



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
"Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy"



POSGRADO INICIT



MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**EXPLORACIÓN SÍSMICA DE LA CALDERA DE
ACOCULCO, PUEBLA**

TESIS

QUE PRESENTA:

LUA TANNY MALDONADO HERNÁNDEZ

Matricula: 0651586G

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA(O) EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

DIRECTOR DE TESIS

ANGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO

CODIRECTOR DE TESIS

MATHIEU PERTON

Morelia, Michoacán. Enero de 2025

Resumen

La Caldera de Acoculco se ubica en la fracción oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), entre los municipios de Acoculco, Chignahuapan, Zacatlán y La Soledad en el estado de Puebla, ubicado en la zona centro-oriente de México. Existe en el centro de este complejo volcánico una zona con elevadas temperaturas y baja permeabilidad a profundidades cercanas a los 2000 m. Debido a que es considerado un sistema de roca seca caliente ha despertado gran interés para un posible futuro aprovechamiento y por ello se han realizado diferentes estudios. Sin embargo, no existen estudios para conocer la estructura de la zona de alta temperatura basados en el estudio de velocidad y la sismicidad ocurrida en el área.

El objetivo de este trabajo es identificar las variaciones de velocidad de ondas de Rayleigh y Love para obtener un modelo de velocidades $V_s - 3D$ a través de un nuevo método de tomografía de ruido sísmico. Este método, a diferencia de la tomografía clásica, no identifica explícitamente los modos fundamentales, sin embargo, considera toda la relación espectral H/V y ajusta el mejor modelo considerando todos los datos sísmicos registrados en todas las estaciones. Este método, conocido como ondas de superficie multimodal en conjunto con la relación espectral H/V, son mediciones complementarias para determinar la estructura del campo geotérmico de Acoculco a partir de la caracterización de la propagación de las ondas de corte. Para ello se emplearon las componentes verticales y horizontales de registros de ruido de 18 estaciones sísmicas de banda ancha que formaron parte de la red sísmica del proyecto GEMex: “Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes” instalada en la zona geotérmica. Se calcularon y apilaron las correlaciones de registros con duración de una hora, con la finalidad de recuperar las funciones de Green entre pares de estaciones y obtener las curvas de dispersión. Con base en el modelo $V_s - 3D$ obtenido, los perfiles de velocidad en profundidad muestran que el interior del yacimiento geotérmico no es homogéneo debido a las diferentes contribuciones de velocidades. Estos perfiles de velocidad fueron comparados con perfiles litológicos de los pozos EAC-1 y EAC-2, en los que se observó una buena correlación hasta 2 km aproximadamente. Por otra parte, la presencia de una anomalía de baja velocidad a una profundidad de 4 km aproximadamente ha sido identificada previamente por estudios geofísicos. Finalmente, como parte de las actividades del PT5.2 del proyecto GEMex, a partir

del modelo V_s obtenido se detectaron 33 sismos locales en el complejo volcánico de Acoculco, Pue., posiblemente asociados a fallamiento activo.

Palabras clave: Tomografía sísmica; ruido sísmico; correlaciones cruzadas; curvas de dispersión; Acoculco.

Abstract

The Acoculco Caldera is located in the eastern fraction of the Trans-Mexican Volcanic Belt (CVTM), between the municipalities of Acoculco, Chignahuapan, Zacatlán and La Soledad in the state of Puebla, located in central-eastern Mexico. In the center of this volcanic complex there is a zone with high temperatures and low permeability at depths close to 2000 m. Because it is considered a hot dry rock system, it is of great interest for a possible future exploitation and for this reason different studies have been carried out. However, there are no studies to know the structure of the high temperature zone based on the study of velocity and seismicity in the area.

The objective of this work is to identify Rayleigh and Love wave velocity variations to obtain a V_s -3D velocity model through a new seismic noise tomography method.

This method, unlike classical tomography, does not explicitly identify the fundamental modes, however, it considers the entire H/V spectral ratio and fits the best model considering all seismic data recorded at all stations.

This method, known as multimodal surface waves in conjunction with the H/V spectral ratio, are complementary measurements to determine the structure of the Acoculco geothermal field from the characterization of shear wave propagation.

For this purpose, the vertical and horizontal components of noise records from 18 broadband seismic stations that were part of the seismic network of the GEMex project: “Mexico-Europe cooperation for the investigation of enhanced geothermal systems and superheated geothermal systems” installed in the geothermal zone were used. The correlations of records with a duration of one hour were calculated and stacked, in order to recover the Green's functions between pairs of stations and obtain the dispersion curves.

Based on the V_s -3D model obtained, the velocity profiles at depth show that the interior of the geothermal reservoir is not homogeneous due to different velocity contributions. These velocity profiles were compared with lithological profiles of wells EAC-1 and EAC-2, where a good correlation was observed up to about 2 km.

On the other hand, the presence of a low velocity anomaly at a depth of approximately 4 km has been previously identified by geophysical studies. Finally, as part of the activities of WP5.2 of the GEMex project, from the V_s model obtained, 33 local earthquakes were detected in the volcanic complex of Acoculco, Pue., possibly associated with active faulting.

Keywords: Seismic Tomography; seismic noise; cross-correlations; dispersion curves; Acoculco.

CONTENIDO

1	<i>Introducción</i>	1
1.1	Geotermia en México	2
1.2	Exploración geotérmica en Acoculco en el proyecto GEMex.	3
	HIPÓTESIS DE TRABAJO	5
1.3	Objetivos generales	5
1.4	Objetivos particulares	6
2	<i>Descripción del área de estudio</i>	6
2.1	Ubicación geográfica	6
2.2	Trabajos previos	7
2.2.1	Geología del campo	7
2.2.2	Estudios de Petrología	10
2.2.3	Estudios geofísicos	11
2.3	Trabajos actuales	12
3	<i>Marco teórico y metodología</i>	13
3.1	Señales sísmicas	13
3.1.1	Ondas características de un sismo	14
3.1.2	Ruido sísmico	16
3.2	Campo difuso	19
3.3	Correlación del ruido ambiental sísmico y la convergencia hacia la función de Green	20
3.4	Caracterizar el subsuelo con ondas de superficie	24
3.4.1	Dispersión de ondas de superficie	24
3.4.2	Método SPAC	26
3.4.3	Tomografía de ondas de superficie	28
3.4.3.1	Método tradicional	28
3.4.3.2	Método empleado en este estudio	30
3.5	Análisis H/V y la relación con la exploración geofísica	31

3.6	Diagrama metodológico	32
4	Red temporal de estaciones de banda ancha	35
4.1	Diseño e Instalacion de la red	35
4.2	Niveles de Peterson	38
5	Construcción del modelo de velocidad	40
5.1	Preparación de los datos	40
5.1.1	Conversión de datos	40
5.1.2	Eliminar la respuesta instrumental.	40
5.1.3	Eliminar la media, tendencia, y aplicar un filtro pasa-alta	40
5.1.4	Validación de datos	41
5.2	Correlaciones de ruido sísmico y aplicaciones	42
5.2.1	Procesamiento: Correlación cruzada	43
5.2.1.1	Definición de la duración de la ventana de correlación	43
5.2.1.2	Definición de la banda de frecuencia del análisis	45
5.2.1.3	Pre-Procesamiento	46
5.2.1.4	Procesamiento de las correlaciones	51
5.2.1.5	Determinación de las curvas de dispersión debajo de una estación	58
5.2.2	Autocorrelación y H/V	60
5.3	Estructura de onda de corte a partir de análisis de relación espectral H/V y ondas de superficie multimodal	64
5.4	Interpolación 3D de velocidad de corte	66
6	Modelo de velocidades V_s	69
7	Conclusiones	71
8	Referencias	73



1 Introducción

La palabra “geotermia” proviene del griego *γῆω-* (*geō*) que significa “Tierra” y *θερμός-* *thermos* que significa “calor”, el calor de la Tierra; y se emplea para describir tanto a la ciencia que estudia los fenómenos térmicos internos, así como al conjunto de procesos técnicos necesarios para extraer energía geotérmica del interior.

La energía geotérmica se almacena en forma de calor bajo la superficie terrestre. Sucesos tales como el movimiento de las placas tectónicas, vulcanismo, terremotos, fumarolas y géiseres deben su origen al transporte de la energía térmica.

La superficie terrestre tiene un potencial total de 4,2PJ [10^{12} joules] que llega del interior, pero el hombre aprovecha 14'600 MW de la energía como un recurso energético (Richter, 2019).

Los recursos geotérmicos se clasifican en función del nivel térmico disponible y del tipo de fluido disponible existente en el yacimiento para determinar sus usos y aplicaciones.

Los yacimientos con temperaturas superiores a los 100-150° C tienen una alta entalpía que se aprovecha para producir energía eléctrica. Si la temperatura del fluido se encuentra por debajo de los 100° C se denomina sistema de mediana o baja entalpía (Amoatey et al., 2021); sus aplicaciones son de uso directo para sectores industriales, de servicios y residencial. Con temperaturas por debajo de los 25° C es posible obtener agua caliente y es útil para la climatización.

El término “entalpía” se refiere a la cantidad de energía que un sistema termodinámico intercambia con su entorno, ya sea liberando o absorbiendo energía. Esta magnitud se denota como H y se define como $H = U + pV$, donde H es la entalpía, U es la energía interna del sistema, p es presión y V es el volumen del sistema.

La estructura de este trabajo de tesis se desarrolla en 6 capítulos. En el primer capítulo se describe una breve introducción sobre la exploración geotérmica en México y los objetivos que se plantearon en esta investigación. En el capítulo 2 se muestra la ubicación del área de estudio,



y se describen las investigaciones geológicas y geofísicas realizadas previamente en la caldera. El capítulo 3 hace un planteamiento del marco teórico en que se basa esta investigación, es decir, la técnica de correlaciones cruzadas aplicada a ondas de superficie para el cálculo de curvas de dispersión, así como el análisis de los cocientes H/V. El capítulo 4 se refiere al diseño e instalación de la red sísmica GEMex y a las características de los equipos utilizados, y en el capítulo 5 se explica a detalle el pre-procesamiento que se llevó a cabo para obtener el modelo de velocidad 3D a partir del cálculo de las curvas de dispersión así como de los cocientes espectrales H/V. Finalmente se presentan la discusión y conclusiones generales a partir de los resultados obtenidos.

1.1 Geotermia en México

México cuenta con una capacidad geotérmica instalada de 983.7 MW y se encuentra en el sexto lugar como productor de energía geotérmica a nivel mundial (Richter, 2019), después de Estados Unidos, Indonesia, Filipinas, Turquía y Nueva Zelanda. Existen diversas zonas geotérmicas en el país, sin embargo, cinco campos geotérmicos se encuentran en exploración, cuatro por una empresa pública del Gobierno Federal y uno a cargo de una empresa privada mexicana.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) se encarga de la producción de cuatro campos geotérmicos: Cerro Prieto, Baja California (570 MW), Los Azufres, Michoacán (247.8 MW), Los Hornos, Puebla (94 MW), Tres Virgenes, Baja California Sur (10 MW); mientras que Grupo Dragón sólo explota el yacimiento del Domo San Pedro en Nayarit (35.5 MW) (ver Figura 1).



Figura 1. Localización de los campos Geotérmicos Mexicanos y su capacidad en MW (Tomado de Petroquimex, 2017).

1.2 Exploración geotérmica en Acoculco en el proyecto GEMex.

El proyecto GEMex “Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes”, tuvo como objetivo estudiar y hacer propuestas para desarrollar un Sistema Geotérmico Mejorado (SGM) en Acoculco, Pue. y analizar la información existente en Los Humeros, Pue., para definir zonas supercalientes y en el futuro desarrollar un Sistema Geotérmico Súper Caliente (SGSC). Es un proyecto binacional sustentado con recursos de la Unión Europea y con el apoyo del Fondo de Sustentabilidad Energética: SENER-CONACyT, por parte de México. Para su desarrollo se dividió en paquetes de trabajo (PTs).

En Los Humeros, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) explota el vapor extraído por los pozos desde los años 80.



Nuestro objeto de estudio en este trabajo fue la exploración geofísica en profundidad del campo geotérmico de Acoculco. El área de estudio se localiza en los límites de Puebla e Hidalgo, en el municipio de Chignahuapan, Pue., a 85 kilómetros al noreste de la ciudad de Puebla y a 65 kilómetros del estado de Hidalgo, entre las coordenadas 19°47' N y 20°02' N de latitud y 97°55' O y 98°20' O de longitud. Este trabajo se realizó en el marco de las actividades del paquete de trabajo 5.2 del proyecto GEMex "Sísmica". En otros paquetes de trabajo, se efectuaron en paralelo estudios geológicos, geoquímicos, geológicos y geofísicos. En la zona existen dos pozos de exploración que CFE perforó. El pozo EAC-1 fue perforado en 1995, llega a una profundidad de 2000 m y se estima una temperatura de 307 °C aproximadamente. Aunque se detectaron dos pequeñas zonas de pérdidas de fluidos a 1250 m y 1650 m, la permeabilidad es prácticamente nula.

En 2008, CFE perforó el pozo EAC-2, con 1900 m de profundidad y se calculó una temperatura de 264 °C; se detectaron zonas de baja permeabilidad a 1550 m y 1850 m de profundidad. El yacimiento se describe entonces como un sistema geotérmico de roca seca caliente o "sistema geotérmico mejorado", que consiste en roca seca a una temperatura muy alta de alrededor de 450 °C localizada a una profundidad de entre 2 y 4 km. La principal característica de un sistema geotérmico mejorado es la de no contar con fluidos profundos suficientes para transportar el calor hacia la superficie. La explotación y aprovechamiento de este tipo de sistemas requiere de la creación de una red de fracturamiento en la roca así como de la inyección de fluidos (Hiriart et al., 2011).

El proceso de exploración geotérmica consta de la unión de varias disciplinas: estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. En particular, el uso de la geofísica en la exploración de recursos geotérmicos ayuda a cartografiar e interpretar indirectamente las propiedades físicas de las rocas y su distribución en profundidades.

La estructura de la Tierra se determina tradicionalmente usando los sismos. Estos contienen información del medio en que viajan y permiten obtener una imagen en tres dimensiones conocida como tomografía sísmica. Esta técnica depende principalmente de la ocurrencia de



sismos, del número total de estaciones y de la distribución espacial de las estaciones. Por ello, esta técnica presenta algunas limitaciones, y su aplicación se hace inadecuada en zonas donde no se presentan recurrentemente eventos sísmicos. Los avances en los métodos geofísicos proporcionan una mejor resolución para en la obtención de modelos del interior de la Tierra. Además de los registros sísmicos, el ruido sísmico es una alternativa confiable para caracterizar el medio. El ruido sísmico corresponde a la vibración permanente de la Tierra (generado por fuentes naturales o fuentes artificiales), por lo tanto, no es necesaria la ocurrencia de sismos para conocer el medio que se quiere estudiar.

El principio de tomografía sísmica mediante el uso de ruido sísmico consiste en usar las *correlaciones cruzadas* de registros sísmicos de ruido obtenidas para pares de estaciones sísmicas, las cuales convergen a sus respectivas funciones de Green. Una estación es considerada como una fuente virtual y la otra como el receptor.

La obtención de imágenes sísmicas en campos geotérmicos está orientada a determinar su estructura de velocidad o a estudiar su constitución en profundidad, localizando zonas con anomalías de baja velocidad asociadas a material no consolidado, la presencia de fluidos o cuerpos magmáticos.

Hipótesis de investigación

A partir de los registros sísmicos obtenidos por una red de banda ancha instalada en el campo geotérmico de Acoculco, Pue., será posible construir un modelo de velocidades Vs para la caracterización del yacimiento geotérmico utilizando la metodología de Tomografía de Ruido Sísmico para la posterior localización de sismicidad local.

1.3 Objetivos generales

Los objetivos generales es la prospección sísmica de la caldera de Acoculco y con ello se pretende:



- Obtener un modelo 3D de velocidades de ondas de volumen, de la superficie hasta una profundidad de 10 km aproximadamente, empleando la técnica de correlación de ruido sísmico.

1.4 Objetivos particulares

Esta investigación se basa en el uso de la técnica de correlación de ruido sísmico ambiental y se plantearon los siguientes objetivos:

- Calcular las funciones de Green (FG) a partir de las correlaciones cruzadas de registros continuos de ruido sísmico entre pares de estaciones. (§5.2).
- Obtener curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas de superficie entre pares de estaciones (Medición de las curvas de dispersión) (§5.2.1.5).
- Obtención de los cocientes espectrales H/V (§5.2.2).
- Encontrar mapas de velocidad en profundidad haciendo inversión de las curvas de dispersión y de H/V (§5.3).

2 Descripción del área de estudio

2.1 Ubicación geográfica

El sector donde se llevó a cabo el estudio se ubica en la fracción oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), entre los municipios de Acapulco, Chignahuapan, Zacatlán y La Soledad en el Estado de Puebla, ubicado al centro-oriente de México (ver Figura 2).



2.2 Trabajos previos

2.2.1 Geología del campo

López-Hernández (2009) identificó diferentes unidades geológicas presentes en la Caldera de Acoculco; diversas etapas pre y post caldéricas que dieron lugar a su forma actual (ver Figura 3).

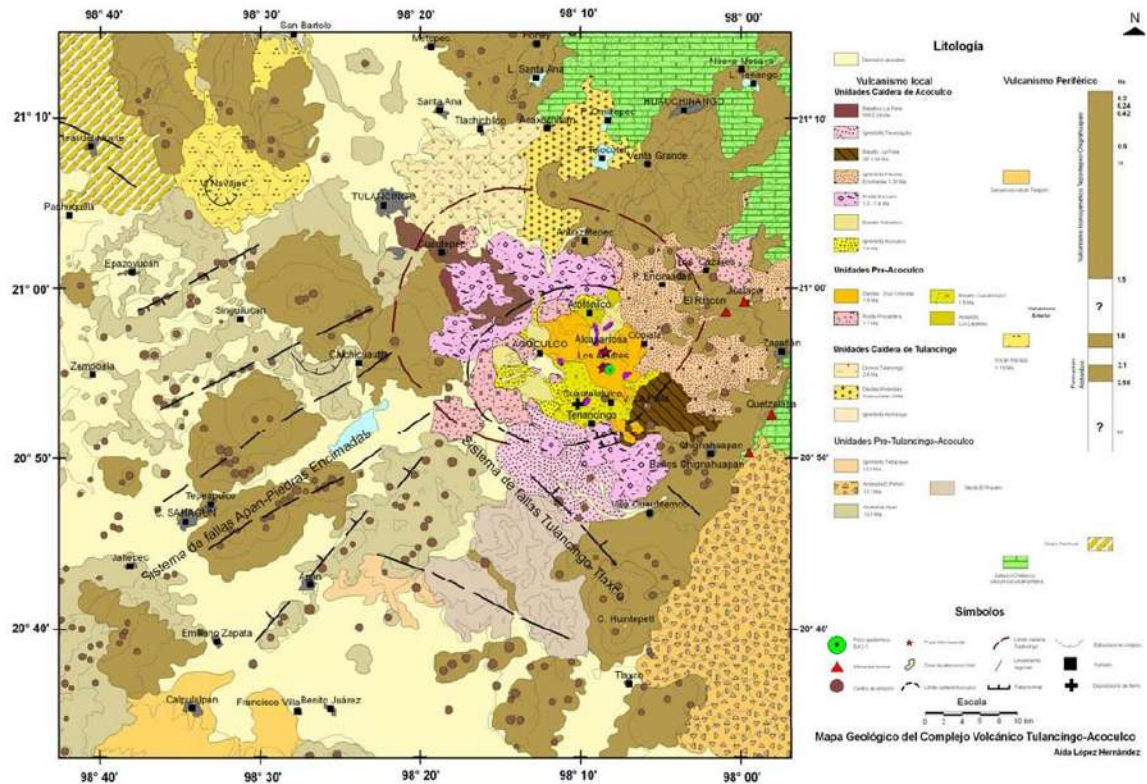


Figura 3. Geología del complejo volcánico Tulancingo-Acocalco (tomado de López-Hernández, 2009).

El área presenta complejidad tanto litológica como tectónica. Dos grandes sistemas de fallas predominan en la región y posiblemente controlaron diversos procesos geológicos como el emplazamiento de diferentes cuerpos volcánicos. Mediante el análisis de modelos de elevación digital, junto a estudios geofísicos como gravimetría y magnetometría, realizados previamente, se han logrado identificar el sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco y el sistema de fallas Apan-Piedras Encimadas (López-Hernández, 2009).

El sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco tiene una dirección preferencial NW-SE y se describe como el sistema distensivo más antiguo, Mioceno-medio, en la zona y sería el responsable de un sucesivo emplazamiento de cuerpos volcánicos con la misma dirección y cuyas edades migran de más antiguo en la parte NW a la más reciente en la parte SE. El sistema de fallas conocido como Apan Piedras Encimadas se describe como un sistema reciente con dirección



preferencial NE-SW que afecta la zona e interrumpe o disecta al sistema con dirección NW-SE. Este sistema estaría asociado a una tectónica extensiva que habría causado el emplazamiento de cuerpos volcánicos de edades más recientes, es decir, del Pleistoceno y aún podría estar activo (López-Hernández, 2009).

En un tercer lineamiento con dirección N-S mencionado por López-Hernández (2009) se evidencia la presencia de dos cuerpos volcánicos tipo escudo, alineados en esa misma dirección al SE de la Caldera de Acoculco.

Localmente se describe la presencia de un sistema escalonado de fallas normales al W de Acoculco, además de un sistema de fracturas intra-caldera con direcciones NW-SE, NE-SW y N-S que en conjunto generan un patrón de fracturamiento radial que podría estar asociado al emplazamiento de un domo resurgente dentro de la caldera, que a su vez dio lugar a la configuración de un graben apical.

Avellán et al. (2018) mencionan que la caldera tiene una forma semicircular (18–16 km) delimitada al norte por el escarpe de Atotonilco, al oeste por la falla de Manzanito de dirección NW – SE y respiraderos dispersos al este y al sur. Esta estructura de la caldera difiere de la estructura propuesta por López-Hernández (2009); además de que no se encontró ninguna evidencia de la estructura de la Caldera de Tulancingo.

Avellán et al. (2018) también definen la falla del anillo de la caldera como la distribución de la ignimbrita Acoculco, la brecha lítica y los sedimentos lacustres. La actividad del Pleistoceno tardío y la alteración hidrotermal generalizada sugieren un alto potencial geotérmico en el área. La caldera se encuentra sobre calizas del Cretáceo y rocas volcánicas desde el Mioceno al Plioceno y consta de 31 unidades litoestratigráficas formadas entre 2.7 y 0.06 Ma que incluyen una amplia variedad de estructuras volcánicas (conos de ceniza, cúpulas de lava).

La actividad magmática de Acoculco inicia por la presurización del magma andesítico que interrumpió a través de las calizas del Cretácico y la secuencia volcánica precalders (Avellán et al., 2018). El evento produjo una ignimbrita andesítica que despresurizó la cámara magmática



y que **causó** el colapso del techo de dicha cámara y generó brechas líticas sin-eruptivas y una ignimbrita. El colapso formó la caldera de forma asimétrica después de la cual ocurrió la sedimentación lacustre. El vulcanismo temprano posterior a la caldera se restringió a la parte interna de la caldera, lo que provocó flujos de lava basálticos a andesíticos que estaban restringidos dentro de la caldera. Este magmatismo levantó la parte central de la caldera y elevaba los sedimentos lacustres que se encuentran dentro del borde de la caldera de Acoculco (Avellán et al., 2018).

La caldera se formó en la intersección de los sistemas de fallas NE-SW y NW-SE. Según los autores, la cronología eruptiva de la caldera está agrupada en cuatro fases: sin-caldera, post-caldera temprana (2.6-2.1 Ma), post-caldera tardía ($2.0 < 0.016$ Ma), y extra-caldera (2.4-0.19 Ma) (Avellán et al., 2020). La caldera de Acoculco se considera de alto interés para la exploración geotérmica, esto debido a la existencia de anomalías aeromagnéticas asociadas a cuerpos intrusivos (diques) en el interior de la caldera (Avellán et al., 2020).

2.2.2 Estudios de Petrología

De acuerdo a los estudios de petrología realizados por Sosa-Ceballos et al. (2018), la caldera se formó hace 2.7 Ma y la actividad volcánica ha persistido hasta 0.06 Ma a través de la emisión de domos, conos de cenizas, flujo de lava y dos erupciones de ignimbrita en 1.2 y 0.65 Ma. Actualmente presenta actividad hidrotermal.

Según este autor, después del colapso de la caldera, el campo de esfuerzos fue probablemente modificado, permitiendo el ascenso de magmas peralcalinos a través de nuevos conductos magmáticos. Ambos magmas se mezclaron permitiendo la formación de complejos de domos posteriores al colapso en el anillo de la caldera; los magmas peralcalinos dominaron el volumen de los magmas calcoalinos y se formaron domos en el interior de la caldera; dando lugar al “vulcanismo post-caldera” (Sosa-Ceballos et al., 2018).

Se cree que el sistema magmático permanece activo debido a la afluencia de nuevo magma, la deformación posterior al colapso y la formación de diques y umbrales sobre la estructura



colapsada. Los autores sugieren que hay zonas de almacenamiento poco profundas, donde los magmas se cristalizan y calientan a los magmas del reservorio (Sosa-Ceballos et al., 2018).

Otros estudios de tipo geotérmico concluyen que la zona geotérmica de Acoculco presenta 4 características posibles para ser desarrollada como un sistema de roca seca caliente (HDR) como lo describe Lorenzo-Pulido et al. (2011):

- El origen de la fuente de calor es de tipo vulcano-tectónico.
- De acuerdo con los datos de temperatura determinados para los pozos EAC-1 y EAC-2, el perfil del pozo EAC-1 indica un flujo de calor conductivo característico de una roca caliente impermeable. También presenta temperaturas máximas de hasta 307°C en fase de calentamiento y el pozo EAC-2 de 264°C, después de 24 horas de reposo.
- La zona presenta cuatro sistemas estructurales que incluyendo un graben local. El pozo EAC-1 presenta fallas sellados por minerales hidrotermales y fracturamiento a diferentes profundidades.
- El basamento está conformado por un intrusivo granítico que afectando a rocas calcáreas dando lugar a rocas metamórficas.

Con base en los resultados obtenidos, consideran a la zona geotérmica de Acoculco como un prospecto viable para el desarrollo de un sistema geotérmico mejorado a partir de un sistema geotérmico artificial (Lorenzo-Pulido et al., 2011).

2.2.3 Estudios geofísicos

En la caldera de Acoculco previamente también se realizó un estudio geofísico para estudiar la actividad sísmica. Para este estudio se instaló una red sísmica diseñada a partir de la instalación de siete sismógrafos digitales en un arreglo cubriendo los alrededores de los pozos. En dicho estudio, realizado durante cuatro meses, no se detectaron sismos locales posiblemente como consecuencia de la corta duración de monitoreo. Sin embargo, se propusieron modelos de velocidad tanto para la cuenca endorreica como fuera de ella y concluyendo también que no hay fallas activas (Lermo et al., 2009).



Recientemente, se han realizado estudios de caracterización del yacimiento geotérmico de Acoculco por medio de metodologías de ruido sísmico (Ibarra-Bustos, 2019), análisis de fracturamiento de rocas (Magaña-Ortega, 2019) y así como la determinación de redes óptimas de monitoreo sísmico con base en los resultados del presente trabajo de tesis (Esquivel-Mendiola, 2020).

2.3 Trabajos actuales

Como parte del proyecto GEMex, se realizan las siguientes investigaciones geológicas y geofísicas:

- Dentro del Paquete de Trabajo 4 (PT4):
 - El subpaquete de trabajo 4.2 se enfocó al estudio de la relación entre el fracturamiento y la trayectoria de los fluidos en sistemas activos;
 - El paquete de trabajo 4.4 se enfocó al estudio de la fuente de calor y la evolución magmática en la Caldera de Acoculco, así como la comparación magmatismo precaldera y post caldera.
- Dentro del Paquete de Trabajo 5 (PT5), el cual está relacionado con la geofísica en los campos geotérmicos de Acoculco y Los Humeros:
 - En el PT5.1 se realizan estudios magnetotélúricos;
 - El PT5.2 se enfoca en las actividades de localización de sismicidad, tomografías con ruido sísmico y construcción de mecanismos focales; y,
 - El PT5.4 se enfoca a inversión conjunta partiendo de los datos geofísicos existentes.



3 Marco teórico y metodología

3.1 Señales sísmicas

Una onda es una propagación de energía que se desplaza a través de un medio elástico (por ejemplo, el sonido, los sismos o la luz) lo cual implica un transporte de energía sin transporte de materia. El espacio por el que se desplaza la energía puede o no contener materia. Una onda mecánica es la perturbación en la materia que transfiere energía a través de la materia, dicha onda comienza cuando se altera la materia, por lo que necesita de una fuente de energía para perturbar la materia.

Cuando una onda se propaga, las partículas del medio (aproximado como continuo) entran en vibración. La vibración es el movimiento de las partículas alrededor de una posición de equilibrio definida como el lugar de la partícula cuando la fuerza que actúa sobre ella es cero. Esa vibración corresponde a deformaciones repetitivas.

Por otra parte, una señal sísmica se representa por un sismograma como una salida gráfica de un sismógrafo. El sismograma representa un registro del movimiento del suelo en una estación sísmica en función del tiempo, dicho movimiento puede ser ruido sísmico o un sismo (ver Figura 4). El ruido ambiental sísmico está formado por ondas difusas generadas por las fluctuaciones de presión en la atmósfera, la dispersión de las ondas de agua en el océano y muchas otras fuentes. Debido a que estas ondas consisten en la superposición de ondas propagadas en todas direcciones, son caóticas y aleatorias. Se define como ruido sísmico a la vibración de baja amplitud permanente de la Tierra (Xu et al., 2012; Zhong et al., 2015) debida a causas naturales o antrópicas, presente en todo registro sísmico continuo del cual es posible extraer información del medio por el que se propaga (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

Por otra parte, un sismo es un movimiento transitorio de amplitud mayor que el ruido sísmico en una banda de frecuencia. Un sismo está compuesto por llegadas balísticas de las ondas P, ondas S y por ondas de superficie Rayleigh y Love. Cada tipo de onda también está seguido por una coda. La coda se interpreta como el resultado de la propagación de ondas en todas direcciones que viajan de las heterogeneidades en el interior de la Tierra, es decir, similar al



ruido sísmico, estas ondas se comportan como un campo difuso. La amplitud de la coda decae lentamente con el tiempo, este decaimiento es el mismo para las estaciones situados en la misma región (Aki, 1969).

Un campo difuso es un campo de ondas que promedia las diferentes amplitudes de las trayectorias de los rayos, de forma que se estabiliza energéticamente; dichas amplitudes (reverberaciones) son provocadas por heterogeneidades y discontinuidades microscópicas en comparación a la longitud de onda, o por un número infinito de fuentes aleatorias. Un campo difuso garantiza una adecuada equipartición de la energía de las ondas en cada una de sus diferentes fases hasta lograr la estabilidad (Sánchez-Sesma et al., 2006). Además, en un medio difuso, la representación de los diferentes arribos es isótropa y homogénea.

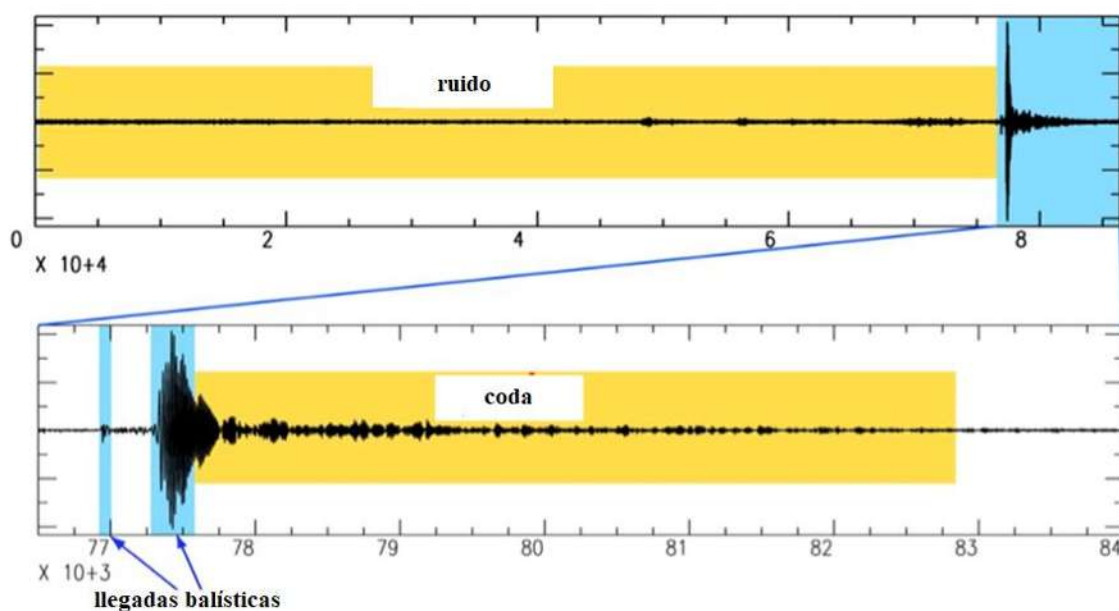


Figura 4. En la figura se muestra una señal asociada al ruido sísmico (Comunicación privada de M. Campillo).

3.1.1 Ondas características de un sismo

En general, un sismograma puede representar los movimientos del suelo en las tres componentes: N , E y V , donde las componentes N , E son horizontales (Sur-Norte, y Oeste-Este respectivamente) a la superficie de la tierra y la componente V es vertical a la superficie.



Se pueden distinguir diferentes tipos de ondas: las ondas de cuerpo: compresionales (ondas P) y de corte (ondas S) y las ondas de superficie (Stein y Wysession, 2003).

Las ondas P (ondas primarias), comprimen y dilatan el medio por el cuál viajan en la dirección de su propagación. Por otro lado las ondas S (secundarias), mueven las partículas en el plano perpendicular a la dirección en la que se propagan (ver Figura 5). También se conocen como ondas longitudinales y las ondas transversales respectivamente.

Para una onda de longitud de onda λ y de periodo T , la velocidad de fase de propagación de onda v es dada por $v = \frac{\lambda}{T}$. Ya que la frecuencia es el inverso del periodo, $f = 1/T$, implica que $v = \lambda f$.

Distinguimos dentro las ondas de superficie (ver la Figura 6), las ondas Rayleigh que tienen un movimiento de las partículas en el plano vertical y las ondas Love que tienen un movimiento de las partículas solo en la dirección horizontal. Las ondas de superficie se caracterizan por ser dispersivas, esto es que su velocidad depende de la frecuencia con la que se propagan. Por medio del análisis de esta dispersión se puede determinar la estructura del subsuelo que atraviesan las ondas. Estas ondas de superficie se propagan a diferentes profundidades de acuerdo con su frecuencia: las bajas frecuencias son sensibles a las profundidades mayores, mientras que las altas frecuencias son sensibles a profundidades menores.

En sismología, las ondas de cuerpo y las ondas de superficie proporcionan la información más importante del interior de la tierra. Cabe mencionar que se les llaman ondas de cuerpo porque viajan a través del interior o cuerpo de la Tierra. Por el contrario, las ondas de superficie son una forma de energía que viaja a lo largo de la superficie de la Tierra.

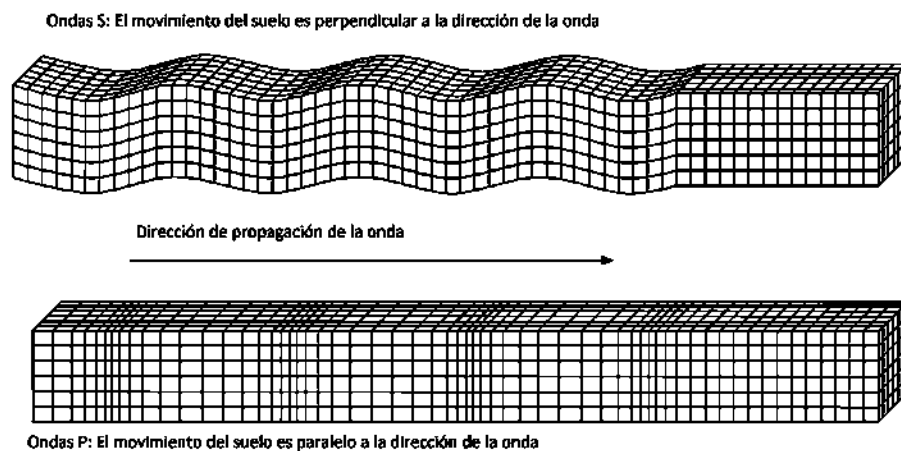


Figura 5. Desplazamiento de las ondas de cuerpo: P y S (modificada de Stein y Wysession, 2003)

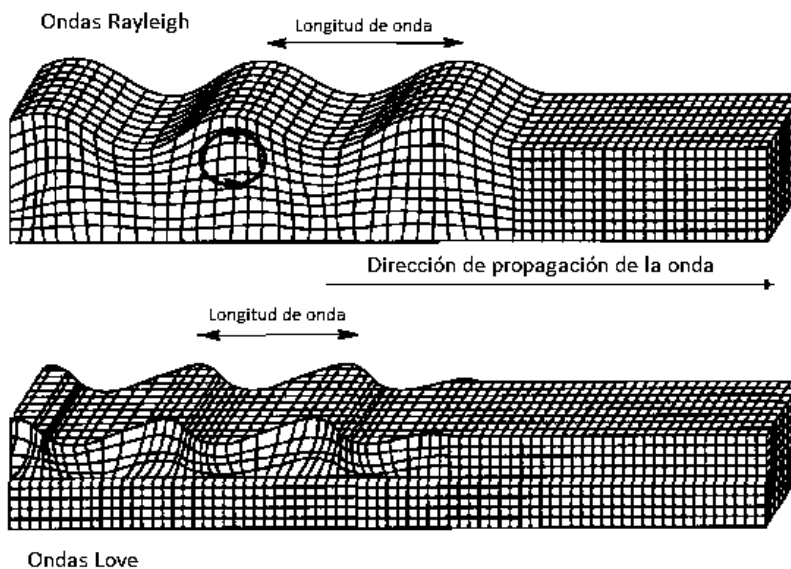


Figura 6. Desplazamiento de las ondas de superficie: Rayleigh y Love (Bolt, 1993)

3.1.2 Ruido sísmico

Las fuentes que perturban el medio y contribuyen al ruido sísmico pueden ser de diversos orígenes, como mareas, oleadas, condiciones meteorológicas como tormentas o vientos, presión atmosférica, maquinaria pesada, tránsito vehicular, o cualquier actividad humana. Estas fuentes son difíciles de identificar en los registros por la aleatoriedad que presentan, pero se pueden



clasificar en términos de su contenido de frecuencias. A bajas frecuencias ($< 1 \text{ Hz}$) las fuentes son naturales, su origen es oceánico o por las condiciones meteorológicas de gran escala; a frecuencias intermedias (entre $1 \text{ a } 5 \text{ Hz}$) las fuentes pueden ser naturales (por condiciones atmosféricas locales) o culturales (zonas urbanas); y a altas frecuencias ($> 5 \text{ Hz}$) las fuentes son ocasionadas principalmente por actividades humanas, *e.g.* automóviles, motores, industria. De esta clasificación se diferencia al microsismo, origen natural y bajas frecuencias, del microtremor, origen antrópico y de altas frecuencias (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

Se cree que la fuente principal de estos microsismos son las olas oceánicas. Los sismómetros son más ruidosos cuando más cerca están de las costas, por lo que las estaciones de las islas oceánicas se encuentran entre las más ruidosas. En el dominio espectral del ruido sísmico se presentan con mayor contenido energético el microsismo primario (entre $10 - 20 \text{ s}$, con un pico alrededor de 15 s) y el microsismo secundario (entre $5 - 10 \text{ s}$, con un pico alrededor de 7 s) (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

El ruido sísmico de periodo corto se puede usar para estudios de microzonación en áreas urbanas, y el ruido de periodo largo para tomografía de ondas de superficie (Bensen et al., 2007; Shapiro et al., 2005). El ruido del suelo para un periodo largo ($0.2 \text{ a } 50 \text{ mHz}$) generalmente se asocia a fluctuaciones de presión atmosférica.

El uso del ruido sísmico en la determinación de estructuras en el interior de la Tierra presenta las siguientes ventajas:

- Las ubicaciones de los receptores y la geometría de la red se escogen según los propósitos del estudio.
- No se necesita la ocurrencia de sismos para hacer la tomografía. Es útil en zonas con poca recurrencia sísmica.
- Algunos meses de datos en continuo son suficientes.
- Se pueden cambiar las posiciones de las estaciones sísmicas con el tiempo si faltan trayectos.

La calidad de la información sísmica no sólo depende del tipo e instalación del instrumento, y es necesario considerar las características físicas y geológicas del área en estudio. A nivel



mundial, diversos estudios se han realizado para caracterización del ruido sísmico presentes en las estaciones sísmicas, ya que la calidad de los datos es afectada si el ruido se incrementa. Algunos estudios se realizaron con redes sísmicas mundiales como la U.S. Geological Survey – USGS c , la red GEOSCOPE (Stutzmann y Astiz, 2000) o redes nacionales como la red del Eastern Kazakhstan (Berger et al., 1988).

El ruido sísmico puede contener ondas de superficie, modos normales de vibración de la tierra o movimiento aleatorio del terreno, efectos atmosféricos, viento, movimiento de mareas, actividades humanas en la superficie, entre otras. Desde el punto de vista estadístico, el ruido sísmico se caracteriza como un proceso estocástico estacionario, en donde la distribución de probabilidad es la misma para cualquier instante de tiempo, sin espectro definido.

Para comparar los niveles de ruido de una estación sismológica en todo el mundo Peterson (1993) obtuvo una colección de datos de densidades espectrales para obtener curvas para la función de Densidad Espectral de Potencia (PSD, por sus siglas en inglés) utilizados como límites para comparar dichos niveles como lo muestra la Figura 7.

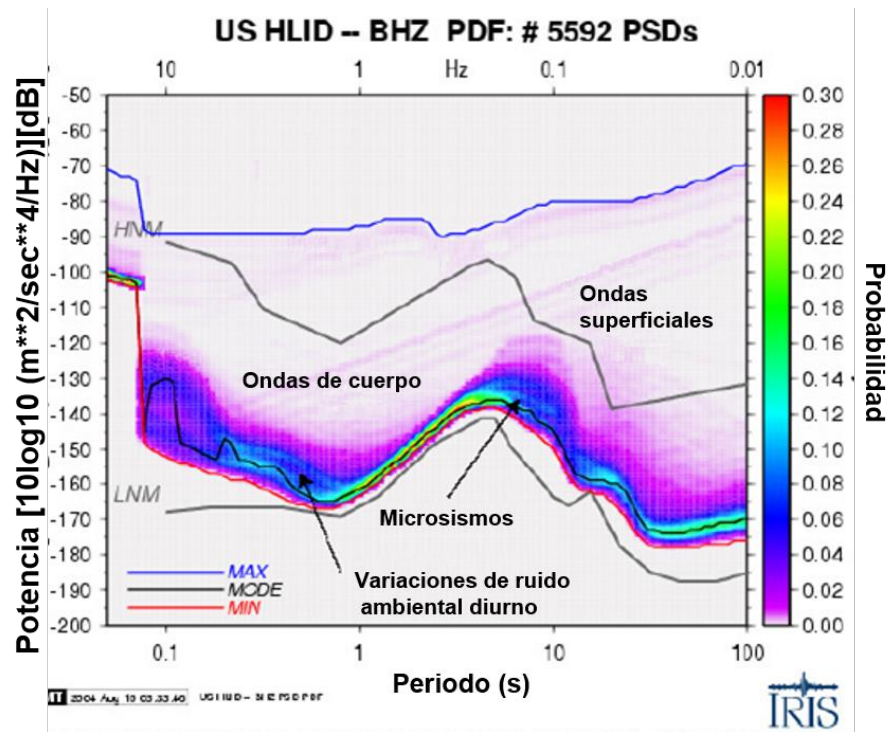


Figura 7. Variaciones del ruido sísmico en función del periodo. Tomado del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

3.2 Campo difuso

El campo difuso consiste de una superposición de ondas propagándose de forma caótica y aleatoria (con fases diferentes) incidiendo en todas direcciones (Weaver, 2005).

Al considerar un campo de ondas difuso (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004) o considerando una distribución uniforme en espacio y tiempo para las fuentes (Sabra et al., 2005), es posible caracterizar la estructura del medio entre dos estaciones, como se demostró en estudios realizados con codas sísmicas y ruido sísmico ambiental (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004).

Un campo difuso cuenta con tres características principales:

- 1) El campo de ondas corresponde a es un campo de ruido sísmico en donde las fases de onda son aleatorias.

- 2) Las ondas inciden en todas direcciones con igual intensidad, se dice que el campo de ondas es azimutalmente isotrópico.
- 3) En cada punto del espacio dado, la amplitud de la onda es la misma, es decir, el campo es espacialmente homogéneo (Mulargia, 2012).

3.3 Correlación del ruido ambiental sísmico y la convergencia hacia la función de Green

La correlación cruzada es una medida de la semejanza entre dos funciones o series de tiempo y sirve entonces para buscar patrones similares escondidos en el ruido. El apilamiento de las correlaciones de ruidos sísmicos registrados en dos sensores converge hacia la función de Green entre estos dos sensores como se observa en la Figura 8. Es decir, a partir de ambos receptores sísmicos, se pueden obtener los tiempos de llegada correspondientes a la propagación de ondas por el medio existente entre cada pareja.

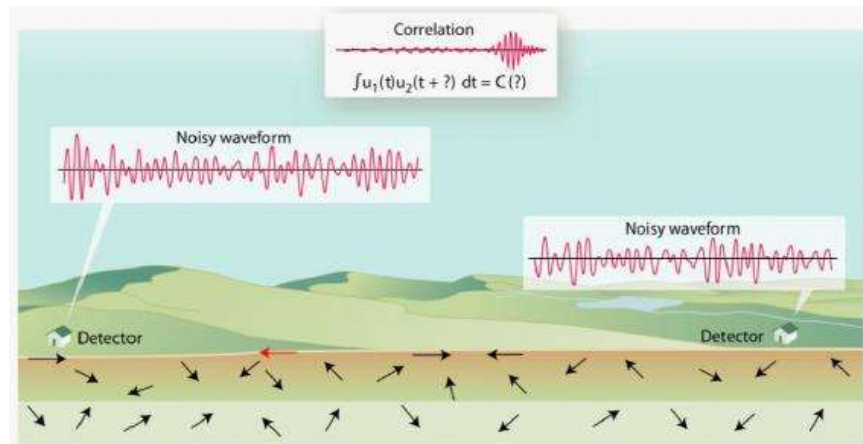


Figura 8. Ejemplificación del campo de ondas aleatorio en la Tierra (flechas negras) y su registro entre dos receptores. Como ejemplo, se muestra un rayo que pasa por ambos sensores (flecha roja) dando como resultado las señales registradas en ambos sensores y las cuales están levemente correlacionadas (Tomado de Weaver, 2005).

Teóricamente, la correlación cruzada entre dos funciones temporales continuas $f(t)$ y $g(t)$ continuas, está definida como:



$$C^{fg}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt, \quad (1)$$

donde τ es el desfase en tiempo. Suponiendo que $f(t)$ y $g(t)$ representan las señales sísmicas respectivamente en 2 estaciones A y B; cuando τ es positivo (causal) la correlación representa las ondas que se propagan desde la estación A hacia la estación B; y cuando τ es negativo (no causal) es al revés. No obstante, las señales de los sismómetros no son funciones continuas. Definamos entonces $x(t)$ y $y(t)$ dos series de tiempo, y la Ec. (1) se vuelve:

$$C^{xy}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-1} x(t) y(t + \tau), \quad (2)$$

donde N representa la cantidad total de puntos registrados en x e y . Generalmente τ va de $-N\Delta t$ a $N\Delta t$, donde Δt es el paso en tiempo de la señal. La correlación se expresa también como un producto en el dominio de las frecuencias:

$$C^{xy}(f) = X^*(f) Y(f), \quad (3)$$

donde $X(f)$ y $Y(f)$ son las transformadas de Fourier de $x(t)$ y $y(t)$ respectivamente siguiendo:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i2\pi ft}dt. \quad (4)$$

En la Ec. (3), $X^*(f)$ es el complejo conjugado de $X(f)$. Si $x(t) = y(t)$, entonces la operación es una autocorrelación. La función de correlación cruzada (FCC) $C^{xy}(\tau)$ es la transformada inversa de $C^{xy}(f)$.

Considerando n estaciones, se produce un total de $n(n - 1)/2$ correlaciones al realizar el cálculo de las correlaciones cruzadas para todos los pares de estaciones posibles. Si n es grande, es más ventajoso calcular las correlaciones en el dominio de la frecuencia de la siguiente forma: se determinan n transformadas de Fourier (Complejidad algorítmica $O(N \log N)$, siendo N la cantidad total de puntos de las señales) y después $n(n - 1)/2$ multiplicaciones; mientras que en el dominio del tiempo, se hace $2N^2$ multiplicaciones en cada correlación y se repite eso $n(n - 1)/2$ veces por el número de correlaciones.

No obstante, la correlación no converge hacia la función de Green con una sola correlación, tenemos que evaluar el promedio de las correlaciones sobre muchas ventanas de tiempo.



$$C_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) = \frac{1}{n} \sum_{n=0}^N \langle u_A, u_B \rangle \quad (5)$$

El apilamiento tiene como objetivo:

- (1) Acercarse a la condición teórica de una distribución isotropa de fuentes de ruido sísmico. En cada ventana de tiempo, encontraremos ondas proviniendo de diferentes direcciones. Sumando las contribuciones de varias ventanas, esperamos encontrar ondas proviniendo de todos lados.
- (2) Aumentar la proporción de la señal coherente respecto a la señal de ruido numérico. El ruido instrumental o numérico es de promedio nulo por lo que tomar el promedio permite reducir su amplitud.

Basado en estudios analíticos de modelos de propagación (Pertou et al., 2009; Sánchez-Sesma y Campillo, 2006), la derivada temporal del apilamiento de la correlación cruzada de ruido ambiental converge hacia la FG:

$$\frac{\partial C_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t)}{\partial t} = G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) - G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, -t), \quad (6)$$

donde C_{ij} es la correlación cruzada del ruido entre las estaciones sísmicas A y B, localizadas en las posiciones $\mathbf{r}_A$ y $\mathbf{r}_B$ respectivamente. La FG, $G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t)$, relaciona una unidad de desplazamiento en $\mathbf{r}_A$, en dirección i , dada una fuerza de un impulso unitario aplicado en $\mathbf{r}_B$ en dirección j . El término $G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t > 0)$ es la parte positiva de la FG entre los receptores A y B, y proviene de eventos de ruido que se propagan de la estación B a A, produciendo un retardo en la correlación con un retraso de tiempo t . Por otra parte, $G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, -t (t < 0))$ es la parte de FG de tiempo invertido que proviene de eventos de ruido que se propagan de la estación A a B, y producen una correlación negativa con tiempo de adelanto $-t (t < 0)$.

En términos de la frecuencia, la Ec. (6) se vuelve:

$$\begin{aligned} -i\omega C_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \omega) &= G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \omega) - G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \omega)^* \\ -\omega C_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \omega) &= \text{Im} \left(G_{ij}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \omega) \right) \end{aligned} \quad (7)$$

Existen diferentes enfoques teóricos que explican la recuperación de la FG; por ejemplo, el teorema de reciprocidad (Wapenaar, 2004), el teorema de fluctuación-disipación (Lobkis y



Weaver, 2001; Godin, 2007) o el teorema de fases estacionarias (Snieder, 2004). Particularmente, las correlaciones cruzadas son utilizadas para la determinación de las velocidades de fase y de grupo de ondas de superficie (Bensen et al., 2007; Shapiro y Campillo, 2004; Sabra et al., 2005; Yao et al., 2006; Curtis et al., 2006; Lin, Moschetti y Ritzwoller, 2008). Dado que las señales corresponden a los componentes $\{N, E, Z\}$ de los sismómetros, los componentes de la FG también están expresadas en este sistema de referencia. Considerando todas las componentes, el tensor de correlación está dado por:

$$\mathbf{C}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) = \begin{bmatrix} C_{EE} & C_{EN} & C_{EZ} \\ C_{NE} & C_{NN} & C_{NZ} \\ C_{ZE} & C_{ZN} & C_{ZZ} \end{bmatrix} (\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t), \quad (8)$$

No obstante, el uso de este sistema implica una mezcla de las contribuciones de las ondas de Rayleigh y Love. Para poder separar estas contribuciones, expresamos la FG en función de las componentes radial (R) que corresponde a la dirección dada por los dos sensores, y transversal (T) que es perpendicular a R y pertenece al plano de la superficie. Dada la escala, consideramos que el plano de la superficie es siempre horizontal. Para este propósito, aplicamos una rotación de las componentes E y N , usando el ángulo azimut (Az) medido en sentido horario desde la dirección norte (rumbo) hasta la trayectoria más corta entre la fuente y el receptor (Stein y Wysession, 2003):

$$\begin{aligned} u_R &= u_N \cos(Az) + u_E \sin(Az) \\ u_T &= u_N \sin(Az) - u_E \cos(Az) \end{aligned} \quad (9)$$

De forma matricial, la Ec.(9) se vuelve:

$$\begin{pmatrix} u_R \\ u_T \\ u_Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin(Az) & \cos(Az) & 0 \\ -\cos(Az) & \sin(Az) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_E \\ u_N \\ u_Z \end{pmatrix}, \quad (10)$$

y finalmente el tensor de correlación de la Ec. (8) está dado por:

$$\mathbf{C}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) = \begin{bmatrix} C_{RR} & C_{RT} & C_{RZ} \\ C_{TR} & C_{TT} & C_{TZ} \\ C_{ZR} & C_{ZT} & C_{ZZ} \end{bmatrix} (\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t), \quad (11)$$

En este sistema de referencia, las ondas de Rayleigh solo tienen contribuciones en los componentes RR , RZ , ZR , ZZ y las ondas de Love sólo en TT .



3.4 Caracterizar el subsuelo con ondas de superficie

3.4.1 Dispersión de ondas de superficie

Las ondas superficiales son dispersivas cuando viajan en un medio estratificado, es decir, sus velocidades varían de acuerdo con la frecuencia. Las ondas de baja frecuencia son sensibles a capas más profundas y generalmente viajan más rápido mientras que las ondas de alta frecuencia son sensibles a capas más someras y generalmente viajan más lentamente. Por lo tanto, es posible extraer información para inferir las estructuras por las que se han propagado.

La dispersión se puede entender asumiendo la superposición de dos ondas armónicas con frecuencias angulares ω_1, ω_2 y números de onda k_1, k_2 muy cercanos:

$$K(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x), \quad (12)$$

donde

$$\begin{aligned} \omega_1 &= \omega + \delta\omega, & \omega_2 &= \omega - \delta\omega, & \omega &\gg \delta\omega \\ k_1 &= k + \delta k, & k_2 &= k - \delta k, & k &\gg \delta k, \end{aligned} \quad (13)$$

Por lo tanto,

$$\begin{aligned} K(x, t) &= \cos(\omega t + \delta\omega t - kx - \delta kx) + \cos(\omega t - \delta\omega t - kx + \delta kx) \\ &= 2\cos(\omega t - kx)\cos(\delta\omega t - \delta kx), \end{aligned} \quad (14)$$

La velocidad a la que se propaga la onda se expresa en función de la frecuencia angular ω y del número de onda k en dos formas: velocidad de grupo U y velocidad de fase c . La velocidad de grupo describe la velocidad a la que viaja la envolvente de los paquetes de ondas $\cos(\delta\omega t - \delta kx)$ y está descrita por $U = \frac{d\omega}{dk}$, mientras que la velocidad de fase describe el desplazamiento de cada oscilación rápida $\cos(\omega t - kx)$ y está descrita por $c = \omega/k$. Las ondas contenidas en el paquete son de periodo más corto que la envolvente ya que $\omega \gg \delta\omega$ y $k \gg \delta k$. Ambas velocidades están relacionadas por:

$$U = \frac{d(kc)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}, \quad (15)$$

Prácticamente, si tenemos una señal que corresponde a la FG entre 2 estaciones, calculamos la envolvente de esta señal a través de una transformada de Hilbert. Después, los tiempos de arribo



de las ondas de grupo corresponden a los tiempos de máxima amplitud de la envolvente de la señal filtrada en diferentes bandas de frecuencias. Finalmente, la velocidad de grupo se obtiene al calcular el cociente de la distancia inter-estaciones sobre estos tiempos para cada banda de frecuencia. Este método es conocido como técnica de filtrado múltiple o FTAN (*Frequency Time Analysis*) (Dziewonski et al., 1968; Keæilis-Borok y Levshin, 1989).

Este proceso se realiza en los siguientes pasos:

- Cálculo de la transformada de Fourier $\tilde{K}(\omega)$ de la señal a analizar $K(t)$,
- Multiplicación del espectro $\tilde{K}(\omega)$ por un filtro blackmanharris en frecuencia $BH(\omega)$ (vea Figura 9), definido por:

$$BH(\omega) = \alpha_0 - \alpha_1 \cos\left(\frac{2\pi\omega}{\omega_{max}}\right) + \alpha_2 \cos\left(\frac{4\pi\omega}{\omega_{max}}\right) - \alpha_3 \cos\left(\frac{6\pi\omega}{\omega_{max}}\right), \quad (16)$$
$$\omega_0 - \Delta\omega_0 \leq \omega \leq \omega_0 + \Delta\omega_0$$

donde los α son parámetros fijos del filtro ($\alpha_0 = 1, \alpha_1 = 0.48829, \alpha_2 = 0.14128, \alpha_3 = 0.01168$), y centrado en ω_0 agregando ceros de ambos lados del filtro,

- Cálculo de la transformada de Fourier inversa para regresar la señal filtrada al dominio del tiempo $s(\omega_0, t)$ dependiente de la frecuencia ω_0 .

La señal filtrada tiene una envolvente con amplitud $A_s(\omega_0, t)$, cuyo máximo está definido en el tiempo $t_{obs} = \tau(\omega_0)$, que es el tiempo en que arriba el paquete de ondas de superficie.

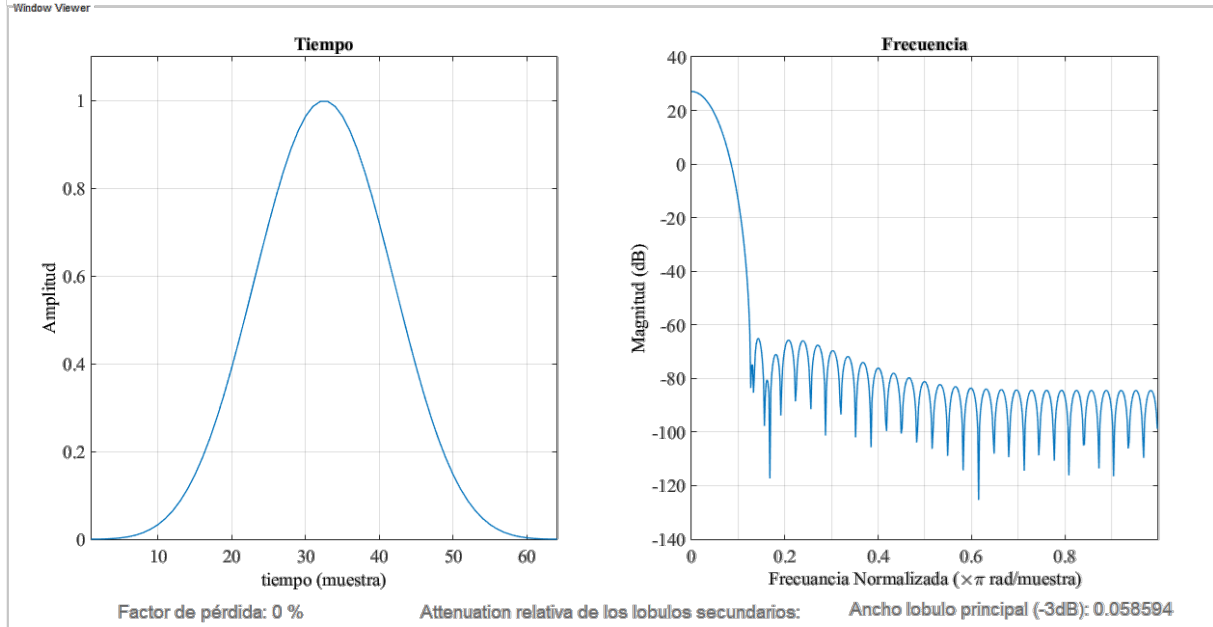


Figura 9. El filtro blackmanharris devuelve una ventana de Blackman – Harris simétrica de cuatro términos en N puntos.

3.4.2 Método SPAC

La teoría utilizada originalmente para caracterizar la estructura del medio se deriva de Aki (1957), que estudia las propiedades de la correlación del ruido con el objetivo de recuperar las propiedades dispersivas de ondas de superficie en el suelo.

En el espacio de la frecuencia se describe a la correlación cruzada de ruido isotrópico azimutal por medio de una función de Bessel, es decir, para obtener estimaciones de velocidad de fase a frecuencias discretas, se asocian los ceros observados en el espectro observado con ceros de la función de Bessel. En varias frecuencias, las velocidades de fase obtenidas se unen para formar una curva de dispersión, después se muestrea para obtener estimaciones de velocidad de fase en frecuencias distintas (Aki, 1957).

La velocidad de fase $c(\omega_n)$ se determina a partir de la distancia entre estaciones r , la frecuencia ω_n del n -ésimo cruce por cero del espectro correlacionado y el valor del $(n + m)$ -enésimo cero de la función de Bessel de primer orden z_{n+m} :

$$c(\omega_n) = \frac{\omega_n \cdot r}{z_{n+m}}, \quad (17)$$



(Aki, 1957) introdujo por primera vez el método *auto correlación espectral* (SPAC por sus siglas en inglés) para determinar estas velocidades utilizando ruido ambiental; donde discutió diferentes casos. Por ejemplo, cuando una sola onda no dispersiva se propaga con dirección constante y la posibilidad de que múltiples ondas dispersivas y polarizadas se propaguen en todas direcciones. Aki (1957) también consideró la correlación de las ondas estocásticas de propagación horizontal registradas en dos estaciones y las expresiones derivadas de los espectros promediados azimutalmente para ondas dispersivas y polarizadas. Concluye que el coeficiente de correlación cruzada espacial promediado azimutalmente $\rho(r, \omega_0)$ para una distancia r , y una frecuencia ω_0 que varía, es la función de Bessel de primer tipo y orden cero J_0 (ver Figura 10); donde $c(\omega_0)$ es la velocidad de fase en la frecuencia ω_0 :

$$\rho(r, \omega_0) = J_0 \left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \right), \quad (18)$$

El argumento de la función de Bessel de la Ec. (18), también se puede escribir como la expresión 19:

$$\frac{\omega}{c} r = kr = \frac{2\pi r}{\lambda}, \quad (19)$$

donde k es el número de onda con unidades $1/m$ y λ es la longitud de onda. Al medir el coeficiente para un determinado r y variando ω_0 , es posible obtener la función $c(\omega_0)$, es decir, la curva de dispersión de la onda para un rango de frecuencia (Aki, 1957).

A pesar de la fiabilidad del cálculo de las velocidades de fase utilizando el método SPAC; el hecho de seleccionar de manera incorrecta el modo fundamental, podría llevar a una mala inversión de curvas de dispersión.

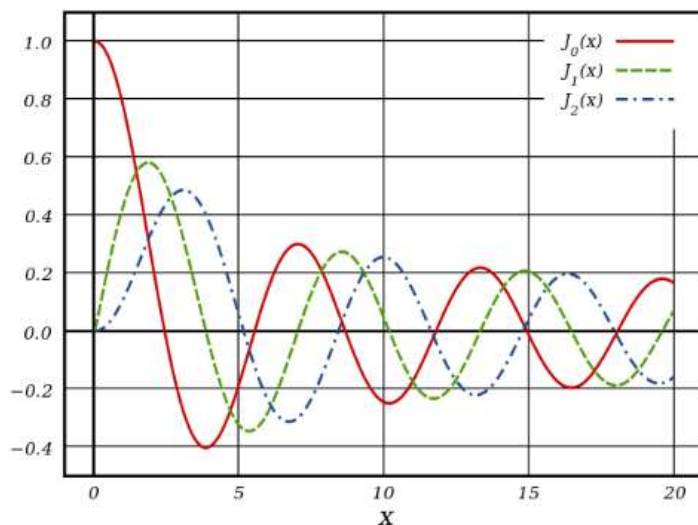


Figura 10. Ejemplo de funciones de Bessel de primera especie, $J_n(x)$, para ordenes enteros $n=0, 1, 2$

3.4.3 Tomografía de ondas de superficie

3.4.3.1 Método tradicional

La palabra tomografía sísmica significa “corte de imagen”. Esta técnica se utilizó en imágenes médicas para describir el proceso de mapeo de la distribución de densidad interna del cuerpo humano mediante rayos X. Este término también se utiliza en sismología para describir un proceso que involucra el mapeo de la estructura de la Tierra usando ondas sísmicas. La tomografía es la reconstrucción de las propiedades internas de un medio a partir de cortes 2D del medio (Rawlinson, 2000; Liu y Gu, 2012). Existen principalmente dos tipos de tomografía: la que utiliza ondas de cuerpo, y la que utiliza ondas de superficie.

Los pasos necesarios para producir una imagen tomográfica a partir de datos sísmicos pueden definirse de la siguiente manera:



- **Parametrización del modelo:** En general, una estructura de velocidad está dada por un conjunto de parámetros $\mathbf{m}$ que suelen ser las velocidades de las ondas de cuerpo, las densidades de masa ρ , los espesores h y el tamaño de las celdas.
- **Problema directo:** Se elige un método para el cálculo de los datos del modelo, es decir, los tiempos de viaje teóricos entre fuentes-receptores. Existen varios métodos. El más sencillo consiste en suponer un rayo recto entre fuentes-receptores. Uno de los más sofisticados es el *Fast Marching Method* (Rawlinson y Sambridge, 2004) que satisface el principio de Fermat describiendo caminos que evitan zonas de baja velocidad. Así se pueden predecir los tiempos de viaje de las ondas entre una fuente y un receptor a través de la expresión:

$$t_{teo} = G(\mathbf{m}), \quad (20)$$

que consiste en calcular los tiempos de viaje teóricos a lo largo de una trayectoria. En esa expresión, G describe la función de modelo dependiente de los parámetros $\mathbf{m}$.

La relación entre el tiempo de viaje y la velocidad del medio es dada como:

$$t_{teo} = \int \frac{1}{v(x)} dl, \quad (21)$$

donde la integral de $1/v$ es tomada a lo largo del rayo, t es el tiempo de viaje, $v(x)$ es la velocidad variando con la posición. Al realizar el proceso de inversión, es posible extraer la velocidad dados los tiempos de arribo.

- **Solución del problema inversión:** Para un conjunto de datos observados t_{obs} y un modelo inicial $\mathbf{m}_0$, la diferencia entre los tiempos de arribos observados y teóricos $|t_{obs} - G(\mathbf{m}_0)|$ indica cómo el modelo actual satisface los datos. Si las ondas pasan por estructuras de velocidad anómalas, entonces los tiempos de viaje son perturbados y la diferencia es significativa. Esta relación es no lineal cuando el trayecto tomado por la energía sísmica es una función de la velocidad. El problema inverso consiste en manipular $\mathbf{m}$ para minimizar esa diferencia (Rawlinson, 2000), es decir, hacer coincidir



mejor los datos del modelo con los datos observados ($\mathbf{t}_{obs}$) sujetos a cualquier regularización que pueda imponerse, a través de la relación de la Ec. (20).

Al inicio, $\mathbf{m}_0$ es generalmente un mapa con velocidad homogénea (la propagación de ondas sigue una línea recta). Después, el método es iterativo, a la iteración i , se busca minimizar $|\mathbf{t}_{obs} - G(\mathbf{m}_i)|$. No obstante, en los métodos de gradiente, la solución busca minimizar una función objetivo $S(\mathbf{m})$ que puede ser expresada como

$$S(\mathbf{m}_i) = (\mathbf{G}(\mathbf{m}_i) - \mathbf{t}_{obs})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{G}(\mathbf{m}_i) - \mathbf{t}_{obs}) + \epsilon (\mathbf{m}_i - \mathbf{m}_{i-1})^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_i - \mathbf{m}_{i-1}) + \eta \mathbf{m}_i^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}_i \quad (22)$$

donde $\mathbf{C}_d$ es la matriz de covarianza de datos a priori, $\mathbf{m}_{i-1}$ es el modelo referencia, $\mathbf{C}_m$ es la matriz de covarianza del modelo a priori y $\mathbf{D}$ es un operador suavizado de segunda derivada. Los términos $(\mathbf{m}_i - \mathbf{m}_{i-1})^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_i - \mathbf{m}_{i-1})$ y $\mathbf{m}_i^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}_i$ son de regularización. ϵ es el parámetro de amortiguamiento y η es el parámetro de suavizado. El amortiguamiento y el suavizado dirigen la relación entre qué tan bien la solución $\mathbf{m}_{i-1}$ satisface los datos (Saygin y Kennett, 2012; Rawlinson et al., 2014).

3.4.3.2 Método empleado en este estudio

Las ondas de superficie de alta frecuencia extraídas del ruido sísmico regularmente son compuestas de un modo fundamental y uno superior, esto trae como consecuencia que los puntos potenciales de osculación (contacto) en las curvas de dispersión (CD) pueden conducir a una identificación errónea de modo (Piña-Flores et al., 2016). El método utilizado en la tomografía clásica consiste en identificar el modo fundamental y generalmente sólo se realiza para las ondas Rayleigh.

El método utilizado para realizar la tomografía de ruido sísmico en la Caldera de Acoculco es el propuesto por Perton et al. (2019), este método no identifica explícitamente los modos, considera todos los datos globales, es decir, los datos $\mathbf{t}_{teo}$ y ajusta el mejor modelo para todos los datos, la identificación se realiza a posteriori. Como el concepto de trayecto es válido cuando la distancia entre el receptor y la fuente es equivalente a varias longitudes de onda, es decir, es



válido para campo lejano. En este estudio, nos limitamos a considerar caminos rectos correspondientes a una longitud de onda aproximadamente y suponiendo homogeneidad a lo largo del trayecto. De este modo, consideramos la inversión de los parámetros m únicamente debajo de la estación. Posteriormente, se utilizó el método de inversión conjunta que involucra cocientes espectrales H/V calculado para cada estación de la red, conjuntamente con dispersión multimodo de ondas Rayleigh y Love calculado para cada par de estaciones. Para inferir la estructura de V_s , (Pertou et al., 2019) propone una identificación ciega multimodo en los diagramas de frecuencia-velocidad calculados a partir de las funciones de correlación. Esto muestra mejor las heterogeneidades locales, y aumenta la sensibilidad a las propiedades en la profundidad.

3.5 Análisis H/V y la relación con la exploración geofísica

Para evaluar los efectos de sitio debido al movimiento sísmico del suelo y establecer medidas preventivas para mitigar estos efectos, es indispensable la caracterización dinámica de sitio (Piña-Flores et al., 2016).

El cociente espectral (HVSr o H/V) es una técnica que evalúa la frecuencia dominante inducida por la estratigrafía local a partir de ruido ambiental o mediciones de terremotos (Nakamura, 1989; Bard, 1999). Esa técnica se desarrolló de manera empírica y se tuvo dos principales interpretaciones físicas:

- 1) La primera interpretación establece que el pico predominante se relaciona con la elipticidad de las ondas de Rayleigh alrededor de la frecuencia fundamental del sitio (Igarashi, 1971; Bard, 1994), cuando existe un contraste de impedancia significativo entre el suelo y la roca (Bard, 1999).
- 2) La segunda interpretación vincula la relación espectral con la función de transferencia para la incidencia vertical de ondas SH (Nakamura, 2000).

Sánchez-Sesma et al. (2011) estableció una base teórica que establece que los microtemores forman un campo difuso que además de las ondas P y S también intervienen las ondas de



superficie Rayleigh y Love. Esa hipótesis de campo difuso debe aplicarse tanto a la interpretación experimental como a la del modelado. Así, desde la perspectiva del modelado, la finalidad es calcular la parte imaginaria de la función de Green y finalmente extraer las propiedades elásticas del subsuelo (Piña-Flores et al., 2016) asumiendo un medio multicapa.

La relación espectral H/V en términos de la parte imaginaria de la FG está dada por:

$$\frac{H}{V}(\mathbf{x}, \omega) = \sqrt{\frac{\langle |v_1(\mathbf{x}, \omega)|^2 \rangle + \langle |v_2(\mathbf{x}, \omega)|^2 \rangle}{\langle |v_3(\mathbf{x}, \omega)|^2 \rangle}} = \sqrt{\frac{\text{Im}(G_{11}(\mathbf{x}, \omega)) + \text{Im}(G_{22}(\mathbf{x}, \omega))}{\text{Im}(G_{33}(\mathbf{x}, \omega))}}, \quad (23)$$

donde $v_i(\mathbf{x}, \omega)$ es el componente particular del espectro de velocidad en la dirección i cuando la fuente y el receptor se superponen en $\mathbf{x}$ y para la frecuencia $f = \omega/2\pi$. Las componentes 1 y 2 están en el plano horizontal mientras que 3 es la componente vertical.

Las expresiones $|v_i(\mathbf{x}, \omega)|^2$ son proporcionales a las densidades de energías direccionales $E_i = \rho \langle |v_i(\mathbf{x}, \omega)|^2 \rangle$ en dirección i y corresponde a las auto-correlaciones promedio del campo sísmico ambiental que a su vez son proporcionales a la parte imaginaria de FG ($\text{Im}(G_{ii})$). Se considera $G_{ii}(\mathbf{x}, \omega)$ como el desplazamiento FG en la dirección i en un punto $\mathbf{x}$ debido a la aplicación de una unidad de fuerza en la dirección i en el punto $\mathbf{x}$ (Piña-Flores et al., 2017; Perton et al., 2017; Wu et al., 2017).

El método H/V permite caracterizar la estructura de velocidad en profundidad de una cuenca y su geometría. Pero la medida H/V en superficie generalmente es insuficiente para caracterizar propiedades porque un cambio proporcional de las velocidades y espesores de la capa conduce a H/V similares.

3.6 Diagrama metodológico

El procesamiento se basó en la metodología desarrollada por Bensen et al. (2007) para la extracción de ondas de superficie, dividido en cuatro fases principales (ver Figura 11):

- (1) Preparación de los datos para cada estación. Este punto, previo a la correlación, busca evitar señales de gran amplitud; para ello se aplican procedimientos como remoción de la media y tendencia, filtrado, re-muestreo de la señal, normalización temporal (1-bit) y normalización espectral.



- (2) Apilamiento temporal y Correlación cruzada.
- (3) Medición de las curvas de dispersión (realizado con análisis tiempo-frecuencia para velocidades de fase y grupo).
- (4) Inversión conjunta de curvas de dispersión multimodo de ondas Love y Rayleigh y de H/V .

En las secciones posteriores se describe cada proceso.

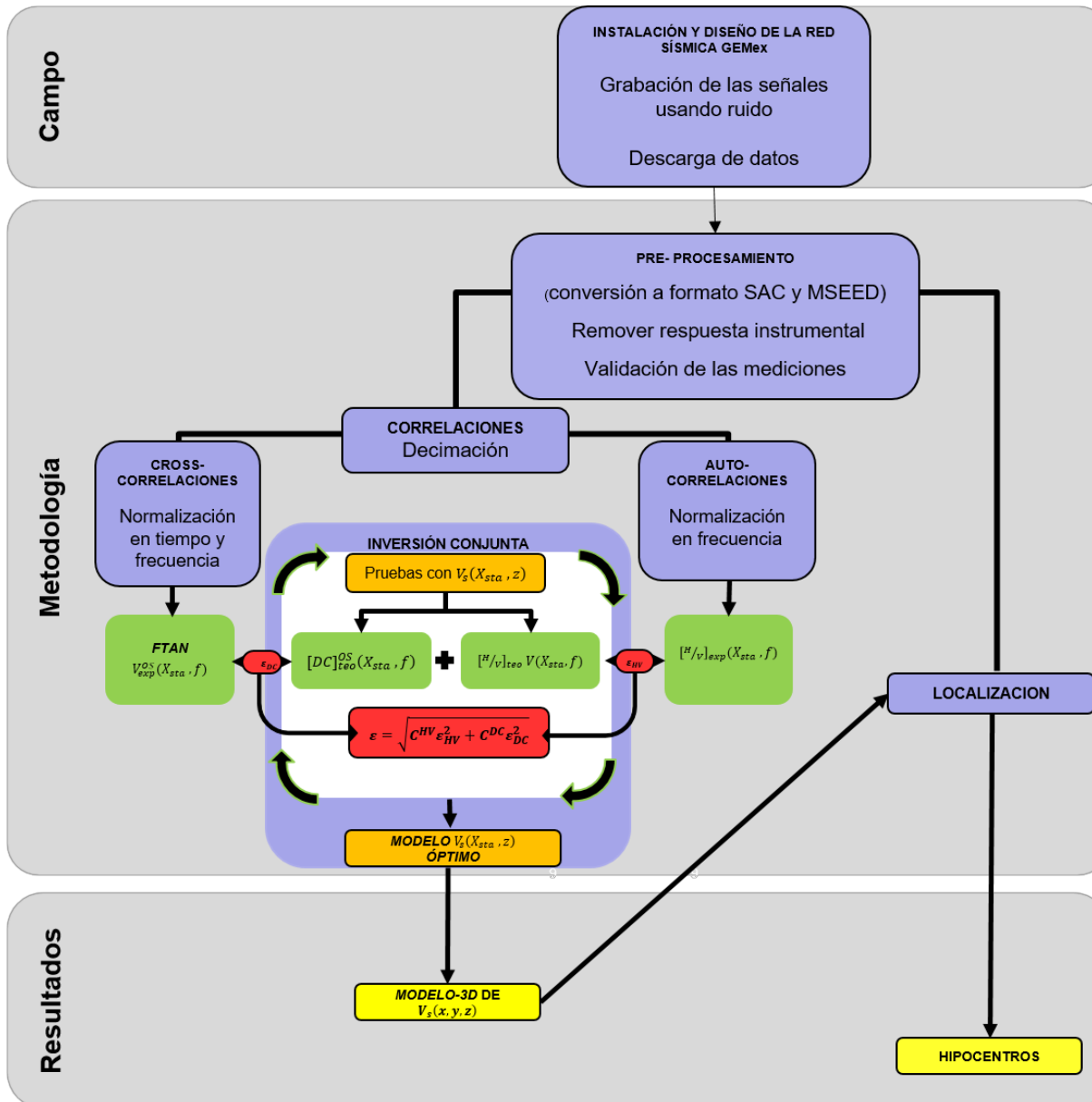


Figura 11. Diagrama metodológico para construir el modelo de velocidades V_s de la caldera de Acoculco, Puebla



4 Red temporal de estaciones de banda ancha

4.1 Diseño e Instalación de la red

La campaña de monitoreo sísmico inició el 25 de abril de 2018 (ver Figura 12). La red estuvo constituida por 18 estaciones de banda ancha instaladas en la caldera de Acoculco, Puebla. 16 estaciones están conformadas de un sensor tipo Trillium 120S Post Hole y de un digitalizador DataCube3. Dos otras estaciones contaban con digitalizadores Reftek 130 con sensores Trillium Compact 120s. Todas las estaciones incluían un sistema de tiempo controlado por una antena GPS y un sistema de alimentación de 12 volts acopladas a celdas solares. Las estaciones realizaron mediciones en continuo de las componentes Norte-Sur (N-S) Este-Oeste (E-W) y vertical (Vo Z), a una tasa de 200 muestras por segundo. En la Figura 13 se muestra un mapa con las localizaciones de las estaciones.



Figura 12. *Instalación de la estación AC18 de la red sísmica temporal de Acoculco, Pue.*

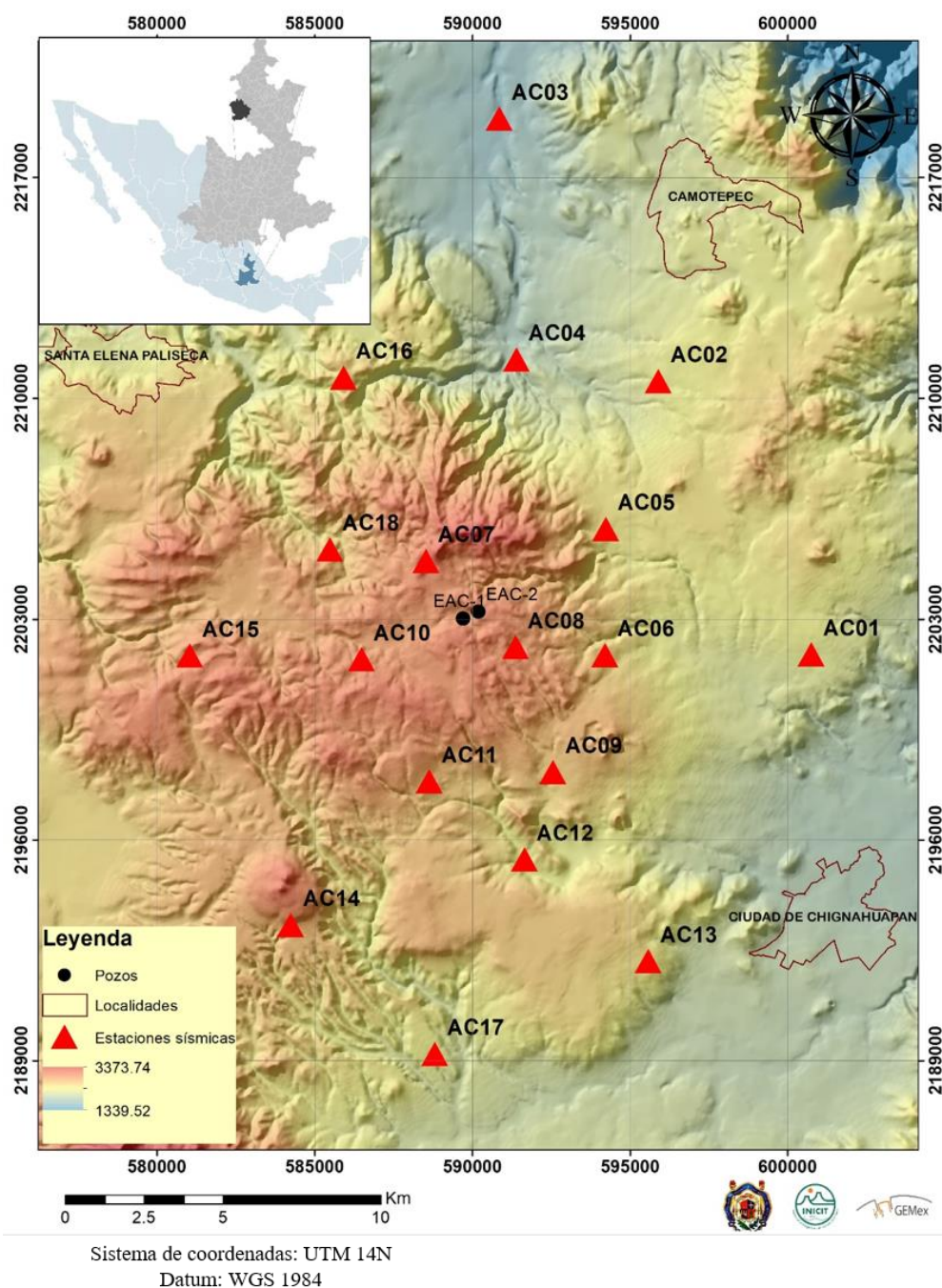


Figura 13. Mapa de distribución de la red sísmica GEMEX en la Caldera de Acoculco, Puebla. Los símbolos rojos representan la ubicación de las 18 estaciones sísmicas y los puntos negros representan los 2 pozos exploratorios perforados por CFE. El código de color es función de la altura dada en metros sobre el nivel del mar.



El diseño de la red sismológica se determinó con la finalidad de realizar estudios de exploración sísmica con base en las técnicas de tomografía sísmica, localización de sismicidad y SPAC para caracterizar la estructura en la Caldera de Acoculco e integrar la información con los demás paquetes de trabajo del proyecto GEMex.

El diseño original para la red sísmica de Acoculco, se basó en la malla densa que se diseñó y se instaló para la red sismológica de Los Humeros (e.g. Oregel-Morales, 2019) con la finalidad de cumplir con los objetivos del PT5.2 del proyecto GEMex, que busca realizar análisis simultáneos de tomografía sísmica, localización de sismicidad, análisis con la técnica SPAC, entre otros.

La instrumentación del campo geotérmico de Acoculco se retiró el 16 de junio del 2019. De la geometría de la red sismológica, es importante mencionar que la distancia mínima entre estaciones es de 2.8 km (estaciones AC06 y AC08), y la distancia máxima es de 29.8 km (entre las estaciones AC03 y AC17).

4.2 Niveles de Peterson

Para la red sísmica GEMex, Garcia-Badillo (tesis en proceso) obtuvo las curvas para la función PSD en cada estación y para cada componente. En la Figura 14 se muestran los niveles de Peterson para la estación AC18.

En nuestro estudio, debido a las condiciones de la estructura del campo geotérmico, las estaciones no fueron instaladas totalmente sobre roca, por lo tanto, es necesario conocer los niveles de ruido existente en cada estructura.

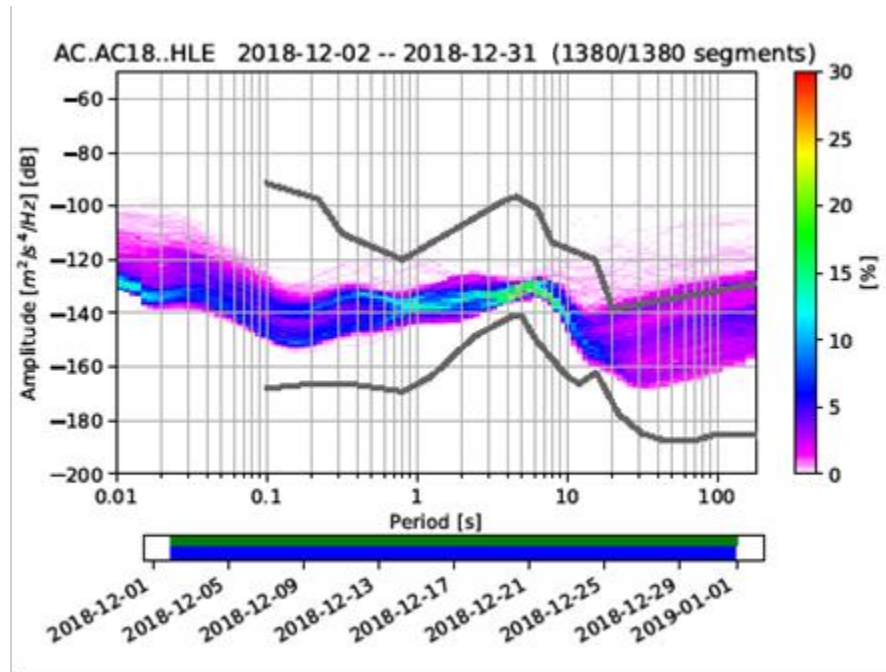


Figura 14. Niveles de Peterson para la estación AC18 para la componente Este.

En general el análisis que realiza Garcia-Badillo (tesis en proceso) demuestra que los niveles de ruido para las estaciones de la red sismológica de Acoculco son bajos y que, en caso de que exista sismicidad, las estaciones serán capaces de detectar los sismos.



5 Construcción del modelo de velocidad

Los subcapítulos posteriores describen la preparación, preprocesamiento, procesamiento de las señales y el desarrollo para realizar la tomografía.

5.1 Preparación de los datos

Para extraer información del ruido sísmico, es necesario preparar los registros. Esto con la finalidad de reducir irregularidades en la señal, debido a la presencia de señales sísmicas o el mal funcionamiento de los instrumentos.

5.1.1 Conversión de datos

Posterior a la adquisición y descarga de los datos, se desarrollaron rutinas para cambiar el formato de los datos en crudo para una utilización con los programas *SAC*, *MATLAB* y *SEISAN*. Los datos se manipularon principalmente en *SAC* y *MSEED*.

5.1.2 Eliminar la respuesta instrumental.

Generalmente se realiza el proceso de deconvolución de la respuesta instrumental para que las señales sean expresadas en unidades de velocidad y que se les pueda dar una unidad física. No obstante, en este estudio, solo interesan los tiempos de llegada y no la amplitud de las señales, por lo que no se realizó un proceso de deconvolución.

5.1.3 Eliminar la media, tendencia, y aplicar un filtro pasa-alta

Los registros llevan una deriva de los sismómetros en su funcionamiento, por tanto, ellos no siempre se alinean en cero, y a veces derivan de manera lineal con el tiempo (ver Figura 15). Estas perturbaciones pueden corresponder a efectos instrumentales debidos a cambios de temperatura y/o presión. De este modo es necesario remover la media y la tendencia de tal manera que las pequeñas variaciones sísmicas se puedan apreciar correctamente. Estas perturbaciones (variaciones constante y lineal) se pueden corregir igualmente aplicando un filtro Pasa-Altas. En este estudio, aplicamos un filtro pasa altas con un rango de frecuencia de corte de 0.03 Hz.

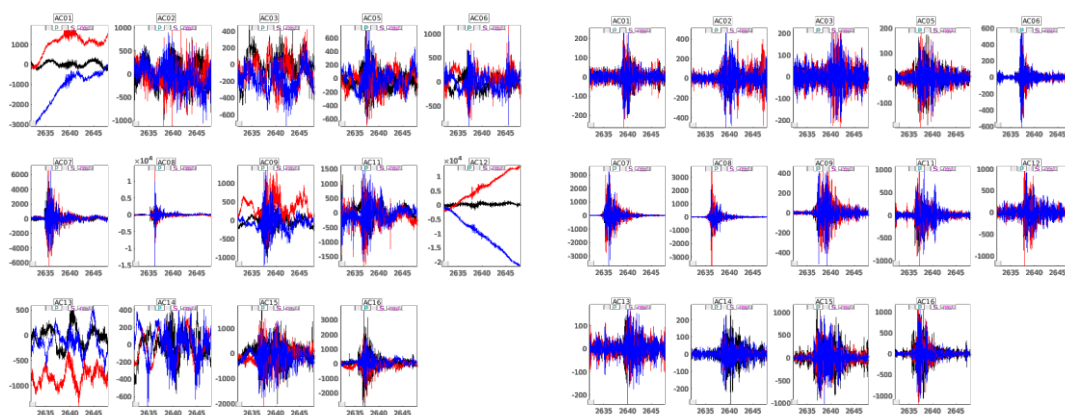


Figura 15. Corrección de la media y tendencia. A la izquierda se muestran las señales registradas en las estaciones sísmicas de la red GEMex en que las medias están fuera de la línea cero y tiene una pendiente respecto a la horizontal. A la derecha, se presentan los mismos registros después del filtro y se puede observar la presencia de un sismo en todas las estaciones (02 de septiembre de 2018, 5h43m).

5.1.4 Validación de datos

En este trabajo, los digitalizadores contaron con un equipo GPS para un registro correcto del tiempo absoluto, sin embargo, durante el monitoreo en campo existen eventos externos e independientes como rupturas de cables, derivas en el tiempo por el digitalizador, conversión de datos, entre otros. Para validar que el tiempo de registro fuera el correcto, se verificaron algunos sismogramas correspondientes a sismos lejanos y se observó que los tiempos de arribo de las ondas P y S fueran similar para todas las estaciones de la red sísmológica.

En la Figura 16, mostramos las componentes verticales de los sismogramas correspondientes al sismo ocurrido el día 26 de mayo de 2019 a las 07:41:14UTM con epicentro en Perú y con una magnitud de 8.0Mw; en esta imagen podemos observar que el tiempo de arribo de las ondas P es prácticamente el mismo para todas las estaciones, por lo que se descarta problemas de GPS.

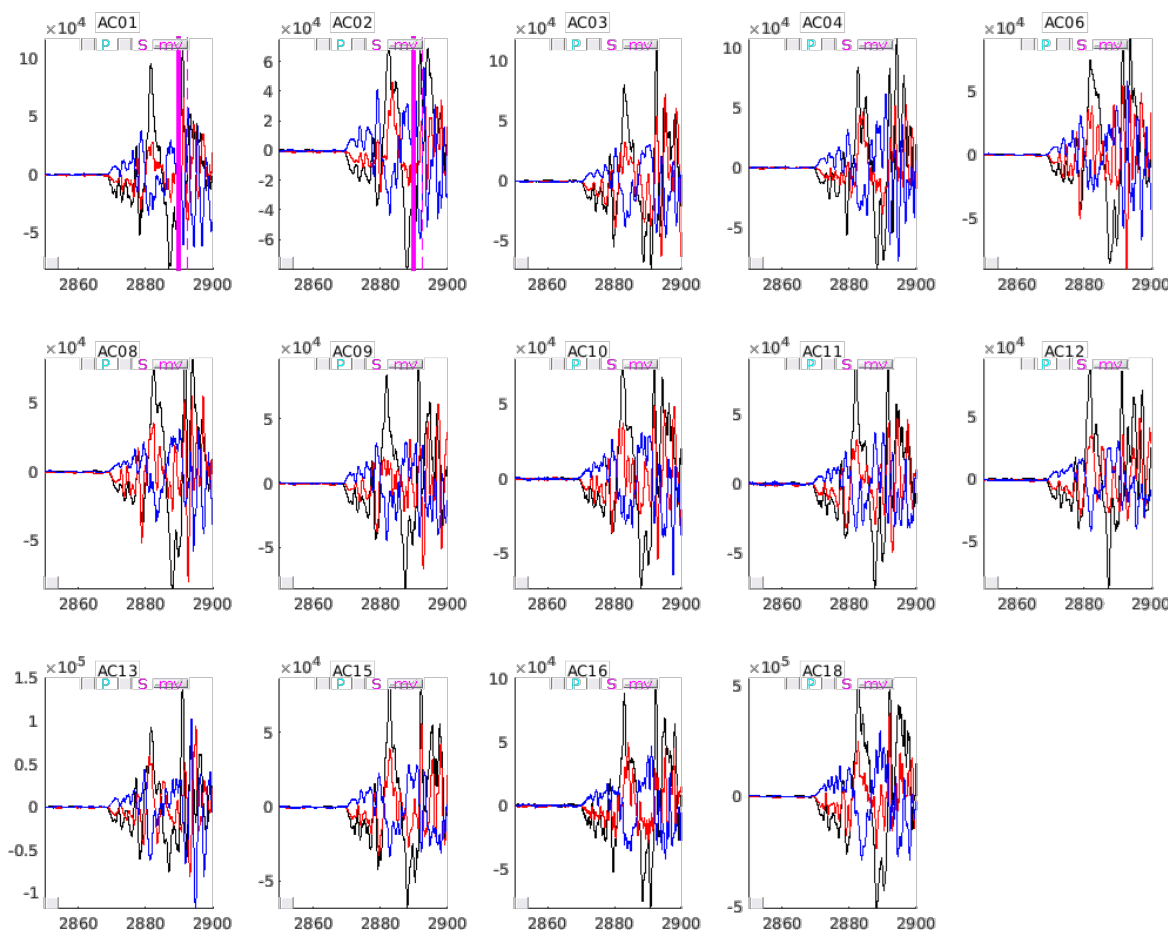


Figura 16. Sismogramas registrados en la red de Acoculco para el sismo que ocurrió en Perú el día 26 de mayo de 2019 con magnitud 8.0Mw.

5.2 Correlaciones de ruido sísmico y aplicaciones

Existen dos tipos de cálculo de correlaciones: correlaciones cruzadas aplicadas a cada par de estaciones y las autocorrelaciones aplicadas a cada una de las estaciones. Por cada uno de los procesamientos, se explica a continuación el uso de las correlaciones para obtener información del subsuelo.



5.2.1 Procesamiento: Correlación cruzada

Para realizar la correlación cruzada entre las señales (vea 3.3), debemos definir la duración de las ventanas y el contenido espectral que queremos analizar y aplicar un preprocesamiento adicional a cada señal de cada estación. También analizamos los efectos de las normalizaciones sobre la recuperación de las FG.

5.2.1.1 Definición de la duración de la ventana de correlación

Analizamos primero la relación entre la duración de la ventana de correlación, las distancias entre pares de estaciones y la velocidad supuesta y promedia del medio. La ventana de correlación es elegida para observar las llegadas de las ondas de superficie. Los tiempos de llegada debe ser aproximadamente de $t = d/v$ por un trayecto recto, donde d es la distancia entre el par de estaciones y v la velocidad de las ondas de superficie.

En este trabajo se calculó la distancia entre cada par de estaciones a partir de la fórmula:

$$d = 2r \arcsin \left(\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\phi_2 - \phi_1}{2} \right) + \cos(\phi_1) \cos(\phi_2) \sin^2 \left(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \right)} \right) \quad (24)$$

donde r es el radio de la Tierra de 6367.445 km, λ , ϕ se refieren a las latitudes y a las longitudes expresadas ambas en radianes de dos puntos 1 y 2. La Figura 17 muestra las distancias entre todos los pares de estaciones en orden creciente. La distancia mínima entre estaciones es de 2.8 km y la distancia máxima es de 29.8 km. Debido a la gran diferencia de distancia, las ondas pueden llegar con tiempos muy diferentes. Si suponemos que las velocidades de las ondas de superficie varían de 0.5 km/s a 8 km/s (lo habitual por un entorno volcánico hasta 10 km de profundidad (Pritchard et al., 2018) entonces los tiempos de llegada varían de 0.35 s a 60 s. Es decir, existe aproximadamente un factor de 200 entre los tiempos extremos.

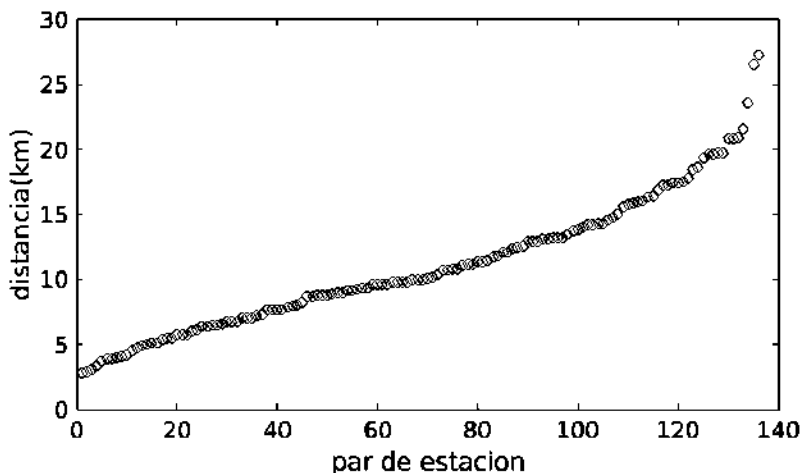


Figura 17. Distancia inter-estación para cada par de estaciones.

Elegir una ventana de tiempo para cada par de estaciones sería lo adecuado para mejorar la recuperación de las ondas de superficie. No obstante, ese proceso aumenta la cantidad de recurso computacional ya que impide aprovechar el manejo de la correlación en el dominio de la frecuencia para varios pares de estaciones como se menciona en la sección 3.3. Como consecuencia, escogimos procesar las señales de pares de estaciones con distancias similares. Agrupamos los pares de estaciones en 4 grupos que tengan una diferencia de distancia entre pares de estaciones menor a 7.5 km ($[0-7.5]$, $[7.5-15]$, $[15-22.5]$, $[22.5-30]$ km (vea Figura 18). Finalmente escogimos una ventana de tiempo de duración de 6 veces $d_{\max}/v_{\min}$ por cada grupo (o sea $[90, 180, 270, 360]$ s), y aplicamos las correlaciones de manera eficiente. El factor 6 es debido a 2 factores:

- las ondas de superficie no siempre están al principio de cada ventana, así tomamos la precaución de tomar 3 veces el tiempo de las ondas balísticas para que la onda pueda ver en las ventanas de las 2 estaciones más alejadas.
- como se hace la correlación en el dominio de la frecuencia, se requiere el doble de tiempo

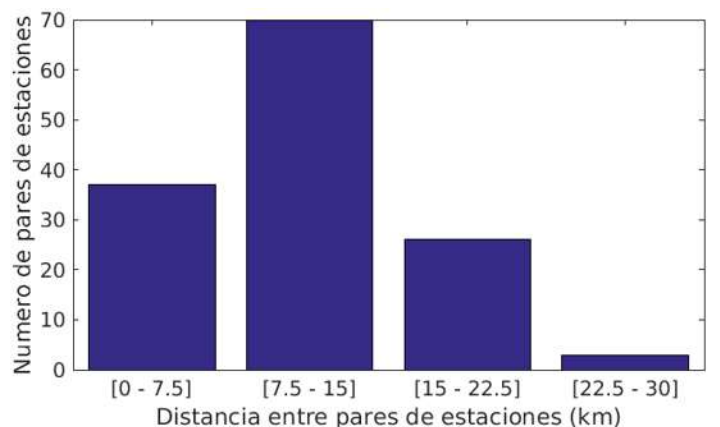


Figura 18. Histograma de grupos de distancias inter-estaciones.

5.2.1.2 Definición de la banda de frecuencia del análisis

El contenido en frecuencia del análisis depende en gran parte de la profundidad máxima que queremos observar. El modo fundamental de las ondas de superficie es sensible generalmente a las propiedades del suelo hasta una tercera parte de su longitud de onda λ (Stein y Wyssession, 2003). Si queremos ver hasta 5 km de profundidad, entonces la longitud de onda debe ser mayor a 15 km ($\lambda > 15$ km). La longitud de onda depende de la velocidad de las ondas y de la frecuencia $f = \frac{v}{\lambda}$. En una primera aproximación, la frecuencia mínima es dada por $\frac{v_{min}}{\lambda_{max}}$ y la frecuencia máxima es dada por $\frac{v_{max}}{\lambda_{min}}$. No obstante, la velocidad asociada a una onda de longitud λ_{max} es generalmente v_{max} , y la velocidad asociada a una onda de longitud λ_{min} es v_{min} ya que las velocidades aumentan generalmente con la profundidad. En ese caso, consideramos que la frecuencia debe ser mas pequeña que cualquier ratio $\frac{v_{min}}{\lambda_{min}} = 0,5/3$ o $\frac{v_{max}}{\lambda_{max}} = 8/30$. Así consideramos una frecuencia mínima de 0.05Hz. También consideramos que arriba de 5Hz, las ondas se atenúan rápidamente y no se alcanza una buena recuperación para una distancia de varios km. Tomaremos entonces 5Hz como frecuencia máxima. Esa frecuencia es mucho menor a la frecuencia asociada al muestreo de las señales (200 muestras por segundo). Para evitar problemas de traslape debido al teorema de Shanon, elegimos remuestrear todas las señales a 10 muestras por segundo (vea 5.2.1.3.1).



5.2.1.3 Pre-Procesamiento

El pre-procesamiento de datos de ruido sísmico se divide en cuatro etapas principales siguiendo la metodología propuesta por (Bensen et al., 2007): el procesamiento general del ruido sísmico previo a la correlación de dicho estudio tiene como objetivo remover efectos de instrumentación y evitar señales de gran amplitud, por ejemplo, sismos u otros eventos que están por encima del nivel de ruido y regularizar las amplitudes que afectarían en algún momento el resultado de las correlaciones.

5.2.1.3.1 Decimación y Re-muestreo

El propósito de la decimación, mediante la reducción del número de muestras, es reducir el tamaño de las señales logrando con esto menor memoria y menor tiempo de cómputo. Se puede decimar la señal de tal forma que se conserven las frecuencias de interés. También, el re-muestreo de las señales tiene como objetivo tener el mismo muestreo para todas las estaciones. Debido a que en el paquete P5.2 "Sismica" del proyecto GEMex se consideraron dos objetivos: localización de sismos locales y tomografía, aunque la tasa de muestreo debe ser alta para la localización de eventos locales, no es tan importante para la correlación y la medición de los tiempos de llegada de las ondas de superficie. La Figura 19 muestra una señal re-muestreada.

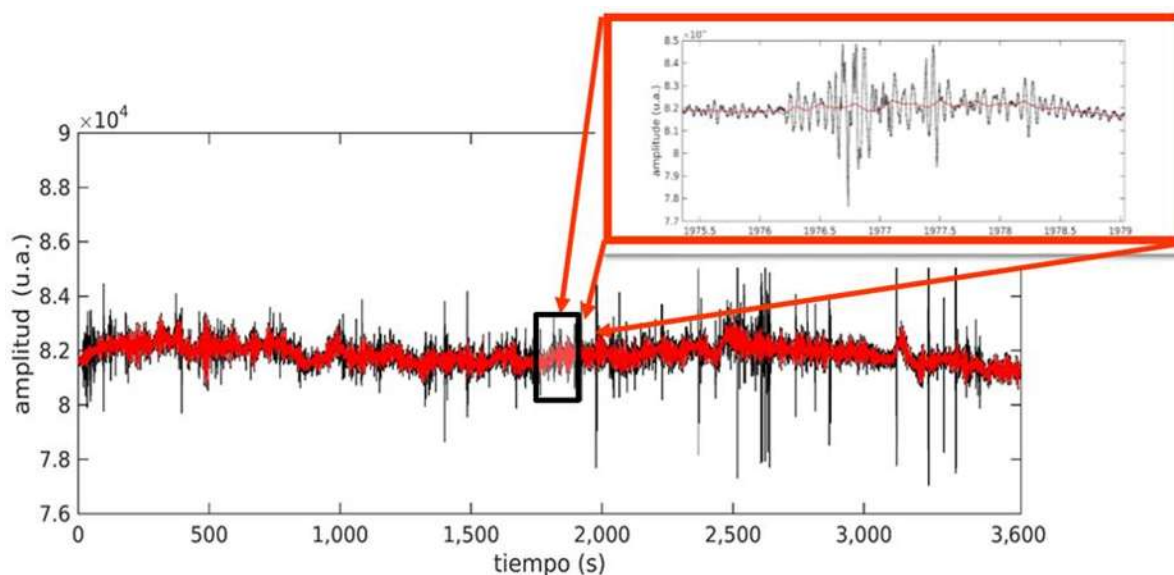




Figura 19. La señal negra representa la señal original de 1 hora y la roja la remuestreada. Parte de la señal se muestra amplificada en el cuadro rojo.

La frecuencia de muestreo está definida como $f_s = 1/T_s$. Basado en el teorema de muestreo de Shannon, se establece que $f_s \geq 2(f_{max})$, donde f_{max} es la frecuencia máxima de interés de la señal.

5.2.1.3.2 Normalización en tiempo

Bensen et al. (2007) describieron algunos procesos que mejoran los resultados. La normalización en el dominio del tiempo se realiza con la finalidad de reducir el efecto sobre las correlaciones cruzadas de sismos, problemas instrumentales, así como de posibles fuentes de ruido no estacionarias cerca de las estaciones. Los sismos se encuentran entre los obstáculos más significativos para realizar el procesamiento automatizado de datos ya que éstos ocurren de manera irregular y, aunque los tiempos y ubicaciones aproximados de los grandes sismos se pueden encontrar en los catálogos sísmicos, los pequeños sismos en gran parte del mundo faltan en los catálogos globales debido a su baja magnitud. Además, no se conoce el tiempo de llegada de las fases de las ondas superficiales en períodos cortos. Por lo tanto, la eliminación de las señales de terremoto debe adaptarse a los datos.

- Normalización de “un bit”.

El método más agresivo, consiste en realizar el reemplazo de todas las amplitudes negativas y positivas con valores de -1 y 1 de cada muestra en los registros (ver Figura 20).

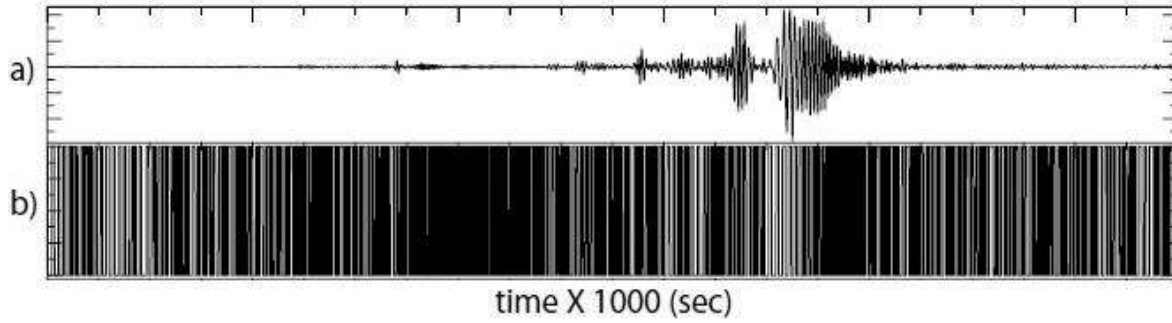


Figura 20. Normalización en tiempo. (a) Datos sin procesar que muestran 3 h de datos. (b) Señal normalizada en tiempo con one-bit, mediante la cuál se establece en ± 1 dependiendo del signo de la señal original (tomada de Bensen et al., 2007).

- Umbral de registro (Clipping threshold):

Este paso consiste en truncar la amplitud a un valor de error cuadrático medio (rms, por sus siglas en inglés) de la señal durante el día dado. De esta forma, cualquier amplitud que supere el valor de rms será reemplazado.

- Detección y eliminación automática de eventos:

Si la amplitud de la forma de onda se encuentra por encima de un umbral crítico, entonces 30 minutos de forma de onda se establecen en cero.

- Promedios corridos (Running - absolute- mean normalization):

Este método realiza la normalización de la señal a lo largo de una ventana de longitud fija. El punto n será normalizado de forma que

$$w_n = \frac{1}{2N + 1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| \quad (25)$$

donde d_j es la serie de tiempo. El ancho de la ventana (de tamaño $2N + 1$) determinará cuánta información en amplitud es retenida para realizar la normalización. Si $N = 0$, el resultado equivale a la normalización de un bit. Sin embargo, cuando la ventana es muy larga, entonces se aproxima a una señal re-escalada.

- Nivel de agua:

Este método se aplica de forma repetitiva hasta que todas las amplitudes permanezcan por debajo del “nivel de agua” dado por $6 * rms$.



En la Figura 21 se muestra un ejemplo del proceso de normalización en una señal.

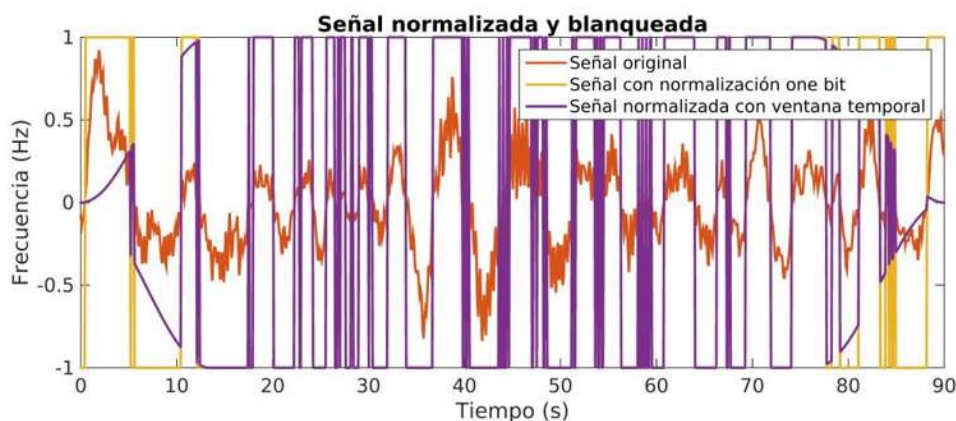


Figura 21. Normalización temporal (1-bit) para una ventana de registro de 90s. La señal naranja representa el sismograma original, en amarillo la señal con normalización temporal 1-bit y la señal violeta presenta la normalización temporal con una ventana temporal adicional, antes del cálculo de la correlación.

5.2.1.3.3 Normalización en frecuencias (blanqueamiento espectral):

Al obtener la correlación y para evitar que las señales con gran amplitud espectral no nos permitan identificar la información de señales con menor amplitud, se aplica la normalización espectral, que permite que todas las frecuencias tengan la misma amplitud o similares (ver Figura 22).

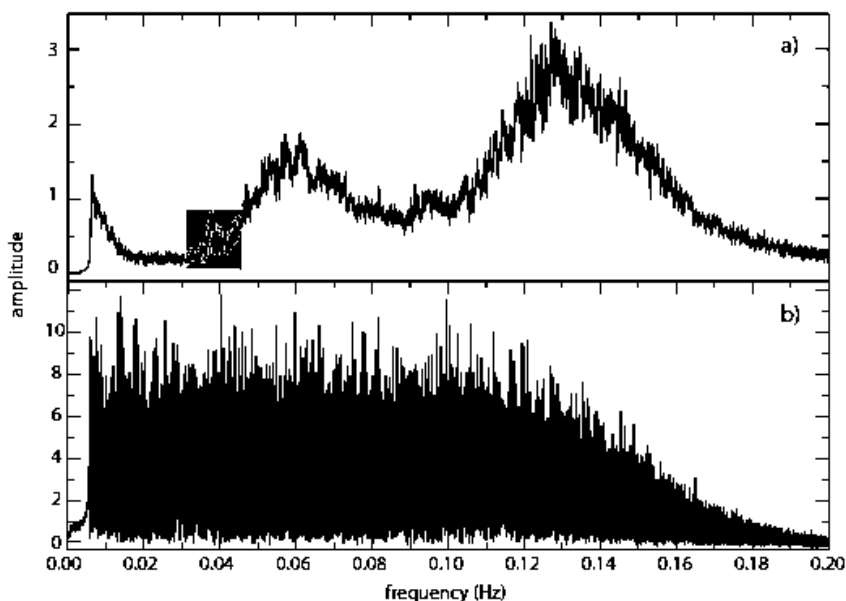


Figura 22. (a) Espectro de amplitud en bruto y (b) espectralmente blanqueados (tomada de (Bensen et al., 2007)).

Las señales que tienen una mayor amplitud en el espectro de un registro de ruido suelen estar en la banda microsísmica alrededor del periodo 1.5 s, algunos picos y otras frecuencias son generados por fuentes de ruido. Además, se pretende que, para las correlaciones, el contenido de frecuencias sea muy homogéneo para obtener una iluminación isotropa.

La Figura 23 muestra un ejemplo de la señal en tiempo debido a una normalización espectral. Después del proceso, no observamos eventos transitorios, sino mayor homogeneidad que en la señal original. La normalización en el dominio de la frecuencia no es lineal y por lo tanto no se puede interpretar lo que está sucediendo.

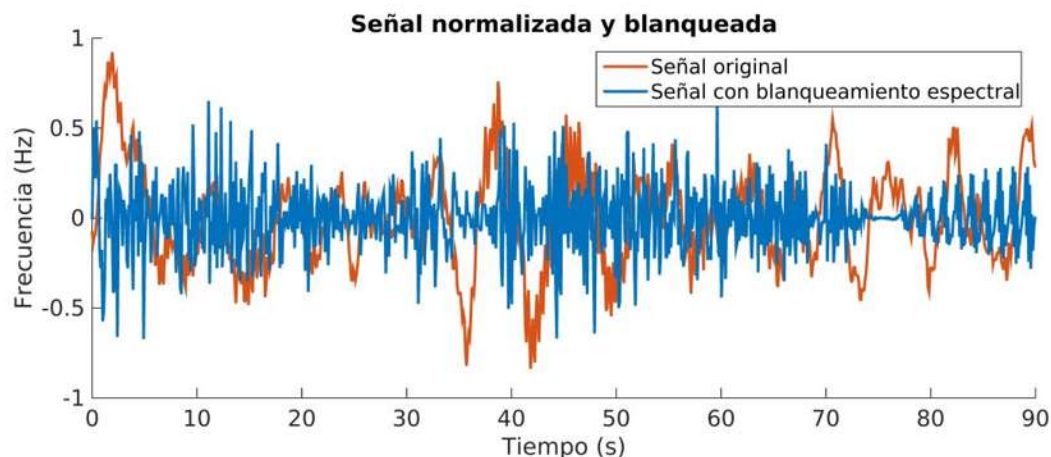


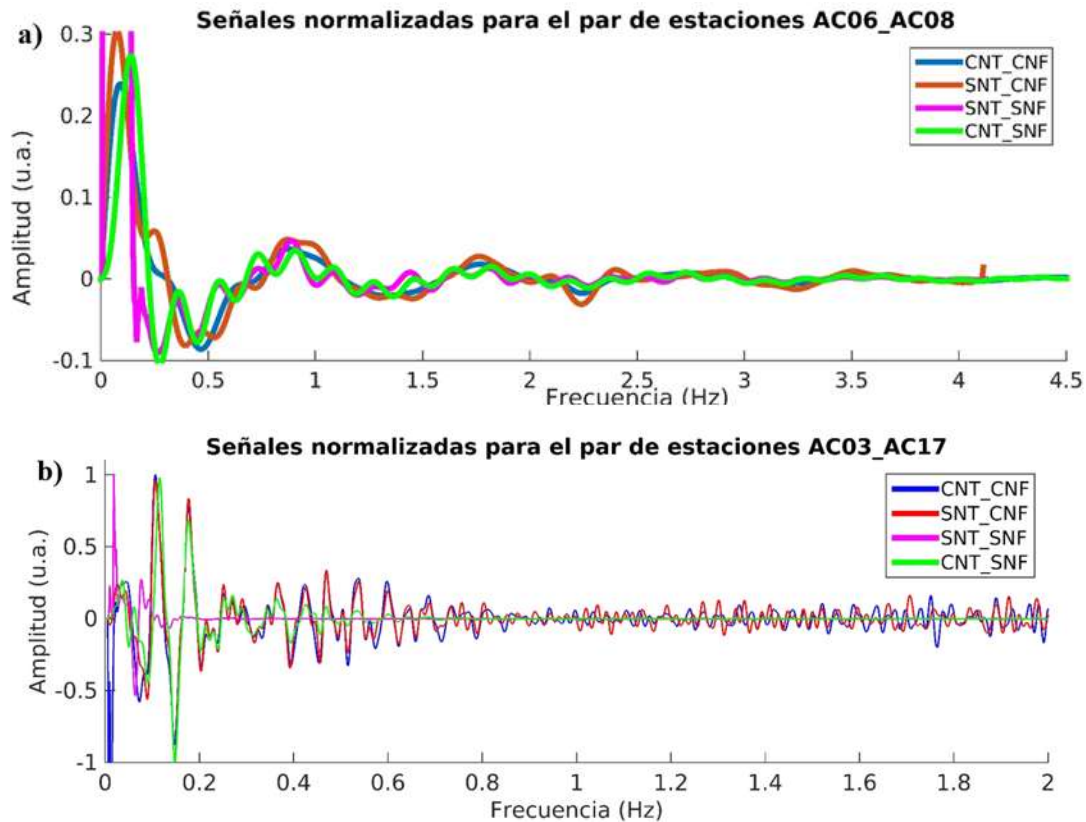
Figura 23. Efecto de la normalización espectral (spectral whitening) para la componente vertical de un registro de ruido sísmico. La señal naranja representa la señal original y la señal azul representa la señal normalizada.

5.2.1.4 Procesamiento de las correlaciones

Después de apilar las correlaciones (vea 3.3), analizamos el efecto de las normalizaciones sobre la recuperación de las funciones de Green.

5.2.1.4.1 Efecto de las normalizaciones sobre la recuperación de la FG

Para mostrar los efectos de estas normalizaciones en la obtención de las correlaciones cruzadas (sólo analizamos el componente ZZ aquí), se calcularon las correlaciones entre los pares de estaciones AC06_AC08 (la distancia mas pequeña) y AC03_AC17 (la distancia mas grande), con y sin aplicar la normalización en tiempo (abreviado CNT y SNT respectivamente), con y sin blanqueamiento espectral (abreviado CNF y SNF respectivamente) en la Figura 24. Presentamos aquí resultados obtenidos con todas las señales disponibles, es decir, aproximadamente un año de datos. Para tal duración, demostramos después (vea § 5.2.1.4.3) que el apilamiento de las correlaciones convergió a un valor aceptable.



Podemos apreciar claramente que, sin ninguna normalización, no obtenemos ninguna señal para grandes distancias. Igualmente, sin normalización en frecuencia, la FG muestra poca amplitud a alta frecuencia. SNT y CNT dan aproximadamente el mismo resultado para grandes distancias. Al analizar la recuperación para una distancia pequeña, podemos apreciar mas oscilaciones SNT. Es difícil concluir sobre la importancia de la normalización en tiempo para este estudio únicamente analizando las FG en frecuencia, por esta razón seguimos este análisis a través de la recuperación de las FG en el dominio tiempo-frecuencia.



5.2.1.4.2 Medición de curvas de dispersión: Método FTAN

Debido a que se requiere separar las ondas de Love de las ondas de Rayleigh en cada uno de los nueve componentes del tensor de correlación (vea § 3.3), fue necesario rotar las componentes horizontales (NS y EO) de acuerdo con la dirección radial y transversal (R, T) entre las dos estaciones (ver Figura 25). En esta transformación, el componente ZZ es el único que no está afectado, por lo que se utilizó en el análisis previo.

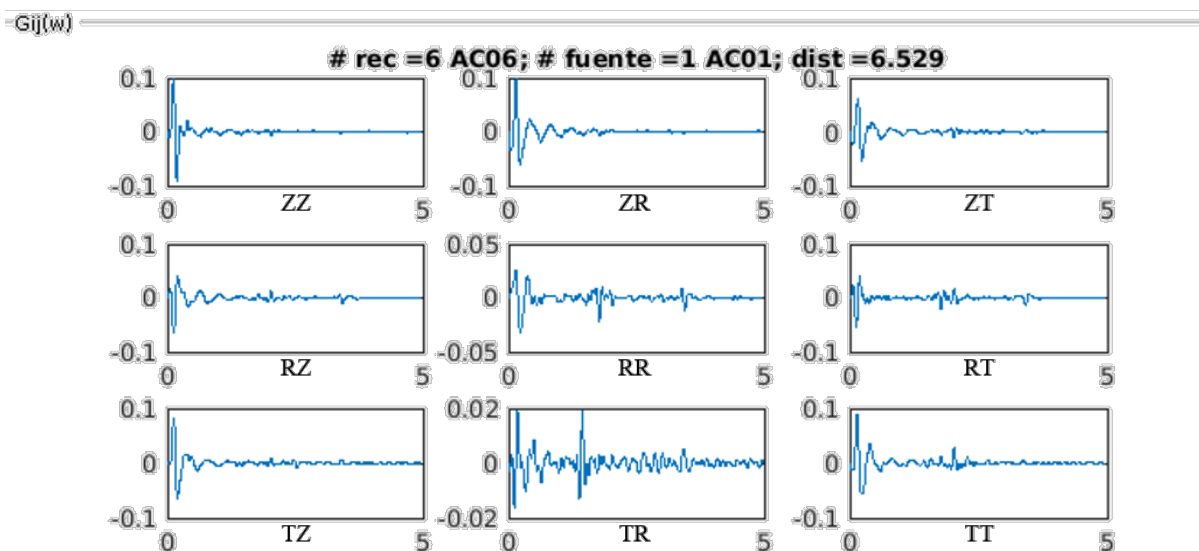


Figura 25. Funciones de Green empíricas de los nueve componentes para el par de estaciones AC01 y AC06 en el campo geotérmico de Acoculco, Puebla.

Ahora, vamos a aplicar la transformada de las FG en frecuencia a los dominios tiempo/frecuencia a partir del método conocido como FTAN (Frequency-Time Analysis) presentado en § 3.4.1 e identificar las Curvas de Dispersión de velocidad de grupo (CD). Este análisis simultáneo de las señales en dos diferentes dominios ofrece más ventajas comparado con el análisis en un dominio, ya que facilita la discriminación y separación de las señales que interfieren en uno u otro dominio. La Figura 26 muestra los espectros ZZ, TT y los FTAN referente a las ondas de Rayleigh y Love entre el par de estaciones AC01_AC06 para los cuatro casos de normalización. El FTAN relacionado a las ondas de Love es directamente el FTAN de la componente TT del tensor de correlación. No obstante, para el FTAN de Rayleigh, es más



complicado. Las ondas de Rayleigh aparecen de hecho en los 4 componentes ZZ, ZR, RZ y RR. Como el trayecto de las ondas entre el par de estaciones puede ser diferente de un rayo recto o porque las estaciones pueden estar mal orientadas (el campo magnético es muy perturbado en un entorno volcánico), la rotación del tensor de correlación puede ser imperfecta. Así podemos observar en el componente RR similitudes a TT y mucha diferencia con RZ, ZZ y ZR. Consecuentemente, volvimos a retomar las rotaciones (2 ángulos independientes vea § 3.3) del tensor de correlación para maximizar TT y RR. No se puede minimizar RT y TR ya que existen contribuciones de ondas de volumen también. Esa optimización se hace en varias bandas de frecuencia ya que el camino de las ondas varía por cada longitud de onda. En general, los ángulos varían entre -15 a $+15^\circ$. Aún así para evitar agregar ruido, los FTAN de las ondas de Rayleigh provienen en realidad de las componentes ZZ, ZR, RZ, las cuales en todo caso no tienen contribuciones de ondas de Love ya que estas ondas solo pertenecen al plano horizontal. Se suman las contribuciones de cada FTAN de cada componente siguiendo el procedimiento explicado en Campillo et al. (1996).

Los puntos blancos en los diagramas FTAN representan los máximos locales de las señales analíticas por cada banda de frecuencia y representan así las velocidades de grupo de varios paquetes de ondas (vea § 3.4.1). Algunos puntos están relacionados con la dispersión de las ondas de superficie, mientras que otros no necesariamente: puede existir todavía ruido y ondas de volumen.

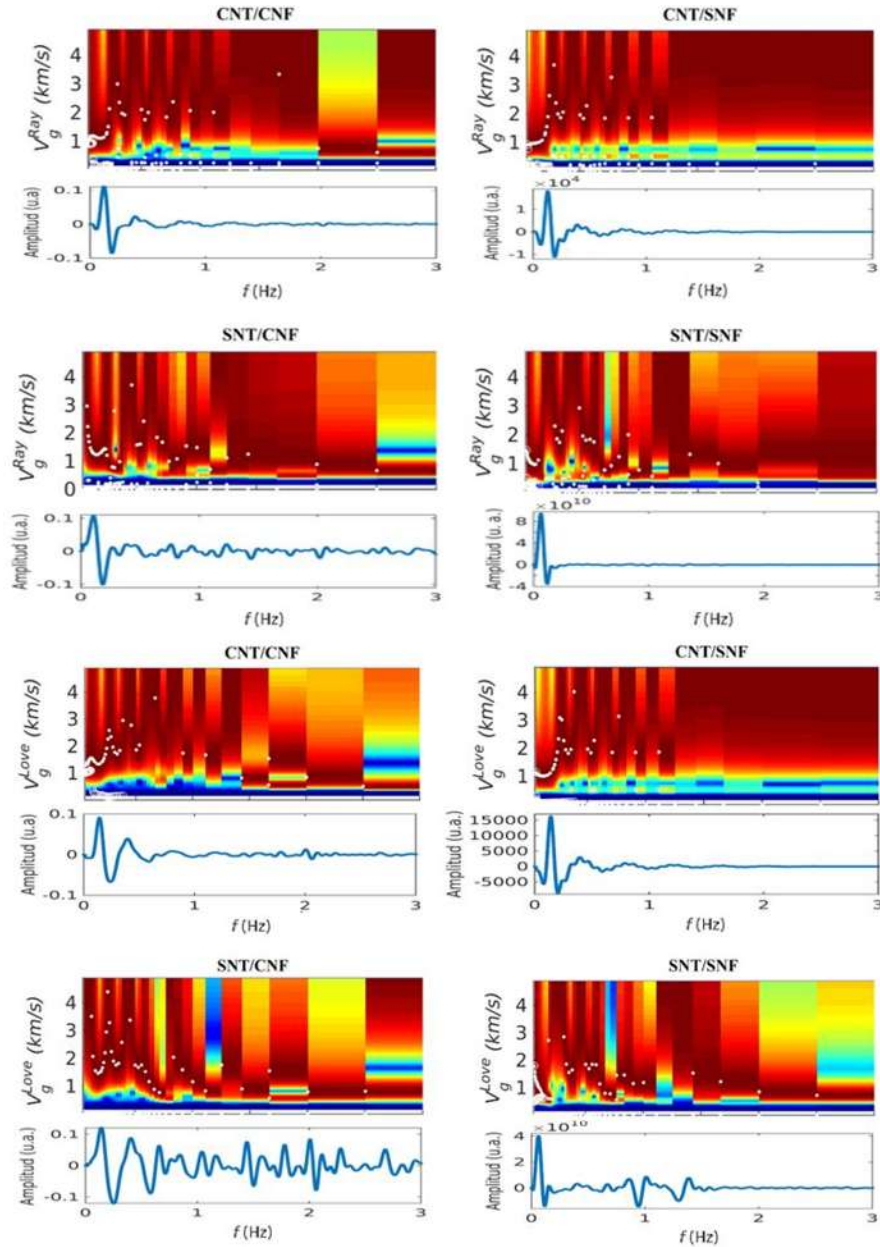


Figura 26. Resultados del método FTAN para los cuatro casos de normalización (CNT-CNF, CNT-SNF, SNT-CNF y SNT-SNF) aplicado a las ondas Rayleigh y las ondas Love para el par de estaciones AC01_AC06.

Sin normalización en frecuencia, confirmamos que no aparecen curvas de dispersión claras. Vemos también que la normalización en tiempo únicamente permite obtener un solo máximo



para cada banda de frecuencia, mientras que sin esta normalización podemos apreciar la contribución de varios modos. Obtener varios modos es de suma importancia para obtener mayor información a baja frecuencia, por lo que finalmente elegimos aplicar sólo la normalización en frecuencia (sin normalización en tiempo) para todos los registros de ruido ambiental.

En el resultado de la Figura 26 (CNF_SNT), el contenido modal de la onda de Rayleigh es igual de complejo que el de las ondas Love. En un esquema tradicional de tomografía, la siguiente etapa es la identificación de cada modo. A pesar de que parece haber varios modos que describen curvas continuas, muchos estudios han mostrado que las curvas pueden mostrar cambios abruptos y no ser tan continuas cuando solo se tiene un muestreo tan grueso como el que tenemos con el actual FTAN. Así no identificamos los puntos de cada modo para no introducir una asignación incorrecta. (ver discusión § 3.4.3.2 (Pertou et al., 2019)).

5.2.1.4.3 Apilamiento temporal y convergencia

El proceso de recuperación de la función de Green consiste en calcular el promedio de las correlaciones (vea parte § 3.3). Ese promedio converge hacia la parte imaginaria de la función de Green:

$$\frac{1}{N} \sum_{n=0}^N \langle u_A, u_B \rangle = \text{Im}(G_{ii}(f, AB)) + \delta(f) \quad (26)$$

con N el número de ventana y δ es el error que cometemos en la recuperación de la FG. El objetivo de ese párrafo es definir el número de ventanas que debemos considerar mediante el análisis de convergencia de las correlaciones a la FG.

En la Figura 27, presentamos la componente ZZ del tensor de correlación para los pares de estaciones AC06_AC08 (distancia mas pequeña) y AC05_AC14 (distancia promedio) después de apilar ventanas perteneciendo a señales de duración total de una hora, un día, dos semanas, un mes y cinco meses y con el esquema de normalización anteriormente elegido (SNT_CNF). El ancho de espectro cambia según la distancia analizada como se explicó anteriormente.

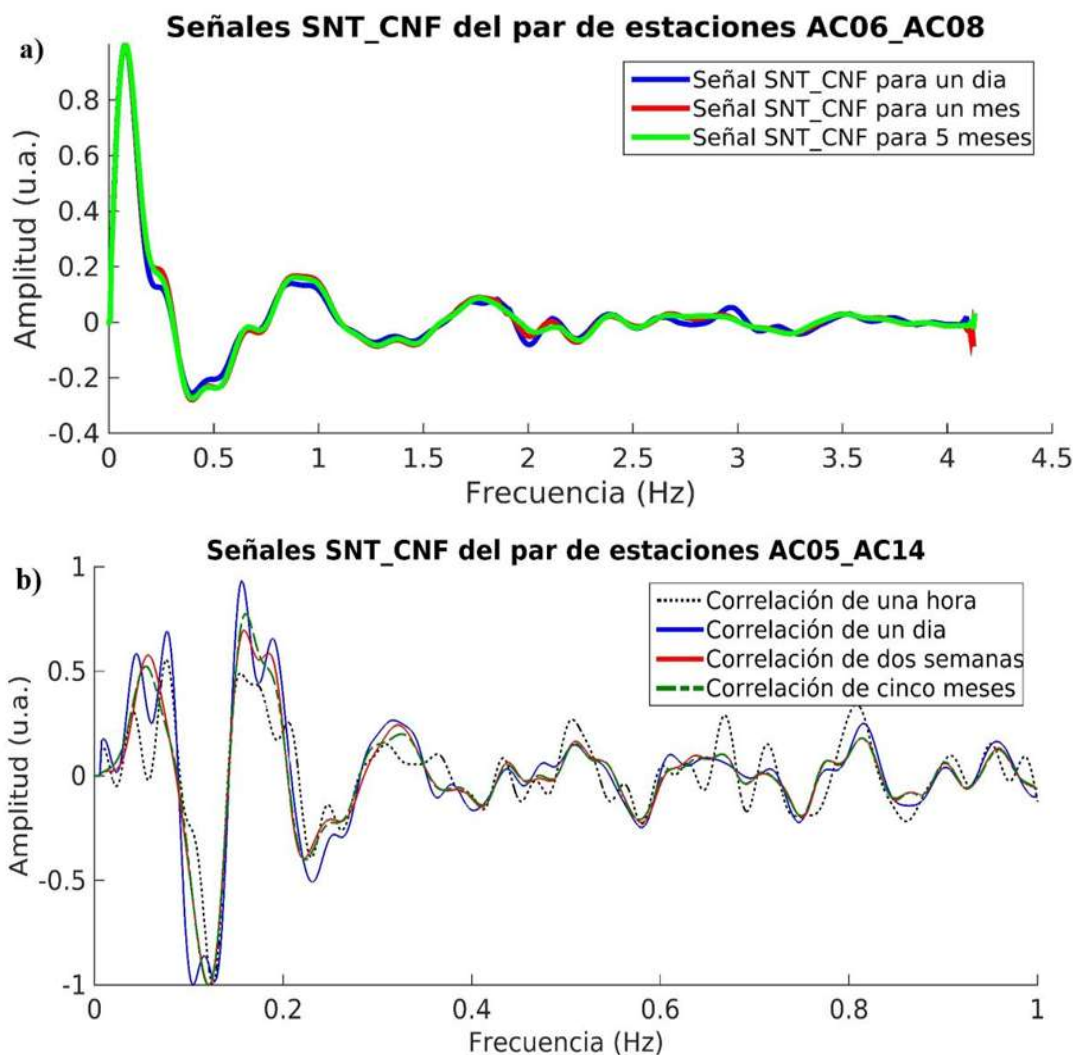


Figura 27. En el a) se muestran las correlaciones normalizadas en frecuencia para un día, un mes y cinco meses. Esto para correlaciones del par de estaciones AC06_AC08. El b) aplica la normalización en frecuencia para una hora, un día, dos semanas, un mes y cinco meses para el par de estaciones AC05_AC14.

Como no conocemos la función teórica, evaluamos la convergencia del apilamiento con respecto a las correlaciones realizadas con más ventanas. Para el par de estaciones AC06 y AC08, los apilamientos de las correlaciones son muy similares en todo el espectro, por lo que podemos decir que los apilamientos convergen rápidamente. Con otros análisis, podemos generalizar este



resultado para distancias cortas similares entre pares de estaciones, y afirmar que señales de un día permiten encontrar directamente un acercamiento razonable a la FG.

Los resultados para distancias mas largas son muy diferentes. Vemos que una señal con una hora de duración no permite encontrar correctamente la FG. Para las frecuencias arriba de 0.5 Hz, la convergencia es aceptable con señal de al menos 1 día. Para más baja frecuencia, se requiere de al menos 2 semanas para tener un resultado similar al que obtuvimos con 5 meses. Finalmente, para distancias cortas o, distancias largas y a alta frecuencia, las longitudes de ondas son cortas y la recuperación de la FG es rápida. Para longitudes de ondas mas largas, se tiene que apilar correlaciones considerando señales de duración de al menos 1 mes. Dado que el registro de datos, es de mucho más que un mes, consideramos que todas las correlaciones que hemos calculado han convergido hacia las FG con un error despreciable.

5.2.1.5 Determinación de las curvas de dispersión debajo de una estación

El método empleado aquí (vea § 3.4.3.2) requiere conocer las curvas de dispersión debajo de cada estación de manera que esté en la misma configuración que los H/V, es decir, con una medición local. No obstante, hemos solamente mostrado hasta ahora cómo obtener las curvas de dispersión a lo largo de un camino entre 2 estaciones. Tenemos entonces que presentar la manera de localizar estas curvas de dispersión.

Hemos presentado en § 3.4.3.1, la manera tradicional de realizar esta operación. No obstante, este método requiere de identificar previamente los modos, lo que justamente no queremos hacer para no introducir errores. Se ha mostrado recientemente (Pertou et al., 2019) que cuando existen anomalías de velocidades en la profundidad, las curvas de dispersión presentan puntos de osculación (las curvas se acercan tanto que parecen cruzarse, aunque en realidad cambian rápidamente de trayectoria) que llevan a un analista humano a creer que los modos se cruzaron y así cometer un error de identificación de modos.

En este estudio, escogemos dentro de todas las mediciones FTAN (FTAN entre todos los pares de estaciones), los puntos de dispersión que representan una medición local. Representamos este proceso en la Figura 28, escogemos los rayos (por ej. [AB]) entre el par de estaciones A y B que



corresponden aproximadamente a una longitud de onda y que la distancia D a este trayecto sea menor a una longitud de onda (la distancia de una recta a un punto se toma como la distancia mínima que hay) de la estación C donde queremos una medición local. Obviamente, los trayectos difieren por cada frecuencia tal como las longitudes de onda. Para más información ver (Pertion et al., 2019).

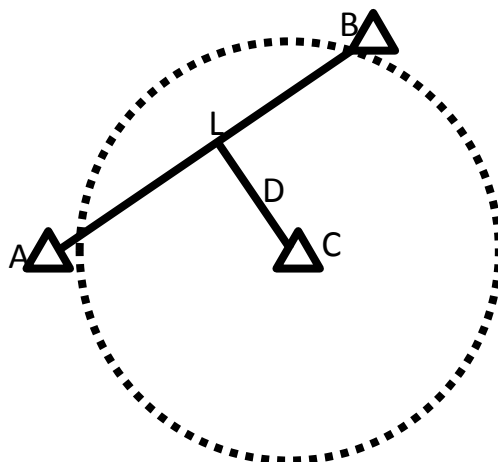
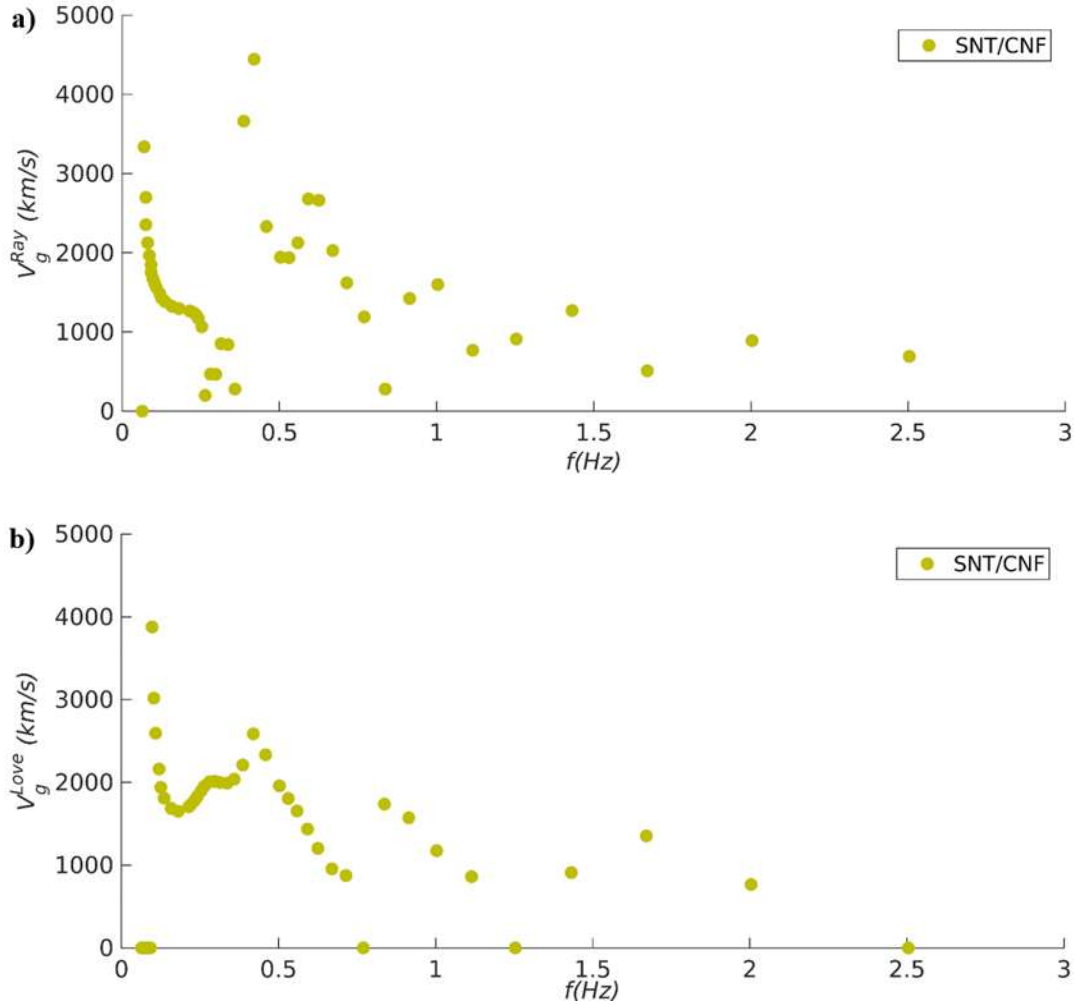


Figura 28. Esquema para mostrar como se escoge el par de estaciones (triángulos A y B) alrededor de una estación S . El trayecto rectilíneo entre este par de estaciones se muestra como una recta entre los dos triángulos A y B . La distancia a esa recta es denominada D y cruza la recta en L . El círculo centrado en C es de radio igual a una longitud de onda.

La selección de todos estos puntos es finalmente promediado y presentado en la Figura 29 para las ondas Love y las ondas de Rayleigh.



5.2.2 Autocorrelación y H/V

De acuerdo con su definición, la relación espectral H/V corresponde a la raíz cuadrada del cociente de energías espectrales de las direcciones horizontales (con los índices 1 y 2) sobre la dirección vertical (índice 3):

$$\frac{H}{V}(\mathbf{x}, \omega) = \sqrt{\frac{E_1(\mathbf{x}, \omega) + E_2(\mathbf{x}, \omega)}{E_3(\mathbf{x}, \omega)}}. \quad (27)$$



En un lugar observado, las energías espectrales en cada dirección, llamadas DED en Pertont et al. (2009), son obtenidas a partir de las auto-correlaciones promedio de los componentes del campo de onda difuso, a su vez, proporcionales a las partes imaginarias de las FG.

$$E_i(\mathbf{x}, \omega) = \rho \omega^2 \langle |u_i(\mathbf{x}, \omega)|^2 \rangle \propto -\omega^D \text{Im}[G_{ii}(\mathbf{x}, \mathbf{x}, \omega)], \quad (28)$$

donde $\omega = 2\pi f$ es la frecuencia angular, $u_i(\mathbf{x}, \omega)$ es el campo de desplazamiento en la dirección i en el punto $\mathbf{x}$. $\text{Im}[\]$ la parte imaginaria, $G_{ii}(\mathbf{x}, \mathbf{x}, \omega)$ es el FG en la dirección i en un punto $\mathbf{x}$ debido a la aplicación de una fuerza de punto unitario en la misma dirección aplicada en el mismo punto. El exponente D es igual a 2 en 2-D y a 1 en 3-D (Sánchez-Sesma y Campillo, 2006). $|u_i(\mathbf{x}, \omega)|^2 = u_i(\mathbf{x}, \omega) u_i^*(\mathbf{x}, \omega)$, con $*$ el operador conjugado, corresponde en el dominio de la frecuencia a la auto-correlación del campo de desplazamiento en el dominio del tiempo (vea §3.3). El promedio $\langle \ \rangle$ se realiza considerando muchas ventanas de tiempo que intentan aislar cada contribución asociada a la incidencia de un solo modo (Pertont, 2016).

H/V experimental

El H/V experimental se obtiene a partir de la Ec. (27) y la parte izquierda de la Ec. (28). Al igual que por las correlaciones cruzadas, aplicamos un preprocesamiento espectral, debido a que varias fuentes pueden actuar en diferentes bandas de frecuencia. El procesamiento, el blanqueamiento consiste en normalizar las señales por las energías de la fuente calculadas en cada ventana de tiempo (es decir, la deconvolución de la fuente) y en varias bandas de frecuencia como

$$\tilde{v}_i(\mathbf{x}, \omega) = v_i(\mathbf{x}, \omega) / \sqrt{\sum_{i=1}^3 |v_i(\mathbf{x}, \Delta\omega)|^2}. \quad (29)$$

$\Delta\omega$ es una banda de frecuencia de aproximadamente 2.5 Hz de ancho y centrada en ω . Para mantener el enlace con la energía elástica (energía cinética y potencial son iguales: $\frac{1}{2} mv^2$ así que la energía elástica vale mv^2), usamos ahora la velocidad de la partícula $v_j(\mathbf{x}, \omega) = i\omega u_j(\mathbf{x}, \omega)$ en lugar del desplazamiento de la Ec. (27). En este escenario, la relación H/V se calcula en términos de auto-correlaciones de campo de onda como:



$$\frac{H^{3-D}}{V} = \sqrt{\frac{\langle |\tilde{v}_1|^2 \rangle + \langle |\tilde{v}_2|^2 \rangle}{\langle |\tilde{v}_3|^2 \rangle}}. \quad (30)$$

El promedio se calcula sobre los espectros obtenidos en varias ventanas de tiempo (>10000) de 20s de duración con una superposición de 75%.

Al denotar la energía horizontal $\tilde{H}_W = \sqrt{(|\tilde{v}_1(\mathbf{x}, \omega)|^2 + |\tilde{v}_2(\mathbf{x}, \omega)|^2)}$ y la energía vertical $\tilde{V}_W = \sqrt{|\tilde{v}_3(\mathbf{x}, \omega)|^2}$, la Ec. (30) se relaciona entonces con la relación de los promedios: $\sqrt{\langle \tilde{H}_W \rangle / \langle \tilde{V}_W \rangle}$. En este sentido, es diferente del cálculo de los cocientes espectrales histórico H/V (Nakamura, 1989) relacionado con el promedio de las razones: $\sqrt{\langle H_W / V_W \rangle}$ sin blanqueamiento espectral. Evaluando la primera relación y después el promedio permite la deconvolución de la fuente en cada ventana de tiempo; sin embargo, elimina la relación con la FG, lo cuál en este trabajo es nuestro interés. Además, la deconvolución tiene la desventaja de crear inestabilidades que generalmente se superan aplicando un suavizado en V_W e.g. Konno y Ohmachi (1998) pero desde nuestro enfoque, el efecto de la deconvolución de la fuente se promedia en muchas ventanas y es estadísticamente más estable (Pertouy y Sánchez-Sesma, 2016).

A continuación, se presenta en la Figura 30 las correlaciones en las tres direcciones (DED) con sus respectivos H/V para las estaciones AC01 y AC06.

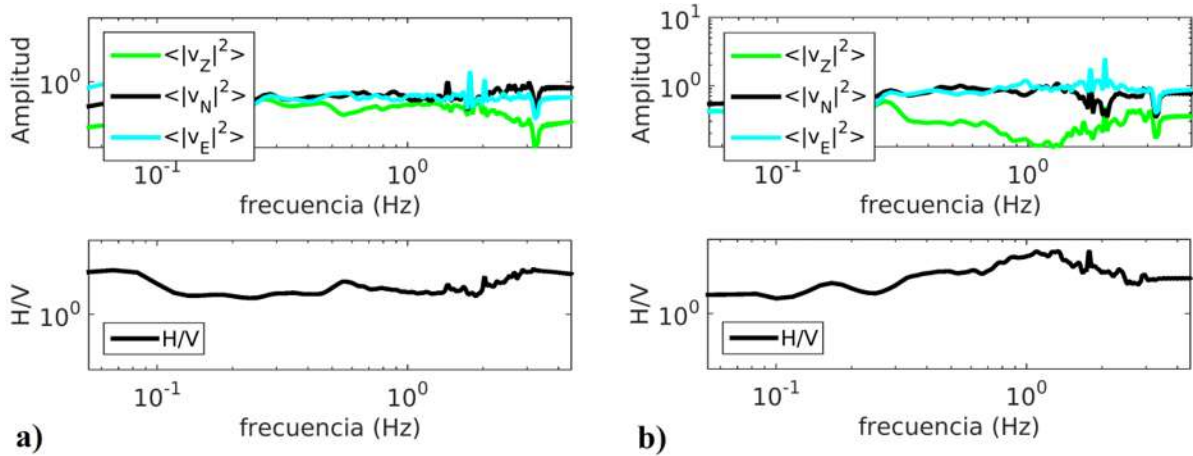


Figura 30. Auto- correlaciones para las componentes de velocidad vertical (verde), la dirección Norte (negra) y la dirección Este (turquesa) en las estaciones a) AC01 y b) AC06.



En la Figura 31 mostramos los cocientes espectrales de todas las estaciones de la red sísmica de Acapulco en las 3 dimensiones: longitud, latitud y frecuencia. Aunque es arriesgado analizar solamente a partir de una distribución de H/V, podemos ya anticipar una anomalía de velocidades entre las estaciones AC07, AC08 y AC02.

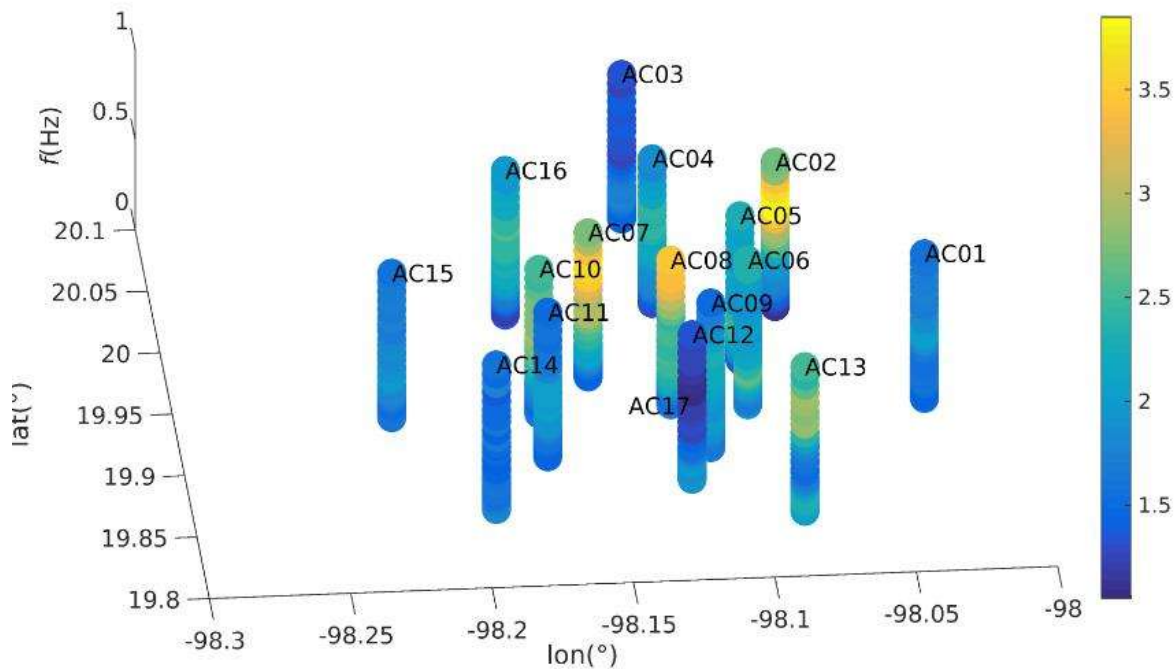


Figura 31. Representación de los cocientes espectrales para las 18 estaciones sísmicas en función de la frecuencia. Los colores representan las amplitudes de H/V.

H/V teórico

De acuerdo a la ecuación (27) la relación H/V se puede calcular en términos de la parte imaginaria de la Función de Green (Sánchez-Sesma et al., 2011) como:

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{\text{Im}(G_{11} + G_{22})}{\text{Im}(G_{33})}} \quad (31)$$

Originalmente, las FG consideraban sólo la propagación vertical de ondas SH (como en Japón) a través de las funciones de transferencia o la propagación de ondas de Rayleigh. No obstante, aquí consideramos la contribución de todas las ondas, tanto de volumen como de superficie para



un medio con capas planas. El cálculo teórico de las FG se hace mediante el método de onda discreta, o Discret Wave Number (DWN) en inglés.

5.3 Estructura de onda de corte a partir de análisis de relación espectral H/V y ondas de superficie multimodal

Las curvas de dispersión de las ondas de superficie son sensibles a las velocidades absolutas de las ondas de volumen y cada modo presenta diferentes sensibilidades a la profundidad: el modo fundamental es principalmente sensible a las velocidades mas superficiales y los modos superiores son sensibles a mayor profundidad. Eso proporciona restricciones adicionales en el modelo de velocidad. Sin embargo, el análisis de dispersión puede sufrir incertidumbre debido a la identificación errónea de los modos. Por su parte los H/V son principalmente sensibles a fuertes contrastes de velocidad (velocidad relativa) de las ondas de corte, pero tiene no unicidad de los resultados, es decir que varios perfiles de velocidad de ondas de volumen pueden presentar el mismo H/V . Finalmente, estas 2 mediciones locales son muy complementarias.

Para cada estación, determinamos un perfil 1D de velocidad de ondas de corte (V_s) a partir de estas 2 mediciones locales y después interpolamos estos perfiles para obtener un modelo 3D. Cada perfil 1D se obtiene a través de la inversión conjunta de los datos experimentales: puntos de dispersión local de velocidad de grupo tanto de Rayleigh como de Love (representado por el cuadrado FTAN verde en la Figura 32) y de los H/V (el otro cuadrado verde H/V en la Figura 32). Estos datos se comparan respectivamente a las curvas de dispersión teóricas y al H/V teórico considerando un modelo en profundidad de velocidad $V_s(X_{sta}, z)$ debajo de la estación en X_{sta} (cuadrados naranjas en la Figura 32). Las cantidades observadas y teóricas se denotan por los superíndices obs y th , respectivamente. Los errores respectivos se calculan con la raíz de los mínimos cuadrados entre las observaciones y los resultados teóricos (ver Pertou et al., 2019) para más detalles). No obstante, como estos errores tienen unidades y valores diferentes, ponderamos estos errores con factores de normalización denotados C^{HV} y C^{CD} en el último cuadrado rojo en la Figura 32:

$$\varepsilon = \sqrt{C^{HV} \varepsilon_{HV}^2 + C^{DC} \varepsilon_{DC}^2}. \quad (32)$$

Estos factores de normalización se ajustaron para que los residuos sumados, respectivamente, para H/V y para DC sean casi unitarios al final del procedimiento de inversión. Probamos varios modelos teóricos a través de iteración con gradientes y se converge hacia el perfil de velocidad que minimiza el error total.

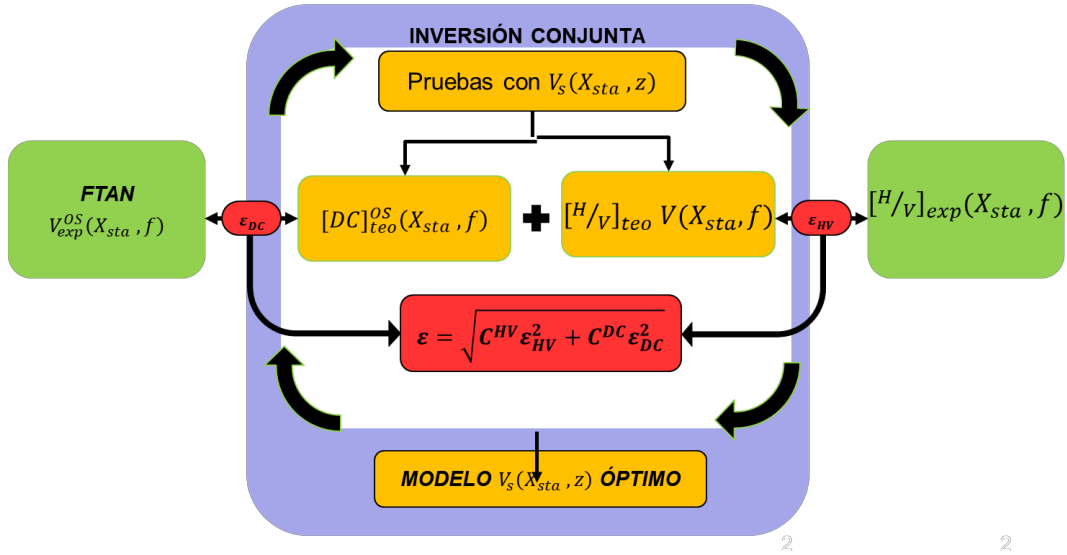


Figura 32. Diagrama metodológico para la inversión en cada estación y la construcción de un modelo 1D.

Mostramos en la Figura 33 el resultado de la inversión debajo de la estación AC18. El ajuste al H/V observado es casi perfecto. El ajuste de las curvas de dispersión muestra la contribución de varios modos a pesar de que los puntos de dispersión observados dibujan una sola línea continua que podría hacer pensar que se trata de un solo modo. El trayecto seleccionado durante la selección de los puntos de dispersión está también presentado en esta figura. En esa inversión, hemos considerado 2 perfiles de velocidad de corte para tomar en cuenta de la anisotropía radial. La velocidad de las ondas P, tal como las densidades se obtienen a través de relaciones polinomiales dado por Brocher (2005).

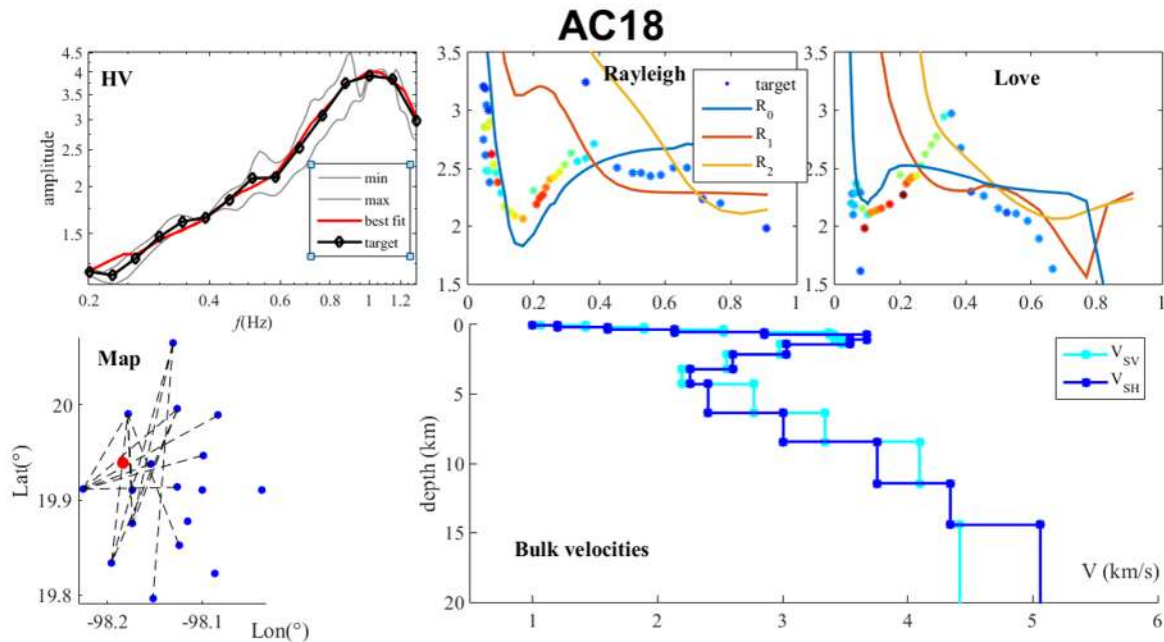


Figura 33. Inversión de las velocidades de ondas de superficie y resultados de los cocientes espectrales H/V

5.4 Interpolación 3D de velocidad de corte

Como fue mencionado anteriormente, el modelo 3D de las velocidades de corte resulta de una interpolación 3D de los diferentes modelos 1D debajo de cada estación. El resultado de la interpolación es presentado en la Figura 34. En este modelo se ve claramente una anomalía de velocidad entre -1000 a -2000 msnm, es decir, aproximadamente a 4000 m debajo de la superficie. También parece que existen unos canales justo debajo de la corona de la caldera que suben con una forma de hélice.

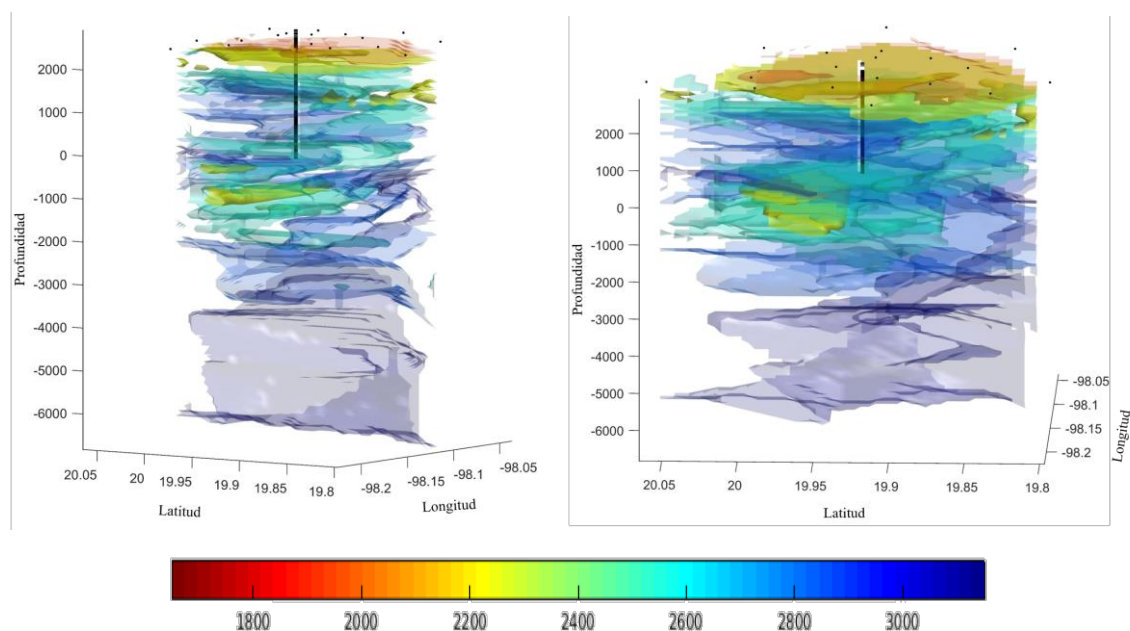
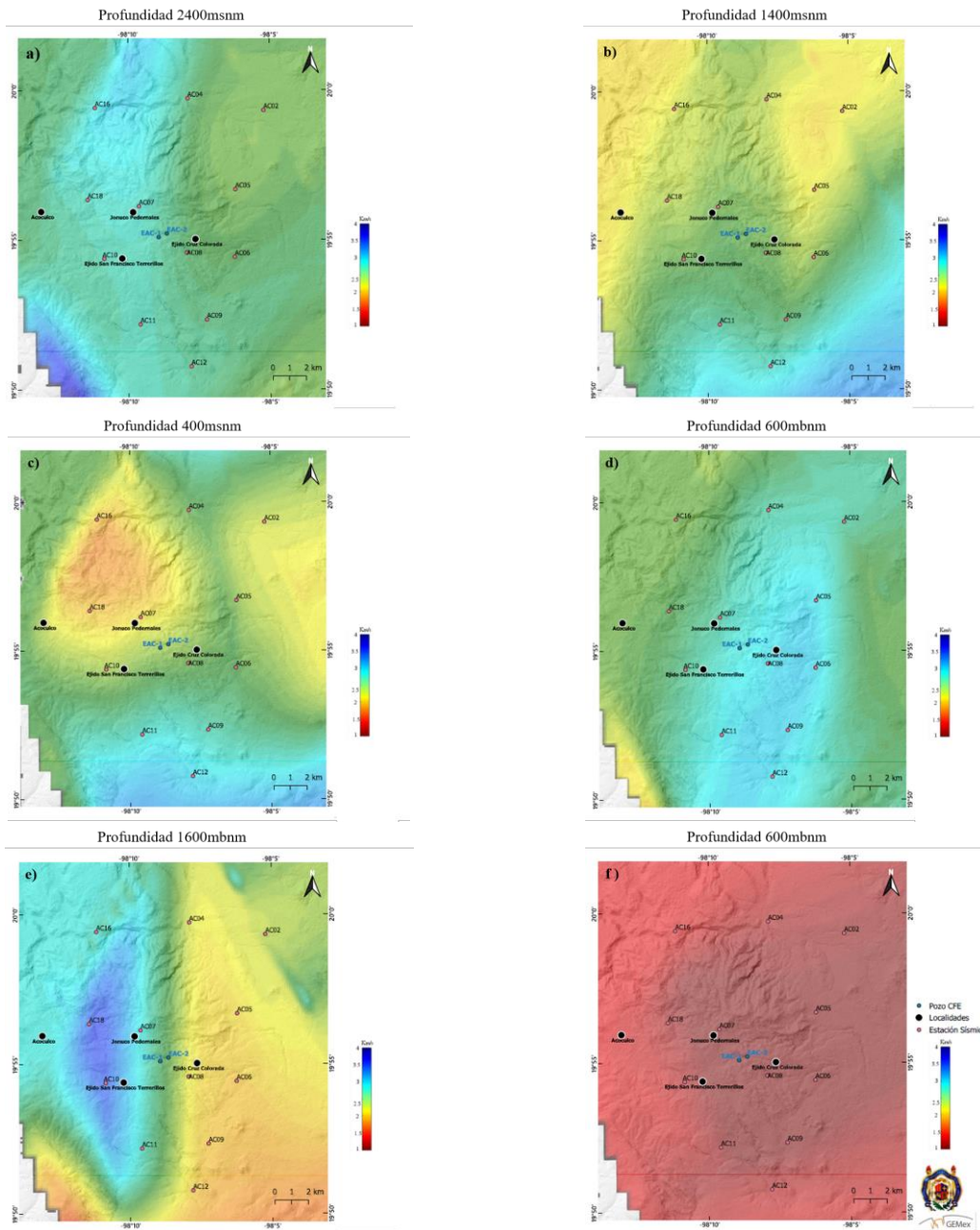


Figura 34. Dos vistas del modelo de velocidades V_s – 3D de la caldera de Acoculco, Puebla

También presentamos diferentes cortes horizontales en la Figura 35, en donde se han seleccionado profundidades relativas al nivel del mar (sobre y bajo el nivel del mar respectivamente). Aquí representamos la variación espacial de las velocidades de ondas S para las profundidades 2400msnn, 1400msnm, 400msnm, 600mbnm, 1600mbnm y 2600mbnm respectivamente.





A partir de los cortes en profundidad (Figura 35), es posible observar que en general la estructura presenta fuertes heterogeneidades, con la existencia de una región de alta velocidad en la zona Noreste y Noroeste del campo a una profundidad entre 1 y 2 km (Figura 35), esta anomalía puede corresponder con la intrusión de granito reportada por Avellán et al. (2017; 2020). También es interesante la existencia de zonas de baja velocidad al Suroeste del campo geotérmico aproximadamente entre 1.5 y 2 km de profundidad que puede corresponder con la actividad volcánica reciente reportada por Avellán et al. (2017), es decir, con el vulcanismo más joven que rodea la caldera de entre 0.06 - 0.9 Ma (Avellán et al., 2017; Sosa-Ceballos et al., 2018).

6 Modelo de velocidades V_s

Nuestro enfoque nos permitió obtener aproximaciones de la respuesta al impulso del terreno en las nueve componentes, las curvas de dispersión y sus variaciones relativas de velocidad en la zona del campo geotérmico de Acoculco, Pue. Pudimos distinguir los dos tipos de ondas: Love en las componentes TT y las contribuciones de las ondas Rayleigh en las direcciones RR, RZ, ZR y ZZ.

Nuestro modelo de velocidades V_s resultante se comparó con las columnas litológicas para de los pozos exploratorios EAC-1 y EAC-2 estudiados por Lorenzo-Pulido et al. (2011). Debido a que el complejo de Acoculco se encuentra en la intersección de los sistemas de fallas NE-SW (Tenochtitlan- Apan), NW-SE (Taxco-San Miguel de Allende) y E-W (Chapala-Tula) (García-palomo et al., 2017), elegimos perfiles de velocidad en profundidad alrededor de los pozos exploratorios con direcciones NW-SE y SW-NE. Las velocidades a una profundidad de 1.5 km son muy variables alrededor de los pozos.

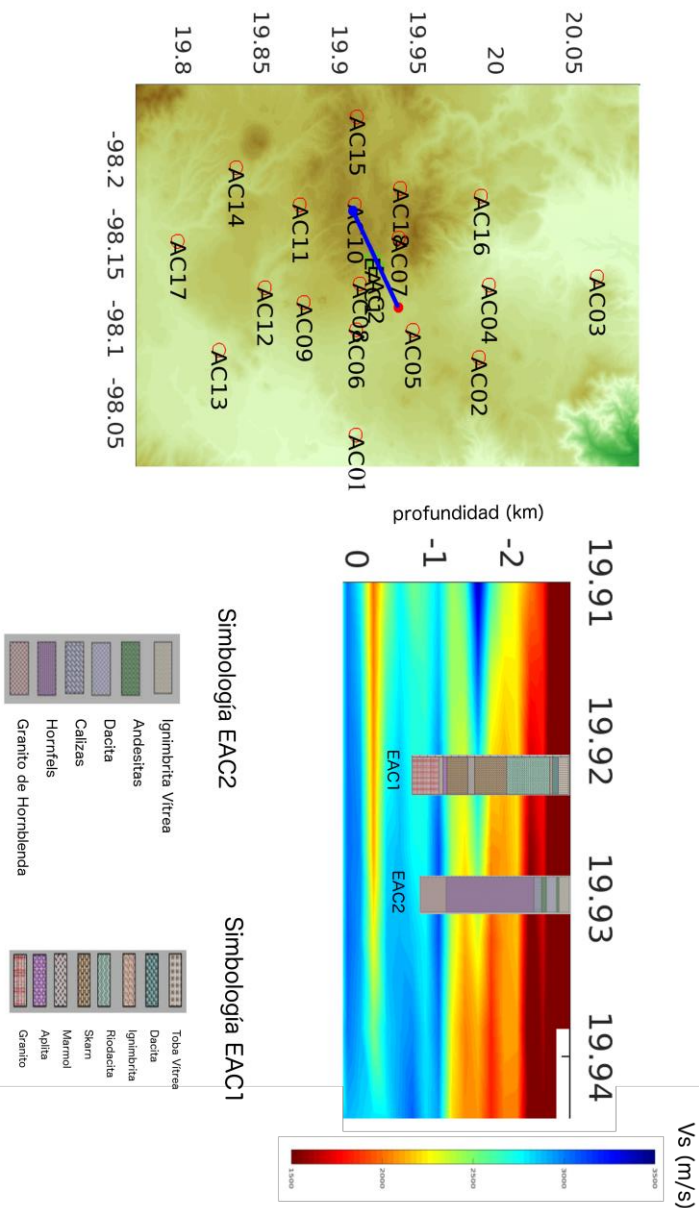


Figura 36. Dos perfiles de velocidad según las rectas rojas y azul y correlación con los perfiles litológicos para los pozos EAC-1 y EAC-2

En particular, considerando los perfiles de velocidad mostrados en las Figura 35 y Figura 36, observamos que hasta una profundidad de 700 m aproximadamente, las velocidades obtenidas son menores a 1600 m/s. A partir de estas velocidades resultantes tan bajas podemos decir que pueden corresponder a los diferentes tipos de composición de rocas volcánicas como son Toba Vitrea, Dacita, Ignimbrita y Riodacita descritas por Lorenzo-Pulido et al. (2011) para la columna



litológica del pozo EAC-1, las velocidades de estas rocas son mayores a los 350 m/s y menores a 1600 m/s. Observamos también la presencia de un estrato con una velocidad V_s estimada de 3000 a 3500 m/s a partir de 1600 m de profundidad, lo que podría corresponder a la existencia de granito, ya que las velocidades de esta roca oscilan entre 2500 m/s – 3300 m/s. Esto implica que existe una buena correspondencia entre la columna litológica del pozo EAC-1 con nuestros perfiles de velocidad.

En la Figura 36 podemos observar la correspondencia litológica entre el pozo EAC-1 y el perfil del modelo de velocidades en donde podemos notar los diferentes contrastes de velocidades para el modelo obtenido en este trabajo.

Con base en nuestro modelo de velocidades $V_s - 3D$, se observa que la distribución de anomalías de velocidades altas y bajas dentro de la caldera indican que su interior no es homogéneo, pues existe también una anomalía de baja velocidad a una profundidad de 4 km. Esta anomalía podría compararse con los resultados obtenidos por Avellán et al. (2020), ya que encontró anomalías que podrían relacionarse con zonas de intrusión donde el magma se acumuló y posiblemente genere un aporte de calor que sustenta el sistema geotérmico.

7 Conclusiones

Algunos estudios geológicos y geofísicos realizados anteriormente concluyen que no existen flúidos geotérmicos de manera directa, por tanto, no es posible explotar el yacimiento de manera convencional. Se sabe que a partir de los dos pozos exploratorios EAC-1 y EAC-2 en el complejo volcánico de Acoculco, Puebla, se presentan temperaturas de 300° C a 2 km de profundidad aproximadamente.

Con la finalidad de obtener un modelo de velocidades V_s para la zona de estudio, se calculó el promedio de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico considerando un campo de ondas difuso y fue posible recuperar las FG. Adicionalmente, el método H/V nos proporcionó las



amplitudes que permitió elegir el modelo en coherencia con las curvas de dispersión (un mínimo local entre varios mínimos locales).

Avellán et al., (2020) menciona que sus resultados son consistentes con la presencia de al menos cuatro cuerpos intrusivos a diferentes profundidades mayores a 1 km alojados en las calizas cretáceas. Estos cuerpos proporcionan la energía que mantiene activo el sistema geotérmico de Acoculco (Avellán et al., 2020). Nuestros resultados presentan anomalías de baja velocidad del orden de 1500 a 2300 m/s (ver Figura 36) que pueden corresponder con los resultados de Avellán et al., (2020). Por otra parte, López-Hernández (2009) también menciona la presencia de una anomalía, posiblemente asociada a un cuerpo intrusivo, cuya cima es mayor a 1 km de profundidad.

De lo anterior, las anomalías reportadas en la literatura pueden ser el reflejo de las heterogeneidades presentadas en los cortes de profundidad, como son la existencia de una región de alta velocidad en la zona Noreste y Noroeste del campo a una profundidad entre 1 y 2 km, así como la existencia de zonas de baja velocidad al Centro y Suroeste del campo geotérmico aproximadamente entre 1.5 y 2 km de profundidad que puede corresponder con la actividad volcánica reciente reportada por Avellán et al. (2017), es decir con el vulcanismo más joven que rodea la caldera de entre 0.06 - 0.9 Ma (Avellán et al., 2017).

Como parte de las actividades del PT5.2 del proyecto GEMex, es importante mencionar que a partir del modelo de velocidades V_s -3D se detectaron 33 sismos locales en la Caldera de Acoculco, Puebla, posiblemente asociados a fallamiento activo. Estos resultados no se presentan en esta tesis, sin embargo, el modelo de velocidades promedio es uno de los principales resultados de este trabajo de investigación.



8 Referencias

- AKI, K. 1957. Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Earth Research Institute*.
- AKI, K. 1969. • OFI • SCALE. **74**(2), 615–631.
- AVELLÁN, D.R., MACÍAS, J.L., LAYER, P.W., CISNEROS, G., SÁNCHEZ-NÚÑEZ, J.M., GÓMEZ-VASCONCELOS, M.G., POLA, A., SOSA-CEBALLOS, G., GARCÍA-TENORIO, F., REYES AGUSTÍN, G., OSORIO-OCAMPO, S., GARCÍA-SÁNCHEZ, L., MENDIOLA, I.F., MARTÍ, J., LÓPEZ-LOERA, H. Y BENOWITZ, J. 2018. Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps* **5647**.
- AVELLÁN, D.R., MACÍAS, J.L., LAYER, P.W., SOSA-CEBALLOS, G., GÓMEZ-VASCONCELOS, M.G., CISNEROS-MÁXIMO, G., SÁNCHEZ-NÚÑEZ, J.M., MARTÍ, J., GARCÍA-TENORIO, F., LÓPEZ-LOERA, H., POLA, A. Y BENOWITZ, J. 2020. Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex – A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences* **98**(August).
- BARD, P.-Y. 1994. Numerical Possibilities and Theoretical Investigations on the and Limitations Technique of Nakamura ' s. *J. Phys. Earth* **42**(5), 377–379.
- BARD, P.-Y. 1999. Microtremor measurements : A tool for site effect estimation?
- BENSEN, G.D., RITZWOLLER, M.H., BARMIN, M.P., LEVSHIN, A.L., LIN, F., MOSCHETTI, M.P., SHAPIRO, N.M. Y YANG, Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International* **169**(3), 1239–1260.
- BERGER, J., H. K. EISLSER, F.L. VERNON, I.L. NERSESOV, M. B. BOKHBERG, O. A. STOLYROV, Y N.T.T. 1988. Studies of high- frequency seismic noise in eastern Kazakhstan. **78**(5), 1744–



1758.

- BOLT, B.. 1993. *Earthquakes and Geological Discovery, Scientific American Library, New York*,p.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., KÖHLER, A., CORNOU, C. Y WATHELET, M. 2008. Effects of Love Waves on Microtremor H / V Ratio Effects of Love Waves on Microtremor H / V Ratio. (February).
- BROCHER, T.M. 2005. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth ' s Crust. **95**(6), 2081–2092.
- CAMPILLO, M. Y PAUL, A. 2003. Long range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* **299**(5606), 547–549.
- CAMPILLO, M., SINGH, S.K., SHAPIRO, N., PACHECO, J. Y HERMANN, R.B. 1996. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, base don group velocity dispersion. *Geof. Int.* **35**(4), 361–370.
- CURTIS, A., GERSTOFT, P., SATO, H., SNIDER, R. Y WAPENAAAR, K. 2006. Seismic interferometry - turning noise into signal. *The Leading Edge* **25**(9), 1082–1092.
- DZIEWONSKI, A., LANDISMAN, M., BLOCH, S., SATÔ, Y. Y ASANO, S. 1968. Progress report on recent improvements in the analysis of surface wave observations. *Journal of Physics of the Earth* **16**, 1–26.
- Esquivel-Mendiola, Leonarda. 2020. Optimización de redes de monitoreo sísmico Aplicado a Campos Geotérmicos. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- GARCÍA-PALOMO, A., MACÍAS, J.L., JIMÉNEZ, A., TOLSON, G., MENA, M., SÁNCHEZ-NÚÑEZ, J.M., ARCE, J.L., LAYER, P.W., SANTOYO, M.Á., TOLSON, G., MENA, M., SÁNCHEZ-NÚÑEZ, J.M., ARCE, J.L., PAUL, W., SANTOYO, M.Á. Y LERMO-SAMANIEGO, J. 2017. NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocalco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- GODIN, O.A. 2007. Emergence of the acoustic Green's function from thermal noise. *The Journal of the Acoustical Society of America* **121**(2), EL96–EL102.



- HIRIART LE BERT, G., GUTIÉRREZ NEGRÍN, L.C. A., QUIJANO LEÓN, J.L., ORNELAS CELIS, A., ESPÍNDOLA, S. Y HERNÁNDEZ, I. 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México. , 164. EVALUACIÓN DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA EN MÉXICO. INFORME PARA EL BANCO INTERAMERICANO DE DESARROLLO Y LA COMISIÓN REGULADORA DE ENERGÍA.
- IBARRA-BUSTOS, PABLO. 2019. CRITICALIDAD DE LA CORTEZA SUPERIOR Y SUS RELACIONES TECTÓNICAS CON EL SISTEMA GEOTÉRMICO DE ACOCULCO, PUEBLA A PARTIR DE REGISTROS DE RUIDO SÍSMICO. TESIS DE MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO, INICIT-UMSNH.
- IGARASHI, N. E 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *J. Seismol. Soc. Japan* **24**(Part 2).
- KEÆILIS-BOROK, V.I. Y LEVSHIN, A.L.C.N.-L.L. (SCI) Q... P. 1989 1989. Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth. *Modern approaches in geophysics* (February 1989), ix, 293 p.
- LERMO, J., ANTAYHUA, Y. Y BERNAL, I. 2009. Monitoreo sísmico en la zona geotérmica de Acapulco , Pue ., México Seismic monitoring at the geothermal zone of Acapulco , Pue ., Mexico. **22**(1), 40–58.
- 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. *Geophysical Journal International* **173**(1), 281–298.
- LIU, Q. Y GU, Y.J. 2012. Seismic imaging: From classical to adjoint tomography. *Tectonophysics* **566–567**, 31–66.
- LOBKIS, O.I. Y WEAVER, R.L. 2001. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America* **110**(6), 3011–3017.
- LÓPEZ-HERNÁNDEZ, A. 2009. *Evolucion Volcánica del Complejo Tulancingo-Acapulco y su Sistema Hidrotermal, Estados de Hidalgo Y Puebla, México*. Universidad Autonoma de México, 185p.
- LORENZO-PULIDO, C., FLORES, M. Y RAMÍREZ, G. 2011. Caracterización de un yacimiento de roca seca caliente en la zona geotérmica de Acapulco, Pue. , 59–69.



- MAGAÑA-ORTEGA, MONSERRAT. 2019. APLICACIÓN DE LA METROLOGÍA FRACTAL PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL FRACTURAMIENTO EN EL YACIMIENTO GEOTÉRMICO DE ACOCULCO, PUEBLA MÉXICO. TESIS DE MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO, INICIT-UMSNH.
- MULARGIA, F. 2012. The seismic noise wavefield is not diffuse. **131**(July 2011), 2853–2858.
- NAKAMURA, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on ground surface. *QR of RTRI* **30**(1), 25–33.
- NAKAMURA, Y. 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications.
- PERTON, M., SPICA, C., CLAYTON, R. Y BEROZA, G. 2019. Shear Wave Structure of a Transect of the Los Angeles Basin From Multimode Surface Waves and H/V Spectral Ratio Analysis. *Geophysical Journal International*.
- PERTON Y SANCHEZ-SESMA. 2016. Green's function calculation from equipartition theorem. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 140(2), 1309-1318
- PERTON, M., SÁNCHEZ-SESMA, F.J., RODRÍGUEZ-CASTELLANOS, A., CAMPILLO, M. Y WEAVER, R.L. 2009. Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions. *The Journal of the Acoustical Society of America* **126**(3), 1125–1130.
- PERTON, M., GARCIA, A., CARMONA, E., LUZ, F., MOLINA-VILLEGAS, J.C. Y FRANCISCO, J.S. 2017. *Geophysical Journal International*. , 577–588.
- PETERSON, J. 1993. Observations and modeling of seismic background noise. *U.S Geol. Surv. Report.*, **9**, 1–94.
- PIÑA-FLORES, J., PERTON, M., GARCÍA-JEREZ, A., CARMONA, E. Y LUZÓN, F. 2016. The inversion of spectral ratio H / V in a layered system using the Diffuse Field Assumption (DFA). , 1–40.
- PIÑA-FLORES, J., PERTON, M., GARCÍA-JEREZ, A., CARMONA, E., LUZÓN, F., MOLINA-VILLEGAS, J.C. Y SÁNCHEZ-SESMA, F.J. 2017. The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophysical Journal International* **208**(1), 577–



588.

- PRITCHARD, M.E., SILVA, S.L. DE, MICHELFELDER, G., ZANDT, G., MCNUTT, S.R., GOTTMANN, J., WEST, M.E., BLUNDY, J., CHRISTENSEN, D.H. Y FINNEGAN, N.J. 2018. Synthesis : PLUTONS : Investigating the relationship between pluton growth and volcanism in the Central Andes. **14**(3).
- RAWLINSON, N. 2000. *Inversion of Seismic Data for Layered Crustal Structure*.p.
- RAWLINSON, N. Y SAMBRIDGE, M. 2004. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International* **156**(3), 631–647.
- RAWLINSON, N., FICHTNER, A., SAMBRIDGE, M. Y& YOUNG, M.K. 2014. Seismic Tomography and the Assessment of Uncertainty. *Advances in Geophysics* **55**, 1–76.
- RICHTER, A. 2019. Global geothermal capacity reaches 14,900 MW – new Top 10 ranking of geothermal countries. *ThinkGeoEnergy*.
- SABRA, K.G., GERSTOFT, P., ROUX, P., KUPERMAN, W.A. Y FEHLER, M.C. 2005. Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters* **32**(3), 1–5.
- SÁNCHEZ-SESMA, F.J. Y CAMPILLO, M. 2006. Retrieval of the Green's function from cross correlation: The canonical elastic problem. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96**(3), 1182–1191.
- SÁNCHEZ-SESMA, F.J., PÉREZ-RUIZ, J.A., CAMPILLO, M. Y LUZÓN, F. 2006. Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem. *Geophysical Research Letters* **33**(13), 1–6.
- SÁNCHEZ-SESMA, F.J., RODRÍGUEZ, M., ITURRARÁN-VIVEROS, U., LUZÓN, F., CAMPILLO, M., MARGERIN, L., GARCÍA-JEREZ, A., SUAREZ, M., SANTOYO, M.A. Y RODRÍGUEZ-CASTELLANOS, A. 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International* **186**(1), 221–225.
- SAYGIN, E. & KENNETT, B.L.N. 2012. Crustal structure of Australia from ambient seismic noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117**(1), 1–15.



- SHAPIRO, N.M. Y CAMPILLO, M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters* **31**(7), 8–11.
- SHAPIRO, N.M., CAMPILLO, M., STEHLY, L. Y RITZWOLLER, M.H. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* **307**(5715), 1615–1618.
- SNIEDER, R. 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics* **69**(4), 8.
- SOSA-CEBALLOS, G., MACÍAS, J.L., AVELLÁN, D.R., SALAZAR-HERMENEGILDO, N., BOIJESEAU-LOPEZ, M.E. Y PÉREZ-OROZCO, J.D. 2018. The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **358**(June), 288–306.
- STEIN, S. Y WYSESSION, M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* 1a Edición. ed. B. Publishing, EUA, p.
- STUTZMANN, E., ROULT, G. Y ASTIZ, L. 2000. GEOSCOPE station noise levels. *Bulletin of the Seismological Society of America* **90**(3), 690–701.
- WAPENAAR, K. 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters* **93**(25), 1–4.
- WEAVER, S.L. 2005. Seismic Noise Plant Genes on Steroids. *Science* (6).
- WU, H., MASAKI, K., IRIKURA, K. Y SANCHEZ-SESMA, F.J. 2017. Application of a simplified calculation for full-wave microtremor H/V spectral ratio based on the diffuse field approximation to identify underground velocity structures. *Earth, Planets and Space* **69**(1).
- XU, P., LING, S., LI, C., DU, J., ZHANG, D., XU, X., DAI, K. Y ZHANG, Z. 2012. Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. *Geophysical Journal International* **188**(1), 115–122.
- YAO, H., VAN DER HILST, R.D. Y DE HOOP, M. V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps. *Geophysical Journal International* **166**(2), 732–744.
- ZHONG, T., LI, Y., WU, N., NIE, P. Y YANG, B. 2015. Statistical analysis of background noise in



seismic prospecting. *Geophysical Prospecting* **63**(5), 1161–1174.

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



A quien corresponda,

Por este medio, quien abajo firma, bajo protesta de decir verdad, declara lo siguiente:

- Que presenta para revisión de originalidad el manuscrito cuyos detalles se especifican abajo.
- Que todas las fuentes consultadas para la elaboración del manuscrito están debidamente identificadas dentro del cuerpo del texto, e incluidas en la lista de referencias.
- Que, en caso de haber usado un sistema de inteligencia artificial, en cualquier etapa del desarrollo de su trabajo, lo ha especificado en la tabla que se encuentra en este documento.
- Que conoce la normativa de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, en particular los Incisos IX y XII del artículo 85, y los artículos 88 y 101 del Estatuto Universitario de la UMSNH, además del transitorio tercero del Reglamento General para los Estudios de Posgrado de la UMSNH.

Datos del manuscrito que se presenta a revisión		
Programa educativo	Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio	
Título del trabajo	Exploración Sísmica de la Caldera de Acoculco, Puebla	
	Nombre	Correo electrónico
Autor/es	Lua Tanny Maldonado Hernandez	tannylua@gmail.com
Director	Angel Gregorio Figueroa Soto	angfsoto@gmail.com
Codirector	Mathieu Felix Perton	Mathieu.perton@gmail.com
Coordinador del programa	Boris Chako Tchamabe	Mae.geociencias.planificacion.territorio@umich.mx

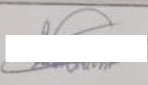
Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Asistencia en la redacción	No	

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Traducción al español	No	
Traducción a otra lengua	No	
Revisión y corrección de estilo	No	
Análisis de datos	No	
Búsqueda y organización de información	No	
Formateo de las referencias bibliográficas	No	
Generación de contenido multimedia	No	
Otro		

Datos del solicitante	
Nombre y firma	Lua Tanny Maldonado Hernandez 
Lugar y fecha	Morelia, Michoacán. 10 de diciembre de 2024

Lua Tanny Maldonado Hernandez

Exploración Sísmica de la Caldera de Acoculco, Puebla_.pdf

 Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Detalles del documento

Identificador de la entrega

trn:oid::3117:417227868

Fecha de entrega

18 dic 2024, 10:11 a.m. GMT-6

Fecha de descarga

18 dic 2024, 10:15 a.m. GMT-6

Nombre de archivo

Exploración Sísmica de la Caldera de Acoculco, Puebla..pdf

Tamaño de archivo

4.9 MB

84 Páginas

19,307 Palabras

100,305 Caracteres

28% Similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para ca...

Fuentes principales

- 28%  Fuentes de Internet
- 15%  Publicaciones
- 0%  Trabajos entregados (trabajos del estudiante)

Marcas de integridad

N.º de alerta de integridad para revisión



Caracteres reemplazados

21 caracteres sospechosos en N.º de páginas

Las letras son intercambiadas por caracteres similares de otro alfabeto.

Los algoritmos de nuestro sistema analizan un documento en profundidad para buscar inconsistencias que permitirían distinguirlo de una entrega normal. Si advertimos algo extraño, lo marcamos como una alerta para que pueda revisarlo.

Una marca de alerta no es necesariamente un indicador de problemas. Sin embargo, recomendamos que preste atención y la revise.