



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL PARA EL**  
**ORIENTE DE MÉXICO**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LAS TIERRAS

PRESENTA:  
**LUIS FERNANDO RICARDEZ PUENTE**

DIRECTOR DE TESIS:  
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:  
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA (INSTITUTO DE GEOFÍSICA - UNAM)  
DR. DENIS XAVIER FRANÇOIS LEGRAND (INSTITUTO DE GEOFÍSICA - UNAM)  
DR. FRANCISCO CÓRDOBA MONTIEL (UNIVERSIDAD VERACRUZANA)  
DRA. EVELYN NÚÑEZ ALPÍZAR (OVSICORI - UNA)  
DRA. SILVANA LIZ SPAGNOTTO (UNSL - CONICET)

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. SEPTIEMBRE 2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencia a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



---

Luis Fernando Ricardez Puente

## **Agradecimientos**

A mis amados padres por todo el apoyo y cariño incondicional que siempre me han otorgado.

Al Dr. Arturo Iglesias por toda la paciencia que me ha tenido a lo largo de este tiempo.

A mis profesores del Posgrado en Ciencias de la Tierra quienes me han otorgado gran parte de sus conocimientos.

Al Dr. Chen por su apoyo en el conocimiento sobre el método C2.

Al Dr. Stehly por sus comentarios sobre el método C3.

Al Conacyt por otorgarme esta oportunidad y el financiamiento de mi proyecto.

A mi compañera de vida Elena quien siempre ha sido cariñosa y amorosa conmigo.

# Índice

<b>Agradecimientos</b> .....	iii
<b>Capítulo 1. Introducción.</b> .....	7
1.1. Objetivos.....	9
1.2. Motivación.....	9
1.3. Marco tectónico de la zona de estudio.....	9
1.4. Estudios previos. ....	10
<b>Capítulo 2. Marco teórico.</b> .....	12
2.1. Ruido sísmico.....	12
2.2. Recuperación de la función de Green. ....	13
2.3. Método C3 (Correlación de codas de correlaciones) y C2 (Correlación de correlaciones).....	18
2.4. Dispersión de ondas superficiales.....	24
2.5. Tomografía sísmica de tiempos de viaje .....	24
<b>Capítulo 3. Metodología</b> .....	29
3.1. Datos .....	29
3.2. Procesamiento de C1 .....	32
3.2.1. Remoción de la media y tendencia.....	32
3.2.2. Remoción de la respuesta instrumental .....	33
3.2.3. Decimación.....	33
3.2.4. Correlación de fase .....	34
3.2.5. Apilado ponderado de fase .....	34
3.2.6. Discriminación de parte causal o acausal .....	35
3.3. Procesamiento de C2 y C3 .....	36

---

3.4. Curvas de dispersión .....	39
3.5. Tomografía sísmica de velocidades de ondas superficiales.....	41
<b>Capítulo 4.</b> Resultados .....	48
<b>Capítulo 5.</b> Discusión y conclusiones .....	51
<b>Referencias</b> .....	56



## Capítulo 1. Introducción.

Es bien conocido el uso de ruido ambiental para recuperar la función de Green entre estaciones sísmicas colocadas por largos periodos de tiempo. Esta técnica conlleva una ventaja sobre el uso de las funciones de Green de sismos debido a la incertidumbre que conllevan la localización de estos (Shapiro y Campillo, 2004). El método consiste en el uso de la correlación cruzada entre series de ruido sísmico de un par de estaciones para después apilar el resultado de estas series cortadas de un largo periodo de tiempo (Waapenaar, 2004). Finalmente, con las funciones de Green es posible calcular curvas de dispersión, que información sobre la velocidad de las ondas superficiales a distintos periodos (Stein et al., 2009). Si bien la mayoría de estos estudios se enfoca en la obtención del arribo de las ondas superficiales, en diversos de ellos se han obtenido usando ondas de cuerpo (Roux et al., 2004; Poli et al., 2012; Olivier et al., 2015). En lo que respecta a México, se han realizado varias tomografías de ruido sísmico (e.g Gatite, et al. 2013; Spica, et al. 2016; Córdoba-Montiel, et al. 2014; Castillo et al., 2018). Este trabajo es una extensión de la tomografía realizada por Córdoba-Montiel (2014), en el que utiliza las estaciones disponibles en México y realiza una tomografía utilizando la información disponible de la época, y la metodología de Bensen (2007) para el procesamiento del ruido sísmico y la obtención de las curvas de dispersión.

En este trabajo se exploran diferentes técnicas de interferometría empleando series de tiempo del arreglo GECO (*Geometry of Cocos*), para obtener curvas de dispersión entre trayectorias de estaciones que operaron asincrónicamente. Esto es posible debido al método C2 (*Correlation of Correlations*), consiste en correlacionar las funciones de Green obtenidas por el método C1 de una fuente virtual en común con el par de estaciones del cuál se quiere obtener la función de Green. La ventaja de utilizar este método sobre el método C3 (*Correlation of the Cudas of the Correlations*) es que la función de Green para estaciones asíncronas surge más fácilmente. Gran parte de este trabajo lleva a cabo el uso y evaluación de

los métodos C3 y C2 para estaciones asíncronas. Se define empíricamente una metodología para utilizar estos métodos y se utilizan las funciones de Green resultantes para el cálculo de curvas de dispersión y finalmente para su inversión tomográfica. Si bien no se obtienen muchas trayectorias para realizar la tomografía, la metodología definida puede ser de ayuda para próximos trabajos que involucren pocas estaciones temporales desplegadas en distintos periodos de tiempo.

Además del estudio de C2 y C3, se utiliza el método C1 para calcular la mayoría de las trayectorias. El método C1 consiste en la correlación de series de ruido sísmico para recuperar la función de Green y caracterizar el arribo de las ondas superficiales en los cuales se observan las características de dispersión (Shapiro y Campillo, 2004, Stehly et al., 2006). Los métodos mencionados se basan en la teoría de campos difusos (Lobkis y Weaver, 2001). En la mayoría de los trabajos de este estilo se sigue la metodología de Bensen (2007), quien describió una serie de pasos para el procesamiento de las señales con el fin de obtener una función de Green confiable para realizar estudios tomográficos. Sin embargo, con el fin de probar la viabilidad del uso de una metodología diferente, se utiliza el método de correlación cruzada de fase (PCC) (Schimmel, 1999). Además, se utiliza el apilado de fase (Schimmel, 2011) por la misma razón. Esta metodología se ha utilizado en diversos estudios anteriores con el fin de obtener tomografías sísmicas (Schimmel y Assumpção, 2003; Neto et al., 2019), así como para encontrar reflectores utilizando autocorrelaciones (Romero y Schimmel, 2018; Andrés et al., 2018 ; Schimmel et al., 2021), entre otros. Para este trabajo, se emplean datos de las estaciones de la red de banda ancha del SSN, así como de los arreglos de estaciones temporales GECO y VEOX; aprovechando la cualidad asincrónica de estas para explorar la posibilidad de obtener funciones de Green asincrónicas.

### **1.1. Objetivos.**

Los objetivos son los siguientes:

1. Demostrar la factibilidad de la recuperación de funciones de Green de estaciones asincrónicas.
2. Obtener mapas actualizados de distintos periodos de velocidades de grupo para el oriente de México.
3. Demostrar el uso del método C2 para estudios tomográficos.

### **1.2. Motivación.**

La motivación principal de este estudio es el aprovechamiento de la red temporal GECO para obtener una tomografía mediante el uso de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental.

Se incorporan los datos de sismos y MASE utilizados en el trabajo de Córdoba et al. (2014) para obtener una mejora en la resolución del presente trabajo.

Los elementos que se utilizaron para este estudio son: la red de estaciones de banda ancha de México (Red de banda ancha del SSN), el despliegue por etapas del arreglo temporal GECO, la red temporal VEOX, los datos obtenidos anteriormente por Córdoba et al., (2014) y las novedosas técnicas de interferometría como el C2 (Chen y Saygin, 2019), que son el parteaguas para la realización de esta tesis y posteriores trabajos.

### **1.3. Marco tectónico de la zona de estudio.**

El área de estudio es la zona central de México aproximadamente entre las coordenadas lat. 14 a 25°N, lon. -89 a -107°E. La zona de estudio se encuentra dentro de la placa norteamericana, sin embargo, cerca de la parte meridional existe un límite entre la placa Norteamericana y la placa de Cocos. La zona de estudio se extiende sobre distintos complejos geológicos mexicanos, entre los que se

encuentra la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), y seis terrenos tectonoestratigráficos: Guerrero, Mixteco, Cuicateco, Zapoteco, Maya y Chatino (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

#### **1.4. Estudios previos.**

Se han realizado varios estudios a escalas regionales los cuales utilizan las ondas superficiales y miden las velocidades de grupo o fase de éstas. Sin embargo, la mayoría de ellos utilizan las ondas superficiales de terremotos siendo unos cuantos los que utilizan ruido sísmico ambiental.

El primer estudio de tomografía de ondas superficiales a escala regional de México fue el realizado por Gaité (2013) para su tesis doctoral. En ese trabajo la autora realiza una tomografía de ondas superficiales (Love y Rayleigh) centralizada en México. Utilizó el método de correlaciones de series de ruido sísmico (C1) entre pares de estaciones sincrónicas. Además, utilizó tomografía de ondas superficiales de sismos para comparar y mejorar los resultados en periodos largos. Los resultados de este trabajo muestran una zona de baja velocidad bien marcada en el Campo Volcánico de los Tuxtlas.

Posteriormente Córdoba-Montiel et al., (2014) publicaron un trabajo de tomografía utilizando ondas superficiales utilizando correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones de los arreglos temporales MASE y VEOX y las estaciones de banda ancha de Servicio Sismológico Nacional (SSN). Utilizando este método, el autor obtuvo modelos de velocidades de ondas de corte en el sur de México enfocados en el Istmo de Tehuantepec.

Dentro de los estudios utilizando ruido sísmico, uno de los más importantes fue realizado por Spica, et al. (2016). En este trabajo se obtuvo un modelo de velocidades para el país utilizando el método convencional de correlaciones de ruido sísmico a partir de estaciones de los arreglos temporales MASE y VEOX, así

como de la red de banda ancha del SSN y estaciones tanto temporales como permanentes localizadas al sur de Estados Unidos. Además de utilizar las correlaciones de series de ruido convencionales, emplearon las codas de las correlaciones utilizando el método C3 (Stehly, et al., 2006). Con este método se busca incrementar la resolución de las C1 ordinarias ya que se obtienen trayectorias que no serían posibles de recuperar con el método C1. En otras palabras, este trabajo es una extensión del trabajo de Gaité, (2015) incluyendo un mayor número de trayectorias de C1 y obteniendo trayectorias asíncronas con el método C3.

Posteriormente Castillo et al., (2020) realizaron un estudio a partir de ruido sísmico centralizado en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). En este trabajo, los autores se centran en la inversión de velocidad de ondas de corte para la caracterización de la anisotropía en la zona central de México.

Además de los estudios basados en tomografías de ruido sísmico, existen diferentes trabajos realizados en la zona: Melgar y Pérez-Campos, (2011) obtuvieron una imagen del Moho y la estructura oceánica subducida en el Istmo de Tehuantepec mediante funciones receptor, se identificaron una variación considerable en la profundidad del Moho, que puede ser explicada por una compensación isostática de la carga del campo volcánico en la placa elástica.

## Capítulo 2. Marco teórico.

### 2.1. Ruido sísmico

La superficie de la Tierra se encuentra constantemente sometida a fuerzas causadas por una gran variedad de fenómenos naturales. Este campo ambiental cuasi-aleatorio, genera la radiación sísmica natural de la Tierra. La ausencia de señales fáciles de identificar, deterministas como los sismos o las explosiones dan lugar al ruido sísmico ambiental. A pesar de que el ruido sísmico es cuasi-aleatorio, este sigue las leyes físicas por lo que de forma inherente cuenta con estructura dentro del desorden que sugiere la palabra “ruido”.

La premisa de obtener información coherente del ruido sísmico, en principio, surge de la aleatoriedad de éste: “Si todos los caminos son posibles, entonces el camino de una estación **A** a una estación **B** también es posible”. La parte importante reside en encontrar el camino coherente. Estadísticamente los puntos **A** y **B** tienen que contar con cierto grado de correlación. Por lo tanto, la coherencia dentro de las series de ruido entre un par de estaciones puede ser extraída realizando la operación correlación-cruzada entre estas señales. De hecho, utilizando suficientes series de tiempo, la correlación-cruzada entre estaciones aproxima el campo de ondas de tal forma que una estación funge como una fuente para la otra estación receptor.

$$C(\mathbf{X}_A, \mathbf{X}_B, t) = \int u(\mathbf{X}_A, \tau) u(\mathbf{X}_B, t + \tau) d\tau \quad (2.1)$$

La ecuación (2.1) convierte las estaciones **A** y **B** en interferómetros que enfatizan las partes coherentes del campo de ondas que viaja entre éstas, a la vez que suprime la parte incoherente. Aunque la ecuación (2.1) a simple vista parece muy sencilla, no se están tomando en cuenta los efectos del ruido instrumental ni

las señales espurias. Las mejoras computacionales y teóricas de los últimos años han sido el parteaguas de un aumento de estudios de ruido sísmico.

Las frecuencias encontradas dentro del ruido sísmico varían de acuerdo con las fuentes al origen del ruido mismo. En periodos cortos (0.1 – 1 s) los niveles de energía están dominados por el ruido antropogénico (i. e., automóviles, trenes, maquinaria, red eléctrica, etc.). Dentro del rango de periodos intermedios (1 – 30 s), la energía dominante proviene de microsismos. Los periodos largos (30 – 500 s) son generalmente causados por ondas oceánicas de infragravedad generadas por vientos oceánicos de costa (Nakata, et. al., 2019).

## **2.2. Recuperación de la función de Green.**

La gran mayoría de los estudios de ruido sísmico implican la recuperación de la función de Green con fines de tomografía. Aunque no es posible recuperar completamente la función de Green, sí lo es recuperar los tiempos de viaje dependientes de la frecuencia de manera empíricamente confiable (Fichtner y Tsai, 2019). Generalmente las funciones de Green obtenidas del ruido sísmico no son correctas por la presencia de señales espurias dentro del ruido, así como señales dominantes como son los sismos. Para obtener funciones de Green con mejor resolución se han desarrollado diferentes técnicas de procesado para eliminar las señales antes mencionadas.

El método usual de la función de Green consiste en la correlación-cruzada de series de ruido sísmico. Al realizar las correlaciones-cruzadas se recupera la parte coherente entre las estaciones **A**, **B** (Figura 1). A este proceso usualmente se le conoce como C1.

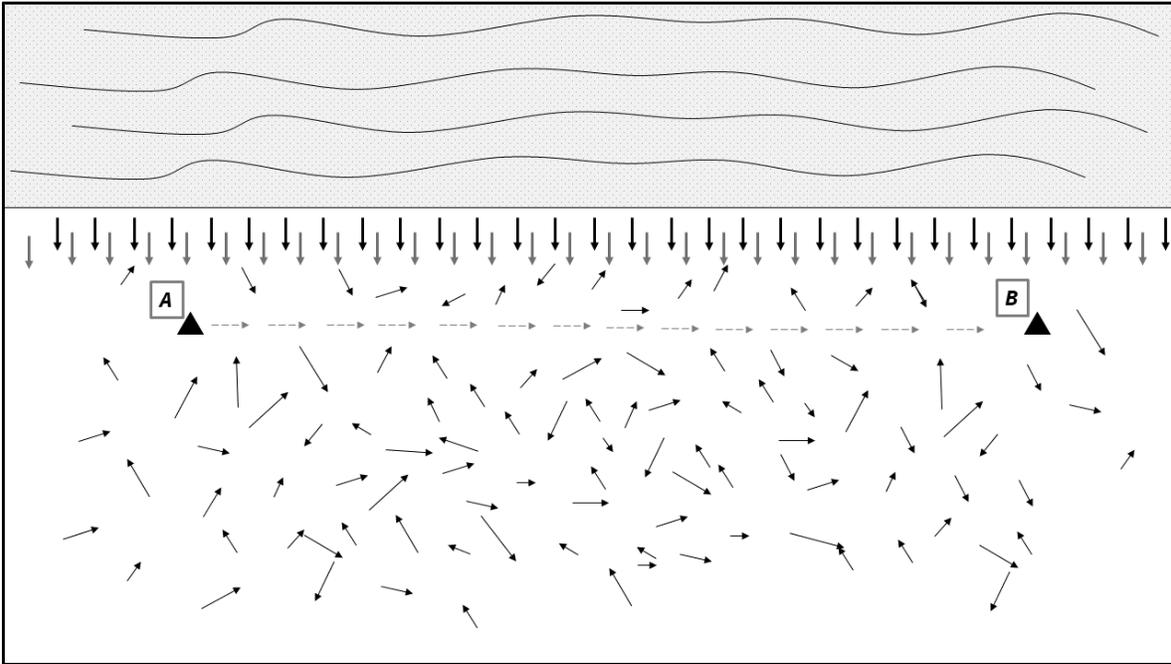


Figura 1. Vista superior de la representación del campo difuso entre dos estaciones A y B. A pesar de que la mayoría del campo difuso.

La recuperación de la función de Green a partir de un campo difuso fue introducida a frecuencias ultrasónicas y experimentos de laboratorio (Weaver, 1982). La correlación-cruzada se utiliza ya que es una operación entre señales que permite obtener la semejanza entre señales y se expresa matemáticamente como:

$$C(\tau) = \langle f(t) * g(t) \rangle = \int f(t) g(t + \tau) dt \quad (2.2)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $\tau$  es el tiempo de retraso, o sea, el tiempo en el cual la función  $g(t)$  está desplazada temporalmente de  $f(t)$ . Al utilizar señales sísmicas entre estaciones, se obtiene la ecuación (2.1). Usualmente, las correlaciones-cruzadas se calculan en el dominio de la frecuencia en lugar del dominio del tiempo, esto es para acelerar el tiempo de cómputo

$$C(\omega) = F(\omega) \cdot G(\omega) \quad (2.3)$$

La manera más sencilla en la cual se relacionan las correlaciones de ruido entre dos registros de estaciones a la función de Green es para los modos normales acústicos en un cuerpo finito

$$\frac{d}{dt}C(\mathbf{X}_A, \mathbf{X}_B, t) = -\frac{\alpha^2}{2} [G(\mathbf{X}_A, \mathbf{X}_B, t) - G(\mathbf{X}_A, \mathbf{X}_B, -t)] \quad (2.4)$$

La ecuación (2.4) establece que, si la energía se encuentra equiparticionada entre todos los modos, la derivada temporal de la función de correlación cruzada es proporcional a la función de Green. Las fuentes de ruido en la práctica no están distribuidas isotrópicamente por lo cual, la función de Green no es recuperada completamente. El efecto de la asimetría en la distribución de las fuentes de ruido se ve reflejado en la función de correlación. Existen diversos estudios evidenciando este hecho (e. g. Stehly et. al., 2006; Yang y Ritzwoller, 2008; Harmann et. al., 2010). Sin embargo, en este trabajo se realizaron simulaciones para reforzar el hecho, utilizando *Axitra* (Cotton y Coutant, 1997).

Este algoritmo utiliza el método número de onda discreto (Bouchon, 2003) y genera un registro de la fuente en una posición tridimensional. La idea de producir ruido sintético es generar 999 fuentes distribuidas aleatoriamente en un espacio (en este caso 2D), las cuales fueron registradas por dos estaciones: **A** y **B**. Una vez generadas las fuentes individuales, se distribuyen temporalmente en un registro vacío de un día, para cada estación. Los registros de un día utilizan las mismas fuentes; sin embargo, para cada nuevo día son distribuidas aleatoriamente de

manera temporal. Finalmente, se añade ruido gaussiano a los registros con la finalidad de simular el ruido aleatorio.

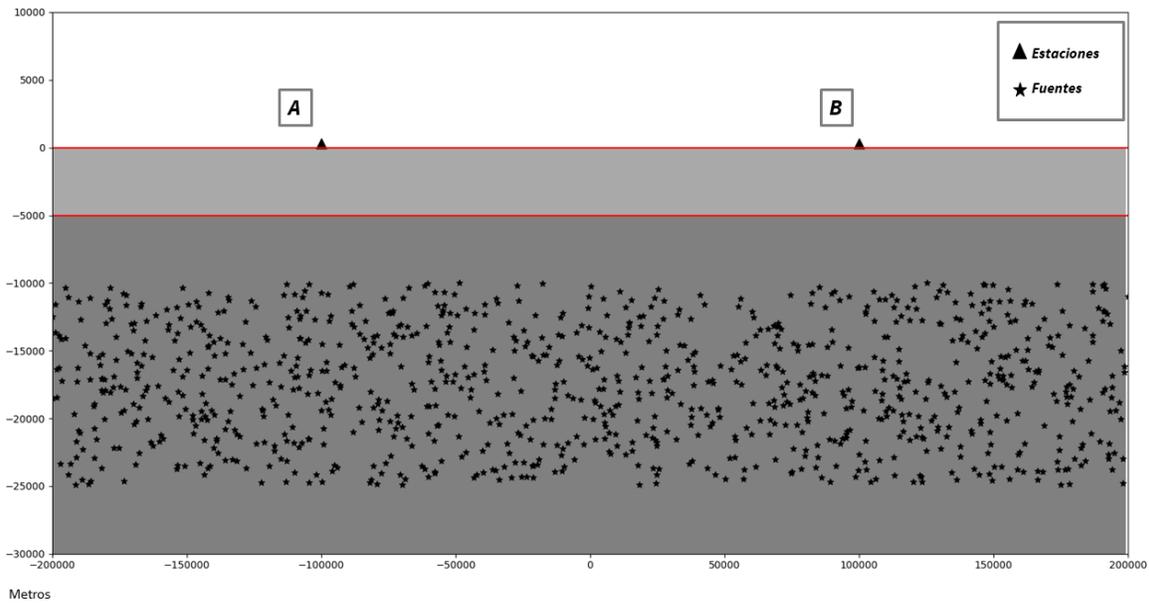


Figura 2. Modelo de fuentes y receptores utilizados para la simulación con fuentes repartidas equitativamente.

Utilizando 30 días de datos sintéticos para la correlación cruzada se obtiene la función de correlación entre el par de estaciones **A** y **B** (Figura 2). La función de correlación tiene un grado importante de simetría y que surge a medida que se apilan más días (Figura 3).

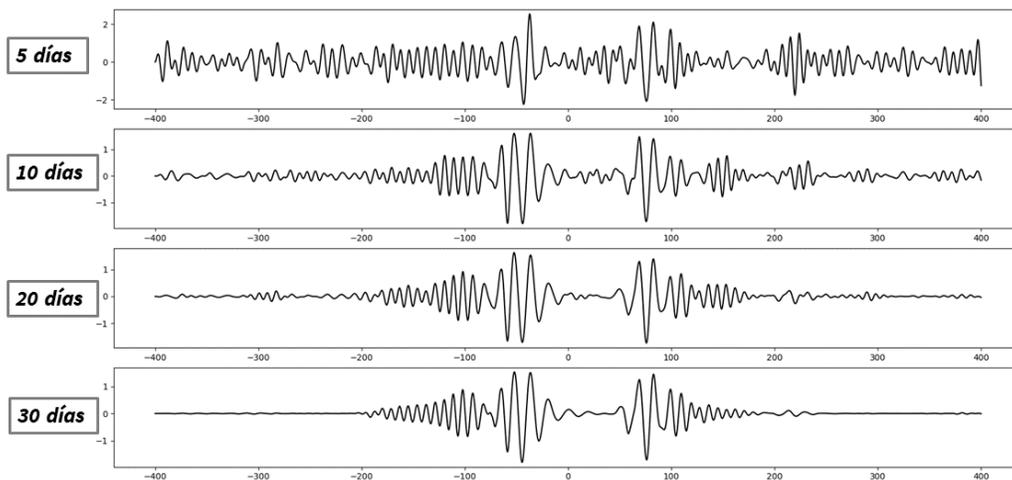


Figura 3. Apilados de distintos días para estaciones con fuentes de ruido distribuidas equitativamente

Si en lugar de que las fuentes se encuentren distribuidas equitativamente en el medio, éstas se encuentran distribuidas de manera preferencial a la derecha como se ilustra en la Figura 4; dará como resultado que la función de correlación sea asimétrica (Figura 5).

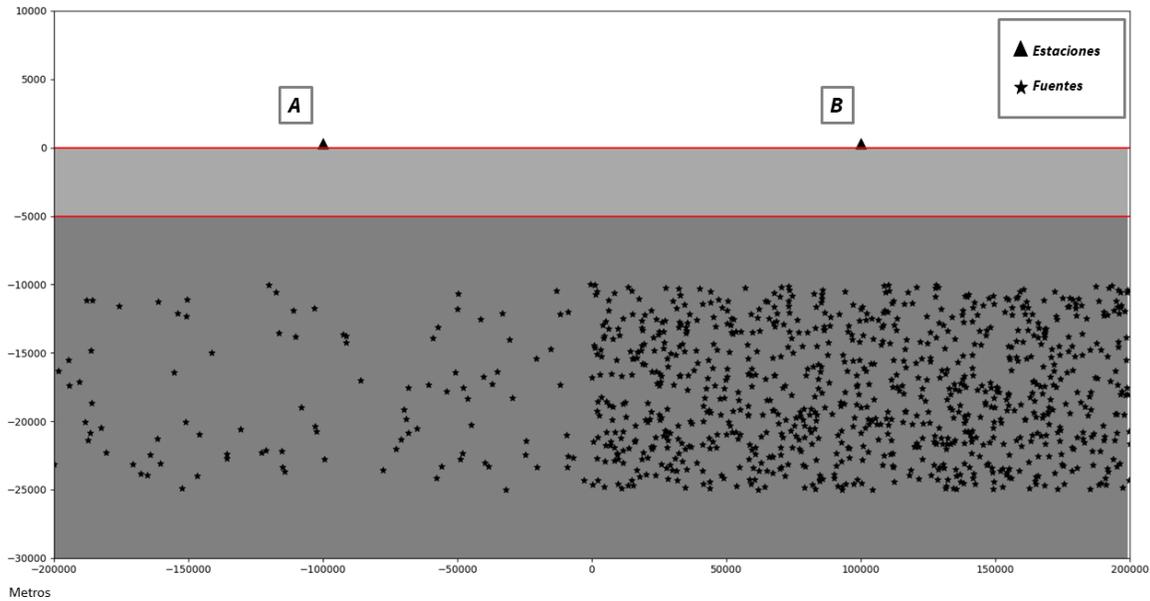


Figura 4. Modelo de fuentes y receptores utilizados para la simulación con fuentes. 100 a la izquierda, 900 a la derecha.

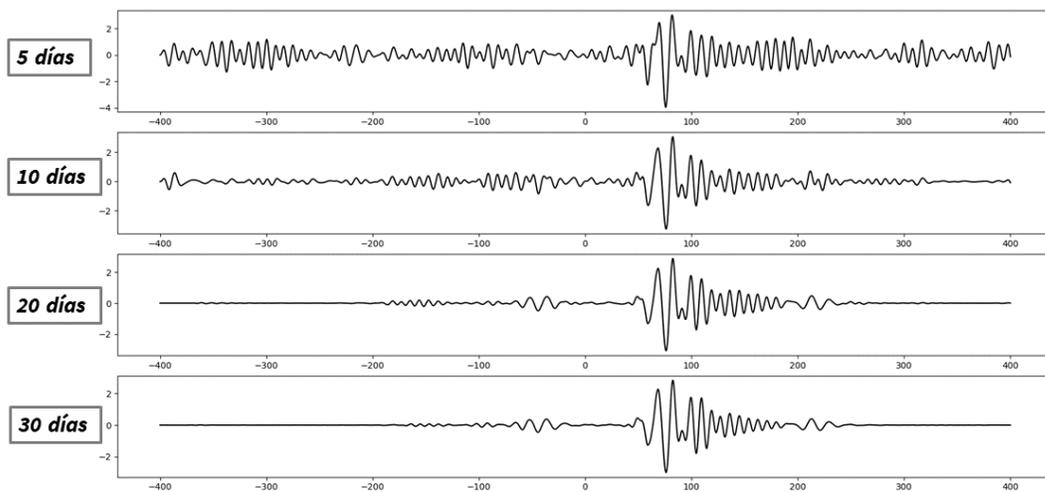


Figura 5. Apilados de distintos días para estaciones con fuentes de ruido distribuidas equitativamente

### 2.3. Método C3 (Correlación de codas de correlaciones) y C2 (Correlación de correlaciones)

Como una extensión en el post procesado de las correlaciones ordinarias se encuentra el método C3 (Stehly, 2008). En el método convencional C1 se correlacionan series de ruido entre un par de estaciones y así se aproxima la función de Green entre ese par de estaciones. Una vez obtenidas las funciones de Green, en teoría, la coda de la función C1 también es un campo difuso. Utilizando el campo difuso de las codas se puede realizar un procesamiento similar al de codas de sismos (Campillo y Paul, 2003). Por lo tanto, si en C1 solo son necesarias dos estaciones, en C3 son necesarias 3 estaciones. En la Figura 6 se ilustran las distintas fuentes de ruido en ambos métodos. Las fuentes de ruido para el método C1 son fuentes naturales como ruido cultural o de marea, mientras que para C3 son estaciones de las cuales se tienen funciones C1.

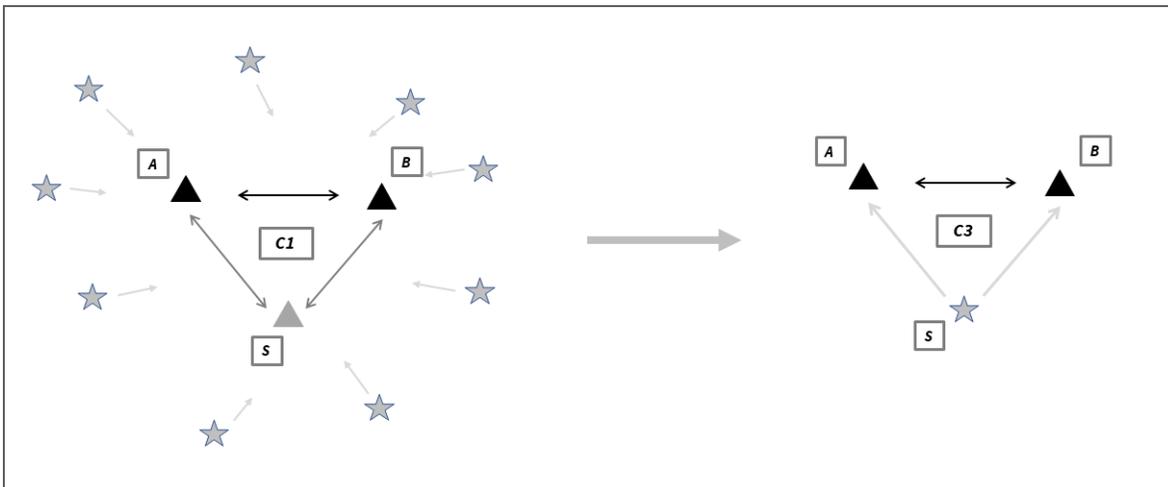


Figura 6. Representación de las fuentes de ruido en los métodos C1 (Izquierda) y C3 (Derecha). (Modificada de Spica, 2016)

Si se tienen dos estaciones **A**, **B** las cuales fueron colocadas a tiempos distintos (e.g. - **A** - 2014, **B** - 2015), no sería posible obtener la función C1 entre estas dos estaciones; sin embargo, si existe una estación **S** que fue colocada mientras **A** y **B** fueron activas, es posible obtener la función de Green entre las estaciones **A** y **B** utilizando el método C3.

El método C3 representa una gran ventaja para obtener trayectorias entre estaciones de arreglos temporales (e.g. Transportable Array-Us Array) en los cuales las estaciones cambiaron de posición con el tiempo. Otra ventaja importante del método C3 es que ayuda a mejorar la simetría en la función de Green aproximada. Esto se logra gracias a que el campo de la coda es un campo más difuso que el ruido sísmico. Como se mostró en la sección anterior, si la posición de las fuentes de ruido no es isótropa, la función de Green aproximada no será simétrica en las partes causal y acausal. Al combinar las funciones C1 y C3 entre pares de estaciones simultáneas, está evidenciado que la función de Green experimenta una gran mejora (Froment et al., 2011)

Sin duda el método C3 conlleva grandes ventajas y se ha utilizado en numerosas ocasiones (e.g. Ma y Beroza, 2012; Spica et al., 2016; Pertou et al., 2020). Sin embargo, en la práctica, está comprobado que es difícil recuperar la función Green para estaciones asincrónicas (Chen y Saygin, 2020). Esto puede ser por falta de información coherente dentro de la coda de las correlaciones. Sin embargo, este problema se puede superar utilizando el método C2 (Chen y Saygin, 2020). El método C2 consiste en correlacionar la función de Green completa de C1 en lugar de las codas como C3. Este método fue probado por Froment et al., (2011), con el inconveniente de la asimetría en la función de Green resultante. Se ha documentado que para la recuperación de la función de Green a través del método C2, es necesaria cierta geometría entre las estaciones (Chen y Saygin, 2020; Zhang et al., 2020; Halliday y Curtis, 2009; Curtis y Halliday 2010). Con el método C3 no existe alguna restricción en la configuración de las fuentes virtuales y los receptores (Figura 7a). Para el método C2, las fuentes virtuales útiles tienen que estar en la fase hiperbólica o bien en la fase elipsoidal (Figura 7b, c). Si las fuentes virtuales se encuentran en la fase hiperbólica, las funciones de Green aproximadas correlacionando las C1 se encontrarán en el tiempo adecuado; mientras que si se

encuentran fuera de la fase hiperbólica, el tiempo de arribo de las estaciones es erróneo o bien, no es consistente con el tiempo esperado.

Si las estaciones se encuentran dentro de la fase elipsoidal (Figura 7c) la forma correcta de C2 se recuperará utilizando la operación de convolución entre las señales de C1.

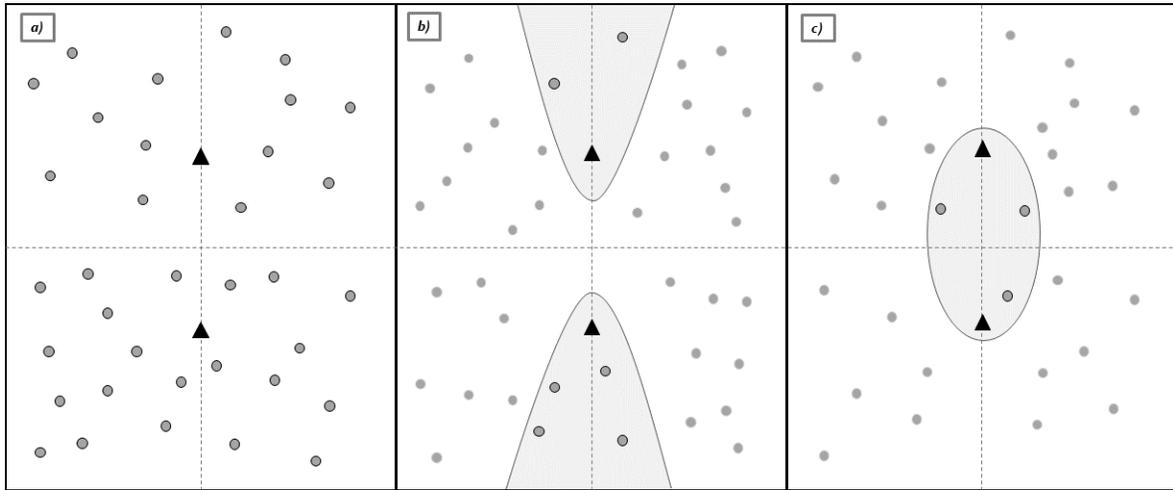


Figura 8. Representación gráfica de las distintas fases para las fuentes virtuales: (a) C3, (b) C2 hiperbólica, (c) C2 elipsoidal.

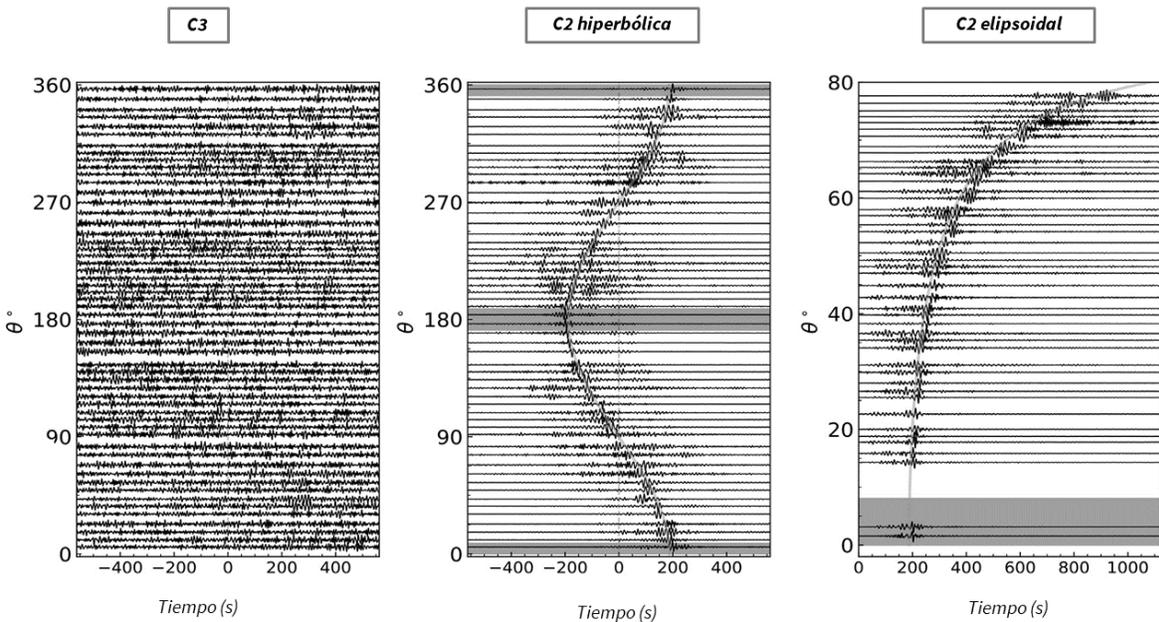


Figura 7. Comparación entre C3, C2 hiperbólica y C2 elipsoidal.

Las pruebas con ruido sintético igualmente muestran la fidelidad de este método. Dichas pruebas se realizaron de manera similar a las de la sección pasada. En este caso se utilizaron 3 estaciones: la fuente virtual y las estaciones donde se quiere obtener el C2. Para este ejercicio, las correlaciones entre las estaciones y la fuente virtual (p. ej.  $A - S$ ) se calcularon de manera independiente. Es decir, las fuentes de ruido fueron independientes para cada C1 entre las estaciones y la fuente virtual. Esto para simular la asincronía en tiempo entre las estaciones  $A, B$ .

La distancia interestación  $A - S$  es de 50 km, mientras que la distancia interestación  $B - S$  es de 150 km, y la distancia  $A - B$  es de 100 km. Las funciones C1 se obtienen a un tiempo razonable de acuerdo a sus distancias.

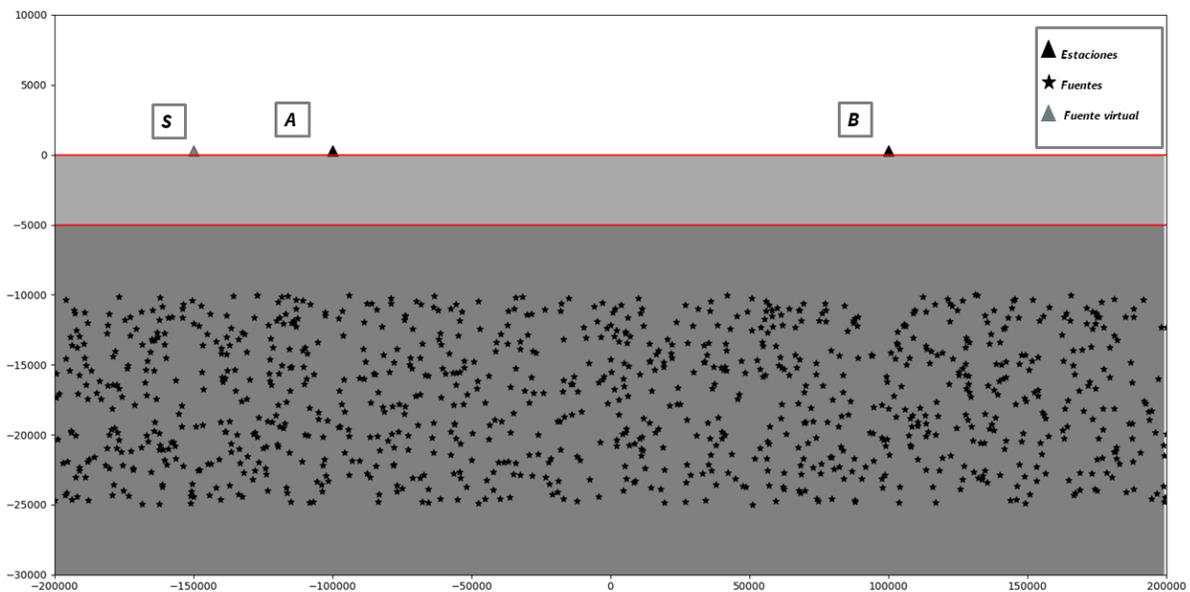


Figura 9. Modelo de ruido sintético y las fuentes virtuales. Las fuentes de ruido son a manera de representación. En la realidad las fuentes de ruido cambiaron de lugar para los cálculos de C1 ( $A - S, B - S$ ).

Al comparar las aproximaciones de las funciones de Green entre las estaciones **A – B** mediante los métodos C1, C2 y C3 (Figura 10), las funciones de Green aproximadas son similares; sin embargo, aquella obtenida por C2 es claramente asimétrica en comparación a la C1. Esto es debido a que solo se utilizó una fuente virtual. La función C3 alcanza a construir algunas bajas frecuencias, sin embargo no muestra resultados muy favorables (Figura 12). Es posible que sean necesarias más fuentes virtuales para construir una mejor función de Green.

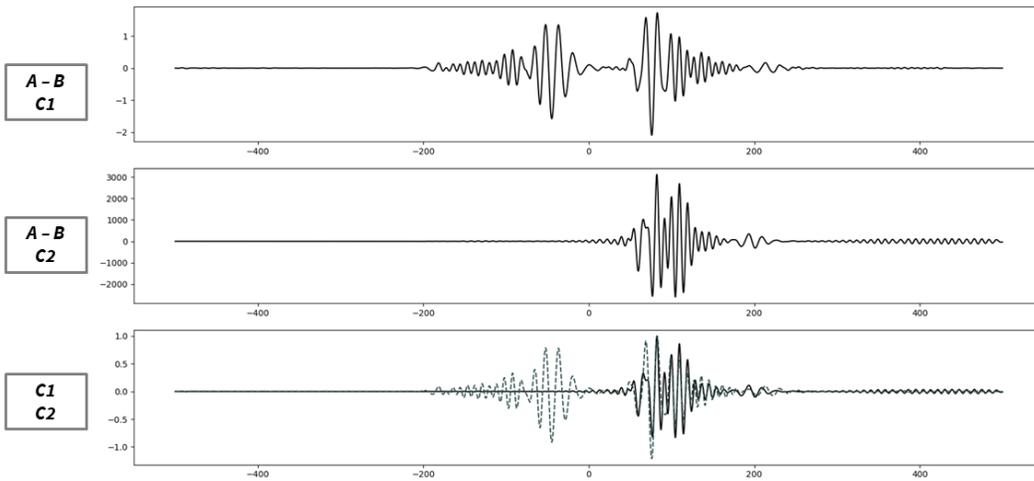


Figura 10. Comparación entre C1 y C2. La línea discontinua representa C1 y la continua C2 en la última imagen.

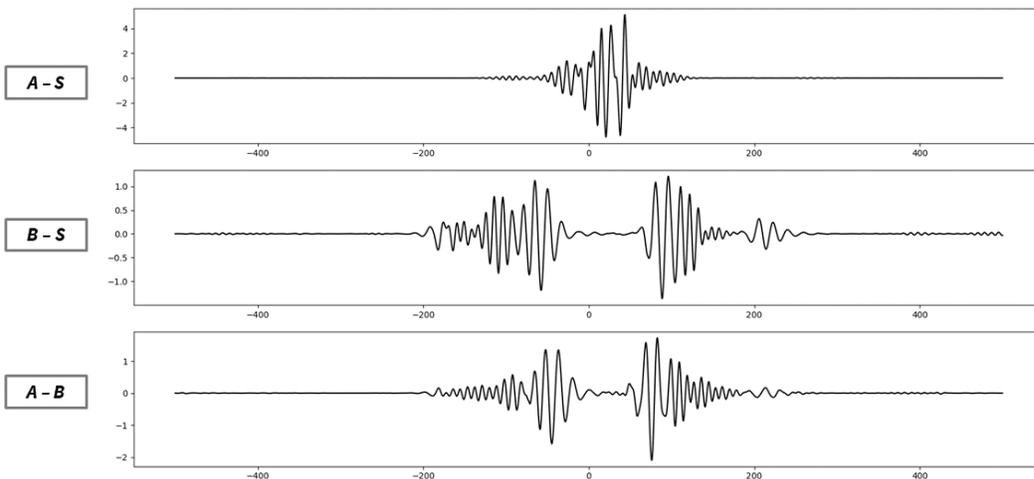


Figura 11. Comparación entre las correlaciones de ruido sintético obtenidas de las fuentes virtuales. La primera **A - S** cuya distancia interestación de 50 km, debería manifestar un pulso de Rayleigh aproximadamente a 16 segundos. La segunda **B - S** debería estar aproximadamente en 50 segundos. Finalmente, el pulso en **A - B**, se debería encontrar a 30 segundos aproximadamente.

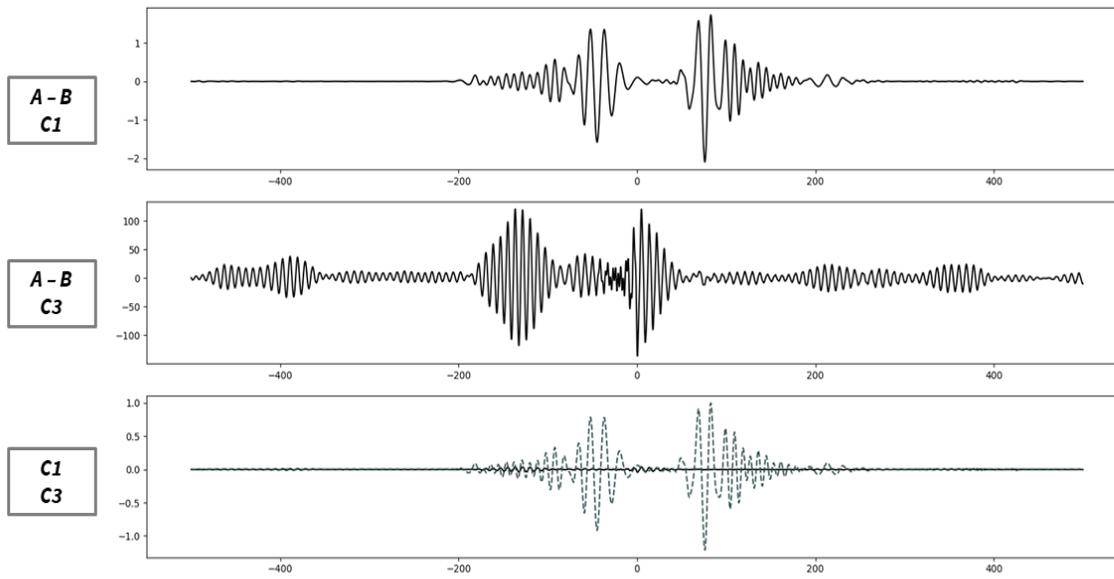


Figura 12. Comparación entre C1 y C3. La línea discontinua representa C1 y la continua C3 en la última imagen.

## 2.4. Dispersión de ondas superficiales

Las funciones de correlación empíricas calculadas finalmente contienen información sobre las ondas superficiales y su dispersión, por lo tanto, es posible realizar mediciones de la velocidad de grupo y de fase como funciones del periodo utilizando el análisis tiempo-frecuencia (Levshin y Ritzwoller, 2001).

Las mediciones de los tiempos de grupo y de fase se obtienen considerando la señal analítica que está definida en el dominio del tiempo,

$$S_a(t) = S(t) + ih(t) = A(t)\exp(i\phi(t)) \quad (2.5)$$

En la ecuación anterior,  $h(t)$  es la transformada de Hilbert de la señal analítica  $S(t)$ . La función de tiempo-frecuencia se construye aplicando una serie de filtros pasa-banda a la señal analítica con frecuencias centrales. Por lo tanto, para cada frecuencia central, se tendrá una función de la envolvente  $A(t, \omega_0)$ , y la función de fase  $\phi(t, \omega_0)$ . A  $A(t, \omega_0)$  se le llama análisis tiempo frecuencia o *FTAN* (*Frequency Time Analysis*). El tiempo de viaje de grupo ( $t_g$ ) se mide calculando la máxima amplitud de la envolvente a cada frecuencia central. Una vez calculado el tiempo de viaje de grupo es fácil calcular la velocidad de grupo mediante la expresión:

$$U(\omega) = r/t_g \quad (2.6)$$

Donde  $r$  es la distancia entre las estaciones.

## 2.5. Tomografía sísmica de tiempos de viaje

Los tiempos de viaje de ondas superficiales son uno de los tipos de información que se pueden extraer más fácilmente de C1. La tomografía de ruido sísmico tiene mayor potencial cuando es utilizada en redes de estaciones.

Supongamos que una red tiene  $N$  estaciones, lo que implica que se tendrán  $N(N - 1)/2$  caminos que conectan las estaciones, algunas funcionando como fuentes y otras como receptores. Las mediciones de los tiempos de viaje de las ondas superficiales medidas de correlaciones de ruido sísmico pueden ser invertidas utilizando los métodos convencionales para sismos.

Las ondas superficiales son aquellas que se propagan sobre la superficie y su amplitud decrece bajo cierta profundidad. La expresión más simple para una onda superficial a una sola frecuencia que se propaga en dirección  $X$  es la siguiente:

$$u_{sw}(x, z, t, \omega) \approx \xi(z, \omega) \exp(i(\omega t - k(\omega)x)) = \xi(z, \omega) \exp\left(i\left(\omega t - \frac{x}{C(\omega)}\right)\right) \quad (2.7)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $\omega$  es la frecuencia,  $z$  es la profundidad,  $u$  es el vector de desplazamiento,  $k$  es el número de onda,  $\xi$  es el vector propio que describe el decaimiento de la amplitud de la onda y  $C$  es la velocidad de fase de la onda.

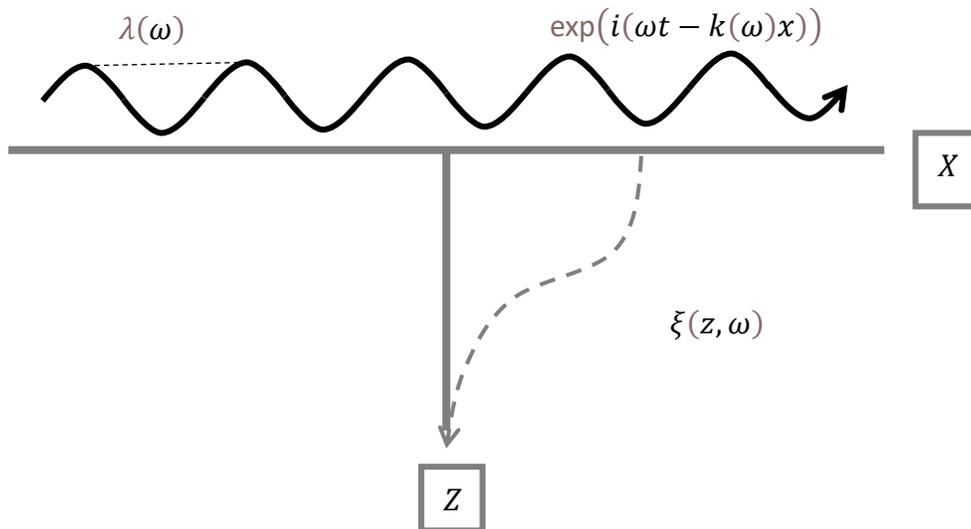


Figura 13. Representación de una onda de superficie como en la ecuación (2.7).

La dispersión de las ondas superficiales puede ser descrita como si la energía de dicha onda se concentrara en una capa cercana a la superficie (para el modo fundamental), donde el valor de  $\xi$  es alto. Esto implica que las altas frecuencias son sensibles a partes muy someras de la estructura, mientras que a más bajas frecuencias las ondas son más sensibles a capas más profundas. Por lo tanto, la velocidad de fase de las ondas superficiales generalmente incrementa con el decremento de la frecuencia o incremento del periodo o longitud de onda. Una consecuencia importante de esto es que la dispersión de las ondas superficiales refleja cambios en las propiedades elásticas con la profundidad. Luego, las mediciones de las ondas superficiales pueden restringir el modelo de estructura del medio. Para un camino de fuente receptor pueden existir más de una medición de tiempo de viaje. Los tiempos de viaje medidos a distintos periodos forman las llamadas curvas de dispersión.

Los pasos básicos de la tomografía de tiempo de viaje de ondas superficiales se describen de la siguiente manera (Shapiro, 2019):

1. Preprocesamiento de datos continuos.
2. Cálculo de las correlaciones cruzadas entre todos los pares de estaciones.
3. Medición de las curvas de dispersión de las partes positiva y negativa de las componentes deseadas (vertical, radial, transversal).
4. Control de calidad y selección final de la medida de los tiempos de grupo y de fase.
5. Regionalización de la medición de las curvas de dispersión con una tomografía de ondas de superficie: construcción de mapas de velocidades de grupo y de fase.
6. Inversión 1D de profundidad de las curvas de dispersión regionalizadas a cada localización geográfica para construir un modelo 3D del medio de velocidad de corte.

La tomografía estándar de tiempos de viaje está basada en la aproximación de rayos para ondas superficiales. El problema directo para la tomografía de ondas superficiales consiste en predecir los tiempos de viaje dependientes de la frecuencia para un conjunto de mapas 2D de velocidad de grupo o de fase

$$t(\omega) = \int_p \frac{ds}{v(\omega, x, y)} \quad (2.8)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular,  $x$  y  $y$  son las coordenadas en una posición de la superficie,  $t(\omega)$  es un tiempo de viaje de fase o de grupo,  $v(\omega, x, y)$  es el mapa de velocidades,  $p$  es la trayectoria y  $s$  es la distancia a lo largo del rayo.

El problema directo se resuelve en este trabajo utilizando la aproximación desarrollada por Rawlinson y Sambridge, (2004, 2005). Al resolver mediante diferencias finitas la ecuación Eikonal, se resuelven los tiempos de viaje en cada uno de los puntos de la malla

$$|\nabla_x T| = s(x), \quad (2.9)$$

donde  $\nabla_x$  es el operador gradiente,  $T$  es el tiempo de viaje,  $s(x)$  es la lentitud en función de la posición. La condición de entropía impuesta por los autores soluciona la presencia de discontinuidades para la estabilidad numérica, lo que quiere decir que el frente de onda pasa por cada punto una sola vez. Para cumplir la condición de entropía se utiliza el esquema de operadores gradiente *upwind* el cual toma en consideración la dirección del flujo de la información. Lo que significa el flujo de tiempos de viaje pequeños a grandes. La cuadrícula construida clasifica los nodos como *vivo*, *cercano*, o *lejano*. Los puntos que se encuentran en la región *upwind* de la banda estrecha y tienen tiempos de viaje correctos, se clasifican como *vivos*. Los puntos cercanos se encuentran dentro de la banda estrecha y tienen valores de prueba que se calculan con distintos órdenes de diferencias finitas dependiendo de la condición de entropía. Los puntos *lejanos* no cuentan aún con valores de tiempo de viaje calculados. La banda estrecha evoluciona identificando el punto *cercano*

con el valor de tiempo de viaje mínimo actualizado y se identifica ahora como punto *vivo*. La idea es propagar la banda estrecha a través de la cuadrícula hasta que todos los puntos se vuelvan puntos vivos.

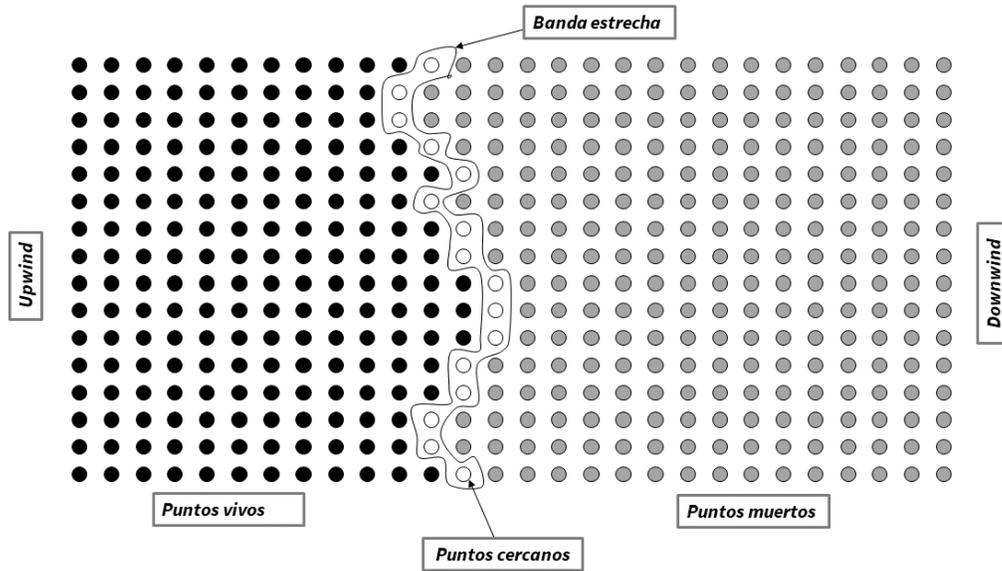


Figura 14. Principio de la banda estrecha para rastrear el primer arribo del frente de onda.

## Capítulo 3. Metodología

### 3.1. Datos

Los datos en este trabajo provienen de varias redes, tanto temporales como redes permanentes. En este caso se utilizaron las siguientes redes sísmicas: GECO (*Geometry of Cocos*), VEOX (*Veracruz – Oaxaca*), la red sísmica de banda ancha del SSN (Servicio Sismológico Nacional), y la red de estaciones de la Universidad Veracruzana (Figura 15). La tasa de muestreo usual es de 100 muestras por segundo. Las estaciones de las redes temporales fueron desplegadas en distintos periodos de tiempo, un punto importante para tomar en cuenta en la interferometría de tres estaciones.

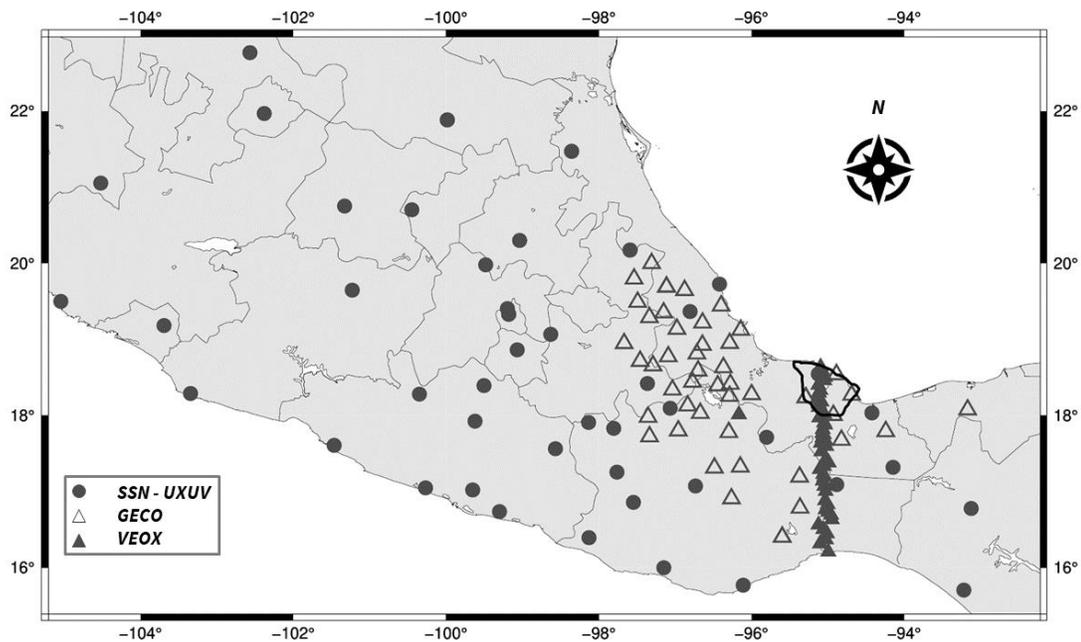


Figura 15. Redes sísmicas utilizadas en este trabajo. Además, se señala la ubicación del Campo Volcánico de los Tuxtlas, al sur de Veracruz.

La red sísmica GECO operó en el periodo comprendido de 2014 a 2019. Las estaciones fueron reubicadas como se muestra en la Figura 16 donde la mayoría de las estaciones que se encontraron activas en el 2014 se encuentran hacia la izquierda y se desplazan hacia la derecha en los siguientes años.

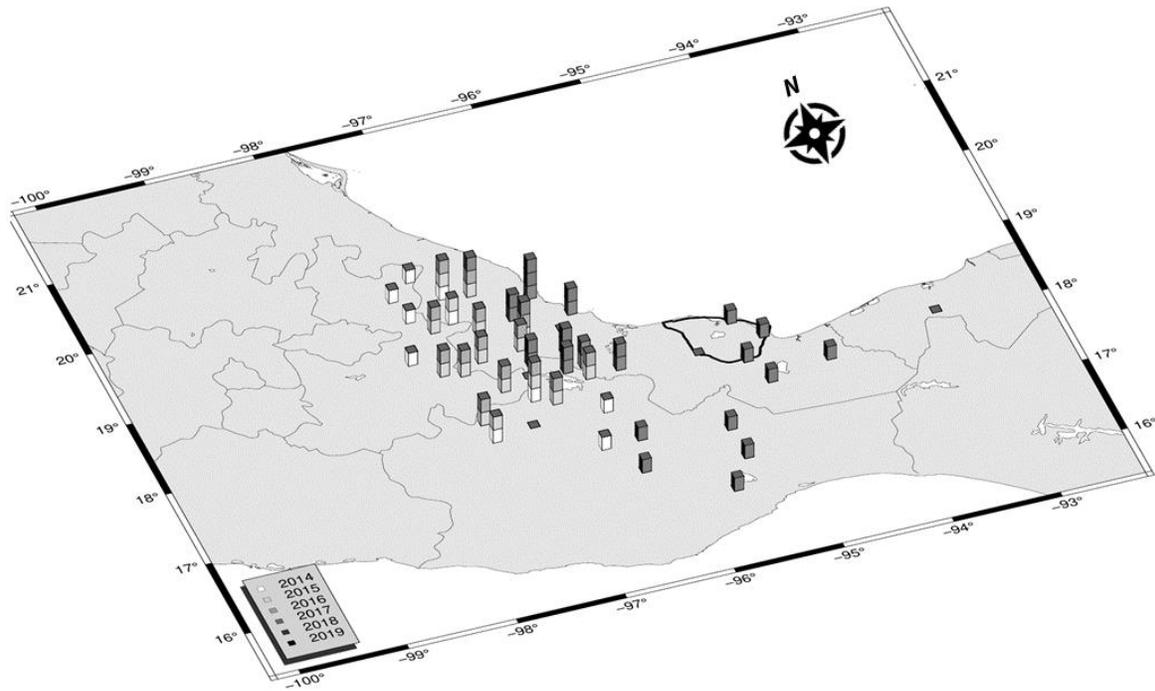


Figura 16. Disponibilidad de estaciones de la Red GECO.

Tomando en cuenta que algunas estaciones del 2019 se localizaron en el Campo Volcánico Los Tuxtlas (CVLT) se toma la estrategia de utilizar el método C2 para la obtención de curvas de dispersión entre estaciones que no estuvieron activas en esas fechas.

La mayoría de las estaciones del arreglo VEOX se localizó sobre el Istmo de Tehuantepec. Algunas de estas se ubicaron dentro del CVLT por lo que pueden ser de mucha ayuda para un cálculo de mayor precisión. Gran parte de este arreglo de estaciones se ubicó en el 2008 y fue continuo en general.

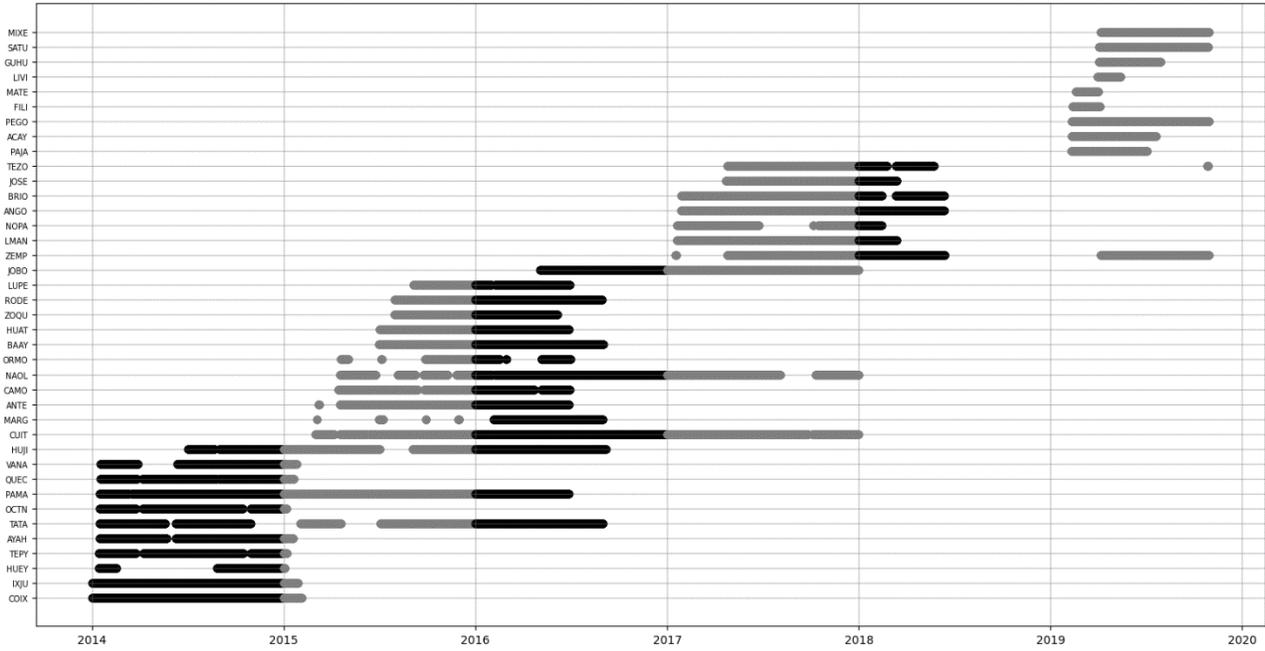


Figura 17. Disponibilidad de estaciones del arreglo GECO. La diferencia de colores es para marcar el cambio de años.

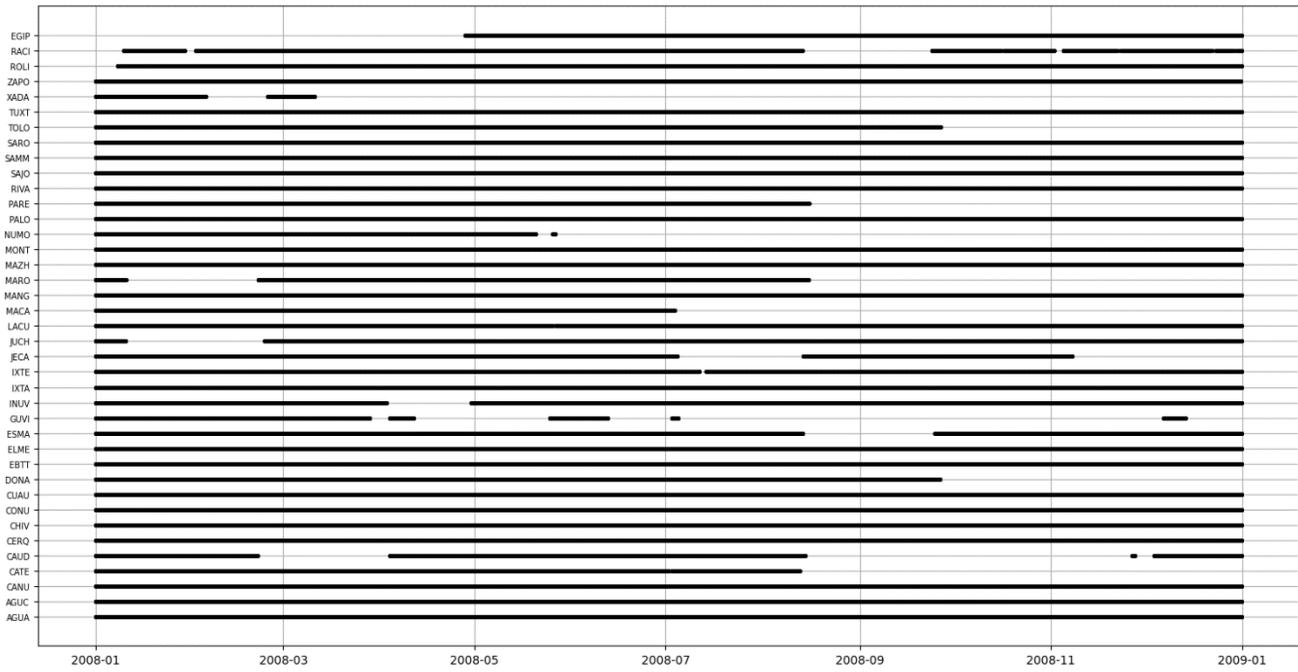


Figura 18. Disponibilidad de estaciones del arreglo VEOX.

### 3.2. Procesamiento de C1

El procesamiento consiste en una metodología similar a la de Ventosa et. al. (2019), para la extracción de ondas de Rayleigh. El procesamiento de los datos crudos es el siguiente:

1. Remoción de media y tendencia
2. Corrección de respuesta instrumental
3. Filtrado
4. Re-muestreo
5. Correlación de fase
6. Apilado de fase

La correlación cruzada se realiza utilizando la correlación de fase de Schimmel, (2011). Posteriormente, el apilado de los datos se realiza mediante apilado ponderado de fase en dominio del tiempo (Ventosa, et al., 2019, que utiliza la transformada de ondícula para la representación de tiempo-frecuencia. Como siguiente paso el cálculo de las velocidades de grupo mediante el código propuesto por Shapiro, et al. (2007). Finalmente, se realiza la inversión tomográfica.

#### 3.2.1. Remoción de la media y tendencia

En algunos registros la media de un registro no se encuentra alineada con la línea del cero. Para alinear la serie de tiempo a cero se remueve la media de la señal. Otra característica que puede tener un registro es una variación con cierta

tendencia por ejemplo el aumento de temperatura durante el día. Para eliminar este efecto, se remueve la tendencia de la señal.

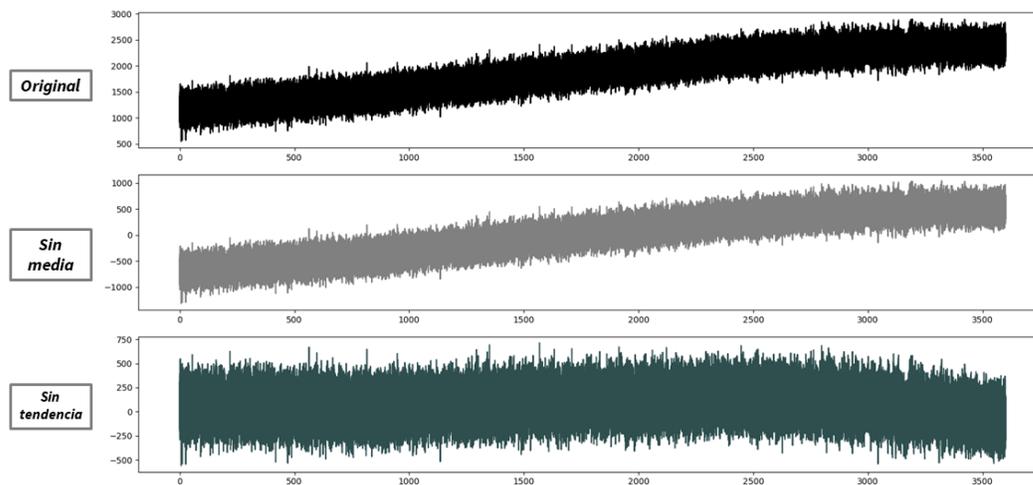


Figura 19. En negro se muestra la señal original. En gris claro se muestra la señal con la media reducida, se observa que se encuentra centrada en cero. En gris oscuro la señal sin la tendencia, o sea las subidas abruptas de la señal. Pueden ser periodos muy bajos.

### 3.2.2. Remoción de la respuesta instrumental

Se deconvoluciona la respuesta instrumental de las estaciones sísmicas para poder comparar los registros de estas en las bandas de frecuencias que son de interés. El filtrado suele variar de acuerdo con la escala de estudio. A escalas regionales se utilizan periodos de 5 a 50 s, por lo que son necesarios instrumentos de banda ancha. Para estudios más locales pueden ser utilizados instrumentos de periodo corto; mientras que para estudios locales son necesarios instrumentos que midan frecuencias más altas en la banda de 1.5 a 5 Hz.

### 3.2.3. Decimación

El decimado se realiza con el fin de reducir el tiempo de cómputo de las correlaciones, así como en el filtrado. En este trabajo las señales originales tienen una razón de 100 muestras por segundo y se deciman a 20 muestras por segundo. Con esto el tiempo de cómputo se redujo considerablemente.

### 3.2.4. Correlación de fase

La correlación de fase (Schimmel, 2011) es una alternativa al procesamiento de Bensen, et al. (2007). La correlación de fase se basa en la fase instantánea de ambas señales dejando a un lado la amplitud instantánea. Esta se basa en la teoría de la señal analítica. La señal analítica de una señal se define como

$$s(t) = u(t) + iH[u(t)], \quad (3.1)$$

donde  $u(t)$  es la señal original,  $s(t)$  es la forma analítica,  $H[u(t)]$  es la transformada de Hilbert de la señal, que es una transformada del dominio real al dominio complejo. Considerando su forma exponencial

$$s(t) = a(t)\exp(i\Phi(t)) \quad (3.2)$$

La señal analítica se divide en la envolvente  $a(t)$  y la fase instantánea de la señal  $\Phi(t)$ . Esta fase instantánea debería ser igual para las señales coherentes a cada tiempo. La correlación de fase se define de la siguiente manera

$$c_{pcc}(t) = \frac{1}{2T} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \left\{ |e^{i\Phi(t+\tau)} + e^{i\Psi(t+\tau)}|^v - |e^{i\Phi(t+\tau)} - e^{i\Psi(t+\tau)}|^v \right\} \quad (3.3)$$

Gracias a que la correlación de fase utiliza la fase instantánea de ambas señales  $\Phi(\tau)$  y  $\Psi(\tau)$ , la amplitud de las señales no influye en la correlación.

### 3.2.5. Apilado ponderado de fase

El apilado pesado de fase (PWS por sus siglas en inglés), es un apilado no lineal donde cada muestra del apilado lineal es ponderado por una medida de coherencia en la cual no influye la amplitud.

$$c_{ps}(t) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{i\Phi_j(t)} \right|^v \quad (3.4)$$

$c_{ps}(t)$  tiene como base la similitud de la fase instantánea  $\Phi_j(t)$  de las señales de las  $N$  trazas.  $v$  es un parámetro que ajusta la coherencia de la suma de las señales. La

parte principal del método es utilizar la transformada S para realizar el apilado de fase en el dominio tiempo-frecuencia.

### 3.2.6. Discriminación de parte causal o acausal

Debido a que la mayoría de las funciones C1 calculadas son asimétricas, se implementó un método basado en la razón señal ruido de la señal. Una opción alterna sería escoger el apilado de la parte causal y acausal; sin embargo, en la mayoría de los casos este apilado no mejora la calidad de la señal. Para escoger de manera automática se utilizó la paquetería *obspy* donde se lee la señal y se escoge una ventana de 70 s alrededor del arribo teórico de las ondas superficiales (esta es la ventana es la ventana de señal). Para la ventana de ruido se escoge de igual manera una ventana de 70 s alrededor de 4 veces el arribo teórico de las ondas superficiales (Figura 20).

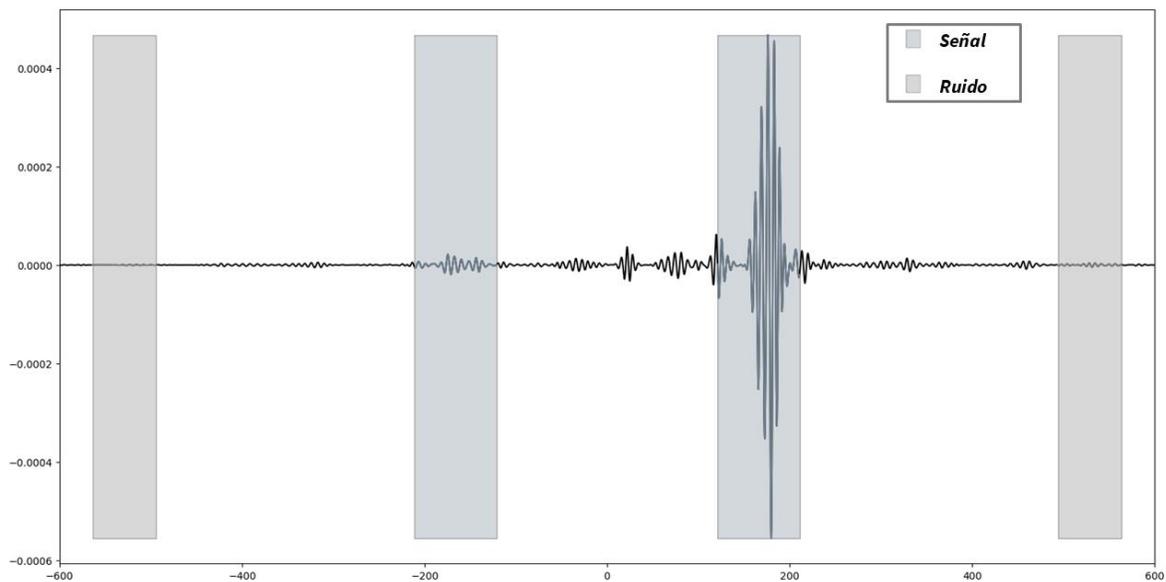


Figura 20. Representación de cómo se discrimina la señal del ruido. En este caso se utilizaron las estaciones PAMA, ZIIG. La distancia interestación es 529 km. Utilizando una velocidad de ondas superficiales de 3 km/s el tiempo de arribo teórico sería 176 s. A partir de este tiempo se escoge la ventana de señal. Para la parte causal,  $snr = 256.49$ ; mientras que para la parte acausal,  $snr = 16.46$ .

Posteriormente, se toma la suma del valor absoluto de la señal y se divide sobre la suma del valor absoluto del ruido tanto de la parte causal como de la

acausal y se calcula el promedio de las dos. Con este método, se escoge la parte causal o la parte acausal para calcular la curva de dispersión. Se utilizó una razón señal/ruido (SNR , por sus siglas en inglés) mayor que 40 para la selección de funciones de Green.

### 3.3. Procesamiento de C2 y C3

A pesar de que el procedimiento para obtener las funciones C2 o C3 pareciera simple, el surgimiento de las funciones de Green entre estaciones asíncronas es una tarea más complicada. En este trabajo se realizaron varias pruebas y se utilizó la siguiente metodología para calcular C2.

Teniendo dos estaciones **A**, **B** y una fuente virtual **S**, supóngase que **A** fue desplegada únicamente en el año 2019, mientras que **B** operó en el año 2017. **S** es otra estación que fue desplegada tanto en 2019 como en 2017. Existen las siguientes funciones  $C1_{A-S}$ ,  $C1_{B-S}$ . Para calcular  $C3_{A-B}$ , se realiza el siguiente procedimiento:

1. Tomando  $C1_{A-S}$ ,  $C1_{B-S}$ , suponiendo unas distancias Inter-estaciones  $d_{A-S} = 50$  km y  $d_{B-S} = 150$  km en un arreglo similar al de la Figura 9; y una velocidad de ondas de Rayleigh de 3 km/s. El pulso de ondas de Rayleigh para cada una de las C1 debería ser aproximadamente  $t_{C1_{A-S}} = 16$  s,  $t_{C1_{B-S}} = 50$  s. En diversos estudios sobre C3, el tiempo de inicio de coda debería ser dos veces el tiempo de arribo de las ondas de Rayleigh o  $t_{C1_{C3_{A-S}}} = 32$  s,  $t_{C1_{C3_{B-S}}} = 100$  s. Siendo  $t_{C1_{C3_{B-S}}} > t_{C1_{C3_{A-S}}}$  se toma como inicio de coda el mayor para cortar ambas.

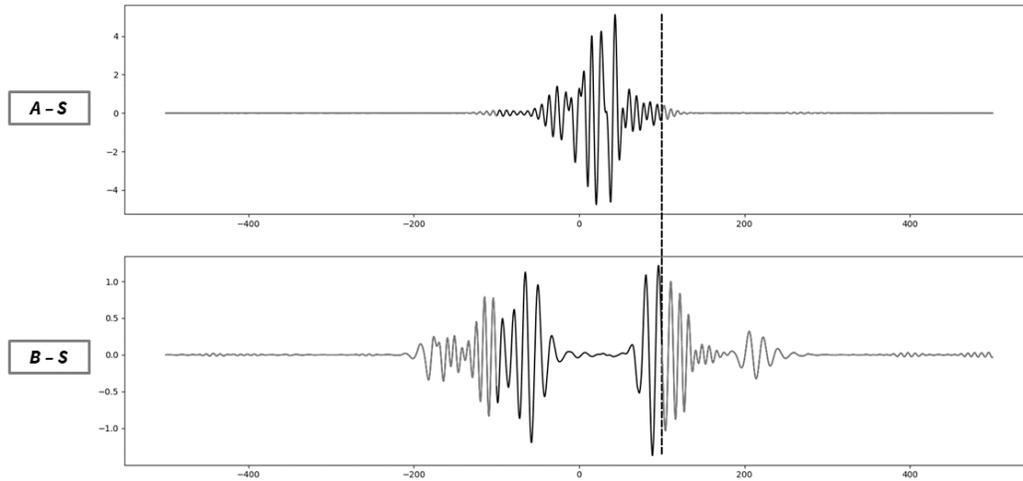


Figura 21. Inicio de corte de codas para el procesamiento de C3. Debido a que  $t_{C1_{C3B-S}} > t_{C1_{C3A-S}}$  se toma  $t_{C1_{C3B-S}}$  como el tiempo de inicio de corte de las codas. En gris se muestra las codas que se correlacionarán.

2. Suponiendo que se cuenta con un año de datos para **A**, **B**, el procesamiento convencional es tomar el apilado de un año de C1 y correlacionar solo las codas del apilado de un año. Sin embargo, una manera de mejorar la resolución es calcular las correlaciones de las codas de las funciones C1 por día. Por ejemplo, existen 365 funciones C1 que se apilan para obtener  $C1_{A-S}$ ,  $C1_{B-S}$  en sus respectivos años; se calculan las codas de cada C1 y estas codas se correlacionan con el respectivo día de la otra estación. Realizar este proceso implica que, por cada día, la coda de ese día se puede correlacionar con las 365 codas del año de las otras C1. Sin embargo, se sugiere realizar la correlación de las codas de sus respectivos días, por ejemplo,  $C3_{C1_{A-S}, C1_{B-S}, día 1}$ ,  $C3_{C1_{A-S}, C1_{B-S}, día 2}$ , ...,  $C3_{C1_{A-S}, C1_{B-S}, día 365}$ ; y finalmente, apilar todas. De esta manera, es posible mejorar la calidad de la señal, pero no garantiza que sea óptima (Figura 22).

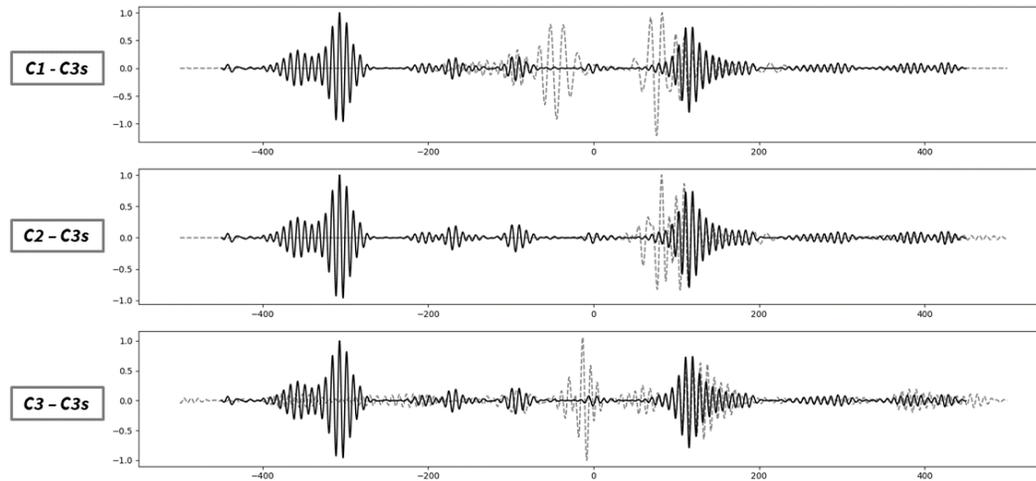


Figura 22. Comparación entre C1 y C3 apilado (C1 - C3s), C2 y C3 apilado (C2 - C3s), C3 y C3 apilado. La señales con líneas negras son el C3 apilado, mientras que las grises punteadas son con quienes se compara. En la imagen inferior donde se comparan ambos C3 se revirtió la señal C3 a manera de comparación de la función de Green.

3. El inicio de la coda y su ventana es otro tema importante por considerar a la hora del procesado de C3 y C2. Para C3, posiblemente después, dependiendo de la geometría de las estaciones y las fuentes virtuales, la coda se vuelve inestable y no aporta mucha información a la función de Green recuperada. Una forma de verificar esto es midiendo la relación señal ruido entre las C3 de las distintas señales. En la Figura 23, al utilizar distintas ventanas de tiempo para el cálculo de la coda se obtuvieron funciones de Green distintas. Mientras menor era la ventana de tiempo, menor era la relación señal ruido; sin embargo, utilizar una ventana de tiempo tan grande no significó una mejora en la función de Green. Para este caso, la ventana de tiempo óptima fue de 2800 s. Las ventanas de tiempo en los procesados reales fueron de 500 s.

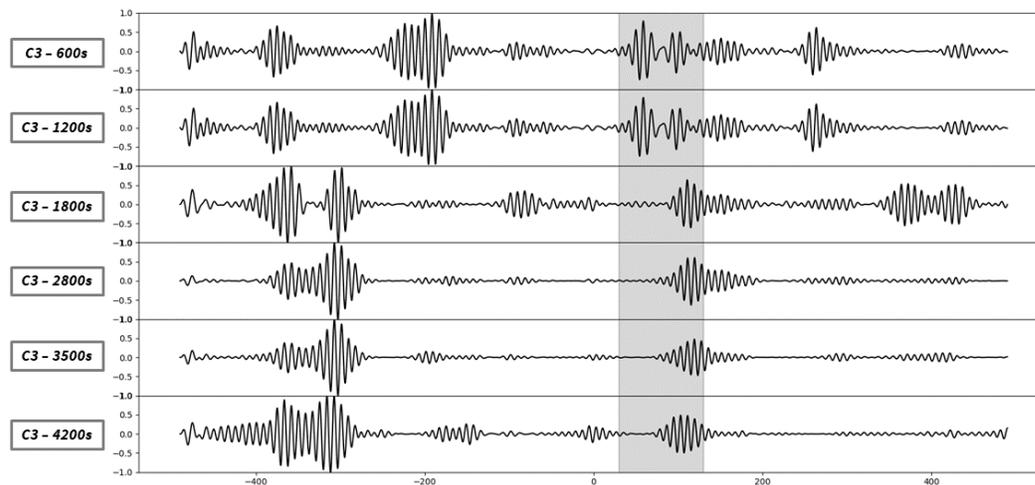


Figura 23. Comparación de C3 calculadas con distintas ventanas de tiempo.

La ventana de tiempo utilizada para el cálculo de C2 requiere únicamente que esta contenga la función de Green. La ventana no tiene que ser muy grande, de otra manera, el aporte de la función C1 disminuirá. En general, se recomienda una ventana de 500 s para el cálculo de C2, a menos que las estaciones se encuentren a más de 1500 km.

El cálculo de C2 requiere que las estaciones se encuentren ya sea en la fase hiperbólica o en la fase elipsoidal. En este trabajo únicamente se utilizaron fuentes virtuales que se encontraron en la fase hiperbólica. Se obtuvieron 112 funciones de Green a partir del método C2, de las cuales, mediante discriminación manual, se utilizaron 26 para la tomografía. Lo anterior debido al tiempo acotado de la investigación.

### 3.4. Curvas de dispersión

Para el cálculo de curvas de dispersión se utiliza el método de filtrado múltiple de Dziewonski et al. (1977). El cálculo de curvas de dispersión se realizó de manera similar a Levshin et al. (1972), pero de manera automatizada (Bensen et al., 2007). El método FTAN automatizado requiere una  $SNR > 10$ ; sin embargo, debido a la claridad de las correlaciones se utilizó una  $SNR > 40$ . Las curvas de dispersión se

calcularon en el rango de periodos de 5 a 50 s por el filtrado utilizado a las series de ruido. Posteriormente, se eligió el rango coherente de las curvas de dispersión o se eliminaron si no contaban con periodos confiables.

En la Figura 24, se muestra una curva de dispersión usual obtenida en este trabajo. Se revisaron todas las curvas y se eliminaron aquellas que no tuvieron información suficiente en los periodos seleccionados. Finalmente se obtuvieron 3242 curvas para el cálculo de la inversión tomográfica, de las cuales 3216 fueron conseguidas mediante C1 y 26 mediante C2 (Figura 25).

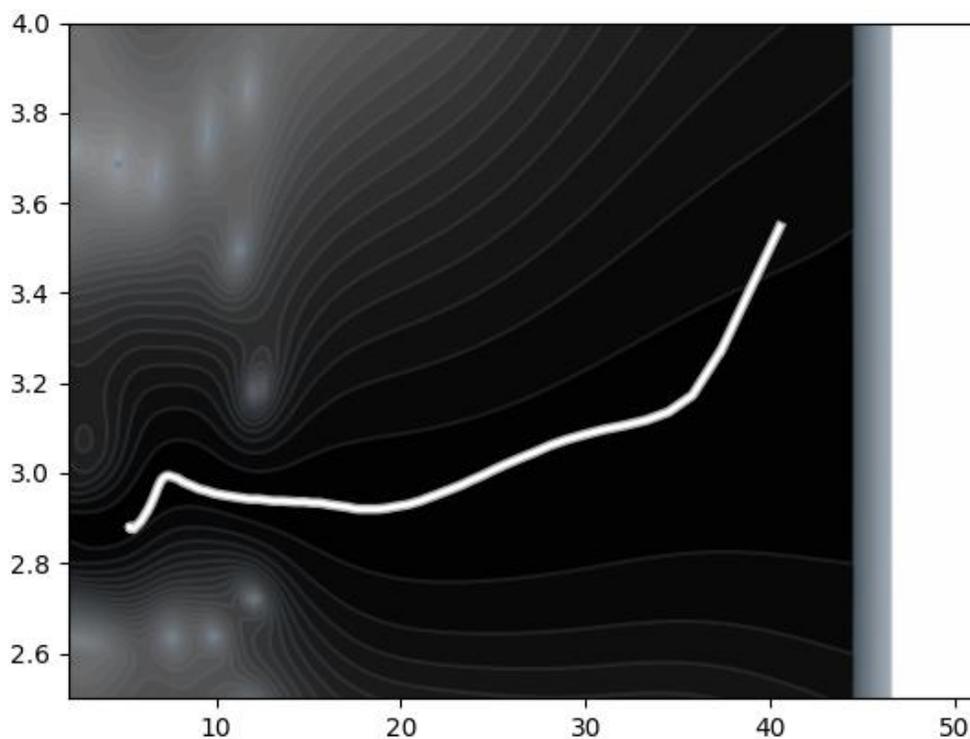


Figura 24. Curva de dispersión calculada promedio en este trabajo. En este caso las estaciones son PAMA y ZIIG.

Finalmente se utilizaron las curvas calculadas por Córdoba et al. (2014) del arreglo MASE y de sismos para obtener una mayor resolución tomográfica. Las curvas totales utilizadas para la inversión tomográfica se muestran en la Figura 25.

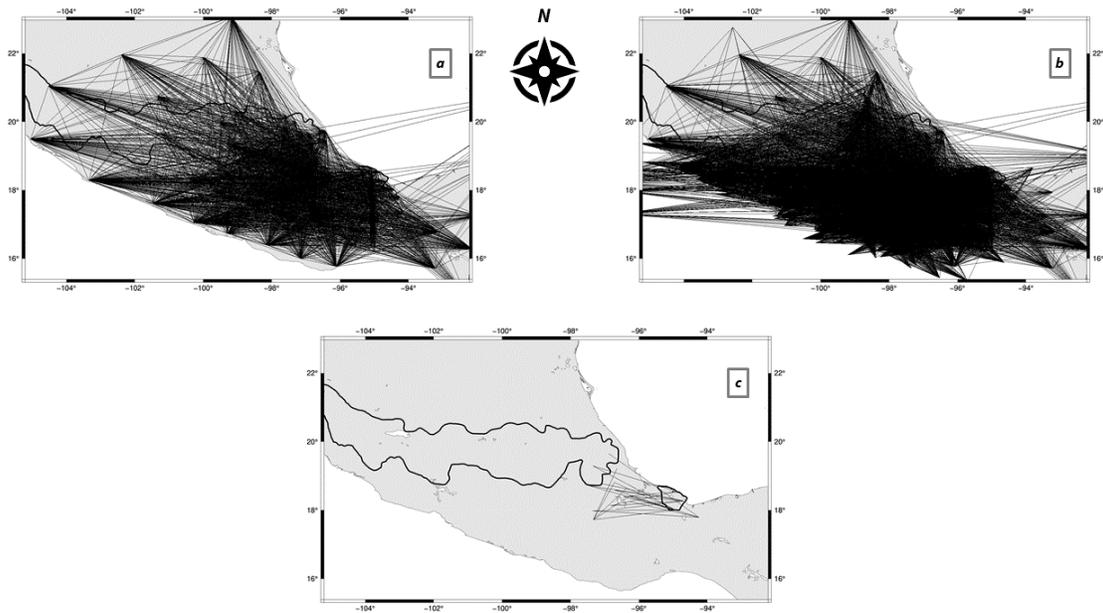


Figura 25. (a). Trayectorias totales calculadas en este trabajo (b). Trayectorias calculadas en este trabajo más las calculadas por Córdoba et al. (2014), (c). Trayectorias calculadas por el método C2.

### 3.5. Tomografía sísmica de velocidades de ondas superficiales

La inversión tomográfica es sensible a amortiguamiento ( $\epsilon$ ) y el suavizado ( $\eta$ ). La manera para encontrar el valor óptimo de ambos parámetros en este trabajo fue mediante un *grid search*, es decir, variando un parámetro y fijando el otro. Los valores de los parámetros utilizados fueron los siguientes: 0.5, 1, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 100, 200, 400, 600, 1000, se realizan combinaciones entre ambos parámetros. Se realizaron corridas para los periodos mostrados en este trabajo y en total se realizaron 2250 inversiones. Cada inversión tuvo 30 iteraciones y tomó aproximadamente 90 s en total utilizando un procesador *AMD Ryzen 7 5800*. En la Figura 26 se muestra un mapa de la relación entre tres variables: amortiguamiento, suavizado y RMS. Mientras que el amortiguamiento no muestra cambios significativos a medida que varía, el suavizado presenta valores menores de RMS mientras es más pequeño. Por lo tanto, valores menores de suavizado son los óptimos para la inversión. Estos mapas se realizaron para todos los periodos

propuestos en este trabajo; sin embargo, el mismo comportamiento se observa en todos ellos. De igual manera, se elaboran mapas similares del comportamiento de los parámetros de la inversión contra la varianza (Figura 27).

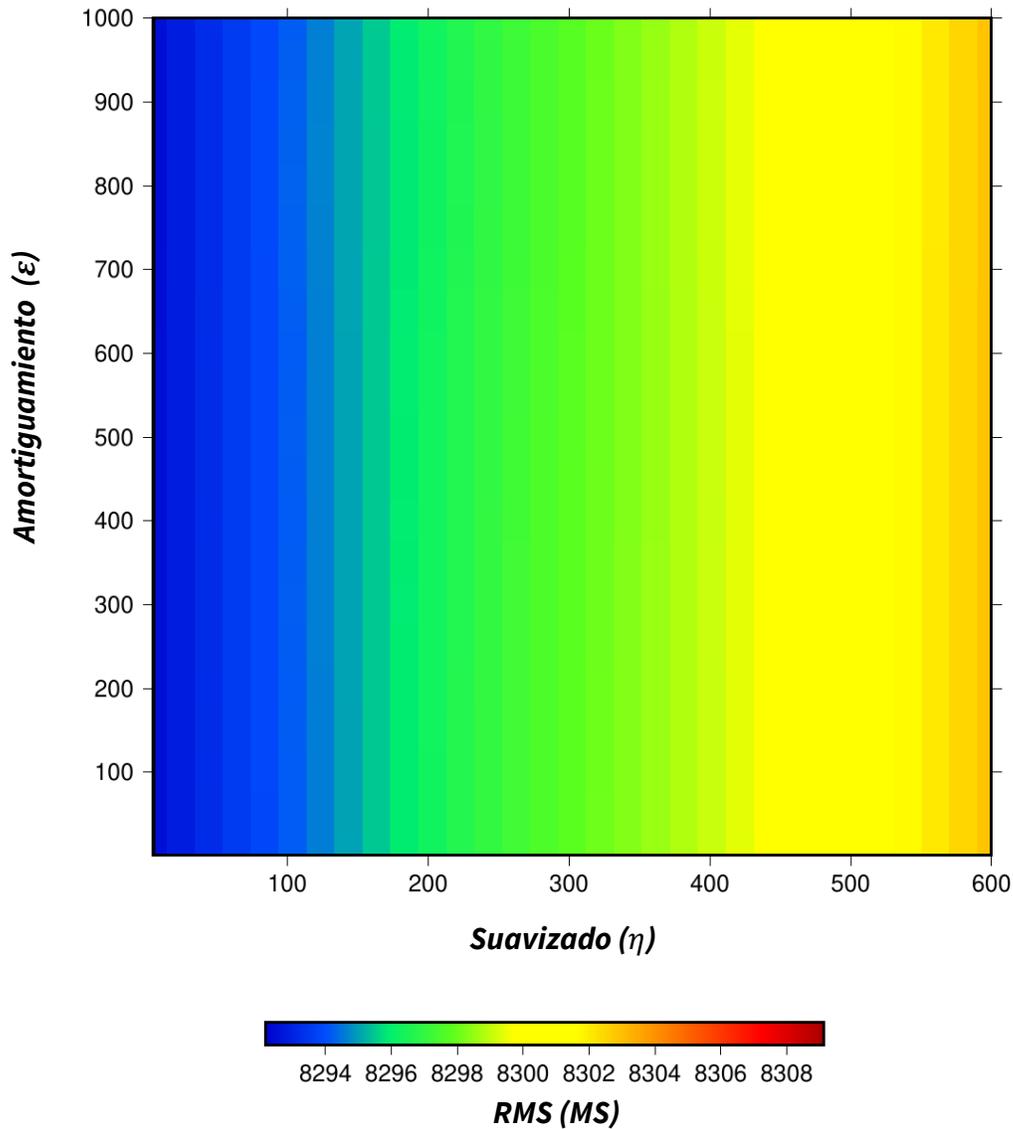


Figura 26. Mapa de relación entre el amortiguamiento y suavizado contra RMS para  $T=20$  s, con datos reales.

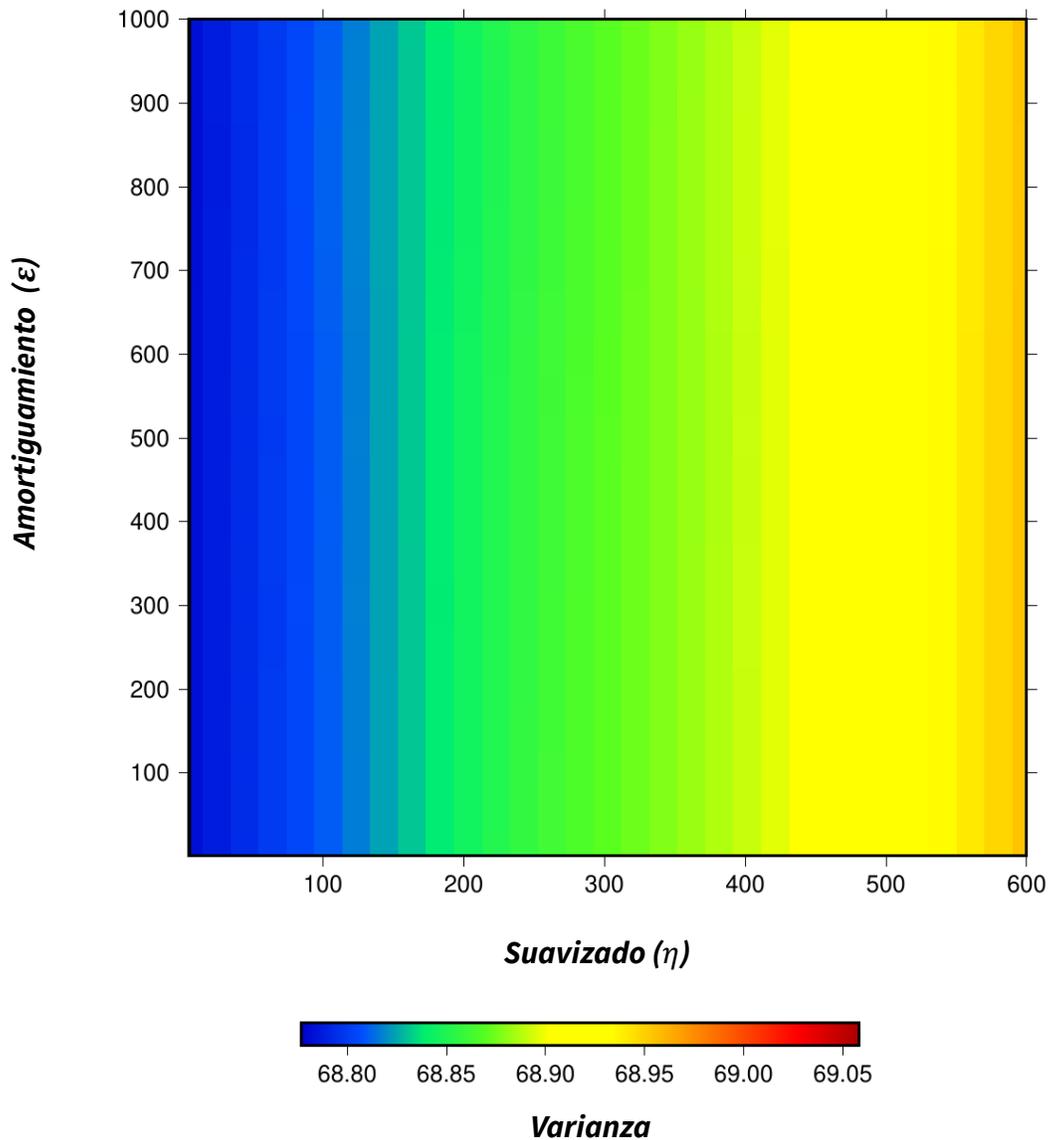


Figura 27. Mapa de relación entre el amortiguamiento y suavizado contra la varianza del modelo para  $T = 20$  s, con datos reales.

Ambos mapas son iguales debido a que la relación entre el RMS y la varianza del modelo es lineal. Finalmente, los valores de los parámetros son aquellos que son más pequeños y se obtuvieron los óptimos para cada periodo.

Algo importante que notar es que los valores del amortiguamiento contra el RMS o la varianza del modelo son invariantes, por lo tanto, cualquier valor de  $\epsilon$ , dará el mismo resultado.

Tabla 1. Valores de los parámetros utilizados para la inversión.

Periodo	Amortiguamiento ( $\epsilon$ )	Suavizado ( $\eta$ )
5	10	5
10	10	0.5
15	10	5
20	10	0.5
25	10	1
30	10	0.5
35	10	2
40	10	60
45	10	2
50	10	5

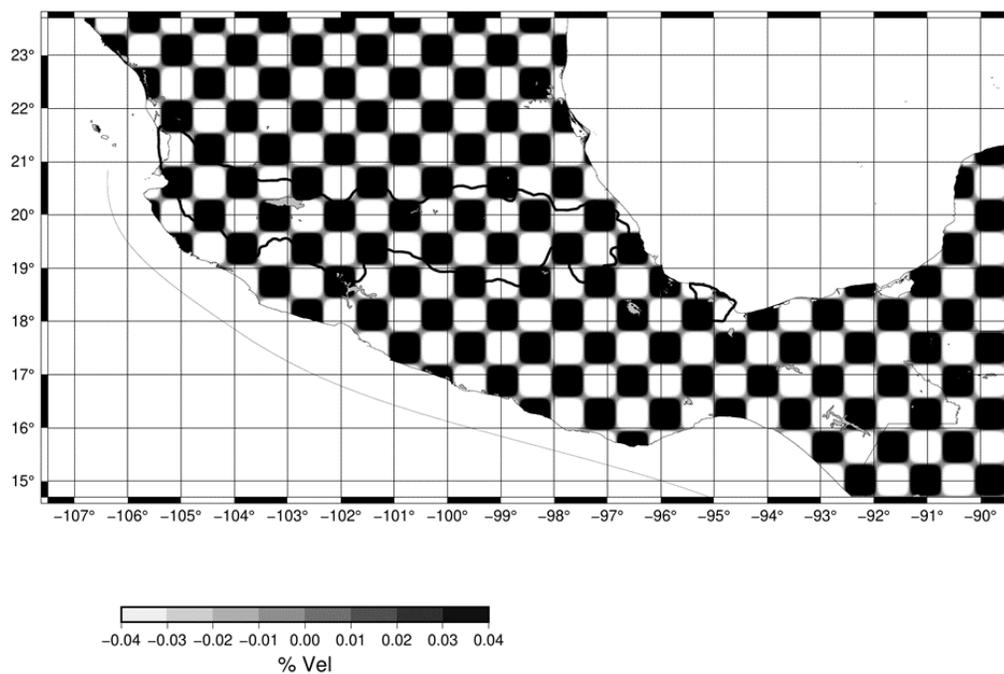


Figura 28. Tablero de ajedrez utilizado para las pruebas de resolución.

En este trabajo se utilizó una resolución de  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$  debido a la cantidad de trayectorias disponibles. Se realizaron las pruebas de resolución de tablero de ajedrez, de tal forma que, usando las trayectorias obtenidas, las anomalías recuperadas se deben parecer a las de un tablero de ajedrez como el de la Figura 28. Los mapas de resolución de la Figura 29 se encuentran bien logrados para los periodos utilizados. Los periodos  $T = 5 - 25$  s, son aquellos que tienen mayor resolución en la parte central de México, mientras que más allá se encuentra una resolución ligeramente menor.

Las velocidades de fondo para cada uno de los mapas se escogieron utilizando la velocidad media para cada uno de los periodos, de tal forma que la escala de colores se adecuó a cada periodo con tal de que no se sobrepasen.

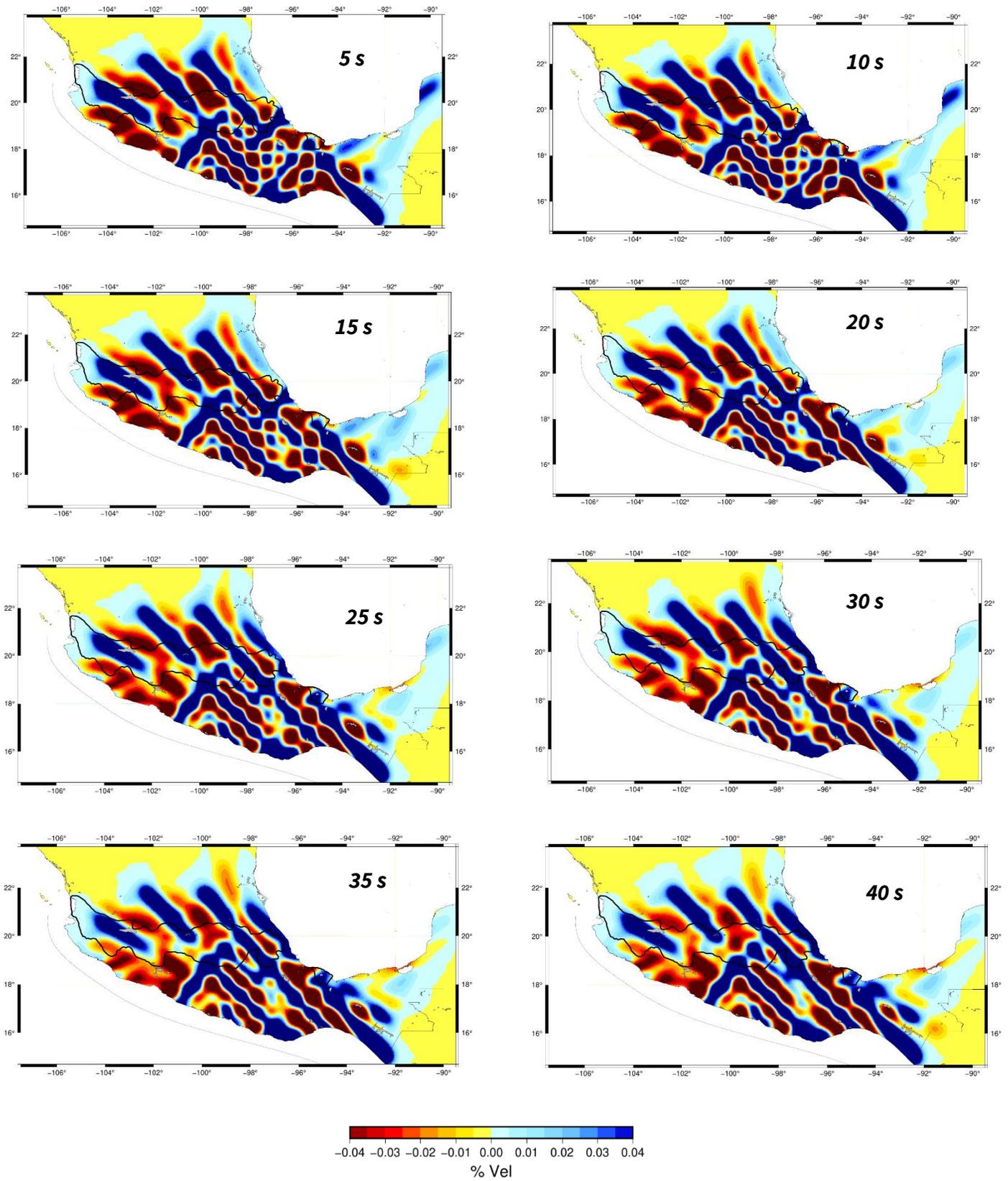


Figura 29. Tablero de Ajedrez recuperado utilizando las trayectorias totales de este trabajo (parte 1).

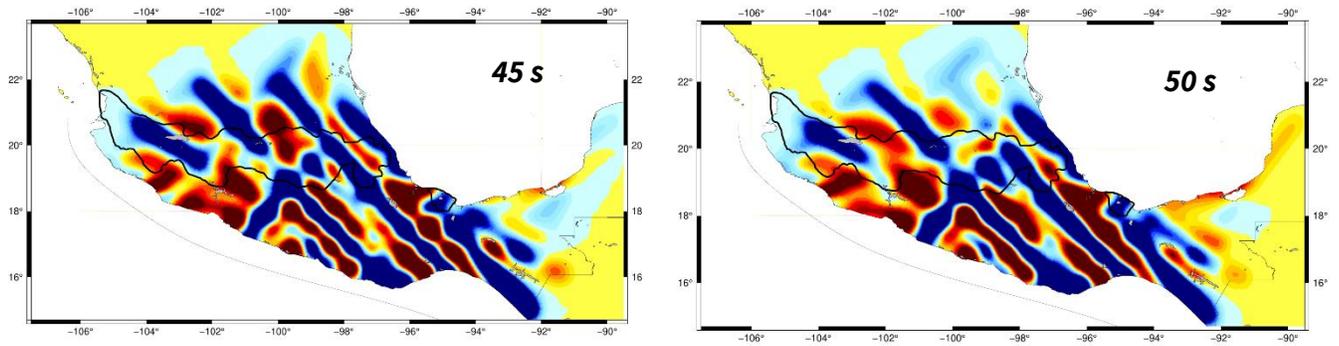


Figura 30. Tableros de Ajedrez recuperados utilizando las trayectorias totales de este trabajo (parte2).

## Capítulo 4. Resultados

Los resultados de este trabajo muestran mapas tomográficos de velocidades de grupo de ondas de Rayleigh de un rango de periodos de entre 5 s a 50 s. Se muestran diez mapas tomográficos de los periodos: 5 s, 10 s, 15 s, 20 s, 25 s, 30 s, 35 s, 40 s, 45 s, 50 s.

*Tabla 2. Velocidades promedio y trayectorias para cada periodo.*

<b>Periodo (s)</b>	<b>U(km/s)</b>	<b>No. Trayectorias (#)</b>
5	2.82	3024
10	2.88	3772
15	2.91	3762
20	2.94	4171
25	3.07	3930
30	3.24	3331
35	3.38	2790
40	3.40	2919
45	3.61	1907
50	3.62	1219

En la Figura 31 se muestran los mapas de velocidades a distintos periodos. Los periodos cortos se encuentran asociados a características superficiales, mientras que los periodos largos se encuentran asociados a estructuras presentes a profundidades mayores. De manera general, los mapas muestran buena correlación de velocidades con las estructuras más prominentes de la zona. Por ejemplo, altas velocidades en la Sierra madre del Sur, Sierra Madre Oriental, Sierra Madre de Chiapas, y la anomalía de baja Velocidad en el Campo Volcánico de los Tuxtlas y la Faja Volcánica Transmexicana. A periodos bajos se observa una buena caracterización del CVLT, y a medida que sube el periodo este desaparece a partir de  $T = 30$  s, mientras que otras estructuras se hacen presentes como las bajas

velocidades en la FVTM donde se encuentra ubicada la Ciudad de México. A partir de  $T = 5$ , se observa una anomalía de alta velocidad en el mismo CVLT, posiblemente asociado a la capa de basamento de la zona.

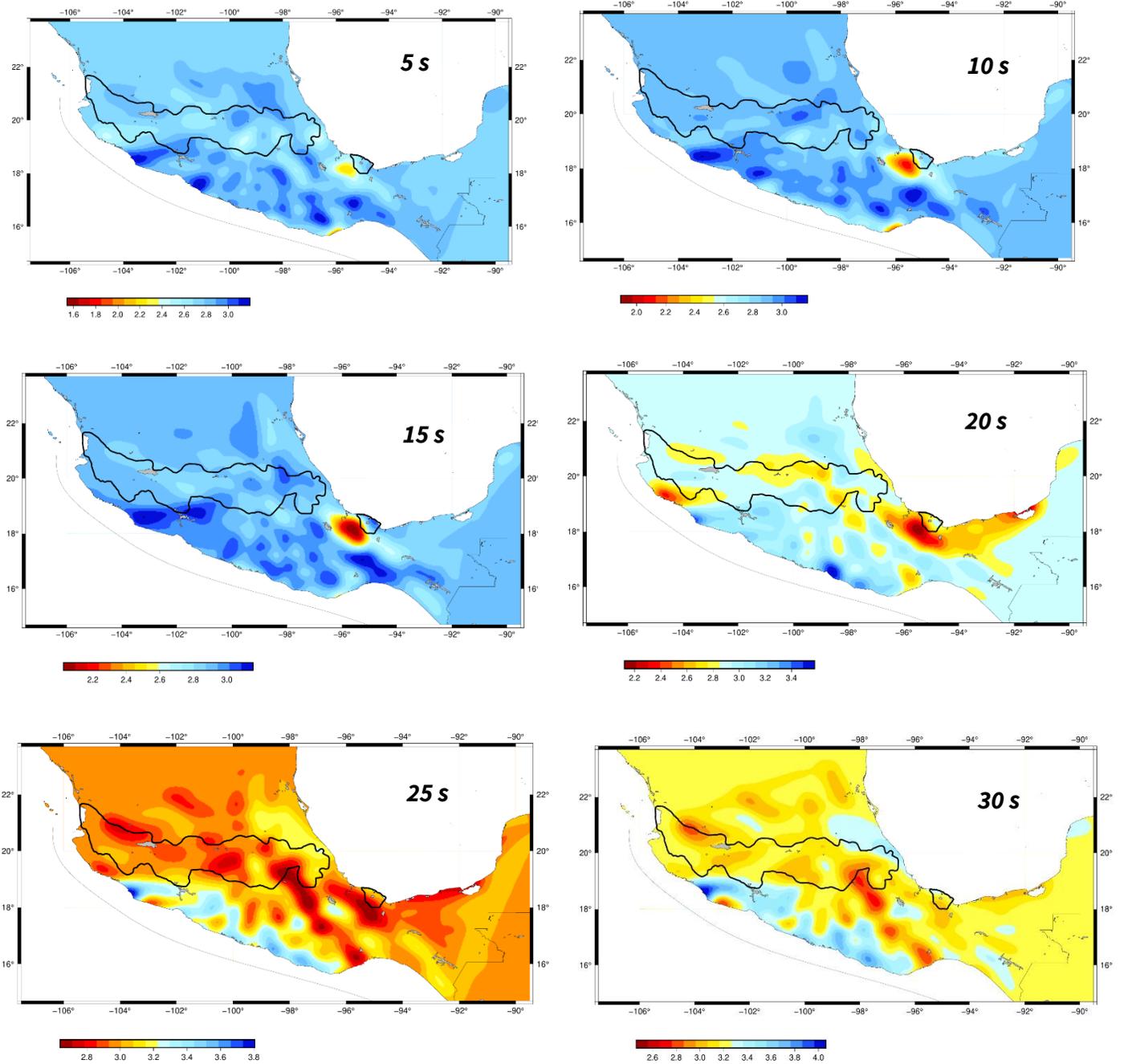


Figura 31. Mapas de velocidades absolutas para  $T = 5, 10, 15, 20, 25, 30$ . Las escalas de colores se encuentran en unidades de velocidad (km/s).

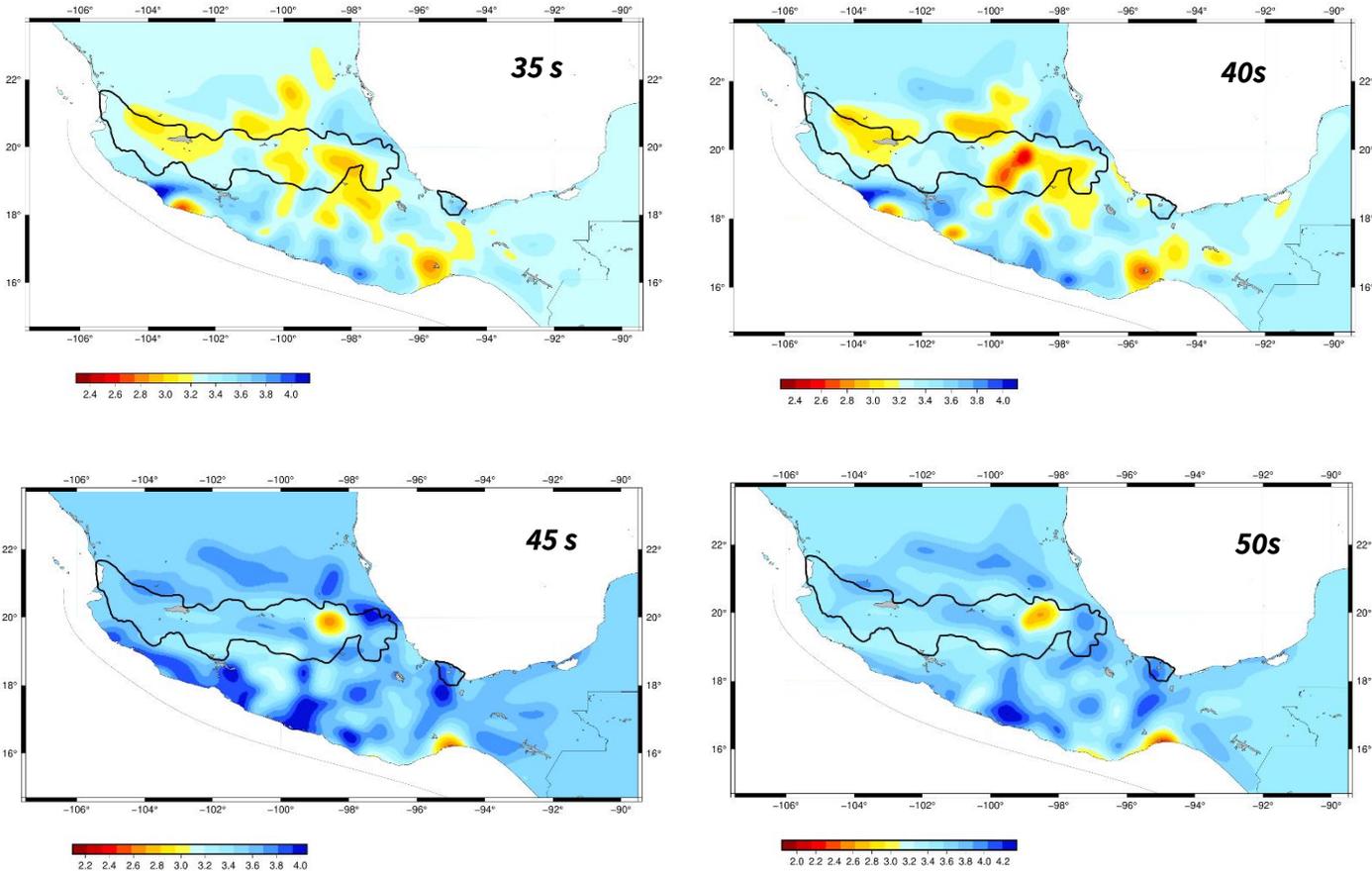


Figura 32. Mapas de velocidades absolutas para  $T = 35, 40, 45, 50$ . Las escalas de colores se encuentran en unidades de velocidad (km/s).

## Capítulo 5. Discusión y conclusiones

Este estudio presenta una tomografía utilizando ruido sísmico y sismos como una extensión de la tomografía realizada por Córdoba et. al., (2014), en la cual se obtienen mapas tomográficos de alta resolución. Las estructuras obtenidas son similares a aquellas obtenidas por estudios anteriores (Castellanos et al., 2018; Spica et al., 2016; Córdoba et al., 2014; Gaité et al., 2013). Para mejorar aún más la resolución, el procesamiento con técnicas como la correlación de fase y el apilado logarítmico de fase fueron empleados. Además, se utilizó el método C2 y se propuso un método de uso para posibles trabajos futuros en estaciones asincrónicas cuando el método C3 no sea efectivo (como en el caso de este trabajo).

La interpretación de los mapas tomográficos muestra los aspectos más resaltantes de los trabajos previos. Para periodos  $T = 5$  s, 10 s, se observa claramente la anomalía de baja velocidad del campo volcánico de los Tuxtlas y las zonas de alta velocidad en la costa del Pacífico atribuido a la Sierra Madre del Sur, mientras que en la zona de la ciudad de México se encuentran velocidades relativamente bajas (aproximadamente 2.4 km/s) lo que se atribuye a la cuenca sedimentaria cuyo espesor va hasta los 100 m (Cruz-Atienza et al., 2017). En los periodos  $T = 15$  s, 20 s, se observan bajas velocidades en la zona del FVTM y CVLT. En  $T = 20$  s se observa que cerca de la anomalía de los Tuxtlas surge otra zona de bajas velocidades en la zona de Tabasco y Campeche relacionada posiblemente a la llanura costera del Golfo sur donde varios ríos de la zona depositan sedimentos.

En periodos  $T > 20$  s se encuentran anomalías de velocidades mayormente ubicadas de la FVTM. A partir de  $T = 30$  s, la anomalía de los Tuxtlas desaparece y en  $T = 40$  s la anomalía reaparece siendo una anomalía de alta velocidad.

Al comparar el mapa a un periodo  $T = 20$  s con la profundidad de los sismos registrada del catálogo de sismos del SSN, se encuentra poca relación entre la velocidad de grupo para  $T = 20$  s, sin embargo, esto ocurre para otros periodos. Lo más remarcable son las profundidades bajas y velocidades altas relacionadas a la sierra madre del sur ubicada cerca de la zona de trinchera (Figura 33). En la zona del campo volcánico de los Tuxtlas se observa una pequeña franja de sismos someros posiblemente relacionadas a la anomalía, esta sección fue registrada por Melgar y Pérez-Campos (2011). Otra anomalía se observa en el Mapa de velocidades  $T = 25$ s relacionado con la profundidad de sismos. (Figura 34) remarcada por la sección A'. Esta sección se encuentra en la todos los periodos, sin embargo, en  $T = 25$  s es más notable. Se observa que existen sismos de profundidades entre 20 – 60 km que se alinean a esta anomalía.

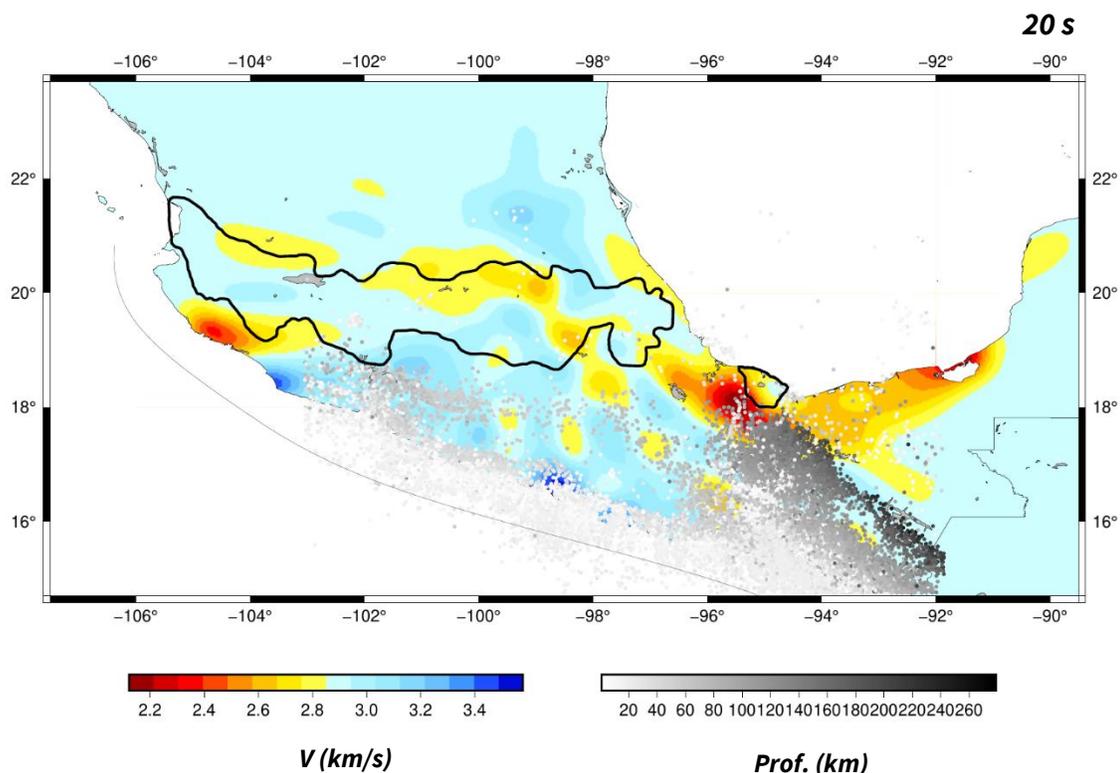


Figura 33. Mapa de velocidades  $T = 20$ s relacionado con la profundidad de sismos.

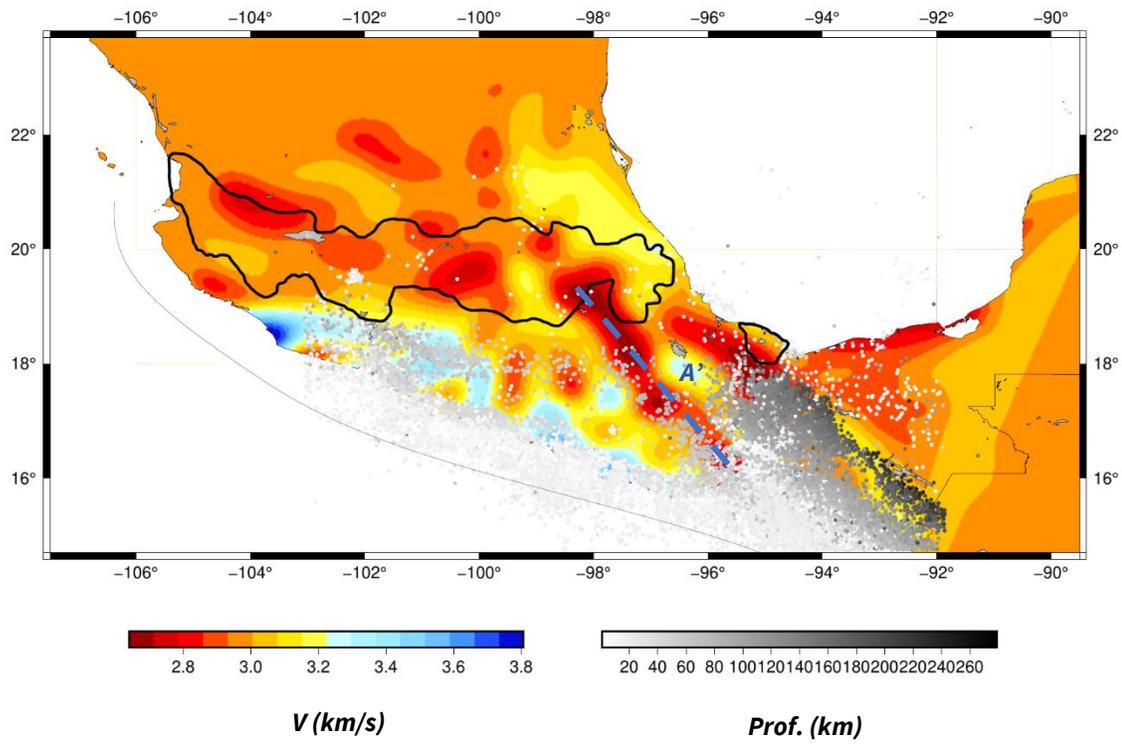


Figura 34. Mapa de velocidades  $T = 25s$  relacionado con la profundidad de sismos.

Para observar desde otro punto de vista esta anomalía de baja velocidad se analizaron las curvas de dispersión de una estación que se encuentra fuera de esta anomalía con estaciones cuyas trayectorias con la estación principal que la atraviesen. Se eligió a la estación DHIG junto con estaciones seleccionadas (Figura 35). Posteriormente, se midió el azimut entre la estación principal con la estación que se desea medir contra el periodo, mientras que la velocidad se calculó con el color con tal forma de obtener un mapa de las velocidades.



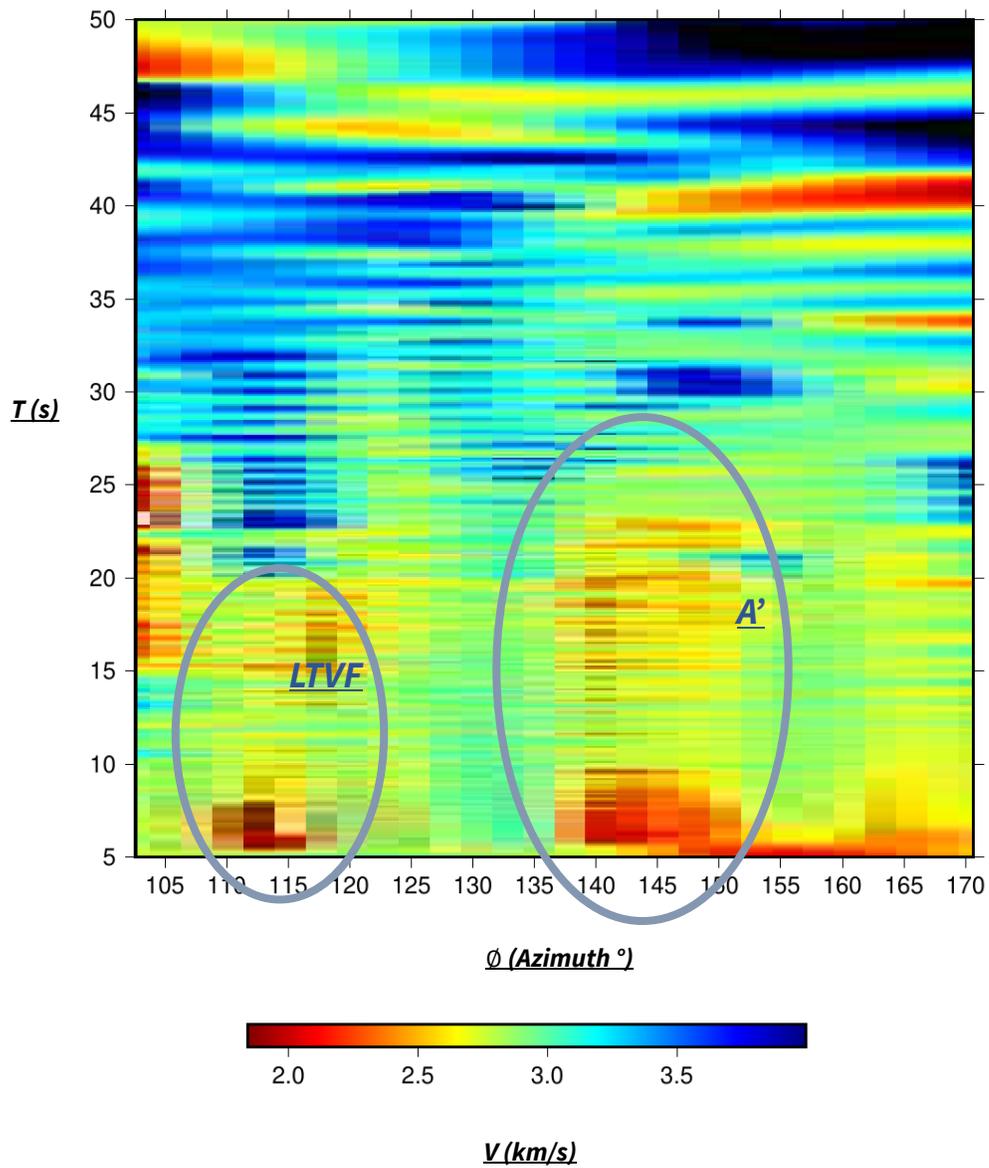


Figura 36. Mapa de velocidades de curvas de dispersión entre DHIG y estaciones escogidas. Las curvas se acomodan en orden azimuthal con tal de observar las anomalías con encontradas en los distintos periodos.

## Referencias

- Aki, K., y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Andrés, J., Schimmel, M., Ayarza, P., Ruiz, M., Romero, P., y Carbonell, R. (2018, April). Is it possible to retrieve Moho reflections from high-frequency autocorrelations of ambient noise?. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 1255).
- Atienza, V. M. C., Singh, S. K., y Schroeder, M. O. (2017). Qué ocurrió el 19 de septiembre de 2017 en México. *Revista Digital Universitaria*, 18(7), 1.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical journal international*, 169(3), 1239-1260.
- Bouchon, M. (2003). A review of the discrete wavenumber method. *Pure and applied Geophysics*, 160(3), 445-465.
- Campillo, M., y Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547-549.
- Castillo, J., y Clayton, R. W. (2017, December). Imaging the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt and the Veracruz Basin with Ambient Seismic noise and Earthquake Body Waves. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2017, pp. T23F-0670).
- Chen, Y., y Saygin, E. (2020). Empirical Green's Function Retrieval Using Ambient Noise Source-Receiver Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), e2019JB018261.
- Cotton, F., y Coutant, O. (1997). Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium. *Geophysical Journal International*, 128(3), 676-688.

Curtis, A., y Halliday, D. (2010). Source-receiver wave field interferometry. *Physical Review E*, 81(4), 046601.

Curtis, A., Nicolson, H., Halliday, D., Trampert, J., y Baptie, B. (2009). Virtual seismometers in the subsurface of the Earth from seismic interferometry. *Nature Geoscience*, 2(10), 700-704.

Córdoba Montiel, F., Iglesias Mendoza, A., Singh, S. K., Spica, Z., y Legrand, D. (2014). Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 441-457.

De la Fuente, M., Aitken, C., y Mena, M. (1994). Cartas gravimétricas de la República Mexicana. *Instituto de Geofísica, UNAM, México DF*.

Fichtner, A., Tsai, V., Nakata, N., y Gualtieri, L. (2019). Theoretical foundations of noise interferometry. *Seismic ambient noise*, 109-143.

Gaite Castrillo, B. (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love.

Levshin, A. L., y Ritzwoller, M. H. (2001). Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves. In *Monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty: Surface waves* (pp. 1531-1545). Birkhäuser, Basel.

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.

Ma, S., y Beroza, G. C. (2012). Ambient-field Green's functions from asynchronous seismic observations. *Geophysical Research Letters*, 39(6).

Melgar, D., y Pérez-Campos, X. (2011). Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and applied geophysics*, 168(8), 1449-1460.

Nakata, N., Gualtieri, L., y Fichtner, A. (Eds.). (2019). *Seismic ambient noise*. Cambridge University Press.

Olivier, G., Brenguier, F., Campillo, M., Lynch, R., y Roux, P. (2015). Body-wave reconstruction from ambient seismic noise correlations in an underground mine. *Geophysics*, 80(3), KS11-KS25.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 346-364.

Perton, M., Spica, Z. J., Clayton, R. W., y Beroza, G. C. (2020). Shear wave structure of a transect of the Los Angeles basin from multimode surface waves and H/V spectral ratio analysis. *Geophysical Journal International*, 220(1), 415-427.

Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H., y LAPNET Working Group. (2012). Body-wave imaging of Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise. *Science*, 338(6110), 1063-1065.

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., y Sambridge, M. (2005). The fast marching method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, 36(4), 341-350.

Romero, P., y Schimmel, M. (2018). Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 5052-5067.

Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W. A., y Fehler, M. C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(19).

Schimmel, M., Assumpção, M., y VanDecar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).

Schimmel, M., Stutzmann, E., Lognonné, P., Compaire, N., Davis, P., Drilleau, M., ... y Banerdt, B. (2021). Seismic noise autocorrelations on Mars. *Earth and Space Science*, 8(6), e2021EA001755.

Schimmel, M., Stutzmann, E., y Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184(1), 494-506.

Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1366-1378.

Shapiro, N. M., y Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).

Shapiro, N. M., Nakata, N., Gualtieri, L., y Fichtner, A. (2019). Applications with surface waves extracted from ambient seismic noise. *Seismic ambient noise*, 218.

Simões Neto, F. L., Julià, J., y Schimmel, M. (2019). Upper-mantle structure of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave tomography: implications for rheology and volcanism. *Geophysical Journal International*, 216(1), 231-250.

Spica, Z., Perton, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F., y Iglesias, A. (2016). 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophysical Journal International*, 206(3), 1795-1813.

Stehly, L., Campillo, M., y Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).

Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., y Weaver, R. L. (2008). Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B11).

Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley y Sons.

Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, 93(25), 254301.

Zhang, S., Feng, L., y Ritzwoller, M. H. (2020). Three-station interferometry and tomography: coda versus direct waves. *Geophysical Journal International*, 221(1), 521-541.

Zheng, S., Sun, X., Song, X., Yang, Y., y Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).