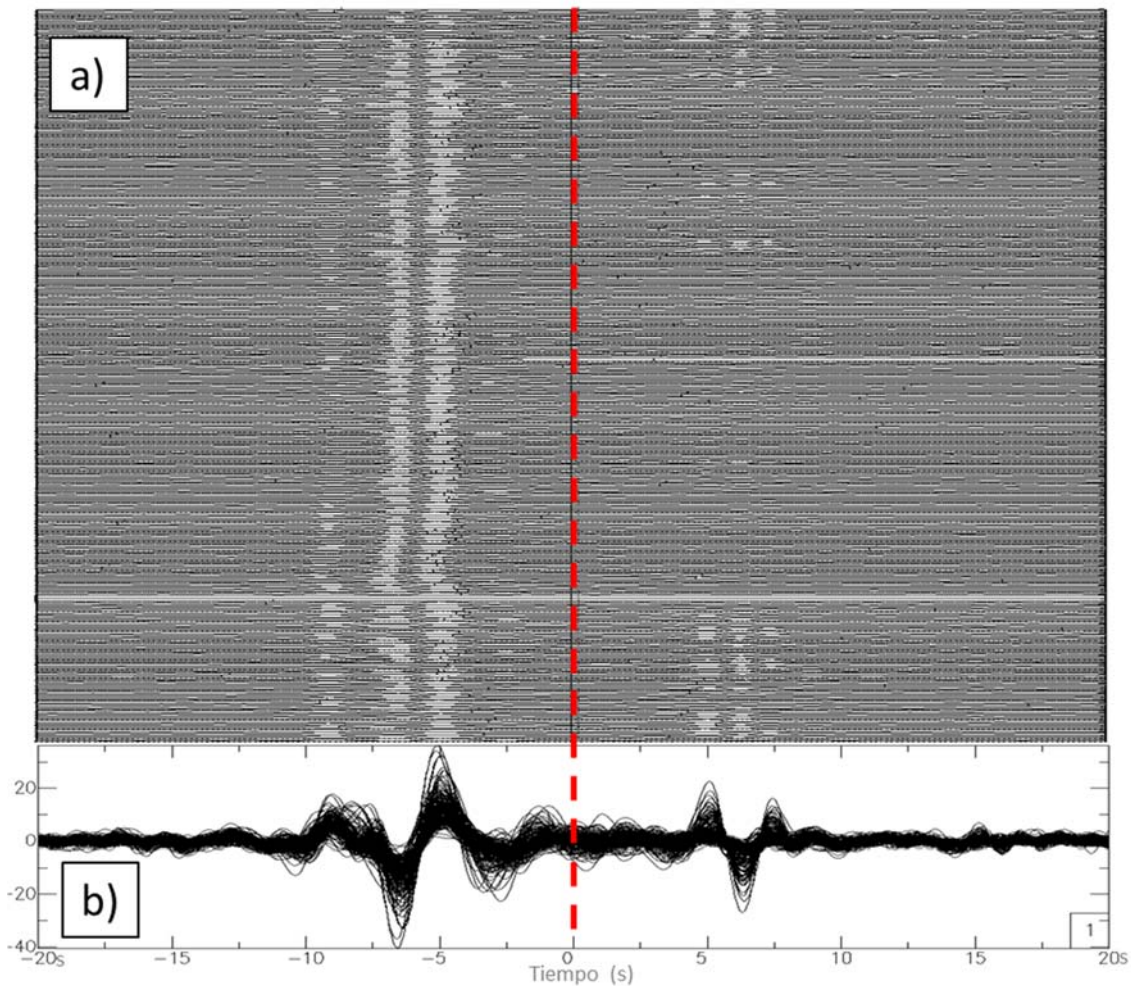


Figura 4.3.2 a) Correlación cruzada entre las estaciones TV01 y TV22. La línea roja punteada referencia el tiempo $t=0s$, se observa una asimetría entre la parte causal y anticausal, que indica la distribución no homogénea de las fuentes, b) Todas las correlaciones en un mismo gráfico. Fuente: Elaboración propia.

Nuevamente se grafica la serie de correlaciones, ahora entre las estaciones TV04-TV05, y todas las correlaciones en un mismo gráfico, respectivamente Figuras 4.3.3a y a1. Adicionalmente se incluyen las correlaciones de las estaciones TV01-TV05 Figuras 4.3.3b y b1. Se observan que las correlaciones de cada par de estaciones por día tienen una forma similar. Al colocarse en un mismo gráfico, se visualiza la forma de la función de Green. La línea punteada en rojo es la referencia del $t = 0$ s.

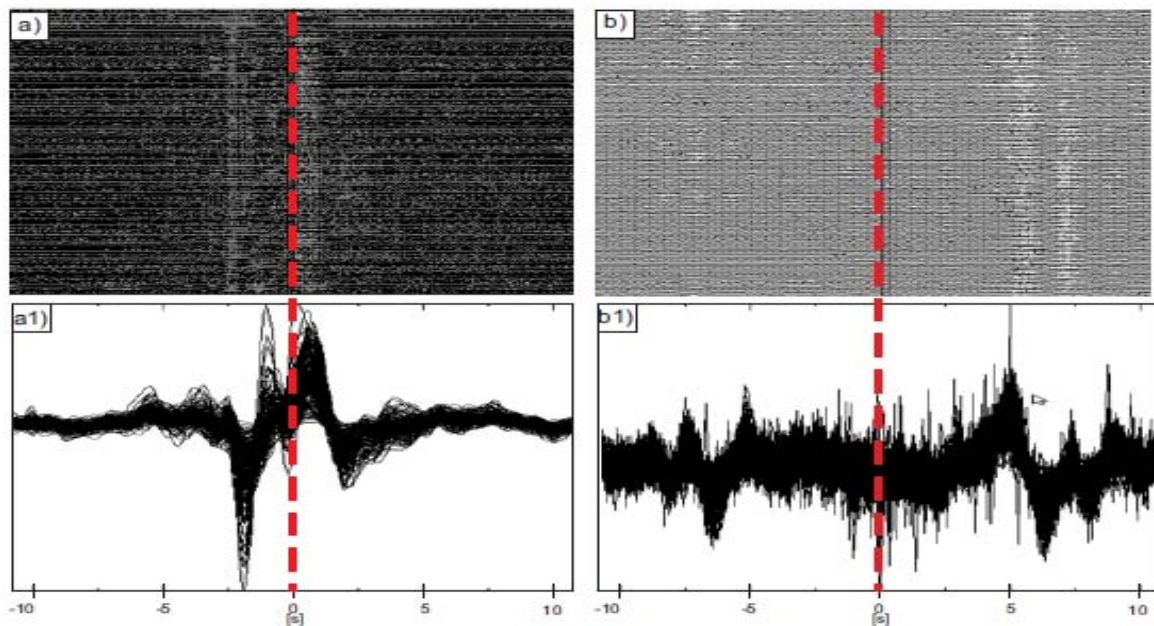


Figura 4.3.3. Gráficas de correlaciones entre los pares de estaciones a) todas las correlaciones y a1) superpuestas TV04-TV05. De igual manera para el par de estaciones TV01-TV22 b) y b1). Fuente: Elaboración propia.

En Figura 4.3.3 se recuperó la función de Green, por la forma de las correlaciones. Las estaciones TV04-TV05, que son el par de estaciones más cercanas, separadas 3.2 km muestran los pulsos más cercanos al tiempo $t = 0$ s, representado por la línea roja punteada; mientras que los pulsos de las estaciones TV01-TV22 separadas 13.7 km, están más alejados del tiempo $t = 0$ s.

4.4. Funciones de Green de las estaciones

La robustez de las funciones de Green depende del medio y la distribución de las fuentes de ruido, así como la calidad de la información, la distancia de las estaciones y el tiempo de monitoreo. A continuación, se ejemplifica en las correlaciones:

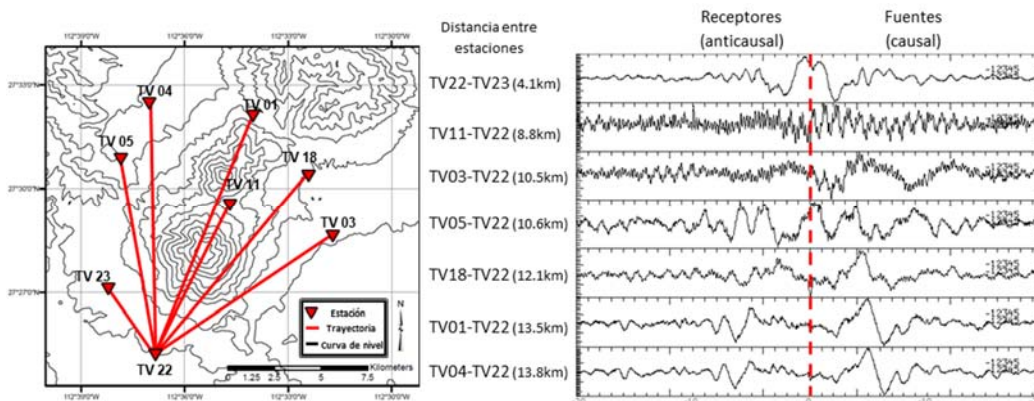


Figura 4.4.1 Mapa de las trayectorias de TV22 respecto al resto de las estaciones. También se muestra la respuesta del apilamiento de las correlaciones. En la mayoría de los casos se recuperó la función de Green. Fuente: Elaboración propia.

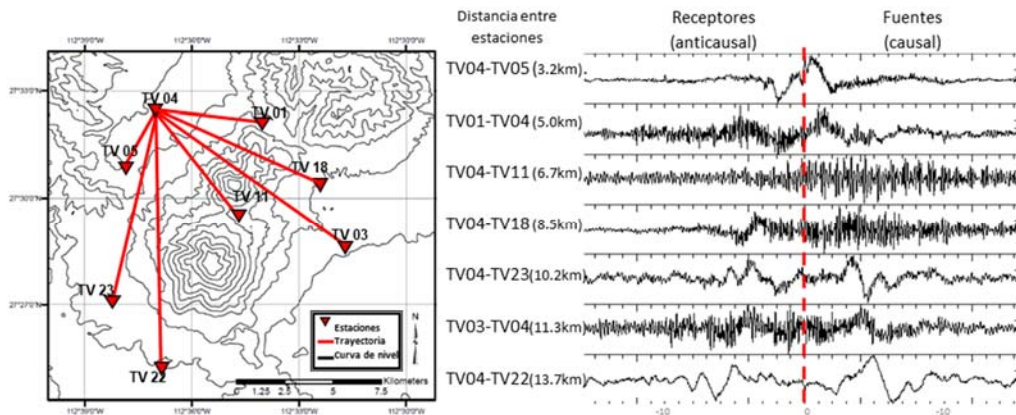


Figura 4.4.2 Mapa de las trayectorias de TV04 respecto al resto de las estaciones. Se muestra el apilamiento de las correlaciones de TV04 con el resto de las estaciones. En algunos casos se recuperó la Función de Green, excepto en: TV01-TV04, TV04-TV11, TV04-TV18, TV03-TV04. Fuente: Elaboración propia.

En las correlaciones de las Figuras 4.4.1 y 4.4.2 se puede observar que en la mayoría de las correlaciones entre los pares de estaciones de TV04 y TV22 se logró recuperar la función de Green, lo que permitirá, posteriormente realizar el cálculo de las curvas de dispersión.

A continuación, en la Figura 4.4.3 se grafican todas las correlaciones entre los 27 pares de estaciones enumeradas. El orden en que se grafican corresponde al incremento de la distancia entre las estaciones, también se apila la parte causal con la anticausal, con la finalidad de remarcar el comportamiento del modo fundamental de la onda *Rayleigh* de toda la señal. En varios pares de estaciones no hay una clara recuperación de la función de Green.

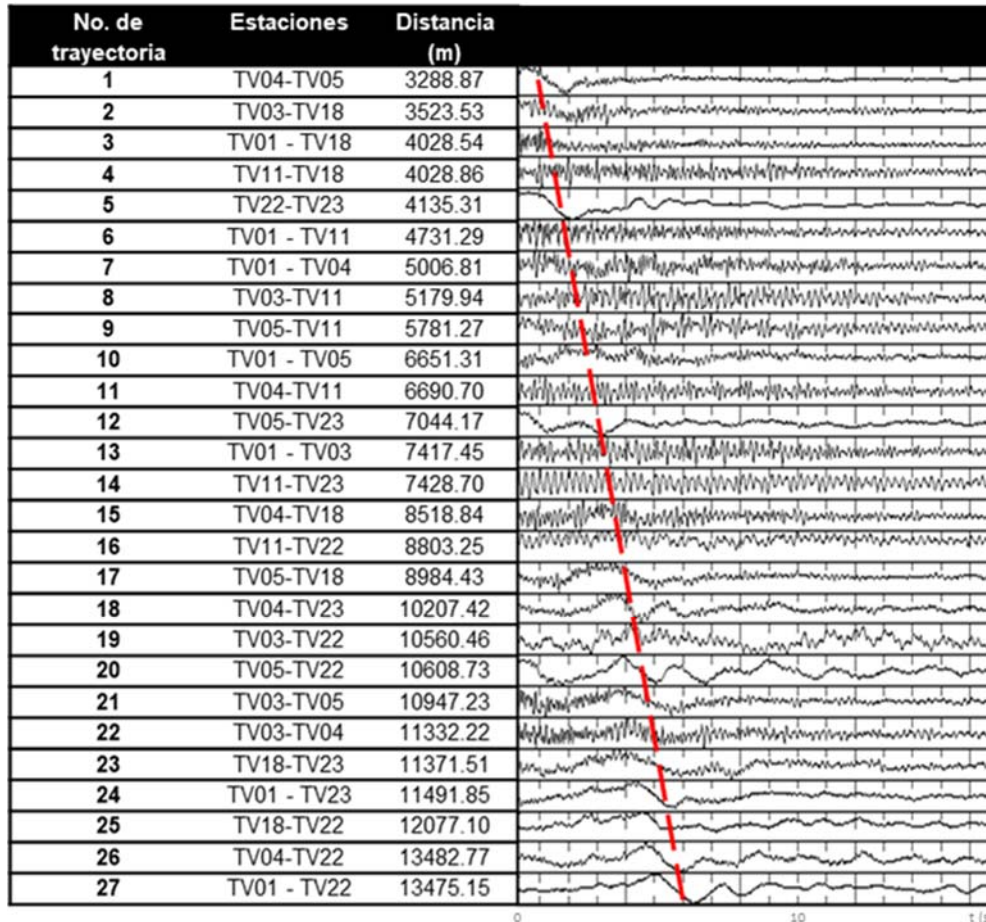


Figura 4.4.3 Izquierda, se indica el número de correlación de todos los pares de estaciones, el par de estaciones y la distancia entre ellas. Derecha, apilamiento entre la parte causal y anticausal, la línea punteada resalta la respuesta del modo fundamental de la onda *Rayleigh*. Fuente: Elaboración propia.

La línea punteada en la Figura 4.4.3 señala el aumento en tiempo del modo fundamental de cada correlación, como es de espera, se observa que éste aumenta en tiempo con la distancia entre los pares de estaciones.

Por otro lado, en la Figura 4.4.4 se resaltan las trayectorias de varios pares de estaciones y se sombrea en rojo el lado de donde emerge con mayor claridad la función de Green, esto se observa en la asimetría de la parte causal y anticausal. Este comportamiento puede deberse a que hay un mayor aporte de fuentes de ruido cercanas a las estaciones TV01, TV04 y TV18; las correlaciones obtenidas de la TV11 con las otras estaciones fue la que presentó menor calidad de correlación, el caso contrario ocurre con la estación TV22 y TV18. Entre otras causas también puede influir la cercanía a la zona de explotación de campo, como el caso de la estación TV01 y TV11, e incluso la complejidad del terreno TV03 y TV11.

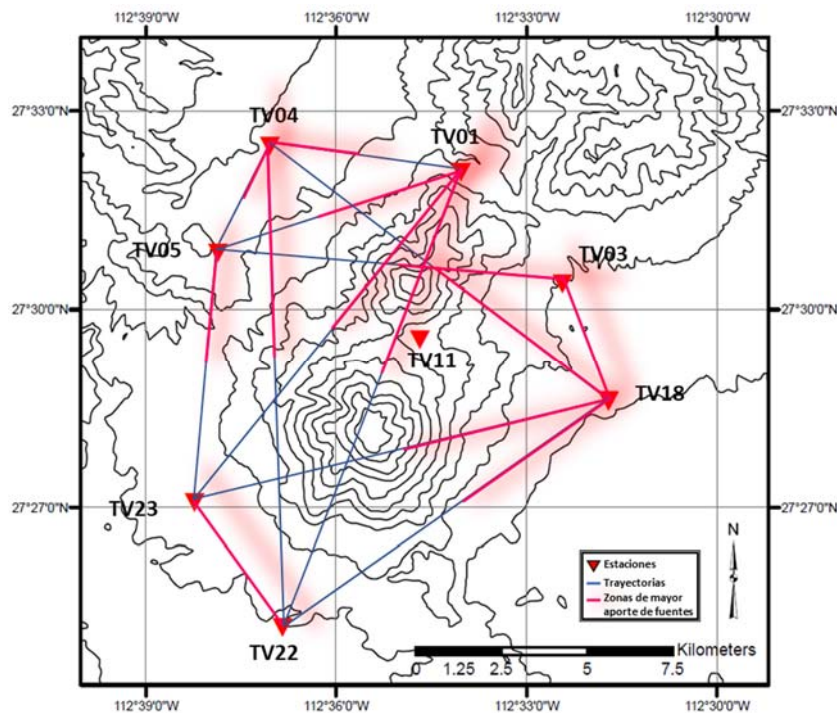


Figura 4.4.4 Mapa con las direcciones donde existen una mayor contribución de fuentes de ruido al recuperar la función de Green de los pares de estaciones. Las líneas sombreadas en rojo indican mayor aporte de fuentes que las de color azul. Fuente: Elaboración propia.

4.5. Curvas de dispersión

Las curvas de dispersión de las correlaciones obtenidas de los pares de estaciones relacionan la velocidad de grupo de las ondas superficiales *Rayleigh* respecto a su periodo o frecuencia. La Figura 4.5.1 representa un ejemplo de una curva de dispersión obtenida de la correlación entre las estaciones TV04 y TV23. En esa figura puede ejemplificarse el fenómeno de dispersión de las ondas superficiales que se caracteriza por el aumento de periodo en segundos (s) y de la velocidad de grupo de onda *Rayleigh* en km/s.

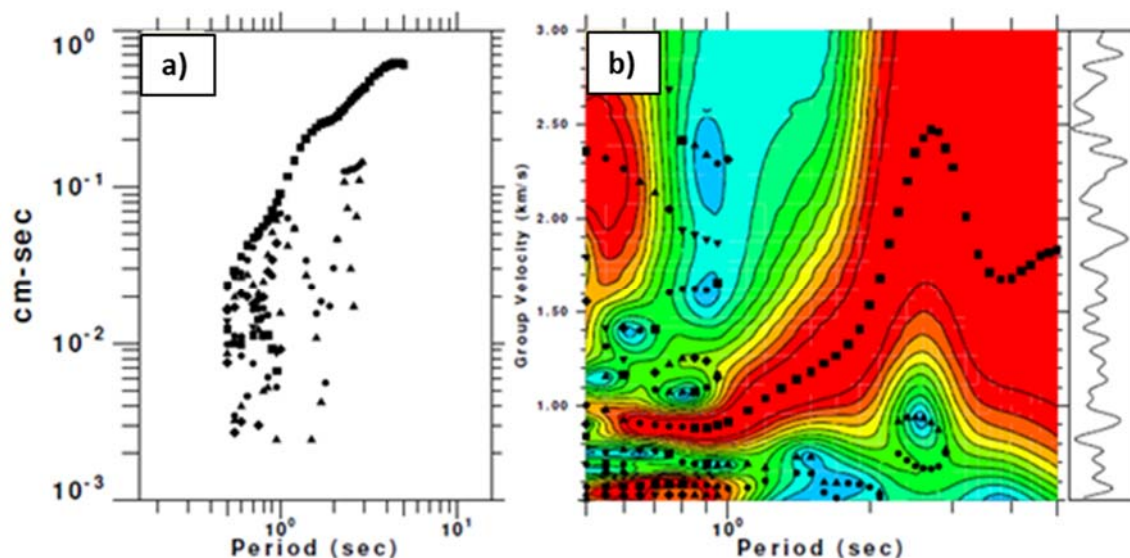


Figura 4.5.1 Análisis de dispersión del pulso de correlación entre las estaciones TV04-TV23, a) valores máximos del espectro de amplitud, b) Valores máximos del espectro de amplitud en función del periodo y la velocidad de grupo. Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 4.5.2 se gráfica el periodo contra velocidad de grupo, en donde se graficaron todas las curvas de dispersión calculadas de los pares de estaciones. Se observa que, para los periodos de 0 a 2 s, las velocidades de grupo tienen rangos de valores entre 1.5 a 2 km/s, así mismo para el periodo entre 2.5 y 4 s, la velocidad aumenta de 2 a 3 km/s.

Las anomalías de velocidad permiten estimar una profundidad aproximada de 6 km con la mitad de las longitudes de onda $\lambda/2$ para el caso más optimista; de 4 km para una tercera parte de la longitud de onda $\lambda/3$ y para el caso más conservador las profundidades estarían de 3 km para una cuarta parte de la longitud de onda $\lambda/4$ como se indica en la Tabla 4.5.

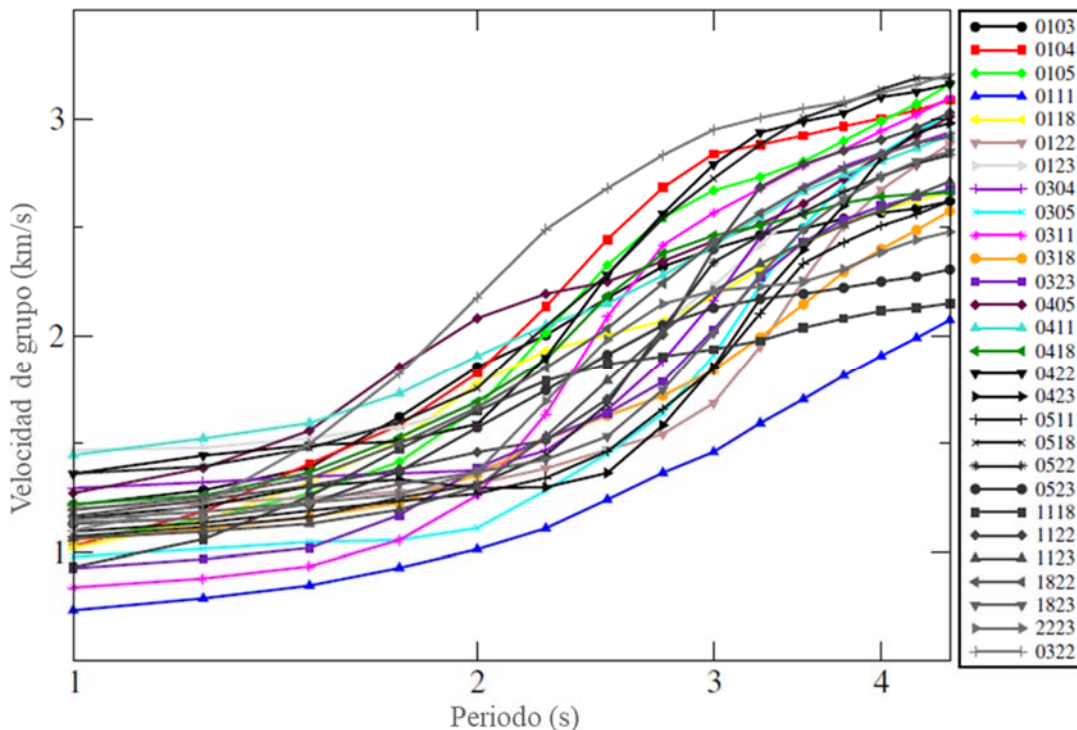


Figura 4.5.2 Gráfica de las curvas de dispersión de todas las correlaciones entre pares de estaciones. Se observa que las curvas de dispersión tienen como límite periodos de 4 s cuyas velocidades oscilan entre 2 y 3 km/s. Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 4.5 se muestran valores de periodo $T(s)$ y velocidad de grupo $V(km/s)$ para obtener la longitud de onda $\lambda(km)$ y calcular la profundidad de investigación con los resultados de las curvas de dispersión, se manejan los casos de $\lambda/2$, $\lambda/3$ y $\lambda/4$, este último el caso más conservador.

Tabla 4.5 Diferentes valores de los periodos $T(s)$, velocidades de grupo $V(km/s)$ y longitud de onda $\lambda(km)$. El caso optimista $\lambda/2$ y el conservador $\lambda/4$ para estimar la profundidad de investigación. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	Vel. grupo	Long. Onda	Optimista		Conservador
T(s)	V(km/s)	$\lambda(km)$	$\lambda/2(km)$	$\lambda/3(km)$	$\lambda/4(km)$
2	1.25	2.5	1.25	0.83	0.63
2	1.25	2.5	1.25	0.83	0.63
2	1.7	3.4	1.7	1.13	0.85
3	1.8	5.4	2.7	1.80	1.35
3	2.25	6.75	3.375	2.25	1.69
3	2.5	7.5	3.75	2.50	1.88
4	2.4	9.6	4.8	3.20	2.40
4	2.8	11.2	5.6	3.73	2.80
4	3.1	12.4	6.2	4.13	3.1

4.6. Inversión de tomografía de onda superficial

La inversión de tomografía requiere minimizar la diferencia entre los tiempos de viaje calculados de la correlación cruzada, y el tiempo de viaje de un modelo inicial que consta de 9 capas horizontales (Figura 4.6.1); con velocidades que se incrementa de acuerdo con siguiente ecuación:

$$V_s = V_{min} + Z * V_{grad} \quad (34)$$

Donde:

V_s velocidad de onda S (se obtiene en la tabla de la Figura 4.6.1a)

V_{\min} velocidad inicial ($V_{\min}=0.25$ km/s)

V_{grad} incremento de la velocidad que aumenta con la profundidad ($V_{\text{grad}}=0.75$ km/s)

Z profundidades de las 9 capas del modelo inicial.

En la Figura 4.6.1b se gráfica el modelo inicial de velocidades a partir de la ecuación 29. Para la distribución de las velocidades del área, se generó un mallado de 23 x 23 celdas separadas de 0.01 grados (1.13km aprox.) en la dirección de la latitud y longitud que cubre el área (Figura 4.6.1c).

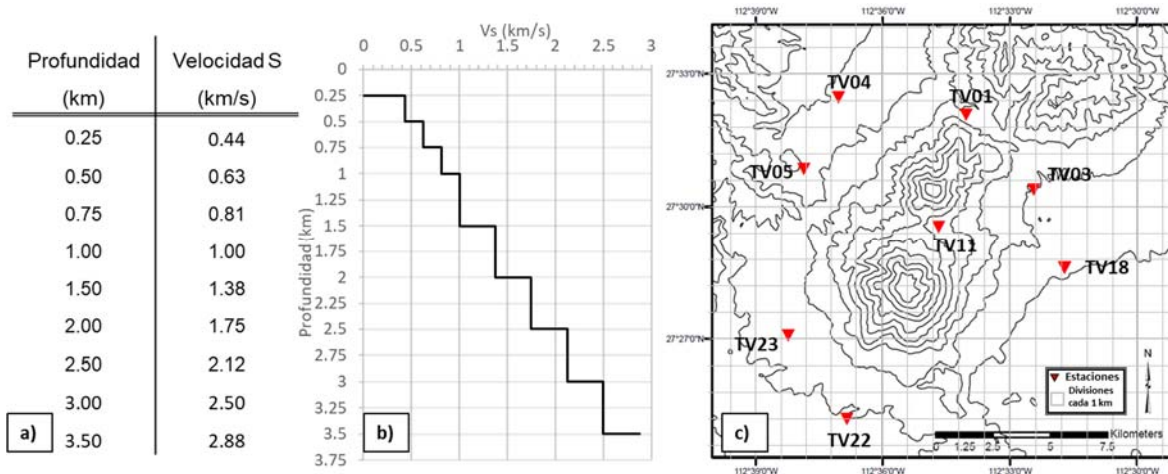


Figura 4.6.1 Características principales del modelo inicial de velocidades. a) Tabla que indica la relación de velocidades inicial, b) gráfica de las velocidades de onda S en cada capa, c) distribución del mallado del campo. Fuente: Elaboración propia.

El modelo descrito se utiliza como propuesta de referencia para comenzar el proceso de tomografía descrito en el capítulo 3. El procesamiento del sistema de ecuación se resolvió para los periodos: 1.0, 1.5, 1.75, 2.0, 2.5, 2.75, 3.0, 3.25, 3.5, 3.75, 4.0, 4.25 y 4.5.(s).

La Figura 4.6.2 muestra los resultados obtenidos de la tomografía en el área de estudio; cada mapa representa la distribución de la velocidad de onda S (V_s) a diferentes profundidades de 2, 2.5, 3 y 3.5 km de la Figura 4.6.1a, b, c, d, respectivamente.

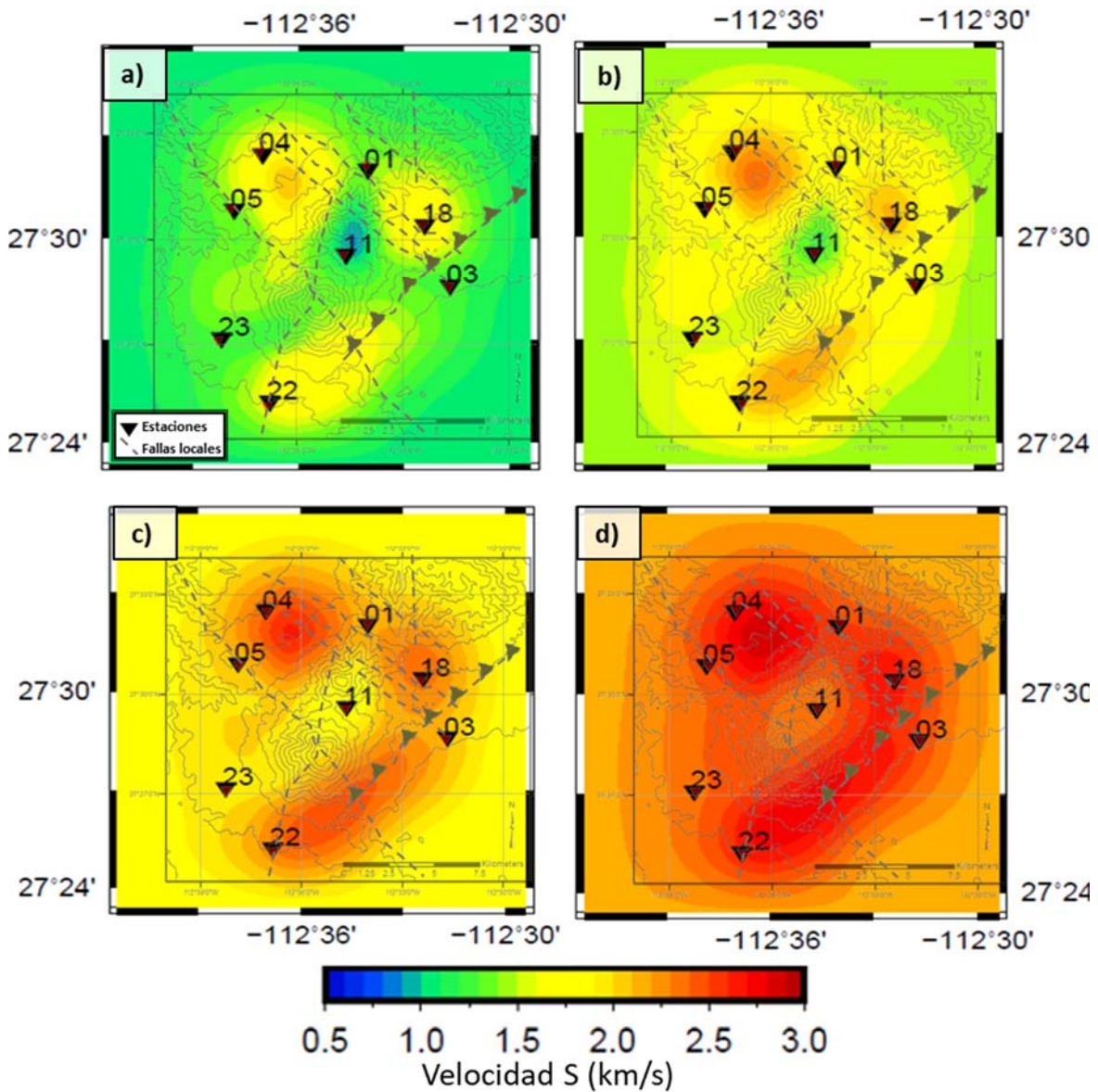


Figura 4.6.2 Mapas de distribución de velocidad S, a diferentes profundidades: a) 2 km, b) 2.5 km, c) 3 km, d) 3.5 km. Fuente: Elaboración propia.

Los mapas de la Figuras 4.6.2 tienen superpuestos las principales fallas detectadas del área, descritas en el Capítulo 2, y la distribución de velocidades tiene el siguiente comportamiento. Cerca de la estación TV11, en la parte central de los volcanes, se identifica con valores más bajos de velocidad V_s de 0.8 a 1 km/s con profundidades de entre 2 y 2.5 km respecto a la zona circundante.

Las estaciones TV04, al noroeste, y TV18, cercana a la zona de producción, señalan un aumento en la velocidad V_s de 1.8 a 2.8 km/s entre 2 y 2.5 km de profundidad, además de que ambas estaciones están alineadas al sistema de fallas NW-SE. De manera similar la estación TV22, en la parte sur del complejo volcánico, tiene un aumento de velocidad V_s próximo al sistema de fallas SW-NE.

Por otro lado, las estaciones TV01, TV05 y TV03, cerca de los sistemas de fallas NW-SE y SW-NE tampoco presenta un aumento de V_s , respecto a las anteriores. Finalmente, la estación TV23, en la parte sur del campo, no presenta este aumento de V_s con poca presencia de fallas cercanas.

4.7. Discusión de los resultados

La metodología aplicada en este trabajo utiliza el método de la tomografía implementada por Fang *et al.* (2015), la cual no requiere mapas 2D de velocidad de grupo o fase, además se adapta a los datos por usar la multiescala, calcula trayectorias y tiempos de viaje de las ondas superficiales de manera rápida en cada periodo, con el método de marcha rápida y de manera simultánea resuelve los parámetros del modelo de velocidad en cada iteración.

Los mapas resultantes de la tomografía identifican una anomalía de baja velocidad V_s debajo de la estación TV11, a 2 y 3 km de profundidad, la cual se podría asociar presencia de fluidos del campo geotérmico (Antayhua, 2007), esta disminución de los valores de velocidad V_s se vinculan a la presencia de fluidos o intrusiones de roca fundida (Vanorio *et al.*, 2015).

La anomalía de alta velocidad cercana a la estación TV18, ubicada cerca de la zona de producción del campo geotérmico, se podrían asociar a la presencia de cuerpos intrusivos en el sistema de fallas NW-SE; de manera análoga, la anomalía cercana a la estación TV04 tendría una posible conexión con el campo geotérmico través de estas fallas.

A continuación, se comparan los resultados de este trabajo con trabajos previos.

La tendencia de los resultados de velocidades Vs en la parte somera, de entre 2 a 3 km de profundidad, son similares a los resultados obtenidos por Vilchis *et al.*, 2019. Figura 4.7.2. En este trabajo, los autores utilizaron señal de ruido sísmico junto con información de sismos locales para detallar la distribución de la velocidad de onda P y S, con esta información caracterizaron la cámara magmática localizada, entre 4-5 km de profundidad debajo del volcán La Virgen, Figura 4.7.1. La sección A - A' de esta imagen ejemplifica la cámara magmática (elipse roja) y un posible conducto más somero (elipse amarilla) cerca de la zona de explotación del campo.

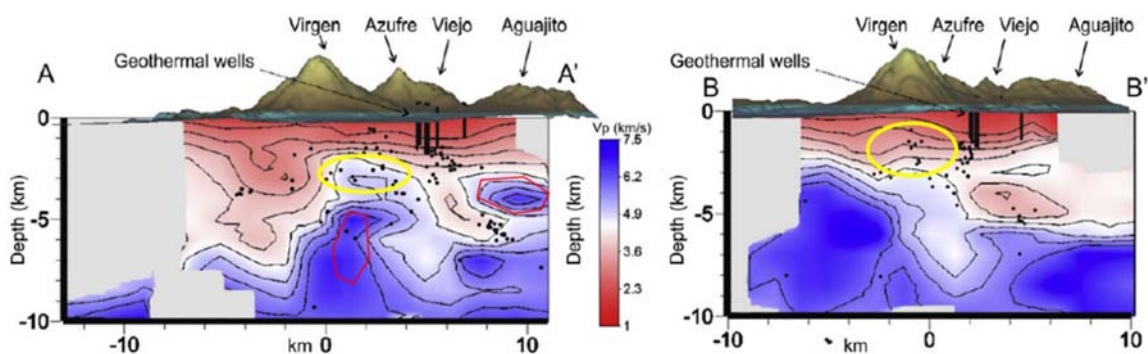


Figura 4.7.1 Secciones de la distribución de velocidad de onda P (V_p) que delimitan la cámara magmática descrita por Vilchis et al, (2019) debajo del volcán La Virgen y debajo de la caldera Aguajito (círculos rojos). También un posible conducto más somero (círculo amarillo). Fuente: Modificada de Vilchis et al., (2019).

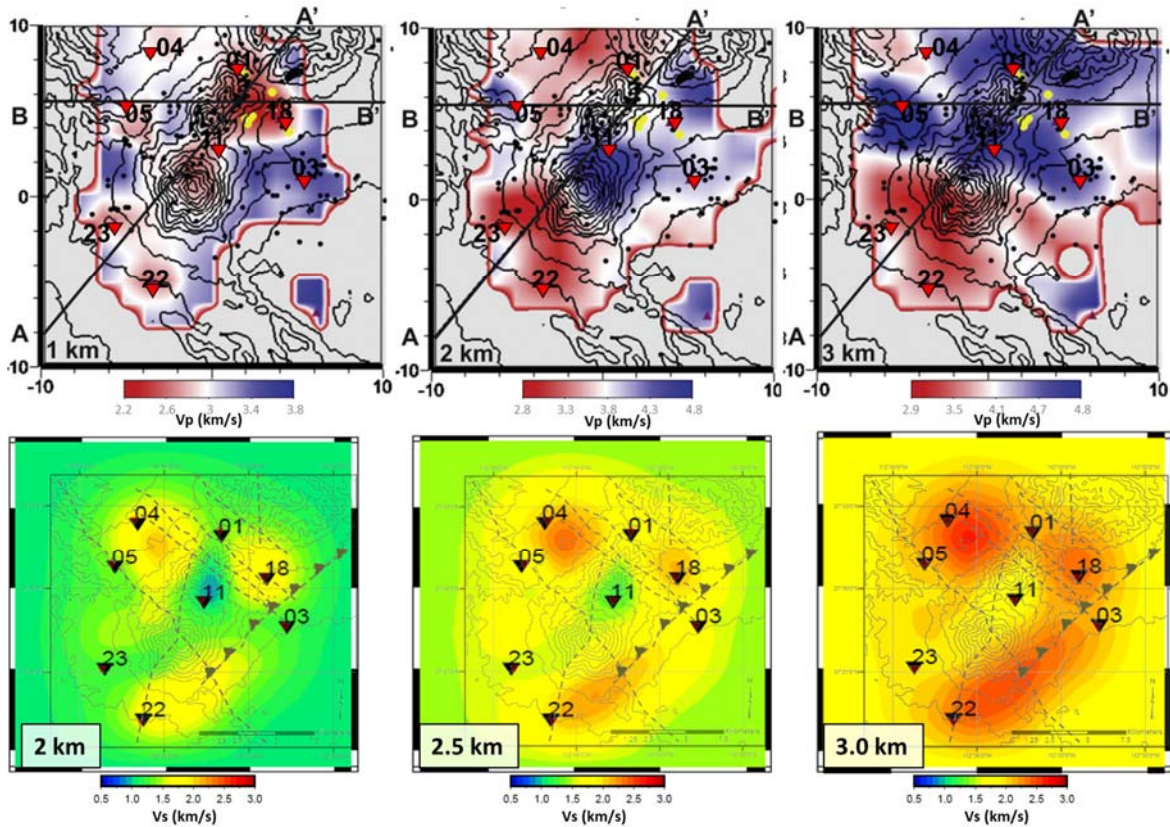


Figura 4.7.2 Comparativa de la tendencia de los mapas de velocidad de onda P, mapas superiores, a profundidades de 1, 2 y 3 km, y resultados de mapas a profundidades de 2, 2.5 y 3km de este trabajo. Fuente: Modificada de Vilchis et al., (2019).

Otro trabajo que involucra resultados parecido en el área de estudio es el realizado por Ramos (2017) descrito anteriormente. En la Figura 4.7.3 se compara los resultados de la distribución de anomalía de velocidad V_s . En ambos trabajos se resalta una alta velocidad cerca de las estaciones TV04 y TV05, al igual que la TV03. TV18 y TV22 a 2 km de profundidad.

Las tendencias se comportan de manera similar, sin embargo, existe diferencia en la parte central del campo, donde la disminución velocidad de TV11 difiere en ambos trabajos, posiblemente por el tipo de procesamiento de los datos y diferente metodología. La tomografía utilizada en el trabajo de Ramos (2017), es la convencional porque calcula mapas de distribución de velocidad de fase y posteriormente calcula las velocidades de onda S.

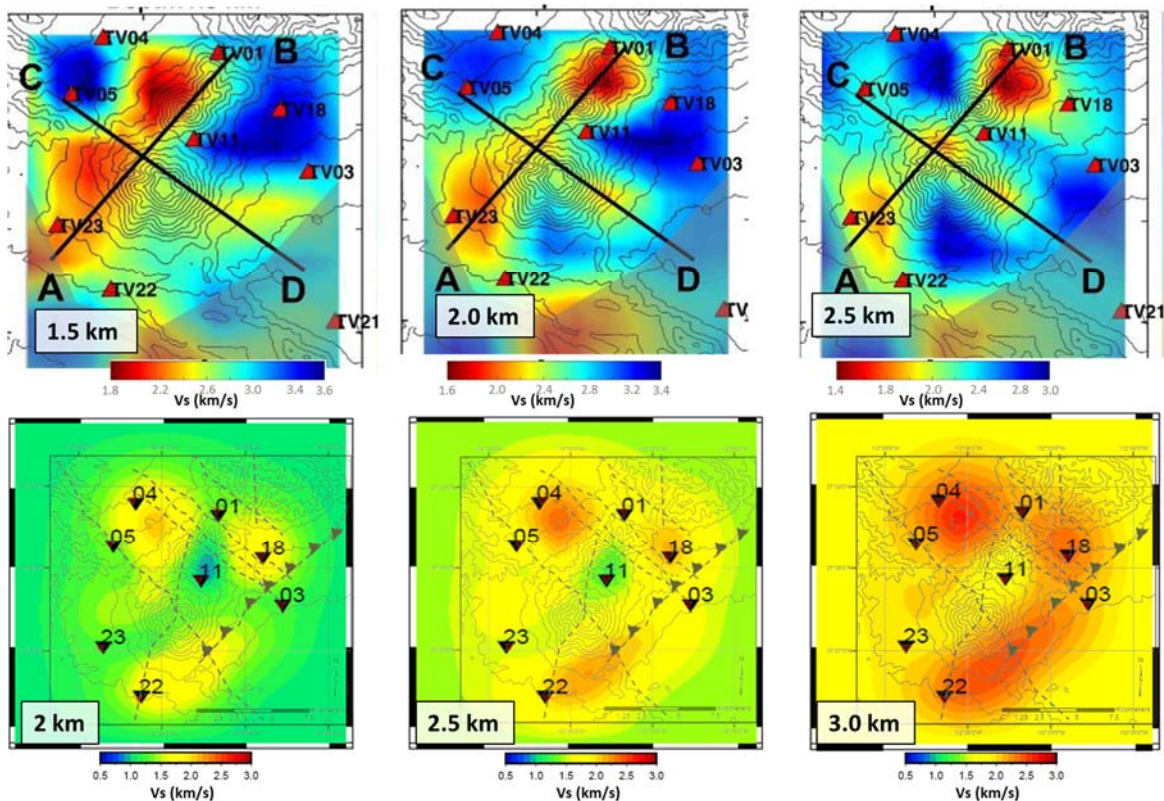


Figura 4.7.3 Comparativa de la tendencia de los mapas de velocidad de onda S. Mapas superiores, a profundidades de 1.5, 2.0 y 2.5 km, y resultados de este trabajo con mapas a profundidades de 2, 2.5 y 3km de este trabajo. Fuente: Modificada de Ramos, (2017).

Referente a la recuperación de las funciones de Green se obtuvieron curvas de dispersión cuyas velocidades varían entre $V = 0.5$ a 3.5 km/s y periodos entre $T = 1$ a 4 s, con profundidades de aproximadamente entre 3 y 4 km dependiendo de la longitud de onda. En el caso más conservador sería dividir la longitud de onda entre $\lambda/4$, como regla de dedo para estimar esas profundidades, lo que daría una profundidad de 3 km de investigación. (ver Tabla 4.5).

Se observa en la Figura 4.4.3 que los principales aportes de fuentes se encuentran en las estaciones que están el N y NE del complejo, es decir, las estaciones TV01, TV04 y TV18, en esas zonas se estima que se detectaron la mayoría de los sismos, sin embargo, se exceptuaría la estación TV22 cuya anomalía podría estar asociada más bien a la estación TV03.

Y en cuanto a la estación TV11 que se encuentra al centro del campo, la proveniencia de las fuentes se encuentra cerca de la zona de explotación y se podría proponer un estudio enfocado a esta zona.

Capítulo 5

5. Conclusiones

El campo geotérmico Las Tres Vírgenes tiene el potencial para desarrollar energía renovable a nivel nacional, debido a esto se han realizado diversos trabajos científicos que han contribuido a la exploración y planeación del desarrollo del campo.

El monitoreo del campo geotérmico mediante estaciones sísmicas permite analizar la sismicidad y aplicar las diferentes metodologías de investigación que generan valor para la explotación del campo.

La metodología utilizada en este trabajo aprovecha el ruido sísmico monitoreado por una red de estaciones sísmicas instalada alrededor del campo. Con esta información se calculan las ondas superficiales que cruzan el campo para conocer la distribución de la velocidad de onda S mediante el método de tomografía de tiempo de viaje.

Los resultados obtenidos caracterizan estructuras en profundidades menores a 3 km. En especial, se observa una zona de baja velocidad debajo de la estación TV11. Esta zona no había sido evidenciada en otros estudios, y su presencia esta posiblemente relacionada a la existencia de fluidos en esta zona del campo. Además, bajo la estación TV04 existe la posibilidad de que la anomalía de alta velocidad se relacione con la zona de producción mediante las fallas en dirección NW-SE.

Las ventajas del uso del ruido sísmico ambiental es que no se requiere alguna fuente mecánica para su generación, solo basta un arreglo estaciones con una adecuada cobertura azimutal para extraer las propiedades de dispersión de las ondas superficiales contenidas en el ruido de fondo.

Aunque el arreglo de estaciones de campo geotérmico Las Tres Vírgenes permite una adecuada detección de la sismicidad, su apertura y número de estaciones no es el adecuado para explorar estructuras en el subsuelo con profundidades mayores a 3 km. Por ello, y para continuar aprovechando las técnicas de ruido sísmico, se sugiere incrementar el número de estaciones para contar con un mayor número de distancias entre pares de estaciones de por lo menos 25 km pues esto permitiría calcular curvas de dispersión de ondas superficiales con energía en periodos cercanos a 5.5 s y explorar estructuras en profundidades promedio de 6 km.

Referencias

- Antayhua** V, Y. T. (2017). *Caracterización Sismológica, Aeromagnética y Magnetotelúrica del Campo Volcánico y Geotérmico de Las Tres Vírgenes (B.C.S.), México. Tesis de Doctoral*. CDMX, México: Universidad Nacional Autónoma de México. Obtenido de http://132.248.9.41:8880/jspui/handle/DGB_UNAM/TES01000757594.
- Bensen**, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Yang, Y. (2007). "Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad-Band Surface Wave Dispersion Measurements". En: *Geophysical Journal International*, 169, pp. 1239–1260.
- Cárdenas** S, M., y Chávez G, F. J. (2007). *Aplicación de la Interferometría Sísmica para Obtener la Respuesta de Edificios y Depósitos de Suelo Ante Movimientos Fuertes*. En: *XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Ixtapa-Zihuatanejo, Guerrero, México.
- Claerbout**, J. F. (1968). "Synthesis of a Layered Medium From Its Acoustic Transmission Response." En: *Geophysics*, Vol. 33, No. 2, pp. 229-392. doi:doi.org/10.1190/1.1439927.
- Curtis**, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). "Seismic Interferometry—Turning Noise Into Signal." En: *The Leading Edge*, 25(9), pp. 1082-1092.
- Evans**, K., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., & Moia, F. (2012). "A Survey of The Induced Seismic Responses to Fluid Injection in Geothermal and CO2 Reservoirs in Europe." En: *Geothermics*, 41, pp. 30-54. doi:10.1016/j.geothermics.2011.08.002.
- Fang**, H., & Zhang, H. (2014). "Wavelet-Based Double-Difference Seismic Tomography with Sparsity Regularization." En: *Geophysical Journal International*, 199, pp. 944–955. doi:10.1093/gji/ggu305.

- Fang**, H., Yao, H., Zhang, H., Huang, Y.-C., & van der Hilst, R. D. (2015). "Direct Inversion of Surface Wave Dispersion for Three-Dimensional Shallow Crustal Structure Based on Ray Tracing: Methodology and Application." En: *Geophysical Journal International*, 201, pp. 1251–1263.
- Gaite** C, B. (2013). "Análisis y Aplicaciones del Ruido Sísmico en México, Golfo de México y Caribe : Tomografía de Ondas Superficiales Rayleigh y Love". Tesis doctoral . Madrid: Universidad Complutense De Madrid.
- Gouédard**, P. (2008). *Techniques de Corrélation : Aspects Méthodologiques et Applications À La Sub-Surface. Tesis Doctoral*. Université Joseph Fourier – Grenoble I. Obtenido de <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00357045>.
- Gouédard**, P. Roux P, Campillo M, Verdel A (2008). "Convergence of the two-point correlation function toward the Green's function in the context of a seismic-prospecting data set". En: *Geophysics*. Vol. 73, No. 6. doi:10.1190/1.2985822.
- Havskov**, J., y Macías, M. (1983). "A coda-length magnitude scale for some Mexican stations." En: *Geofísica Internacional*, 22(3), pp. 205-213.
- Kedar**, S., M. S. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, y C. Jones (2008), "The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean". En: *Proceedings of the Royal Society A*, Vol. 464, pp. 777-793.
- Lermo**, J., Vargas , A., Urban , E., Rodríguez, H., Núñez , F., & Espitia , G. (2010). *Estudio de sismica pasiva en Las Tres Virgenes, BCS*. para CFE, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. México: Departamento de Exploración.
- Lermo**, J., Antayhua, Y., Quintanar, L., & Lorenzo, C. (2008). "Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos." En: *Geotermia*, 21(1), pp. 25-41.

- Lermo, J., Vargas, A., Urban, E., Rodríguez, H., Núñez, F., Espitia, G., & Martínez, J.** (2011). *Estudio de sismica pasiva en Las Tres Vírgenes, B. C. S.* Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Ciudad de México: Informe Técnico.
- Lin, F. C., Moschetti, M. P., y Ritzwoller, M. H.** (2008). "Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps." En: *Geophysical Journal International*, 173(1), pp. 281-298.
- López, M.E.** (2017). *Monitoreo del campo geotérmico Las Tres Vírgenes mediante la correlación cruzada de ruido sísmico.* Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería-UNAM, México.
- Macías V., J., y Jiménez S, E.** (2013). "Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcanico Tres Vírgenes, B.C.S" En: *Geotermia*, Vol. 26 No.1, pp. 14-23.
- Mulargia, F.** (2012). "The seismic noise wavefield is not diffuse." En: *The Journal of the Acoustical Society of America*, 131(4), pp. 2853-2858. doi:10.1121/1.3689551.
- Nishida, K., Montagner, J.-P., & Kawakatsu, H.** (2009). "Global surface wave tomography using seismic hum." En: *Science*, 326(5949). doi:10.1126/science.1176389.
- Ramos, A.V.** (2017). *Tomografía de ondas superficiales obtenidas con el método de correlación cruzada de ruido sísmico aplicada al yacimiento geotérmico "Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, México.* Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería-UNAM, México.
- Rawlinson, N., & Sambridge, M.** (2004). "Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method." En: *Geophysical Journal International*, Vol. 156, pp. 631–647. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02153.x.

- Rodríguez, M.** (2000). *Procesado e interpretación de los datos sísmicos registrados en la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. en el periodo Diciembre 1995- Julio 1996*. Informe elaborado para Gerencia de Proyectos Termoeléctrico.
- Romo-Jones, J. M., Wong-Ortega, V., Flores-Luna, C., & Vázquez-González, R.** (2000). "Conductividad Eléctrica y Atenuación de Ondas de Coda en el Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes en Baja California Sur, México." En: *GEOS*, 20(1), pp. 21-29.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. C.** (2005). "Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise." En: *Geophysical Research Letters*, 32(3). doi:doi.org/10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. C.** (2005). "Surface wave tomography from microseisms in Southern California." En: *Geophysical Research Letters*, 32(14). doi:doi.org/10.1029/2005GL023155.
- Sánchez-Sesma, F. J., y Campillo, M.** (2006). "Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem." En: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), pp. 1182–1191. doi:10.1785/0120050181.
- Sánchez-Sesma F. J., Pérez-Ruiz J. A., Campillo, M. & Luzón, F.** (2006). "Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem". En: *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L13305. Doi:10.1029/2006GL026454.
- Schuster, G. T, Yu, J, Sheng, J., y Rickett, J.** (2004). "Interferometric daylight seismic imaging." En: *Geophysical Journal International*, 157(2).pp. 837-852.

- Shapiro**, N. M., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. (2005). "High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise." En: *Science*, 307, pp. 1615–1618.
- Shapiro**, N. M., & Campillo, M. (2004). "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise." En: *Geophysical Research Letters*, 31(7). doi:10.1029/2004GL019491.
- Simons**, F. J., Loris, I., Nolet, G., Daubechies, I. C., Voronin, S., Judd, J. S., . . . Vonesch, C. (2011). "Solving or resolving global tomographic models with spherical wavelets, and the scale and sparsity of seismic heterogeneity." En: *Geophysical Journal International*, 187, pp. 969–988. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05190.
- Sethian**, J. A. y Popovic, A. M. (1999). "3-D travelttime computation using the fast marching method". En: *Geophysics*, Vol. 64, pp. 516-523.
- Singh**, A. P., Rai, A., & Rai, S. S. (2011). "Ambient Noise Tomography of the Central India." En: *International Journal on Computer Science and Engineering*, 3(5), pp. 2068-2075.
- Snieder**, R. (2004). "Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase." En: *Physical Review*, 69, 046610-1–046610-8.
- Stein**, S., Wysession, M. (2003). "Chapters 2 & 3". En: *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell publish.*
- Thompson**, R. A., Moran , J. M., & Swenson Jr., G. W. (2017). *Interferometry and synthesis in radio astronomy* (Tercera ed.). Cham: Springer Nature. doi:10.1007/978-3-319-44431-4.
- Tsai**, V. C. (2010). "The relationship between noise correlation and the Green's fuction in the presence of degeneracy and the absence of equipartition". En: *Grophys. J. Ir.*, Vol.182, pp. 1509-1514. doi: 10.1111/j.1365 246X.2010.04693.x.

- Urban, E.** y Lermo, J., (2012). "Relationship of local seismic activity, injection wells and active faults in the geothermal fields of México. Proceedings". En: *Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California, January 30 - February 1, 2012. SGP-TR-194.
- Vanorio, T.,** Virieux, J., Capuano, P., Russo, G., 2005. Three dimensional seismic tomography from P wave and S wave micro earthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera. *J. Geophys. Res.* 110, pp. 1-14.
- Vilchis, G. V.** (2017). *Caracterización de la estructura del campo geotérmico de las tres vírgenes mediante la tomografía de la doble diferencia. Tesis de licenciatura.* ESIA Ticomán- IPN, México.
- Vilchis, G. V., et al.** (2019). "Imaging of the magmatic system feeding Las Tres Virgenes Geothermal field (Baja California Sur, Mexico) using Enhanced Seismic Tomography" En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 388. 15 pp. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106710>.
- Wapenaar, K.,** Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). "Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications." En: *Geophysics*, 75(5), 75A195–75A209. doi:10.1190/1.3457445.
- Walker, S. C.** (2012). "Coherence and interference in diffuse noise: On the information and statistics associated with spatial wave correlations in directional noise fields". En: *J. Acoust. Soc. Am.*, Vol. 131, No. 3, pp. 1987-1998.
- Zhang, H.,** Thurber, C. (2003). User's Manual for Tomodd1.1 (Double-Difference Tomography) for Determining Event Locations and Velocity Structure from Local Earthquakes and Explosions. *Department of Geology and Geophysics University of Wisconsin-Madison*.

Zhen, J. & Xiaodong S. (2009) "Temporal Changes of Surface Wave velocity associated with major Sumatra earthquakes from ambient noise correlation".
En *Proc Natl Acad Sci USA* doi:10.1073/pnas.0901164106.