



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE INGENIERÍA – INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

# TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE FORMA DE ONDA COMPLETA DEL CENTRO DE MÉXICO

TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS  
(SISMOLOGÍA)  
PRESENTA

**ALAN JUÁREZ ZÚÑIGA**

DIRECTOR DE TESIS:

**DR. LEONARDO RAMÍREZ GUZMÁN**  
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

JURADO ASIGNADO:

**PRESIDENTE: DR. FRANCISCO SÁNCHEZ SESMA (INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM)**  
**SECRETARIO: DR. LEONARDO RAMÍREZ GUZMÁN (INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM)**  
**VOCAL: DRA. VALA HJÖRLEIFSDÓTTIR (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)**  
**1<sup>ER</sup>. SUPLENTE: DR. JOSUÉ TAGO PACHECO (FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM)**  
**2<sup>DO</sup>. SUPLENTE: DR. MARCO CALÓ (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)**

CIUDAD DE MÉXICO, JUNIO DE 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

**LUGAR DONDE SE REALIZÓ LA TESIS:  
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM.**

**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 REFERENCIAS A, LA OBRA DE OTROS AUTORES APARECEN DEBIDA Y ADECUADAMENTE SEÑALADAS, ASÍ COMO ACREDITADAS MEDIANTE LOS RECURSOS EDITORIALES CONVENCIONALES.**

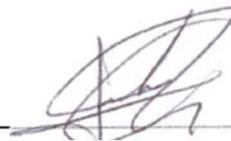
**FIRMA Y VO.BO.**

**ALUMNO**



**ALAN JUÁREZ ZÚÑIGA**

**TUTOR**



**LEONARDO RAMÍREZ GUZMÁN**



# TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE FORMA DE ONDA COMPLETA DEL CENTRO DE MÉXICO

ALAN JUÁREZ ZÚÑIGA  
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
Instituto de Ingeniería – Instituto de Geofísica, UNAM

A Leonardo,  
por ser más que sólo mi tutor.

## RESUMEN

La Tomografía Sísmica de Forma de Onda Completa recientemente se ha convertido en un método usual para conocer la estructura de la Tierra, desde escalas locales hasta la escala global, gracias a un incremento sustancial de las capacidades de cómputo y las mejoras en los métodos numéricos. En esta investigación se aplicó con éxito la formulación del Campo Adjunto para mejorar un modelo 3D de velocidades sísmicas del centro-sur de México. El modelo inicial se construyó mediante la recopilación de estudios tomográficos anteriores, junto con un estudio reciente de correlaciones cruzadas de ruido ambiental y la tomografía de ondas superficiales. Las derivadas de Fréchet se calcularon utilizando soluciones numéricas de la Ecuación de Onda Elástica utilizando el Método de Elemento Finito para un medio tridimensional basado en mallas *octree* (Tu et al., 2006). La actualización del modelo se resolvió utilizando el método del gradiente conjugado (Tromp et al., 2005). Se hicieron más de 2,000,000 de mediciones de los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos (Gee & Jordan, 1992) para las diferentes fases identificadas en los sismogramas de 77 sismos ( $4.5 < M_w < 5.5$ ), registrados en 264 estaciones de tres componentes del centro-sur de México, en el periodo de 2005-2015. Además, se incluyeron observaciones de 151 funciones de Green construidas a partir de las correlaciones cruzadas de registros de sismos entre pares de estaciones. Las diferencias entre los sismogramas sintéticos calculados utilizando el modelo actualizado y los observados muestran una reducción en periodos mayores a 5 segundos. El modelo actualizado muestra correlación con algunas estructuras geológicas, como la Faja Volcánica Transmexicana, y revela heterogeneidades en la corteza a profundidades someras que no se habían reconocido empleando otras técnicas de tomografía sísmica.

# Abstract

Full Waveform Inversion has recently become a popular method for Earth structure imaging, from local to global scales. In this research, we had successfully applied the Adjoint-Wavefield formulation of Full Waveform Tomography to improve a 3D velocity model of South-Central Mexico. We constructed our initial model by gathering previous tomographic studies together with recent studies of ambient noise cross-correlations and surface wave tomography. Fréchet kernels were computed using an octree-based finite element numerical solutions of the 3D elastodynamic wave equation (Tu et al., 2006). Model updates are solved using the Conjugate Gradient Method (Tromp et al., 2005). More than 2,000,000 misfit observations were made using the Generalized Seismological Data Functional (Gee & Jordan, 1992) for different phases on records of 77 ( $4.5 < M_w < 5.5$ ) earthquakes, recorded from 2005 to 2015 in Southern Mexico at 264 three-component stations in South-Central Mexico. Additionally, we included observations from more than 250 Green's Functions constructed from earthquake-record cross-correlations between pairs of stations. Synthetic seismograms computed using our updated model showed better fits over observed seismograms on periods larger than 5 seconds. Furthermore, our latest model showed correlation with geological structures, such as the Mexican Volcanic Belt and also reveals other heterogeneities in the shallow crustal depths not previously recognized by other techniques of seismic tomography.

# CONTENIDO

Resumen .....	i
Abstract.....	ii
1 Introducción .....	1
2 Inversión de LA Forma de Onda .....	3
2.1 Método del Campo Adjunto.....	5
2.1.1 Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos .....	9
2.1.2 Kernels de Sensibilidad.....	14
3 Estudios Tomográficos del Centro de México .....	19
3.1 Geología del Centro de México.....	19
3.2 Modelo Inicial.....	23
3.3 Propagación de Ondas Elásticas en Modelos Tridimensionales .....	26
4 Tomografía Sísmica del Centro de México.....	28
4.1 Base de Datos.....	28
4.2 Tomografía Sísmica del Centro de México.....	33
4.3 Observaciones y Conclusiones .....	43
5 Reconocimientos.....	44
6 Referencias .....	44



# 1 INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la estructura de la Tierra permite modelar y comprender las propiedades y los procesos físicos de interés, tanto práctico como científico, para la sismología, así como realizar inferencias sobre la evolución geológica y tectónica de una región. Los modelos de velocidades sísmicas son fundamentales para la localización y obtención de los parámetros de la fuente (Chen et al, 2006; Tape et al, 2009), también son útiles para determinar la amplificación del movimiento y estudiar los mecanismos de interacción de las ondas sísmicas con estructuras geológicas complejas (Field et al., 1997; Fleury & Vasconcelos, 2012), en estimaciones robustas de parámetros del movimiento del terreno (Hartzell et al., 2014; Imperatori & Gallovič, 2016) y del peligro sísmico (Graves et al, 2010), y el modelado tectónico de la corteza (Sol et al., 2007; Yao et al., 2008), por mencionar algunos.

Diversos estudios en la zona de subducción, la corteza y el manto en el centro y sur de México han estimado la estructura de velocidades y la geometría de las placas. Las investigaciones incluyen el análisis de la distribución de la sismicidad y relocalizaciones precisas de sismos (Pardo & Suárez, 1995), estudios de sismicidad y gravimetría (Kostoglodov et al., 1996; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996), tomografía sísmica utilizando tiempos de viaje de ondas de cuerpo (Husker & Davis, 2009; Chen & Clayton, 2012), funciones del receptor (Pérez-Campos et al., 2008; Melgar & Pérez-Campos, 2011; Kim et al., 2010; Suhardja et al., 2015) y tomografía de ondas superficiales (Iglesias et al., 2010; Gaité et al., 2012). Los perfiles obtenidos en diversos estudios muestran que la estructura de velocidades y la geometría de la subducción varían a lo largo de la trinchera; sin embargo, los modelos unidimensionales o bidimensionales propuestos son poco robustos, y en el caso de las tomografías tridimensionales el nivel de resolución es muy bajo. Lo anterior dificulta el reconocimiento e interpretación de heterogeneidades locales en la corteza y en el manto. Los estudios con mayor resolución (Spica et al., 2014) son a escala local. Las diferencias entre los modelos complican su integración en un modelo tridimensional con resolución a escalas locales.

Actualmente, el desarrollo acelerado de las tecnologías de supercómputo permite simular con buena precisión la propagación de ondas, incluso en modelos globales, de manera eficaz y eficiente. El cálculo rápido de sismogramas ha permitido que la tomografía sísmica de forma de onda completa se convierta en un método factible para conocer la estructura de la Tierra a detalle, con relativamente menos datos, *i.e.*, temblores y estaciones, que otras técnicas tomográficas.

El objetivo de esta tesis fue construir y mejorar un modelo tridimensional de velocidades sísmicas de la corteza en el Centro de México utilizando el método de inversión de forma de onda completa con base en la formulación del campo adjunto. Las mediciones del error en esta investigación fueron parámetros dependientes de la frecuencia: el tiempo de retraso y reducción de la amplitud de las correlaciones cruzadas de distintas fases sísmicas, en los sismogramas observados y los calculados, de distintos sismos registrados en estaciones temporales y permanentes en el centro y sur de México. Las mediciones se emplearon para

construir la función de la fuente del campo adjunto (Chen et al., 2010). Los kernels de sensibilidad fueron calculados utilizando soluciones numéricas de la ecuación de onda que aproximan la física involucrada en la generación y propagación del campo de ondas elásticas en tres dimensiones y en una banda finita de frecuencias, y no con aproximaciones de frecuencia infinita, por ejemplo en la teoría de rayos, utilizada en otras técnicas de tomografía sísmica.

La motivación principal de este trabajo son las aplicaciones futuras a la obtención de los parámetros de la fuente, así como a la evaluación del peligro sísmico y del riesgo asociado, empleando el modelo del centro-sur de México que se presenta, considerando que la sismicidad asociada con la zona de subducción en el sur del país es la amenaza natural con mayor potencial de afectación a la población en México (Ordaz-Schoerder & Zeballos-Cabrera, 2007). La tomografía de forma de onda es una técnica que busca mejorar el modelo de velocidades sísmicas reduciendo los desajustes de amplitud y fase entre los sismogramas observados durante un temblor y los sismogramas calculados con las simulaciones de la propagación de ondas. El modelo que se obtuvo permite calcular sismogramas sintéticos más similares a los observados, por lo que las estimaciones del movimiento del terreno mediante las simulaciones con el modelo tridimensional serán robustas y permitirán cálculos precisos del peligro sísmico y de los parámetros de la fuente.

El primer capítulo de esta tesis describe los conceptos teóricos de la tomografía de forma de onda, el desarrollo matemático de la formulación del campo adjunto y la construcción del kernel de sensibilidad para la inversión tomográfica iterativa, ilustrados mediante ejemplos acústicos en dos dimensiones. En el segundo capítulo, junto con una exposición de los rasgos geológicos y tectónicos de México, se describe el modelo inicial utilizado en este estudio y las características de las simulaciones de la propagación de ondas. Posteriormente, los resultados de una iteración de la tomografía tridimensional del centro de México se presentan incluyendo una discusión en términos de las perturbaciones al modelo inicial y su correlación con heterogeneidades de la corteza no identificadas en estudios de tomografía sísmica previos. Finalmente, la última sección contiene las conclusiones y algunas reflexiones finales sobre las observaciones y los alcances de esta investigación.

## 2 INVERSIÓN DE LA FORMA DE ONDA

Una de las principales tareas de la sismología es entender el comportamiento del interior del planeta y determinar sus características a partir de observaciones, directas o indirectas. Las ondas sísmicas contienen información sobre las propiedades físicas y la estructura de la Tierra, por ello las mediciones de los tiempos de viaje y las amplitudes de las diferentes fases sísmicas en los sismogramas se utilizan para construir modelos de la Tierra mediante diferentes técnicas tomográficas basadas en relaciones físicas y empíricas entre los parámetros, como la velocidad de propagación de las ondas con los tiempos de viaje o las amplitudes con la atenuación.

La inversión de forma de onda completa es una técnica de optimización no lineal que busca minimizar el desajuste entre sismogramas observados y el campo de ondas modelado utilizando la información contenida en los sismogramas. Este método puede utilizar cualquier funcional que mida las diferencias entre las formas de onda observadas y las sintéticas (Lee et al., 2014) y no solamente observaciones sobre una fase. Mediciones dependientes de la frecuencia como los tiempos de retraso, las diferencias en amplitudes, o los residuos de los sismogramas o correlogramas que aproximen la función de Green entre estaciones son ejemplos de funcionales que se pueden emplear en la tomografía de forma de onda.

Toda la información contenida en los sismogramas puede considerarse para resolver el problema de optimización. El método de inversión de onda completa tiene en cuenta la física involucrada en la generación y propagación de ondas sísmicas. Resolver la ecuación de onda completamente y obtener información de todas las fases sísmicas (ondas P y S directas, reflexiones múltiples internas y de superficie libre, ondas convertidas y refractadas) permite mejorar la iluminación del subsuelo y obtener información de zonas mal resueltas utilizando sólo un tipo de fase.

Una ventaja del método de inversión de onda completa es mejorar la resolución de la tomografía utilizando cantidades menores de temblores y estaciones que en otras técnicas, como la tomografía de tiempos de viaje. Sin embargo, la necesidad de modelar completamente la propagación de ondas sísmicas hace este método menos eficiente, por ejemplo, que las aproximaciones con teoría de rayos (Romaniwicz, 2003) para obtener modelos de velocidad del subsuelo.

Las propiedades físicas que comúnmente se resuelven en medios viscoelásticos son las velocidades de las ondas P y S, la densidad, la atenuación y los parámetros de anisotropía. Resolver y obtener todos los parámetros puede ser complicado debido a que diferentes combinaciones de propiedades físicas tienen efectos similares en la respuesta sísmica del medio. Además, los parámetros tienen magnitudes que varían en diferentes órdenes, por lo que tienen efectos con diferentes escalas en el campo de ondas, resultando en problemas de inversión mal condicionados (Operto et al., 2013). Una forma de reducir el número de parámetros y formular un problema mejor condicionado es resolver alguna propiedad física

de mayor interés, por ejemplo las velocidades sísmicas o la anisotropía, y utilizar leyes empíricas para restringir otras propiedades como la densidad y atenuación.

En cualquier formulación de inversión de la forma de onda las derivadas de Fréchet o kernel de sensibilidad, se pueden construir utilizando cualquier funcional de los sismogramas observados con respecto a las formas de onda sintéticas, incluyendo la diferencia entre las formas de onda (Tarantola, 1984; Tromp et al., 2005; Chen et al., 2007), o funcionales dependientes de la frecuencia, como el tiempo de retraso y la reducción de la amplitud de la correlación cruzada de diferentes fases sísmicas (Gee & Jordan, 1992; Chen et al., 2010)

La aplicación de la inversión de la forma de onda completa tiene dificultades que se pueden separar en tres ámbitos (Virieux & Operto, 2009; Operto et al., 2013):

1. Construir modelos iniciales precisos. Los métodos de optimización pueden converger en un mínimo local en lugar de a un mínimo global si el modelo inicial no es el adecuado. Adicionalmente, la convergencia se puede ver afectada por la resolución limitada a diferentes frecuencias, por la presencia de ruido en los sismogramas observados o por las limitaciones para modelar completamente la física compleja involucrada en la generación y propagación de ondas (Virieux & Operto, 2009). Por otro lado, un modelo inicial proporciona información de regiones en el espacio que no son bien resueltas por los datos.
2. Definir criterios de optimización de la función de desajuste que sean robustos y poco sensibles a errores. Los métodos de optimización son capaces de lidiar con errores en los datos y de proporcionar soluciones completamente independientes de los modelos iniciales. Sin embargo, si el número de datos no es suficiente, la solución del problema de minimización tenderá al modelo inicial.
3. Eficiencia computacional para el cálculo de soluciones directas y manejo de bases de datos. El ajuste de formas de onda en un problema de inversión requiere del cálculo intenso de sismogramas sintéticos. Los métodos de optimización en los problemas de inversión de forma de onda completa requieren comúnmente del cálculo del gradiente y del Hessiano de la función de desajuste, lo cual requiere de una cantidad muy grande de simulaciones, que es proporcional al número de fuentes que se consideren. Por tanto, el tiempo que requiere la inversión también depende de la eficiencia del método para resolver el problema directo. Además, la cantidad de datos que se almacenan depende de la cantidad de sismogramas observados y calculados, para cada fuente, receptor y muestra en tiempo, incluyendo que se debe guardar el campo de ondas en todo o parte del dominio dependiendo de la formulación del método de inversión que se utilice, por ejemplo, la formulación del campo adjunto o de la integral de dispersión (Chen et al., 2007).

## 2.1 Método del Campo Adjunto

El estudio de la propagación de ondas elásticas se basa en la teoría de mecánica de medios continuos y en los principios básicos de dispersión (Pike & Sabatier, 2002). Con esta teoría es posible deducir formulaciones teóricas del análisis de perturbaciones para establecer relaciones matemáticas entre las diferencias de los sismogramas y las propiedades y fenómenos de la Tierra.

El método tomográfico de forma de onda está formulado como un problema de optimización de la función cuadrática de desajuste (Woodhouse & Dziewonski, 1984; Tarantola, 1984; Tromp et al., 2005; Chen et al., 2007)

$$\chi^2 = \frac{1}{2} \sum_s \sum_r \sum_{in} \left| d_{in}^{sr}(\mathbf{m}, \tilde{\mathbf{m}}) \right|^2, \quad (1)$$

donde  $d_{in}^{sr}$  son un conjunto de funcionales que miden las diferencias entre los sismogramas observados  $u_i^s(\mathbf{x}_r, t)$ , para un modelo de la Tierra  $\mathbf{m}$ , y los sismogramas sintéticos  $s_i^s(\mathbf{x}_r, t)$  calculados con un modelo aproximado  $\tilde{\mathbf{m}}$ . En la función de desajuste (ecuación 1) se suma explícitamente sobre  $s$  fuentes,  $r$  receptores,  $i$  componentes y  $n$  mediciones en cada sismograma. El gradiente de  $\chi^2$  se puede escribir como

$$\delta\chi^2 = \sum_{srin} d_{in}^{sr} \delta d_{in}^{sr}. \quad (2)$$

En el cálculo de variaciones, un funcional es una función que toma como argumento funciones desconocidas y que cumplen las condiciones de derivabilidad. Las derivadas de Fréchet son las derivadas direccionales del funcional. Para una función con un número finito de variables independientes las derivadas de Fréchet equivalen a las derivadas paramétricas ordinarias. En este estudio las mediciones de la diferencia entre los sismogramas sintéticos y los observados son los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos (FGDS) (Gee & Jordan, 1992). Sin embargo, los funcionales pueden ser cualquier operación que permita medir la diferencia entre los sismogramas, por ejemplo, los residuos y las diferencias entre los tiempos de arribo de las fases sísmicas. Las derivadas de Fréchet de los funcionales o datos observados son específicas para cada par de sismogramas calculado y observado. Por lo tanto, las derivadas de Fréchet que relacionan las variaciones

de los funcionales de los datos con las variaciones de los sismogramas se pueden escribir en términos de un kernel independiente del espacio (Tromp et al., 2005):

$$\delta d_{in}^{sr} = \int_0^T J_{in}^{sr} \delta s_i^s(\mathbf{x}_r, t) dt. \quad (3)$$

Las derivadas de Fréchet  $J_{in}^{sr}$  de los datos en términos de los sismogramas se pueden construir con base en la aproximación de Born (Aki & Richards, 2002; Pike & Sabatier, 2002).

La aproximación de Born permite estimar las perturbaciones del campo de ondas debidas a un punto difractor que actúa como fuente secundaria cuando el campo de ondas de referencia se transmite a través de él. El caso general de la tomografía sísmica se supone un modelo anisótropo descrito por los parámetros  $\{\rho, c_{jklm}\}$ , donde  $\rho$  es la densidad y  $c_{jklm}$  son los elementos del tensor de cuarto orden de constantes elásticas. Los términos  $\{\delta\rho, \delta c_{jklm}\}$  son las perturbaciones de los parámetros en algún punto del volumen, *i.e.* son las variaciones del modelo asociadas a un punto difractor. Con estas definiciones se puede construir el teorema de representación para el campo total, que se puede descomponer en las contribuciones del campo de referencia no perturbado más el campo generado por el punto difractor (Pike & Sabatier, 2002). Ambos campos cumplen con las condiciones de frontera de tracciones nulas en la superficie libre.

Partiendo de la aproximación de Born, las perturbaciones en el campo de desplazamiento  $\delta s_i$  en términos de las perturbaciones en los parámetros se pueden expresar como:

$$\delta s_i(\mathbf{x}_r, t) = -\int_0^t \int_V \left[ \delta\rho(\xi) G_{ij}(\mathbf{x}_r, \xi; t-\tau) \frac{\partial^2 s_j(\xi, \tau)}{\partial t^2} + \delta c_{jklm}(\xi) \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}_r, \xi; t-\tau)}{\partial \xi_k} \frac{\partial s_m(\xi, \tau)}{\partial \xi_l} \right] d\xi d\tau \quad (4)$$

donde  $G_{ij}$  es la función de Green observada en la componente  $i$  de la posición  $\mathbf{x}_r$  debida a una fuerza impulsiva unitaria en la dirección  $j$  en la posición  $\xi$ . La ecuación anterior permite calcular las variaciones en los sismogramas debidas a la presencia de un punto difractor, o perturbación en el medio.

Utilizando la relación de reciprocidad espacial del tensor de Green (Aki & Richards, 2002)

$$G_{ik}(\mathbf{x}_r, \xi; t-\tau) = G_{ki}(\xi, \mathbf{x}_r; t-\tau), \quad (5)$$

sustituyendo las ecuaciones (4) y (5) en la ecuación (3):

$$\delta d_{in}^{sr} = -\int_0^T J_{in}^{sr} dt \int_0^t \int_V \left[ \delta\rho G_{ji}(\xi, \mathbf{x}_r; t-\tau) \frac{\partial^2 s_j(\xi, \tau)}{\partial t^2} + \delta c_{jklm} \frac{\partial G_{ji}(\xi, \mathbf{x}_r; t-\tau)}{\partial \xi_k} \frac{\partial s_m(\xi, \tau)}{\partial \xi_l} \right] d\xi d\tau \quad (6)$$

Sustituyendo la ecuación (6) en (2), se obtiene:

$$\delta\chi^2 = -\sum_{srin} \int_0^T d_{in}^{sr} J_{in}^{sr} dt \int_0^t \int_V \left[ \delta\rho(\xi) G_{ji}(\xi, \mathbf{x}_r; t-\tau) \frac{\partial^2 s_j(\xi, \tau)}{\partial t^2} + \delta c_{jklm}(\xi) \frac{\partial G_{ji}(\xi, \mathbf{x}_r; t-\tau)}{\partial \xi_k} \frac{\partial s_m(\xi, \tau)}{\partial \xi_l} \right] d\xi d\tau \quad (7)$$

En la ecuación (7) el gradiente de la función de desajuste se expresa en términos del teorema de representación para un campo adjunto dado por

$$\mathbf{s}_j^+(\xi, \mathbf{x}_r, \tau, \omega_n) = \int_0^\tau \sum_{rin} G_{ji}(\xi, \mathbf{x}_r; \tau-t) J_{in}^{sr}(-t) d_{in}^{sr} dt. \quad (8)$$

Teniendo en cuenta la definición de la función de Green y la representación integral expresada en la ecuación (8), es claro que el campo es generado por las fuentes adjuntas

$$f_j^+(\xi, t) = \sum_{rin} J_{in}^{sr}(-t) d_{in}^{sr} \delta(\xi - \mathbf{x}_r), \quad (9)$$

asociadas al funcional (Tromp et al., 2005) y que actúan de forma simultánea en las posiciones de los receptores. Las fuentes adjuntas relacionan los datos observados con las perturbaciones en el modelo a través de la función de Green.

Partiendo de la definición del campo adjunto podemos escribir la función de desajuste en la ecuación (2) como

$$\delta\chi^2 = \int K^\rho(\mathbf{x}) \delta\rho(\mathbf{x}) d\mathbf{x} + \sum_{jklm} \int K^{c_{jklm}}(\mathbf{x}) \delta c_{jklm}(\mathbf{x}) d\mathbf{x}, \quad (10)$$

donde

$$K^\rho(\mathbf{x}) = -\sum_{srin} \int d_{in}^{sr} J_{in}^{sr}(t) dt \int \sum_j G_{ji}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_r, t-\tau) \partial_\tau^2 s_j^s(\mathbf{x}, \tau) d\tau, \quad (11)$$

$$K^{c_{jklm}}(\mathbf{x}) = -\sum_{srin} \int d_{in}^{sr} J_{in}^{sr}(t) dt \int \partial_k G_{ji}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_r, t-\tau) \partial_l s_m^s(\mathbf{x}, \tau) d\tau. \quad (12)$$

$K^\rho$  y  $K^{c_{jklm}}$  indican la dirección de descenso que minimiza la función de desajuste. Las derivadas de Fréchet tridimensionales o kernels de sensibilidad en las ecuaciones (9) y (10) relacionan las variaciones de los desajustes de las formas de onda con la densidad y con las constantes elásticas del medio.

La formulación del campo adjunto permite usar algoritmos basados en la optimización por medio del gradiente, por ejemplo el método de gradiente conjugado estándar (Fletcher & Reeves, 1964).

Una forma práctica de construir el campo adjunto es resolver la ecuación de onda con la fuente adjunta actuando en las posiciones de los receptores de forma simultánea y después invertir el eje de tiempo para calcular su interacción con el campo adjunto. Con la sustitución de  $t \rightarrow -t$ , podemos expresar las ecuaciones (9) y (10) en términos de la interacción del campo directo con el campo adjunto (Tromp et al., 2005; Chen et al., 2007):

$$K^\rho(\mathbf{x}) = -\sum_s \int_0^T \sum_j^{+s} s_j(\mathbf{x}, -\tau) \partial_\tau^2 s_j^s(\mathbf{x}, \tau) d\tau, \quad (13)$$

$$K^{c_{jklm}}(\mathbf{x}) = -\sum_s \int_0^T \partial_k^+ s_j(\mathbf{x}, -\tau) \partial_l s_m^s(\mathbf{x}, \tau) d\tau. \quad (14)$$

En el caso de un medio isótropo las constantes elásticas se reducen a la constante volumétrica  $k$  y al módulo de cizalla  $\mu$ , tal que

$$c_{jklm} = \left( k - \frac{2}{3} \mu \right) \delta_{jk} \delta_{lm} + \mu (\delta_{jl} \delta_{km} + \delta_{jm} \delta_{kl}). \quad (15)$$

Las derivadas de Fréchet de los datos con respecto a estos parámetros están dadas por

$$K^\mu(\mathbf{x}) = -\int_0^T 2\mu(x) \mathbf{D}^+(\mathbf{x}, -\tau) : \mathbf{D}(\mathbf{x}, \tau) d\tau, \quad \mathbf{y} \quad (16)$$

$$K^k(\mathbf{x}) = -\int_0^T k(\mathbf{x}) \left[ \nabla \cdot \mathbf{s}^+(\mathbf{x}, -\tau) \right] \left[ \nabla \cdot \mathbf{s}(\mathbf{x}, \tau) \right] d\tau, \quad (17)$$

donde  $\mathbf{D}^+$  y  $\mathbf{D}$  son los tensores de deformaciones desviadoras del campo adjunto y del campo directo respectivamente. Finalmente, con estas definiciones podemos expresar las derivadas de Fréchet o el kernel de sensibilidad en términos de las velocidades de onda S y P:

$$K^\beta = 2 \left( K^\mu - \frac{4}{3} \frac{\mu}{k} K^k \right), \quad \mathbf{y} \quad K^\alpha = 2 \left( \frac{k + \frac{4}{3} \mu}{k} \right) K^k. \quad (18)$$

Analizando las ecuaciones (11) y (12) podemos observar que las derivadas de Fréchet se pueden construir con base en dos simulaciones de propagación de ondas, una para el campo directo y otra del campo adjunto para cada fuente. Las fuentes del campo adjunto actúan en todas las posiciones de los receptores de forma simultánea. La construcción de las derivadas paramétricas requiere calcular la interacción del campo directo  $\mathbf{s}$ , con el campo adjunto  $\mathbf{s}^+$ , con tiempo en reversa. Posteriormente, la interacción o producto de los campos directo y adjunto se integra con respecto al tiempo para obtener la dirección del gradiente. La construcción del gradiente no requiere integrales de volumen (Tromp et al., 2005).

## 2.1.1 FUNCIONALES GENERALIZADOS DE DATOS SÍSMICOS

La tomografía sísmica de forma de onda requiere de mediciones de la diferencia entre sismogramas observados y sismogramas sintéticos calculados con un modelo de la Tierra. Para cada sismograma, podemos calcular un conjunto finito de  $n$  funcionales de los datos observados debidos a  $s$  fuentes,  $r$  receptores, e  $i$  componentes (Chen et al., 2007)

$$d_{in}^{sr} = D_n \left[ u_i^s(\mathbf{x}_r, t), s_i^s(\mathbf{x}_r, t) \right]. \quad (19)$$

Las mediciones de la diferencia entre los sismogramas observados  $u_i^s$ , y los sismogramas sintéticos  $s_i^s$  puede ser cualquier operación formulada de tal forma que con la inversión tomográfica se obtenga  $D_n \left[ u_i^s(\mathbf{x}_r, t), s_i^s(\mathbf{x}_r, t) \right] \rightarrow 0$ . Las operaciones  $D_n$  de la diferencia entre sismogramas comúnmente involucran la diferencia lineal o los residuos entre los sismogramas observados y los sintéticos (Tarantola, 1984; Gauthier et al., 1986), aunque también hay diversas propuestas para realizar tomografía utilizando como datos los tiempos de viaje, desfases en tiempo o las diferencias de amplitudes (Tromp et al., 2005; Chen et al., 2007) de distintas fases sísmicas en los sismogramas.

La eficiencia de cada tipo de funcional  $d_{in}^{sr}$  depende de la calidad con la que los datos se pueden aproximar con perturbaciones lineales  $\delta d_{in}^{sr}$ , por ejemplo, si se miden los residuos entre sismogramas,  $d_{in}^{sr} = u_i^s(\mathbf{x}_r, t) - s_i^s(\mathbf{x}_r, t)$ , entonces  $J_{in}^{sr}$  es la delta de Dirac,  $\delta(t - t_n)$ , y los kernels de sensibilidad de la inversión son directamente la aproximación de Born (Tromp et al., 2005), válida para desfases en tiempo muy pequeños. Mientras que los funcionales del tiempo de desfase y la reducción de la amplitud dependientes de la frecuencias son válidos para tiempos de desfase largos (Chen et al., 2007).

En la siguiente sección de este capítulo mostramos el desempeño de dos tipos de funcionales; los residuos y los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos (FGDS) en un modelo sencillo. El gradiente y los kernels de sensibilidad calculados dependen del detalle del modelo inicial. Los residuos son eficientes para detectar interfaces y corrigen el modelo cuando el mínimo de la función de desajuste está muy cerca, mientras que la solución utilizando los FGDS es más robusta y tiende al mínimo global aunque el modelo inicial no sea muy preciso, ya que la función de desajuste tiene menos mínimos locales (T. Jordan, Diciembre de 2015, comunicación personal). Por esa razón se seleccionaron los FGDS de distintas fases para el estudio tomográfico de este proyecto en las primeras iteraciones y así corregir las zonas del modelo que tiene menor precisión.

Los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos miden la diferencia entre los sismogramas sintéticos y los sismogramas observados utilizando dos cantidades dependientes de la frecuencia y del tiempo que maximizan la correlación cruzada entre fases sísmicas observadas en los sismogramas. Las mediciones son el tiempo de retraso de la fase  $\delta t_p$  y la

reducción de la amplitud  $\delta t_q$ . El procesamiento de los sismogramas para obtener las mediciones consiste en identificar y aislar con una ventana la fase sísmica de interés en el sismograma observado, con lo que obtenemos la señal  $f(t)$ , además se debe construir el filtro de aislamiento  $\tilde{f}(t)$  (Figura 1.b), que es el sismograma sintético de la fase sísmica que se analiza. El siguiente paso es realizar la autocorrelación del filtro de aislamiento y la correlación cruzada entre el filtro de aislamiento y el sismograma observado de la fase aislada

$$\tilde{C}_{ff}(t) = \tilde{f}(t) \otimes \tilde{f}(t) \text{ y } C_{ff}(t) = \tilde{f}(t) \otimes f(t), \quad (20)$$

donde  $\otimes$  es el operador de la correlación cruzada. Posteriormente se aplica la ventana Gaussiana

$$W(t) = \exp\left[-\frac{\sigma_w^2}{2}(t-t_c)^2\right] \quad (21)$$

a los dos correlogramas (ecuación 20).

La ventana Gaussiana está centrada en el tiempo  $t_c$  que es el tiempo en el que ocurre la máxima amplitud de cada correlograma. Al ser la autocorrelación del sismograma sintético  $\tilde{C}_{ff}$  es simétrica, y en este caso  $t_c = 0$ . En contraste,  $C_{ff}(t)$  generalmente no es simétrica y la ventana gaussiana se centra en el máximo de la correlación para minimizar la distorsión de la señal.  $\sigma_w$  es la desviación estándar de la ventana, normalmente  $\sigma_w \sim 0.72 \times 2\pi / T_w$  (Gee & Jordan, 1992), donde  $T_w$  es la duración de la ventana. Denotamos las señales moduladas por la ventana Gaussiana como  $W\tilde{C}_{ff}$  y  $WC_{ff}$ . La siguiente manipulación consiste en filtrar ambos correlogramas con un filtro de banda estrecha,  $F$ , alrededor de la frecuencia de interés. La Figura 1.d muestra que una vez aplicado el procedimiento mencionado, los correlogramas pueden aproximarse a una función coseno modulada por una Gaussiana, es decir

$$FW\tilde{C}_{ff} \approx \tilde{A} \exp\left[-\frac{\tilde{\sigma}_s(t-\tilde{t}_g)}{2}\right] \cos\left[\tilde{\omega}_s(t-\tilde{t}_p)\right], \text{ y } (22)$$

$$FWC_{ff} \approx A \exp\left[-\frac{\sigma_s(t-t_g)}{2}\right] \cos\left[\omega_s(t-t_p)\right]. \quad (23)$$

Las mediciones del tiempo de retraso y la reducción de la amplitud en la frecuencia asociada al filtro  $F$  cuantifican las diferencias entre  $FW\tilde{C}_{ff}$  y  $FWC_{ff}$  a partir de los parámetros de las funciones en las ecuaciones (22) y (23):

$$\delta t_p = t_p - \tilde{t}_p, \quad (24) \quad \delta t_q = -\frac{\ln\left(\frac{A/\tilde{A}}{\omega_s}\right)}{\omega_s}. \quad (25)$$

La función de la fuente adjunta se obtiene aplicando la formulación perturbacional de las observaciones, en este caso, los funcionales generalizados de datos sísmicos, en términos de las perturbaciones en los sismogramas y, por lo tanto, con perturbaciones en los parámetros estructurales (Chen et al., 2010). En el dominio de la frecuencia podemos expresar la autocorrelación del filtro de aislamiento como

$$\tilde{C}_{ff}(\omega) = \tilde{f}(\omega)^* \tilde{f}(\omega). \quad (26)$$

Por otro lado, podemos formular el sismograma observado como una perturbación del filtro de aislamiento de la fase de interés:

$$f(\omega) = \tilde{f}(\omega) + \delta f(\omega) \quad (27)$$

La correlación cruzada entre el filtro de aislamiento y el sismograma observado se puede expresar como

$$C_{ff}(\omega) = \tilde{f}^*(\omega) f(\omega) = \tilde{C}_{ff}(\omega) + \tilde{f}^*(\omega) \delta f(\omega). \quad (28)$$

En el dominio de la frecuencia el sismograma observado se puede expresar en términos del sismograma sintético usando las dos cantidades dependientes de la frecuencia  $\delta t_p(\omega)$  y  $\delta t_q(\omega)$  de la aproximación de Rytov (Gee & Jordan, 1992):

$$u_i^s(x_r, \omega) = s_i^s(x_r, \omega) \exp\left[i\omega(\delta t_p(\omega) + i\delta t_q(\omega))\right], \quad (29)$$

Las derivadas de Fréchet de los datos observados con respecto a los sismogramas se pueden escribir en términos de los kernel independientes del espacio. De la ecuación (3):

$$\delta t_x = \int J_x \delta f(t) dt, \quad x = p, q \quad (30)$$

Combinando las ecuaciones (28), (29) y (30) es posible obtener:

$$\delta \tau_p = \frac{1}{\omega} \text{Im} \left[ \frac{\tilde{f}^*(\omega)}{\tilde{C}_{ff}(\omega)} \delta f(\omega) \right] \quad (31), \quad \delta \tau_q = -\frac{1}{\omega} \text{Re} \left[ \frac{\tilde{f}^*(\omega)}{\tilde{C}_{ff}(\omega)} \delta f(\omega) \right] \quad (32)$$

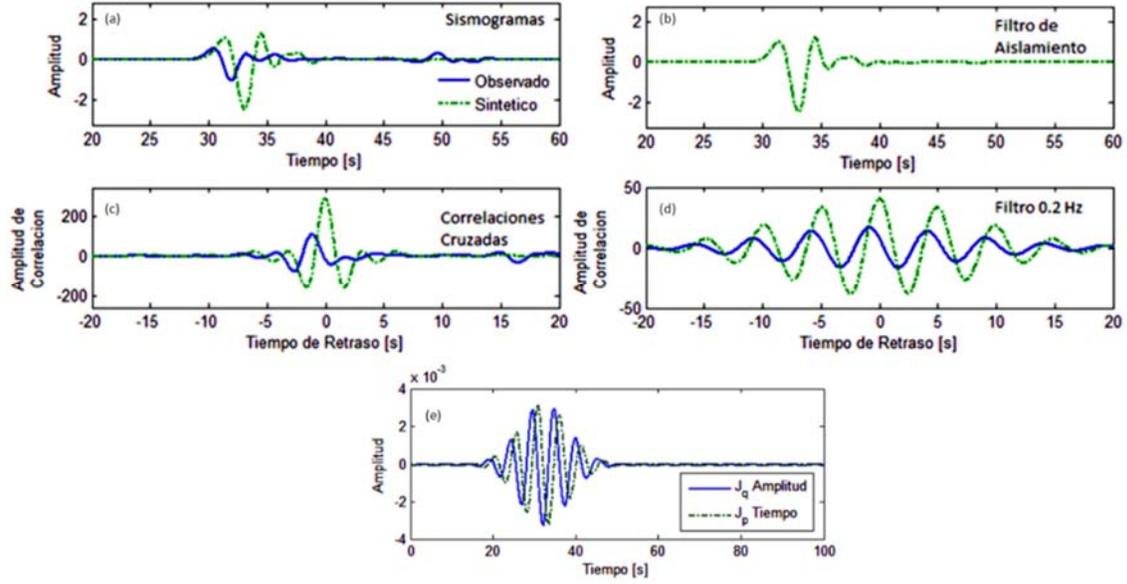


Figura 1. Procesamiento de los sismogramas para obtener los FGDS. (a) El sismograma observado y el sintético de la fase sísmica de interés. (b) El filtro de aislamiento. (c) Autocorrelación (línea segmentada) del filtro de aislamiento y correlación cruzada (línea continua) entre el filtro de aislamiento y el sismograma observado. (d) Ejemplo de los correlogramas posterior a la modulación con la ventana Gaussiana y filtrados con un filtro de banda estrecha en 0.2 Hz. (e) Derivada perturbacional de los datos respecto a los sismogramas.

A partir de las ecuaciones (31) y (32), y de la aproximación analítica de la autocorrelación del filtro de aislamiento y de la correlación cruzada entre el filtro de aislamiento con el sismograma de la fase (ecuaciones 22 y 23), transformando al dominio temporal podemos escribir

$$\begin{aligned}
 I(t) = & \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \left\{ H(\omega) \frac{\sigma_i'}{\sigma_w \tilde{A}} \exp\left[\frac{-(\omega - \omega_i)^2}{2(\sigma_w^2 + \sigma_i^2)}\right] \frac{\tilde{f}^*(\omega)}{\omega'} \right\} d\omega \\
 & + \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \left\{ H(\omega) \frac{\sigma_i'}{\sigma_w \tilde{A}} \exp\left[\frac{-(\omega - \omega_i)^2}{2(\sigma_w^2 + \sigma_i^2)}\right] \frac{\tilde{f}^*(\omega)}{\omega''} \right\} d\omega
 \end{aligned} \tag{33}$$

Donde  $H(\omega)$  es la función escalón,  $\omega' = \frac{\sigma_i^2 \omega + \sigma_w^2 \omega_i}{\sigma_w^2 + \sigma_i^2}$  y  $\omega'' = \frac{\sigma_i^2 \omega - \sigma_w^2 \omega_i}{\sigma_w^2 + \sigma_i^2}$ .

Finalmente, las derivadas perturbacionales son

$$J_p(t) = \text{Im}[I(t)], \quad J_q(t) = -\text{Re}[I(t)] \tag{34}$$

La Figura 1 muestra un ejemplo de la construcción de las derivadas de los datos respecto a los sismogramas como se describe en esta sección considerando como mediciones el tiempo de desfase y la reducción de la amplitud asociados con el filtro estrecho a 0.2 Hz.

Los kernels temporales en la ecuación (34) se calculan para cada fase sísmica en los sismogramas y en distintas bandas estrechas de frecuencia. La construcción de la función de la fuente adjunta requiere de las derivadas de Fréchet temporales de los datos y la fuente adjunta es la suma ponderada de las derivadas paramétricas en donde los coeficientes de ponderación son las mediciones de los FGDS. El tiempo de retraso y la reducción de la amplitud son dos parámetros que cuantifican las diferencias entre los correlogramas.

## 2.1.2 KERNELS DE SENSIBILIDAD

Las derivadas de Fréchet, kernel o derivadas paramétricas, son las derivadas de los datos medidos con respecto a cada uno de los parámetros del problema de inversión. En este estudio, las derivadas de Fréchet son las derivadas de los FGDS con respecto a la velocidad de ondas S del medio y se calcularon utilizando el campo producido por la fuente adjunta y su interacción con el campo directo en todo el dominio de simulación. En este capítulo mostramos el procedimiento de construcción de los kernel de sensibilidad  $K^\beta$  usando la formulación del campo adjunto de la inversión de forma de onda completa en el caso bidimensional de la propagación de ondas (Gauthier et al., 1986).

Las simulaciones de propagación de ondas en dos dimensiones se resolvieron con el método de diferencias finitas. Las posiciones de la fuente y del receptor se muestran en la Figura 2.a. El modelo es una sección de un espacio homogéneo y todas las fronteras del dominio son absorbentes, por lo que en los sismogramas calculados sólo se observa el arribo directo (Figura 2.b). El sismograma sintético se calculó con una perturbación de  $-0.1$  km/s a la velocidad del modelo original en todo el espacio. En este caso, utilizando los FGDS, el kernel se calcula utilizando un sismograma sintético y uno observado mediante perturbaciones en el modelo (Chen et al., 2010). A diferencia de utilizar los residuos como datos observados, en donde es posible utilizar el sismograma observado con el tiempo invertido como fuente adjunta sin necesidad de perturbar el modelo (Tromp et al., 2005).

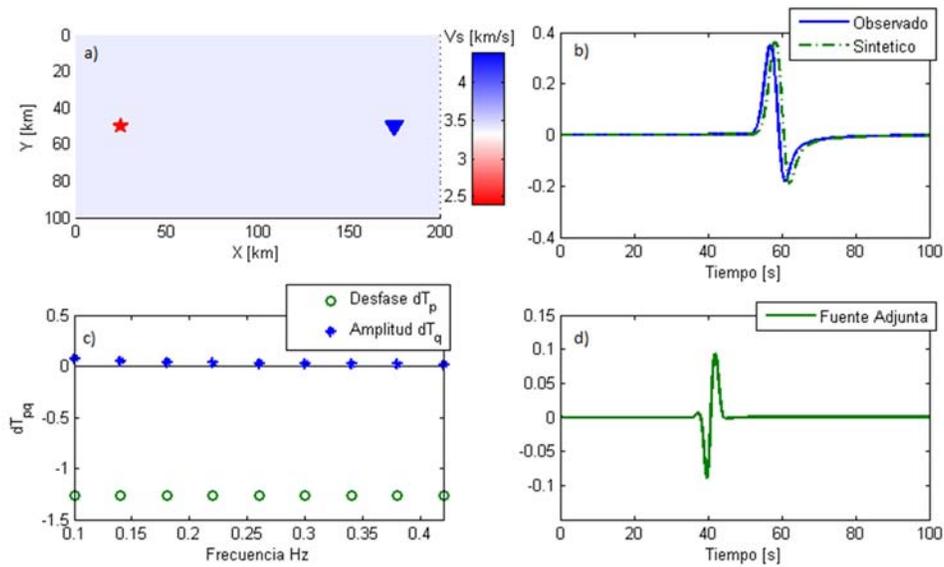


Figura 2. Construcción de las derivadas de Fréchet de los FGDS. (a) Configuración de la fuente, receptor y dimensiones del dominio, una sección de un espacio homogéneo. Todas las fronteras son absorbentes. (b) Sismograma observado (línea continua) y sismograma sintético (línea segmentada), calculados según la configuración mostrada en (a), utilizando velocidades de propagación de 3.5 y 3.4 km/s respectivamente. (c) Datos observados del tiempo de retraso (círculos verdes) y la reducción de la amplitud (estrellas azules) utilizando los FGDS. (d) Función de la fuente construida utilizando los FGDS.

La Figura 2.c muestra las mediciones de los desfases en tiempo y la reducción de la amplitud, de la onda directa en diferentes frecuencias. Las mediciones de la reducción de amplitud son muy pequeñas, ya que los sismogramas tienen amplitudes muy cercanas a las correctas, mientras que las mediciones del tiempo de retraso son mayores por la perturbación a la velocidad en modelo inicial. La Figura 2.d muestra la función de la fuente adjunta. El campo adjunto se modela con el tiempo invertido y con la fuente adjunta actuando en la posición del receptor. La interacción de los campos se calcula en cada instante de tiempo (Figura 3).

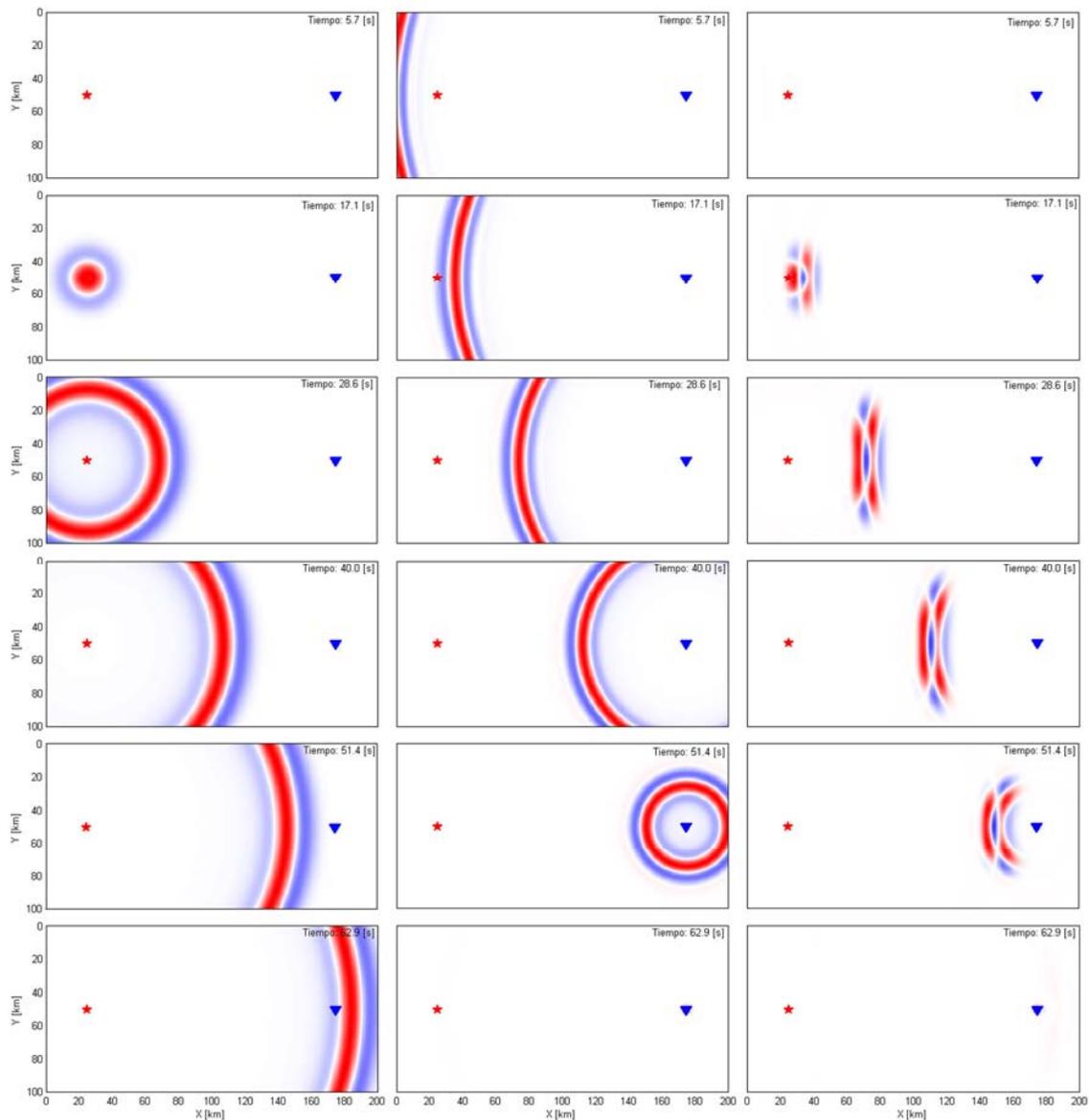


Figura 3. Construcción de las derivadas de Fréchet en un modelo homogéneo. La estrella señala la posición de la fuente, mientras que el triángulo azul indica la posición del receptor. La primera columna muestra la simulación y propagación del campo directo. En la columna del centro se observa la propagación del campo adjunto. La función de la fuente adjunta se calculó utilizando los FGDS. La columna de la derecha muestra la interacción del campo directo y del campo adjunto en diferentes instantes de tiempo.

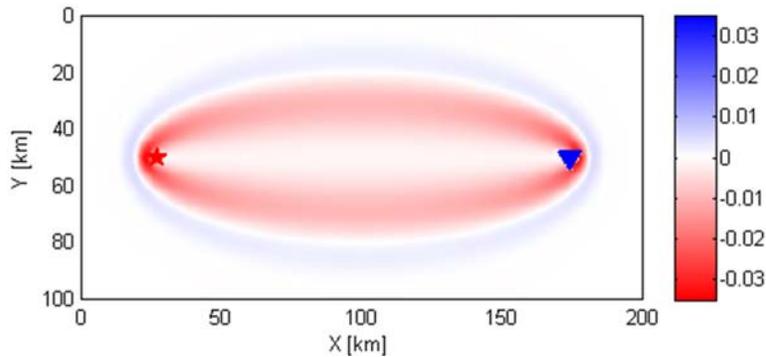


Figura 4. La interacción de los campos adjunto y directo (columna de la derecha en la Figura 3) en cada nodo del dominio se integra con respecto al tiempo para construir el kernel de sensibilidad de la inversión.

La precisión con la cual el kernel de sensibilidad aproxima las perturbaciones al modelo para minimizar la función de desajuste depende del modelo inicial. Si el modelo inicial se encuentra lejos del mínimo global es posible que la inversión tienda a un mínimo regional o local o a un máximo.

La construcción del gradiente en la formulación del campo adjunto de la tomografía sísmica de forma de onda completa requiere de dos simulaciones de la propagación de ondas. La Figura 3 muestra ambas simulaciones en diferentes instantes de tiempo. La primera columna corresponde a la simulación del campo directo, desde la fuente. La columna del centro muestra la simulación del campo adjunto, en la que el sensor actúa como fuente y la propagación de ondas es en tiempo reverso. La columna de la derecha muestra la interacción o producto entre el campo adjunto y el campo de velocidades del campo directo en diferentes instantes de tiempo. La interacción de los campos en todo el volumen se integra en el tiempo para así obtener el kernel de sensibilidad de la inversión (Figura 4), el cual tiene la dirección del gradiente.

La dirección de máximo descenso en la función de optimización es la dirección opuesta a la del gradiente. Las derivadas de Fréchet de los datos respecto a perturbaciones del modelo indican dirección de máximo descenso en la función de desajuste, por lo que permiten implementar fácilmente un método de minimización a partir del gradiente (Fletcher & Reeves, 1964; Apolinario et al., 2000; Zhang & Wang, 2010).

La formulación del campo adjunto combinado con el gradiente conjugado requiere de cuatro simulaciones de la propagación de ondas para cada sismo por iteración (Tromp et al., 2005), lo cual requiere del cálculo intenso de sismogramas. Otras implementaciones de la tomografía de forma de onda requieren de menos simulaciones para actualizar el modelo, pero en su lugar se hacen simulaciones adicionales para calcular el Hessiano o una aproximación del Hessiano de la matriz de sensibilidad en todas las celdas del dominio y almacenarlo, lo cual no es eficiente en términos de memoria (Chen et al., 2007).

La formulación de la integral de dispersión es equivalente a la del campo adjunto en la expresión de los kernels de las ecuaciones 11 y 12, el tensor de Green transpuesto del receptor contiene los campos de onda generados por tres fuerzas unitarias impulsivas ortogonales actuando en las posiciones de los receptores y las derivadas de Fréchet de los datos se construyen a partir de la convolución del campo directo con el tensor de Green del receptor e integrando con respecto a los kernels de los datos  $J_{in}^{sr}$  (Chen et al., 2007; Lee et al., 2014).

Las formulaciones de campo adjunto con iteraciones de Newton se pueden implementar en un código de optimización que resuelve el problema inverso y minimiza la función de desajuste (Askan et al., 2007; Epanomeritakis et al., 2008). Las formulaciones con el método de Newton y gradiente conjugado también utilizan el operador adjunto o la integral de dispersión pero abordan el problema de minimización como un problema de optimización restringido en el que las restricciones son las ecuaciones diferenciales que rigen la propagación de ondas en el dominio y se incluyen los regularizadores para reducir la no linealidad del problema (Métivier et al., 2013). El Hessiano contiene la información para estimar la dirección del gradiente para actualizar el modelo.

Las técnicas utilizadas para modelar la propagación de ondas deben considerar completamente la estructura tridimensional del medio y modelar la propagación de ondas de forma correcta y eficiente, ya que en cualquier formulación de la tomografía de onda completa se requiere del cálculo de sismogramas en todo el dominio. Los métodos para calcular sismogramas son muy variados e incluyen formulaciones con elementos finitos, diferencias finitas, métodos pseudoespectrales, número de onda discreto, modos normales, etc. La elección de un método depende del balance entre eficiencia y resolución de la tomografía.

En este estudio analizamos el gradiente construido con información de los sismogramas sintéticos calculados con un modelo simple que consiste de una zona de baja velocidad incrustada en un espacio homogéneo. La configuración para este estudio se muestra en la Figura 5.a. El modelo inicial es un espacio homogéneo con la misma velocidad que la configuración que se asume como real. El objetivo es definir la zona de baja velocidad con la tomografía de onda completa utilizando como datos los residuos y las mediciones de los FGDS.

Los residuos son eficientes para detectar interfaces y modifican el modelo de forma correcta cuando el modelo inicial se encuentra muy cerca de mínimo global de la función de desajuste, es decir, las fases en los sismogramas están más o menos alineadas (B. Romanowicz, Abril 12 de 2016, comunicación personal). La solución utilizando mediciones del tiempo de retraso y reducciones de la amplitud es más robusta dado que pueden medir diferencias grandes entre las fases en los sismogramas sintéticos y observados aunque no estén alineadas. La solución de la inversión iterativa tiende al mínimo global aunque el modelo inicial no sea muy preciso ya que la función de desajuste tiene menos mínimos locales. El gradiente calculado utilizando las mediciones del tiempo de retraso y de la reducción de la amplitud de la correlación es más parecida a lo que se debería obtener comparado con el modelo real

y produce menos artefactos a la inversión que podrían resultar en interpretaciones erróneas. Por esta razón se seleccionaron los FGDS para el estudio tomográfico de la corteza de México. En este proyecto se espera que con las primeras iteraciones sea posible corregir las zonas del modelo inicial que no fueron bien definidas. Se planea que en futuros estudios se utilicen como datos observados los residuos entre sismogramas, que son eficientes detectando bordes y contrastes de velocidad. Los FGDS se desempeñan mejor detectando contrastes volumétricos, no así los bordes.

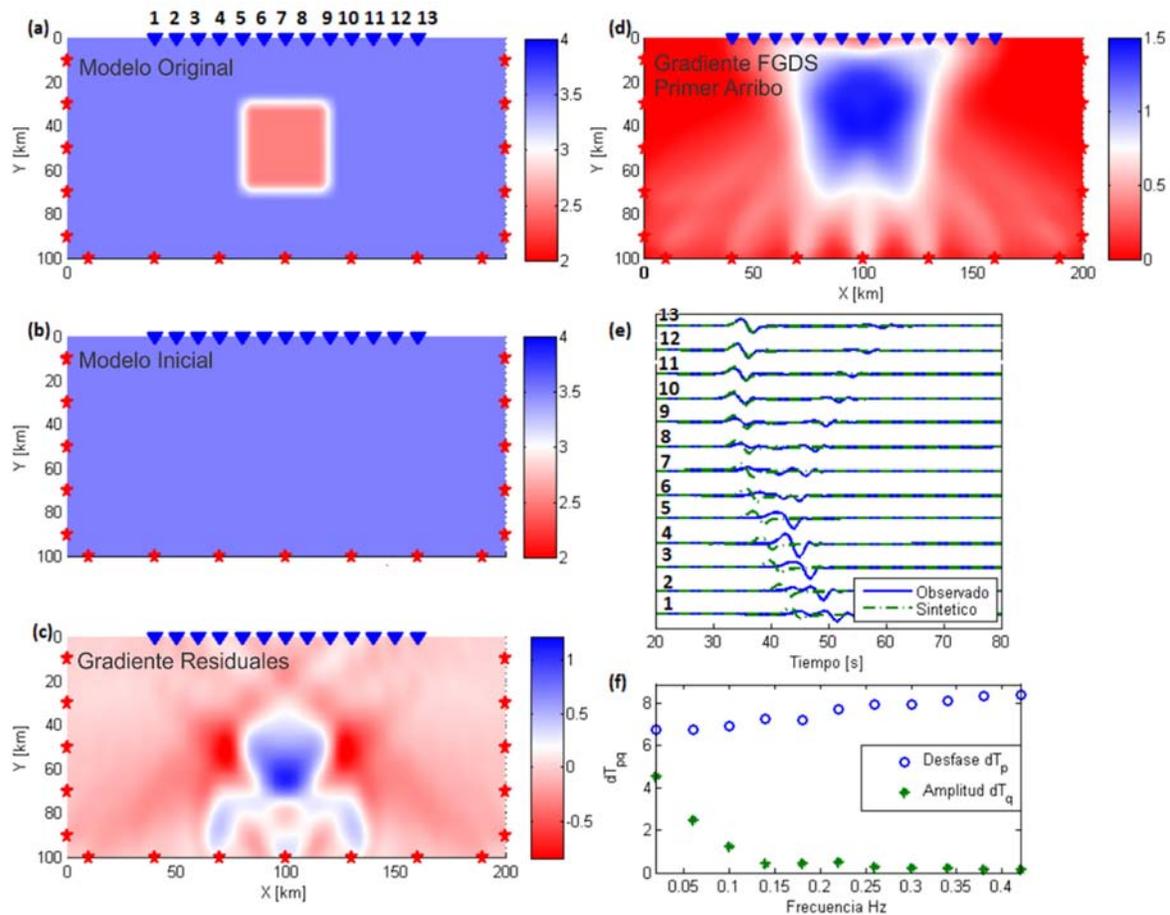


Figura 5. Comparación entre los gradientes calculados utilizando como datos observados los residuos entre los sismogramas sintéticos y los observados, y utilizando los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos (FGDS). (a) El modelo original consiste en una zona de baja velocidad en un espacio homogéneo. Las estrellas rojas son la localización de las fuentes y los triángulos azules los receptores. (b) El modelo inicial es un espacio homogéneo. (c) Gradiente calculado utilizando la información de los residuos. (d) El gradiente calculado utilizando las mediciones de los FGDS solo para la onda directa. (e) Comparación entre los sismogramas observados y los sintéticos calculados con la fuente en (200,90 km) y con el modelo inicial. (f) Mediciones del tiempo de retraso y reducción de la amplitud medidos en la estación 4 y de los sismogramas de la fuente en (200, 90 km).

## 3 ESTUDIOS TOMOGRÁFICOS DEL CENTRO DE MÉXICO

### 3.1 Geología del Centro de México

La tectónica en el sur-centro de México se rige principalmente por la interacción de las placas de Cocos y Rivera con la placa de Norteamérica. Los sismos más importantes, por su magnitud, ocurren con mayor frecuencia en la zona de subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana, en la Trinchera Mesoamericana. Este sistema de subducción ha inducido la formación de cadenas montañosas como la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la Sierra Madre del Sur, la Sierra de Chiapas que va desde el sur del estado de Veracruz hasta Guatemala continuando después como Cordillera Centroamericana.

La geología de gran parte del territorio mexicano está conformada por estructuras asociadas a distintos eventos tectónicos. Para el centro y suroeste de México se reconocen principalmente dos grandes provincias geológicas, la FVTM y la Sierra Madre del Sur, ambas relacionadas con la subducción de las placas Cocos y Rivera en la trinchera Mesoamericana. En el centro-sur de México se reconocen nueve terrenos tectonoestratigráficos (Figura 6) (Sedlock et al., 1993): la FVTM en la parte central, el terreno Náhuatl o Guerrero en el suroeste de México; el terreno Chatino al sur de los estados de Oaxaca y a sureste de Guerrero, los terrenos Mixteco, Zapoteco, Cuicateco o Juárez en los estados de Guerrero y Oaxaca, y el terreno Maya en el Golfo de México y la península de Yucatán. Algunos autores reconocen la plataforma Morelos como un terreno (Gómez-Tuena et al., 2005).

Los límites de estos terrenos no han sido bien definidos (Morán-Zenteno et al., 2005), aunque los contrastes litológicos de las rocas expuestas son evidentes, los límites corticales en profundidad con base en interpretaciones geofísicas no son tan claros. Los terrenos Juárez y Guerrero, ambos cubiertos por secuencias cretácicas, delimitan el basamento premesozoico conformado por los terrenos Mixteco y Zapoteco. Los límites entre los terrenos en el sur son estructuras de falla de gran tamaño con orientación N-S, sobre los estados de Guerrero y Oaxaca. Hacia el sur son truncadas por el terreno Chatino, que define una franja paralela a la trinchera en la costa sur de México, formado principalmente por protolitos del prisma de acreción de la subducción de la placa de Cocos. Las diferencias en el estilo de deformación de la Sierra Madre del Sur sugieren tres zonas: 1) la zona occidental tiene estructuras de bajo ángulo y orientación norte-sur, involucrando principalmente la deformación de rocas cretácicas; 2) la zona central, caracterizada por afloramientos de un núcleo metamórfico premesozoico con la deformación mayor en los bordes, controlada por el contraste geológico respecto a las secuencias sedimentarias adyacentes; y 3) la zona oriental, cuya deformación consiste en una serie de pliegues y cabalgaduras orientadas al N-W.

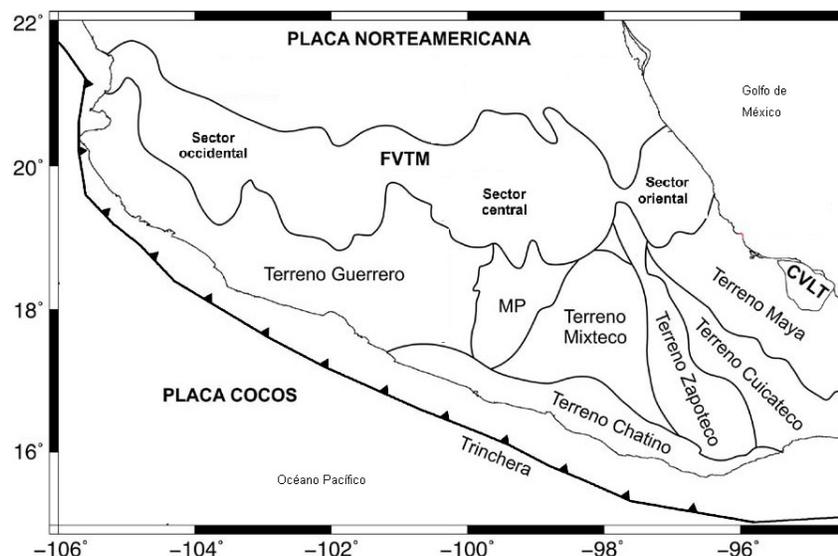


Figura 6. Principales unidades tectonoestratigráficas del centro-sur de México (Sedlock et al., 1993; Gómez-Tuena et al., 2005). MP denota la Plataforma Morelos, FVTM es la Faja Volcánica Transmexicana y CVLT el Campo Volcánico Los Tuxtlas.

Toda la margen continental del sur de México se caracteriza por abundantes cuerpos plutónicos de composición silícica y subalcalina de edades entre Cretácico tardío hasta el Terciario, destacando dos episodios magmáticos, uno en el Paleoceno relacionado con el límite convergente entre las placas, y otro en el Eoceno-Oligoceno que es más complejo y se asocia con la ruptura gradual de la placa subducida (Ferrari et al., 2012). Las edades de estos cuerpos señalan una aparente migración del magmatismo hacia el SE.

Una de las características más sobresalientes de la geología del sur de México es el carácter truncado y exhumado del borde continental del Pacífico, además del notable avance que ha tenido la trinchera hacia el continente evidenciado por la distribución de las rocas plutónicas. La exhumación se asocia con el emplazamiento de grandes plutones silícicos en el bloque continental, iniciando lentamente desde el Mioceno temprano y con máximos de actividad durante el Oligoceno.

El truncamiento del bloque continental está ligado con el desplazamiento del bloque de Chortis, un protolito metavolcánico sobre la placa del Caribe. Su desplazamiento se ha inferido de las observaciones de la migración del magmatismo hacia el sureste y las estructuras de cizalla izquierda (Morán-Zenteno et al., 2005). La extinción del magmatismo en el Eoceno-Oligoceno y su posterior reaparición en la posición de la FVTM coincide con un cambio en la geometría de la placa subducida como resultado de un salto del punto triple de la zona divergente del Pacífico este, y con el desplazamiento del bloque de Chortis (Ferrari, 2004) aunque dicho modelo presenta algunas incongruencias respecto al desplazamiento de Chortis y la rotación de la placa del Caribe (Morán-Zenteno et al., 2005).

La configuración tectónica actual es producto de una reorganización de las placas en el Pacífico debido a la fragmentación de la placa de Farallón. Lo anterior trajo consigo cambios en la velocidad y vector de convergencia a lo largo de la margen continental del Pacífico. La litósfera oceánica que subduce en la trinchera de Guerrero corresponde a dos placas: Cocos y Rivera. La placa de Cocos subduce a una velocidad de 5.5 a 6.8 cm/año con dirección NW-SE y con un polo de rotación ubicado en las costas de Baja California. La placa de Rivera subduce en la parte de trinchera correspondiente a la zona de Jalisco, con una velocidad aproximada de 3.8 cm/año. En la trinchera se han identificado tres zona de fractura: 1) Rivera, que representa el límite entre las placas Rivera y Cocos, 2) Orozco y 3) O'Gorman.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental de composición alcalina que cruza transversalmente el centro de México. Tiene una longitud aproximada de 1000 km desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Veracruz y una extensión entre 80 y 230 km en latitud. Está compuesta por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas por una serie de sistemas volcánicos, siendo los principales algunos estratovolcanes como el Pico de Orizaba, el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca y el Nevado de Colima (piroclásticos y derrames lávicos); conos cineríticos, como el Parícutín; domos riolíticos, calderas de explosión y colapso. En conjunto, la FVTM consta de cerca de más de 8000 estructuras volcánicas y varios cuerpos intrusivos.

La evolución del magmatismo y la relación espacio-temporal de la Sierra Madre Occidental con la FVTM fue objeto de discusión por mucho tiempo. Sin embargo, actualmente se reconoce como una entidad distinta cuya actividad magmática inició en el Mioceno medio y tardío (Ferrari et al., 2012). La historia geológica de la FVTM se puede simplificar distintos episodios que incluyen el desarrollo de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, seguido por un episodio máfico del Mioceno tardío; posteriormente un episodio silíceo de finales del Mioceno y bimodal en el Plioceno temprano y, finalmente, un arco de gran variabilidad composicional del Plioceno tardío-Cuaternario (Gómez-Tuena et al., 2005).

En general, las estructuras geológicas encontradas en la FVTM indican un régimen tectónico distensivo aunque se ha reconocido un régimen transtensivo explicado por la convergencia oblicua de las placas de Cocos y Rivera. La relación entre los mecanismos de emplazamiento magmático y el sistema de deformación estructural no es claro debido a la aparente alineación de los grandes estratovolcanes con una orientación general N-S. Una de las últimas interpretaciones sugiere que por la oblicuidad del arco respecto a la trinchera se favorece el ascenso del magmatismo en las fallas paralelas al arco formando los grandes centros monogenéticos mientras que las fallas transversales al arco tienen una tasa baja de deformación y en consecuencia se favorece el entrampamiento de los magmas permitiendo la formación de estratovolcanes (Gómez-Tuena et al., 2005).

La complejidad magmática de la FVTM se debe a la subducción de las placas Cocos y Rivera, cada una con parámetros distintos que cambian el régimen tectónico convergente, por lo que el arco magmático no se ha desarrollado de la misma manera y no puede ser interpretado únicamente como un clásico arco asociado a subducción. A la porción occidental del arco le

subyace la placa de Rivera, mientras que en el centro y oriente subyace la placa de Cocos. La placa de Rivera es más joven y tiene una velocidad de convergencia menor que la placa de Cocos. La placa de Rivera se introduce con un ángulo cercano a  $50^\circ$  mientras que Cocos es más variable, es casi horizontal en la porción central y oriente de la FVTM y aumenta rápidamente su profundidad hasta  $45^\circ$  en el istmo de Tehuantepec y Arco Centroamericano (Pardo & Suárez, 1995).

Diversos estudios utilizando datos de gravimetría (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996), gravimetría y sismicidad (Kostoglodov et al., 1996), de dispersión de ondas superficiales (Gaité et al., 2012) y funciones del receptor (Pérez-Campos et al., 2008; Melgar & Pérez-Campos, 2011) estiman el espesor de la corteza en el centro de México entre 30-45 km. En estudios recientes de la estructura de velocidad en el centro de México se encuentran perturbaciones en la velocidad de ondas S de hasta 15% en las regiones del FVTM con respecto a la velocidad promedio de la corteza en Centro y Norteamérica (Iglesias et al., 2010; Gaité et al., 2015). Los estudios de gravimetría señalan una estructura cortical sencilla, con un incremento en el espesor cortical desde la costa hacia interior del continente. Los mayores espesores están en el Valle de México y Valle de Toluca, la zona central de la FVTM tiene 40 km y las partes más delgadas se encuentran en las costas del Pacífico y Golfo de México, 15 km en la costa del pacífico y cerca de 10 km en el Golfo de México (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996).

## 3.2 Modelo Inicial

Los estudios más recientes de la estructura de velocidades en la corteza de Norteamérica y México incluyen el análisis de las funciones de Green calculadas a partir de la correlación cruzada de ruido sísmico entre pares de estaciones (Gaite et al., 2012; Gaite et al., 2015; Córdoba-Montiel et al., 2014). Otros estudios con menor resolución proponen un modelo de la estructura de velocidades en la corteza del centro de México y de la FVTM a partir de mediciones de dispersión de ondas superficiales de sismos regionales en arreglos perpendiculares a la costa (Iglesias et al., 2010), así como un modelo de la subducción de la placa de Cocos utilizando tiempos de viaje de ondas P de telesismos (Husker & Davis, 2009; Chen & Clayton, 2012).

Los estudios tomográficos basados en dispersión de ondas superficiales tienen buena resolución en la parte somera de la corteza, mientras que los estudios utilizando datos globales tienen resolución de las estructuras de gran escala principalmente en el manto superior y una resolución muy pobre de las heterogeneidades de la corteza. En general, estos estudios tomográficos analizan los tiempos de viaje de determinadas fases sísmicas o la dispersión de ondas superficiales a periodos largos (5-100 segundos). Debido a la distribución dispersa de estaciones con respecto a las fuentes con que se construyeron esos modelos, su resolución horizontal es baja, sensibles a longitudes de onda de aproximadamente 100 km o mayor, por lo que estructuras de menor tamaño difícilmente son localizadas. La estructura de velocidades en diversas regiones de México, sobretodo en la parte del centro-norte aún no es bien conocida.

El método tomográfico de forma de onda es iterativo y requiere de un modelo inicial robusto que permita calcular el gradiente de la función de desajuste dentro de la región del mínimo correcto. El modelo inicial para el estudio tomográfico del centro y sur de México de esta tesis fue construido con base en diversos estudios tomográficos de la estructura de velocidades en la corteza y manto superior en México y de la geometría de la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana (Figura 7). Las dimensiones del modelo para las simulaciones son 800 x 450 x 75 km.

El estudio de la distribución de la sismicidad y de los mecanismos focales en la costa del pacífico mexicano ha permitido estimar la geometría de la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo de la placa Norteamericana (Pardo & Suárez, 1995; Kostoglodov et al., 1996). En este estudio se utilizó la geometría propuesta por Pardo y Suárez (1995). En los bordes del modelo, hacia las placas de Rivera, y del Caribe, la geometría de la subducción de la placa de Cocos es pronunciada. Debajo del estado de Michoacán, el ángulo de subducción va disminuyendo hasta que en la región de Guerrero y el oeste de Oaxaca es casi horizontal. En el este de Oaxaca el ángulo de subducción va aumentando. Esta geometría de la placa de Cocos explica la posición del vulcanismo en el Cinturón Volcánico Transmexicano, el cual no es paralelo a la subducción en la Trinchera Mesoamericana.

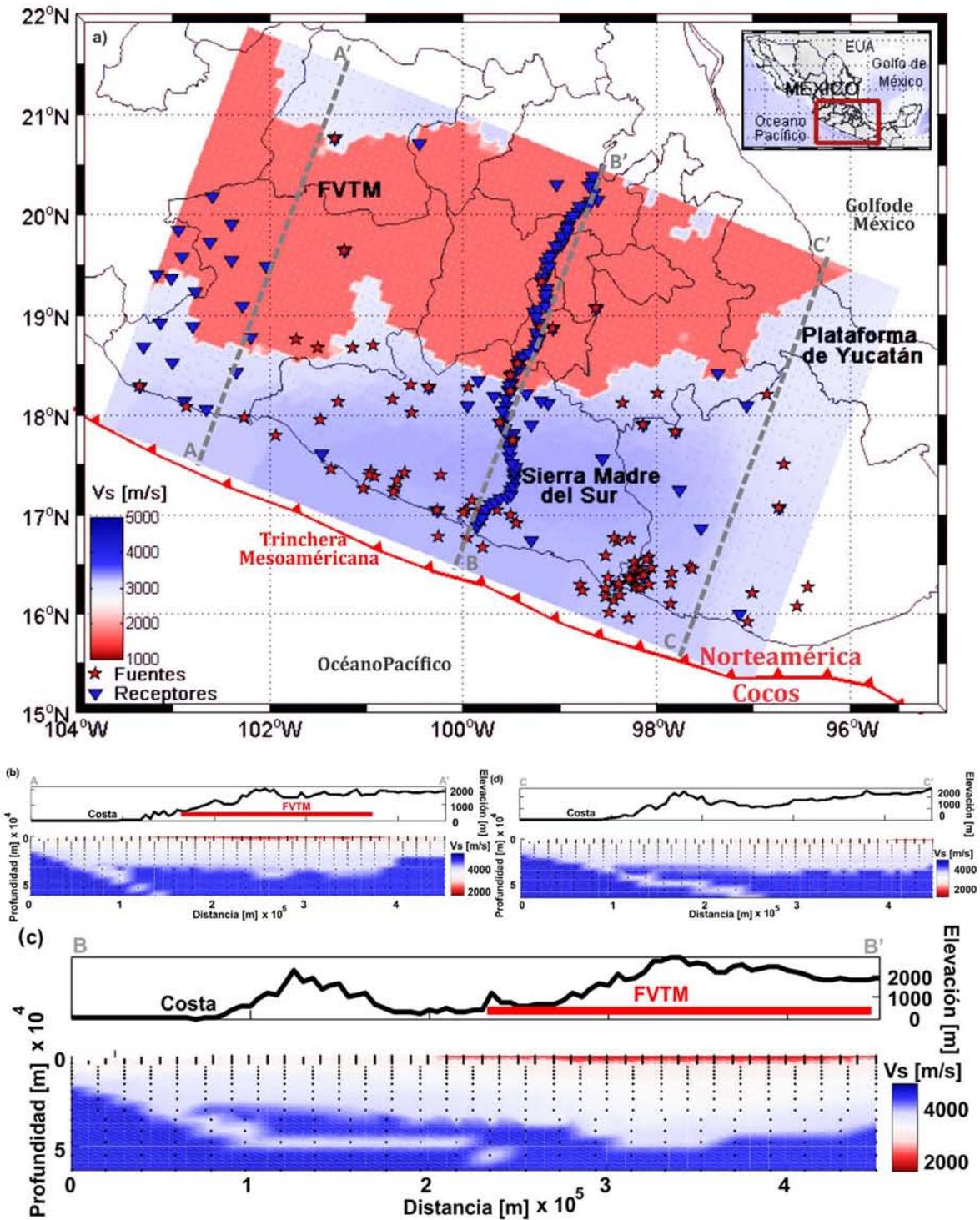


Figura 7. Modelo inicial. (a) Mapa del modelo inicial del Centro de México a 1km de profundidad. El modelo inicial consiste de la corteza y el Cinturón Volcánico Transmexicano. (b) Perfil de velocidad perpendicular a la costa sobre el arreglo MASE mostrando las principales características de modelo inicia: la zona de baja velocidad del CVTM, la corteza con espesor 30-45 km y la subducción de la placa de Cocos. El modelo incluye topografía.

Estudios de la estructura de velocidades en el centro de México así como la geometría de la subducción se han realizado con datos de los arreglos sísmicos temporales, como el Experimento en la Subducción en Mesoamérica (MASE por sus siglas en inglés) y el arreglo lineal Veracruz-Oaxaca (VEOX). Diferentes análisis de las funciones del receptor (Pérez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010; Melgar & Pérez-Campos, 2011), tomografías de tiempos de viaje, y simulaciones de la propagación de ondas (Dougherty & Clayton, 2014) han permitido conocer con detalle la geometría de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica, así como el espesor de la corteza desde la trinchera hasta una distancia de 300 km de la costa donde la placa entra en el manto con un ángulo de  $75^\circ$  (Iglesias et al., 2010; Husker & Davis, 2009).

La profundidad del Moho debajo del centro de México se ha estimado en alrededor de 10 km cerca de la costa del Pacífico hasta un máximo de 45 km debajo del Cinturón Volcánico Transmexicano. Mientras que en Oaxaca la corteza tiene 12 km de espesor en la costa hasta 42 km en la zona norte. El modelo inicial en este estudio se definió utilizando el espesor gravimétrico de la corteza (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996) e información de los estudios de las funciones de receptor en distintas regiones del centro y sur de México (Pérez-Campos et al., 2008; Melgar & Pérez-Campos, 2011; Suhardja et al., 2015).

Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en el modelo tridimensional del centro de México fueron restringidas por las velocidades obtenidas en estudios tomográficos de refracción y de dispersión de ondas superficiales (Valdés-González & Meyer, 1996; Iglesias et al., 2010). La topografía fue obtenida del modelo digital de elevación (disponible en <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/>) con una resolución de 0.5 km y la batimetría del modelo ETOPO1 (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>). Los datos del relieve también se incluyen en las simulaciones de la propagación de ondas.

### 3.3 Propagación de Ondas Elásticas en Modelos Tridimensionales

La propagación de ondas elásticas en este estudio se modeló utilizando Hércules (Tu et al., 2006). Hércules es un paquete de herramientas para simular la propagación de ondas elásticas e incluye un manejador de bases de datos espaciales que realiza las búsquedas en el modelo de velocidades para asignar las propiedades a la malla. El sistema de simulación resuelve la ecuación de onda en un esquema de paralelización con elementos finitos mediante el método de Galerkin. El campo de desplazamientos se calcula utilizando una aproximación trilineal de las funciones de base y de forma en los elementos de una malla semiestructurada de hexaedros regulares. La malla construida en Hércules tiene resolución variable dependiendo de las variaciones locales de la velocidad de ondas S, por lo que el número de elementos en la malla en diferentes iteraciones puede variar.

El dominio del modelo tomográfico de este estudio fue parametrizado con una malla tridimensional formada por cuatro unidades con tamaños de celda variables dependiendo de la profundidad (Figura 8.b). La primera unidad tiene 10 km de resolución horizontal (Figura 8.a) y 1 km de resolución vertical y va de 0 a 4 km de profundidad. El nivel dos va de 4 a 12 km de profundidad con 2 km de resolución vertical y 15 km de resolución horizontal. La resolución horizontal del tercer nivel también es 15 km y 6 km a profundidad entre 12 y 42 km. Finalmente el cuarto nivel tiene 8 km de resolución vertical y 20 km de resolución horizontal de 42 a 64 km. En total 36,252 nodos son usados.

Durante la inversión fueron guardadas las derivadas espaciales del campo de desplazamiento en cada nodo para cada sismo y cada simulación del problema directo y del campo adjunto, y los desplazamientos en las estaciones de la base de datos. Las derivadas espaciales del campo de desplazamiento se utilizaron para construir el tensor de deformaciones en cada celda de la malla y con esa información construir los gradientes de la inversión asumiendo un medio isótropo (ecuaciones 14 y 15).

La formulación del campo adjunto de la inversión de forma de onda implementado con el método del gradiente conjugado requiere de cuatro simulaciones por fuente en cada iteración. La resolución de la propagación de ondas se limitó a 0.25 Hz por el tiempo requerido para las simulaciones y esta frecuencia es similar a la frecuencia máxima utilizada en otros estudios tomográficos de dispersión de ondas superficiales en el centro de México (e.g. Córdoba-Montiel et al., 2014).

Los requerimientos computacionales para realizar una iteración en la tomografía de centro de México fueron los siguientes:

- 384 simulaciones (4 por cada sismo o fuente virtual).
- 10 puntos por longitud de onda.
- 800x450x75 km son las dimensiones del modelo.
- 24,329,700 elementos en la malla de solución.

- 300 segundos de simulación a 2 muestras por segundo.
- 81,920 unidades de procesamiento (CPU x Hr).
- 36,252 nodos almacenados en 240 Gb de memoria con las derivadas espaciales del campo de desplazamiento de todas las simulaciones.
- Atenuación de Rayleigh estándar de 0.1Vs.

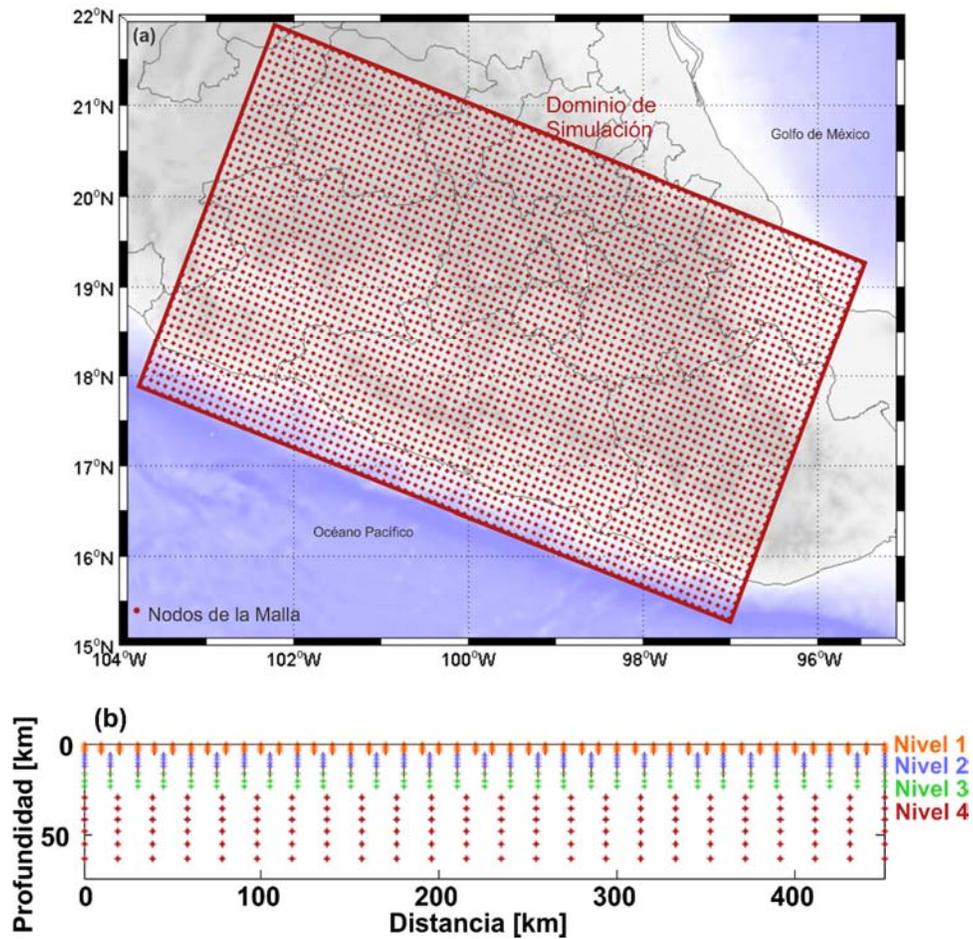


Figura 8. Malla tridimensional de la tomografía. (a) Mapa con los nodos de la primera unidad, la unidad 1 tiene 10x1km de resolución en las direcciones horizontal y vertical respectivamente. (b) Perfil perpendicular a la costa mostrando los nodos de las cuatro unidades o niveles de la malla.

## 4 TOMOGRAFÍA SÍSMICA DEL CENTRO DE MÉXICO

### 4.1 Base de Datos

Los datos utilizados en este estudio fueron sismos registrados en los arreglos MASE, MARS, GGAP, y en las redes permanentes de monitoreo sísmico del SSN e IINGEN. El arreglo MASE (*MesoAmerican Subduction Experiment*), cuyo objetivo fue la obtención de datos para analizar la estructura de la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica (Pérez-Campos et al., 2008), constituido por 100 estaciones de banda ancha, fue colocado entre enero de 2005 y junio de 2007 en una línea perpendicular a la trinchera en Guerrero y el centro de México con un espaciamiento de aproximadamente 5 km entre estaciones (MASE, 2007). En este estudio se utilizaron solamente registros de 75 estaciones que se encuentran dentro de la región de interés.

En la región de Jalisco y Colima se colocó el arreglo MARS (*MApping the Rivera Subduction zone*) con la finalidad de comprender la tectónica y sismicidad en el bloque de Jalisco y la subducción de la placa de Rivera y su interacción con la placa de Cocos (Grand & Ni, 2006). El arreglo MARS consistió de 50 estaciones de banda ancha localizadas en el suroeste de México, en el periodo de enero de 2006 a diciembre de 2007, con un espaciamiento promedio de 40 km entre estaciones, de las cuales solamente se utilizaron las 17 que se encuentran en la zona oriente del arreglo. Los sismogramas e información de las estaciones del arreglo MARS se obtuvieron de IRIS ([http://www.fdsn.org/networks/detail/XF\\_2006/](http://www.fdsn.org/networks/detail/XF_2006/)) (Grand & Ni, 2006). El arreglo temporal GGAP (*Guerrero GAP*) consistió 59 estaciones distribuidas en nueve sub-arreglos colocados en el estado de Guerrero, de enero de 2009 a diciembre de 2012, como parte de un proyecto de colaboración Francia-México para estudiar los tremores no-volcánicos y los sismos silenciosos en esta región. Las formas de onda y datos de las estaciones se obtuvieron de RESIF (<http://seismology.resif.fr/>).

La red permanente del Servicio Sismológico Nacional (SSN) consiste de 59 estaciones distribuidas por todo México, de las cuales se utilizaron las 24 que se encuentran en la zona de estudio. La red acelerográfica del Instituto de ingeniería de la UNAM (IINGEN) cuenta con 162 estaciones acelerométricas, todas ellas localizadas principalmente en el sur de México, cerca de la zona de subducción. De las 162 estaciones utilizamos 89 localizadas en la región del modelo de este estudio y que registraron sismos en el periodo de 2005 a 2015. En total se utilizaron formas de onda de 264 estaciones localizadas en centro y sur de México.

En este estudio se analizaron 17,154 sismogramas en tres componentes de 77 sismos registrados en las distintas redes. Se seleccionaron únicamente los registros que tuvieran un cociente de señal a ruido mayor que 8 por lo que se eliminaron el 31.2 % de los datos.

**Tabla 1. Sismos utilizados en este estudio y sus parámetros de la fuente.**

Evento	Fecha	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Mecanismo Focal (rumbo/echado/deslizamiento)
1	2005/8/14	-98.07	16.30	29	5.4	16/61/98
2	2005/9/24	-96.85	18.20	79	4.9	53/-136/-46
3	2005/12/2	-98.19	16.46	31	4.9	27/96/87
4	2005/12/14	-100.93	18.70	79	4.9	31/-78/-97
5	2006/2/20	-100.54	18.30	62	5.2	34/-86/-93
6	2006/3/20	-101.72	18.76	74	4.9	31/-88/-91
7	2006/11/8	-96.43	16.27	47	5.1	35/-44/-117
8	2006/11/10	-97.06	15.92	6	4.7	40/102/80
9	2006/11/18	-98.78	16.30	22	4.9	29/109/80
10	2007/3/15	-97.00	16.21	33	5.3	8/35/97
11	2007/3/30	-98.76	16.23	10	5.2	19/75/95
12	2007/4/13	-100.23	17.40	51	5.3	29/0/119
13	2007/4/13	-102.85	18.08	23	5.0	30/81/95
14	2007/4/19	-101.03	17.26	30	5.2	24/84/92
15	2007/4/28	-99.64	17.04	30	5.1	32/37/116
16	2007/5/4	-96.68	17.50	50	5.0	46/-46/-125
17	2007/7/28	-100.73	18.15	74	5.1	40/-85/-94
18	2007/8/26	-97.65	16.47	12	5.0	22/90/90
19	2007/11/6	-99.91	17.14	34	5.4	18/-42/-104
20	2008/4/29	-101.14	18.67	70	5.2	28/-98/-86
21	2008/5/17	-97.84	16.42	37	5.2	18/68/97
22	2008/9/23	-99.79	16.67	18	5.0	32/127/70
23	2008/10/20	-100.95	17.43	15	5.2	31/95/87
24	2008/11/11	-99.81	16.94	5	4.9	24/104/84
25	2009/1/31	-101.93	17.79	32	5.1	47/22/134
26	2009/3/27	-100.60	17.42	50	5.3	41/70/107
27	2009/4/11	-102.26	17.97	35	5.0	31/122/72
28	2009/8/15	-100.53	18.02	66	5.4	43/-70/-108
29	2009/11/23	-101.36	17.46	30	4.9	36/97/85
30	2010/2/3	-97.99	18.21	74	4.8	43/-71/-107
31	2010/3/19	-100.91	17.38	24	4.9	31/79/97
32	2010/4/16	-98.22	16.52	29	5.2	6/90/90
33	2010/4/20	-98.40	16.28	36	4.9	46/58/119
34	2010/5/25	-100.96	17.39	13	5.1	26/78/96
35	2011/4/26	-99.45	16.91	24	5.3	24/72/98
36	2011/6/2	-101.50	18.67	69	5.2	34/-88/-91
37	2011/9/28	-101.28	18.13	50	4.9	45/-66/-113
38	2012/3/21	-98.27	16.76	15	5.0	22/67/99
39	2012/3/22	-98.50	16.37	22	5.1	22/92/89
40	2012/3/23	-97.85	16.10	11	4.8	31/90/90
41	2012/3/24	-98.05	16.46	24	4.8	25/66/101
42	2012/4/1	-98.52	16.58	32	5.2	26/81/94
43	2012/4/2	-98.39	16.31	31	4.9	44/72/106
44	2012/4/13	-98.23	16.35	23	5.3	28/44/111
45	2012/4/13	-98.17	16.38	25	5.0	26/132/72
46	2012/7/24	-98.07	16.57	10	5.1	16/52/100
47	2012/9/9	-98.29	15.96	10	4.9	34/79/97
48	2012/9/22	-98.10	16.55	11	5.4	24/58/103
49	2012/9/29	-98.52	16.17	17	5.3	27/63/103
50	2012/11/21	-98.43	16.14	14	4.7	28/97/86
51	2013/3/26	-98.22	16.28	15	5.3	21/59/101
52	2013/3/26	-98.21	16.27	18	5.1	17/67/97
53	2013/4/5	-100.70	17.26	40	5.4	30/110/79
54	2013/4/12	-101.47	17.95	39	5.2	30/95/87
55	2013/8/6	-98.40	16.73	25	5.0	24/71/98
56	2013/8/16	-98.43	16.77	26	5.3	16/68/96
57	2013/8/21	-99.51	17.00	28	5.2	23/82/93
58	2013/9/9	-98.22	16.45	25	4.8	25/74/97
59	2013/10/6	-99.84	17.05	15	4.9	26/80/95
60	2013/10/6	-99.97	17.05	26	5.1	28/69/101
61	2014/1/2	-97.85	16.31	6	4.8	48/116/64
62	2014/3/13	-98.49	16.02	40	4.7	22/95/88

**Tabla 1. (Continuación)**

63	2014/5/10	-100.71	17.23	19	4.9	31/103/82
64	2014/5/20	-99.94	18.27	59	5.0	39/-74/-103
65	2014/7/22	-99.96	16.77	23	4.7	33/130/68
66	2014/7/23	-100.25	16.78	15	5.0	25/76/97
67	2014/7/27	-98.52	16.26	36	4.7	38/110/75
68	2014/8/4	-100.67	17.35	21	5.0	29/82/95
69	2014/8/11	-98.29	16.38	14	4.7	54/-24/-142
70	2014/8/13	-98.28	16.36	12	5.4	25/-43/-109
71	2014/9/8	-98.16	16.43	30	4.9	48/-39/-131
72	2014/11/18	-99.99	17.02	10	4.9	26/75/97
73	2015/1/12	-97.63	16.45	11	4.9	34/111/77
74	2015/3/20	-98.35	18.12	57	5.4	35/-83/-95
75	2015/4/5	-98.37	16.19	44	4.8	27/97/86
76	2015/4/21	-96.55	16.07	15	4.9	50/56/123
77	2015/6/25	-98.16	16.26	38	4.8	40/-4/-130

Las magnitudes de los 77 eventos varían entre 4.5 y 5.5. Se eligió este rango de magnitudes porque cuentan con una solución confiable del tensor de momentos y la suposición de una fuente puntual para su modelación es válida. Los sismos ocurrieron en profundidades entre 5 y 74 km (Tabla 1). La localización y parámetros de la fuente son los reportados en el catálogo *Global-CMT* (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) debido a que las localizaciones de este catálogo coinciden con la geometría de la subducción incluida en el modelo inicial. Los epicentros de los eventos se muestran en la Figura 10.

La resolución de los modelos tomográficos está gobernada por los cruces de las trayectorias de los rayos en las celdas. En el sur de México, la distribución de la sismicidad es mayor en la zona de subducción y disminuye hacia el centro de país, por lo que la mayoría de los rayos tiene una orientación general N-S. Para disminuir el efecto de las trayectorias preferenciales, en este estudio se combinó la información de los registros de sismos junto con funciones de Green de ondas superficiales. En este estudio se utilizaron 251 Funciones de Green (FG) calculadas a partir de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones de los registros en la componente vertical de la velocidad debida 830 sismos someros (<30 km), con magnitudes Mw de 4.5 a 5.5, que ocurrieron en el periodo de 2005 a 2015 en la región de México. En total se correlacionaron 17,198 registros de cinco minutos con las formas de onda de los sismos mediante la técnica de correlación de fuente activa.

La correlación de fuente activa tiene la ventaja de que no se necesita un tiempo largo de registro o un gran número de ventanas para correlacionar y se obtiene energía en un espectro de frecuencias más amplio que el de las correlaciones de ruido ambiental (Brooks & Gerstoft, 2009). El procesamiento que se aplicó a los sismogramas consistió simplemente en remover la respuesta instrumental, decimar a dos muestras por segundo y aplicar un filtro pasabandas de 4 a 120 segundos. Las correlaciones se normalizaron en función de la energía para que el promedio de las correlaciones de cada sismo no sesgara hacia los correlogramas calculados con los registros de los sismos de mayor magnitud. Se seleccionaron las FG que tuvieran un cociente de señal a ruido mayor que 5 para las ondas superficiales. Finalmente, 11 estaciones de velocidad de la red del SSN, 5 de MASE y 1 del arreglo MARS funcionaron como fuentes virtuales, es decir, como fuentes de las funciones de Green aproximadas, (Figura 9) utilizadas en la tomografía de forma de onda.

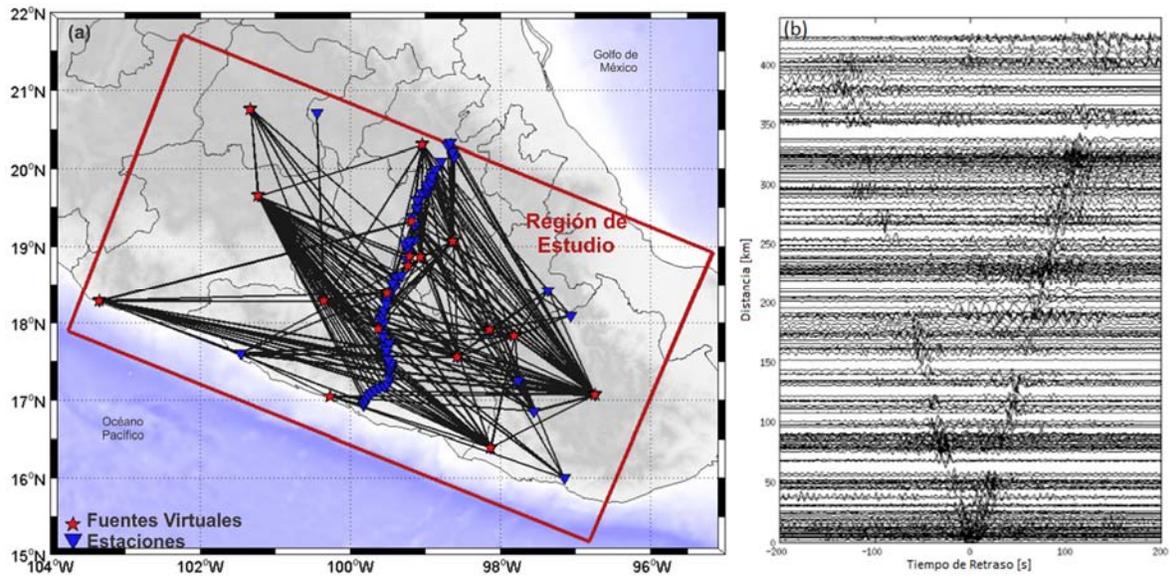


Figura 9. Correlaciones cruzadas de los registros de sismos (fuente activa) entre pares de estaciones. (a) Localización de las estaciones que funcionan como fuentes virtuales (estrellas rojas) y de las estaciones que funcionan como receptores (triángulos azules). Se muestran las trayectorias de los rayos. La zona con mayor densidad de rayos se encuentra en la zona centro y sur de la región de interés. (b) 251 funciones de Green empíricas se utilizaron, las distancias entre estaciones están en el rango 8-46 km, no se utilizaron funciones de Green entre estaciones a menos de 20 km de distancia.

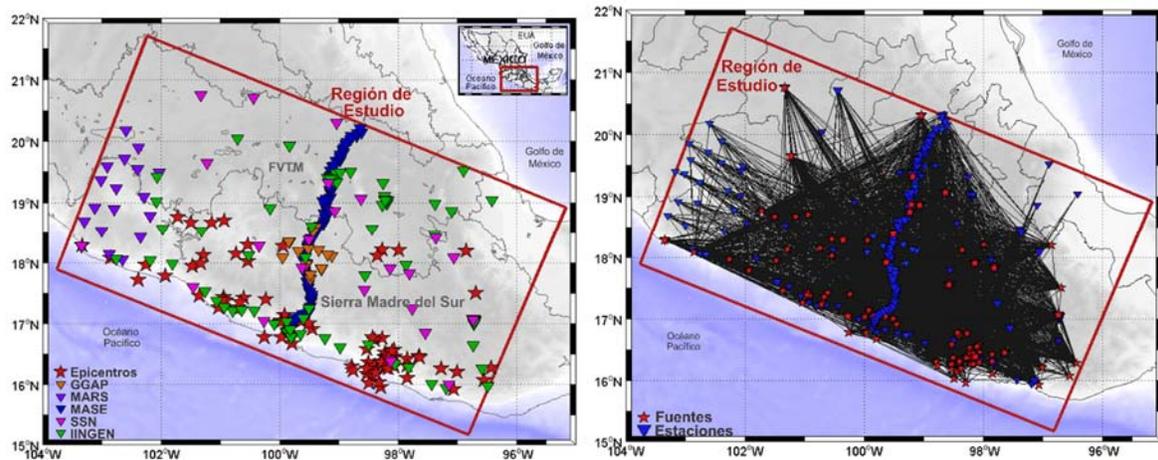


Figura 10. Mapa con las localizaciones de las estaciones de las diferentes redes y arreglos, así como los eventos usados en este estudio (izquierda). El rectángulo en color rojo muestra la región de estudio que cubre nuestra base de datos así como el modelo tomográfico, mientras que las líneas continuas en negro señalan los límites de los principales terrenos geológicos en el centro de México (Sedlock et al., 1993). Todas las trayectorias entre todas las fuentes (temblores y fuentes virtuales) y estaciones. El mayor número de rayos se observa en la zona del centro del modelo (derecha).

Las mediciones de la diferencia entre los datos sintéticos y observados fueron los Funcionales Generalizados de Datos Sísmicos (FGDS), en periodos de 5 a 100 segundos ( $T = 100, 80, 60, 50, 40, 35, 30, 25, 20, 15, 10, 8, 6$  y  $5$  s), para cinco fases sísmicas en los sismogramas: ondas de cuerpo P y S y tres ventanas separadas 20 segundos sobre las ondas superficiales. En total se midieron 420 tiempos de retraso y reducciones de amplitud por par fuente-estación en los registros en tres componentes resultando en 2,401,560 mediciones de los FGDS considerando 17,154 sismogramas, 5 fases por sismograma, 14 frecuencias de medición y 2 funcionales. En las funciones de Green aproximadas solo se realizaron mediciones del tiempo de desfase sobre las ondas superficiales.

La Figura 11 muestra ejemplos de las mediciones de los FGDS dependientes de la frecuencia en tres fases de arribo de las ondas superficiales en ventanas de 20 segundos. El sismograma corresponde al sismo del 14/08/2005-02:52:05 (Mw 5.4) del suroeste de Oaxaca registrado en la estación CAIG en Guerrero. Los desfases en tiempo medidos son entre 0-20 segundos, siendo las frecuencias más bajas las que presentan mayores diferencias, lo mismo ocurre con el parámetro de reducción de la amplitud. La tercera fase, que corresponde a la coda de las ondas superficiales muestra valores muy grandes del tiempo de retraso, que podrían explicarse con diferentes tiempos de arribo de los trenes de ondas superficiales que no se explican de forma correcta con el modelo inicial. La primera fase de ondas superficiales muestra mayores errores en amplitud y errores pequeños en el tiempo de retraso, característica que es evidente en los sismogramas mostrados en el recuadro.

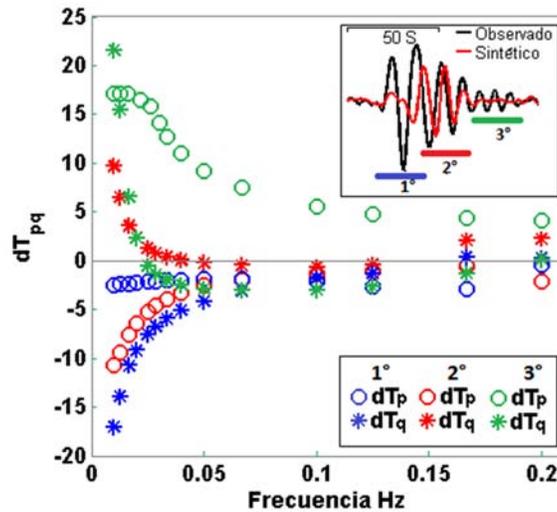


Figura 11. Ejemplo de las mediciones de los FGDS dependientes de la frecuencia en tres fases de las ondas superficiales en el sismograma de la componente vertical registrada en la estación CAIG debido al sismo del 14/08/2005-02:52:05 (Mw 5.4) en el suroeste de Oaxaca.  $dT_p$  es el tiempo de desfase y  $dT_q$  la reducción de la amplitud.

## 4.2 Tomografía Sísmica del Centro de México

En este trabajo de tesis se implementó la formulación del campo adjunto de la técnica tomográfica de forma de onda, combinada con el gradiente conjugado, para mejorar un modelo inicial tridimensional del centro de México. El modelo inicial consiste de seis unidades tridimensionales (FVTM, corteza continental, manto, corteza oceánica de dos capas, océano) superpuestas y no incluye heterogeneidades de escala local. En este estudio se calculó un kernel de sensibilidad en la primera iteración. Los gradientes de la inversión, vistos como perturbaciones absolutas sumadas al modelo con el que fueron calculados, indican las regiones del volumen que deben ser modificadas para aproximarse al mínimo de la función de desajuste, revelando heterogeneidades de escala local en el modelo o modificaciones a la velocidad de las estructuras que lo conforman.

La evaluación del modelo inicial de la tomografía se realizó modelando la propagación de ondas de seis sismos en la base de datos y calculando los residuos entre los sismogramas sintéticos y los observados. Los epicentros se encuentran dispersos en la región de estudio. Las amplitudes de los sismogramas en cada estación fueron corregidas por dispersión geométrica para eliminar la distancia como una variable de la función de error. Sin embargo, es posible que las estaciones que se encuentran más alejadas de la fuente tengan una componente de error mayor que las estaciones locales debido a la dispersión numérica inherente al método de solución. Los sismogramas en la base de datos fueron seleccionados por cumplir con cocientes de señal a ruido mayores que ocho. Sin embargo, los sismos tienen magnitudes pequeñas por lo que, en estaciones lejanas al epicentro, también es posible que la calidad de las señales no sea buena o que el nivel de ruido de la estación sea elevado aunque la traza del sismo sea buena. Estos factores estuvieron involucrados en las mediciones del error con residuos y no fueron cuantificados.

Los residuos entre los sismogramas observados y los sismogramas sintéticos medidos son mayores en las estaciones que se encuentran en la parte norte y oriente del modelo (Figura 12), principalmente las estaciones localizadas sobre la Faja Volcánica Transmexicana. En la Figura 12 el tamaño de los círculos indica la medición relativa de los residuos en todas las estaciones para cada sismo. Los círculos rojos de mayor tamaño son las estaciones en la que los sismogramas son más diferentes mientras que en las estaciones con círculo azul pequeño las diferencias entre sismogramas son menores. Mientras que en la zona centro-sur y occidente se midieron residuos pequeños, excepto en algunas estaciones cercanas a la costa, donde se observaron errores considerables y aislados que pueden estar asociados con niveles de ruido alto en las estaciones costeras, o a que son estaciones de aceleración, comúnmente muestran niveles de ruido alto en periodos largos. Esta distribución de los errores apunta a que la estructura de velocidades propuesta en las regiones sur y oeste del modelo inicial son robustas, mientras que en el norte y este el modelo inicial propuesto no es bueno y se observan residuos mayores. Analizando la distribución de los errores se pueden inferir las zonas en que el modelo inicial debe tener los mayores cambios.

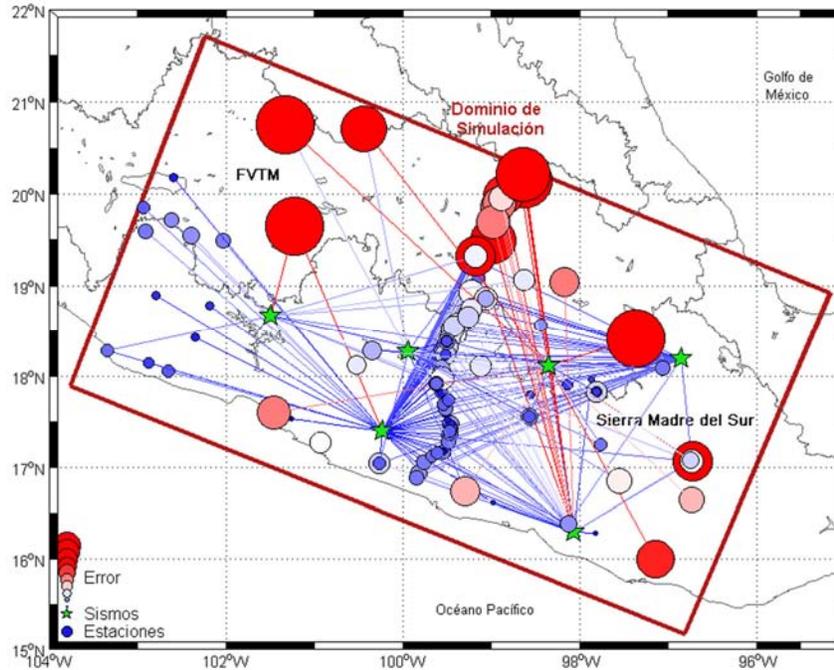


Figura 12. Residuos entre los sismogramas sintéticos y los observados para seis sismos en la base de datos. Las estrellas en color verde muestran los epicentros de los sismos. Los círculos muestran la localización de las estaciones y el error. Los círculos pequeños en color azul se asocian a las estaciones con menor error y a mayor tamaño y en color rojo se muestran las estaciones con residuos mayores.

Con la finalidad de investigar la información que se puede obtener a partir de las ondas superficiales de las funciones de Green de las correlaciones cruzadas, utilizadas en otras técnicas como la tomografía de ruido ambiental, y la información de ondas de cuerpo y ondas superficiales de los registros de sismos, en este estudio se calcularon los gradientes para los dos grupos de datos. La Figura 13 muestra la comparación de los dos kernels de inversión. Los dos gradientes muestran perturbaciones muy similares en la superficie del modelo y tienen una buena correlación. Sin embargo, el nivel de resolución de ambos difiere ligeramente.

El gradiente calculado a partir de ondas de cuerpo y ondas superficiales en los registros de sismos es sensible a estructura de menor longitud de onda (Figura 13). Además, identifica cambios de velocidad en estructuras más profundas que el gradiente construido únicamente con información de las ondas superficiales de las FG. Las ondas superficiales de las funciones de Green indican perturbaciones en la estructura de velocidad a profundidades menores de alrededor de 20 km (Figura 13.b) mientras que con las ondas de cuerpo se calculan perturbaciones importantes en profundidades mayores (perfil Figura 13.a). El gradiente calculado a partir de los registros de los sismos tienen mayor resolución y alcance a profundidad, esto también se debe a la mayor cobertura y número de trayectorias de los rayos. Los gradientes calculados utilizando las ondas superficiales incluyen solamente mediciones del tiempo de retraso ya que no se analizaron las amplitudes de las FG.

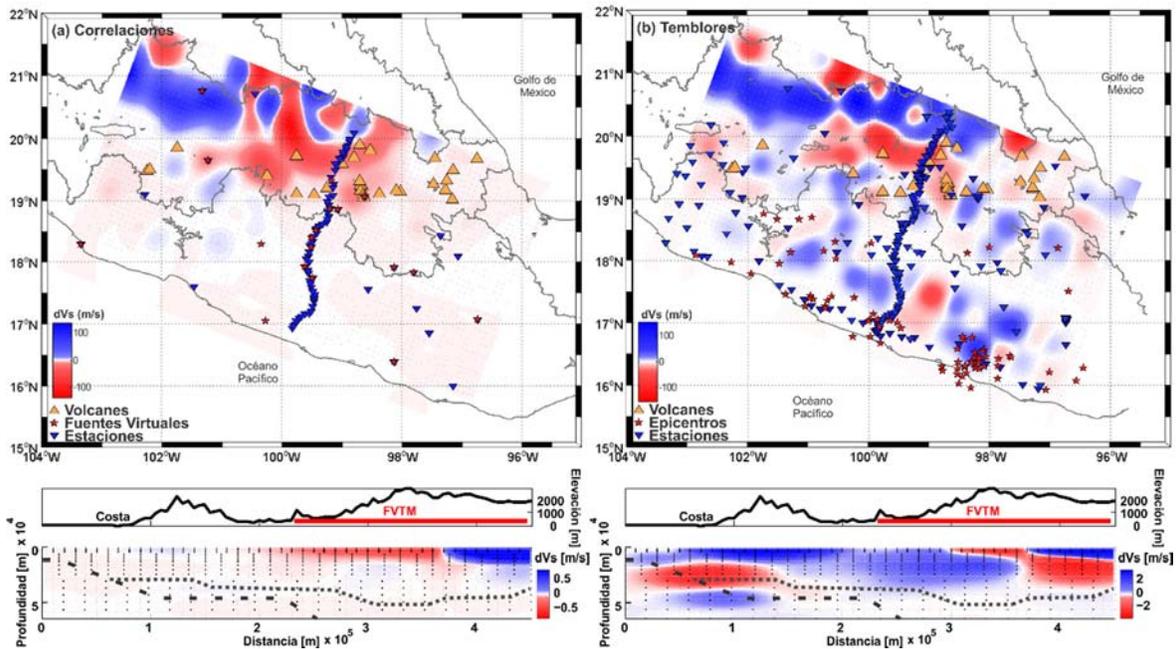


Figura 13. Comparación entre el gradiente calculado utilizando ondas superficiales de las funciones de Green empíricas (izquierda) y el gradiente utilizando ondas de cuerpo y ondas superficiales de los registros de los sismos (derecha). Los perfiles son perpendiculares a la trinchera sobre la línea del arreglo MASE.

Las regiones del modelo mejor resueltas son aquellas donde la densidad de rayos y cruces entre ellos es mayor. Se construyó un modelo con mejor resolución combinando la información de los gradientes calculados a partir de las funciones de Green y de los sismos. La Figura 14 muestra el kernel de la inversión con las perturbaciones absolutas al modelo inicial calculado en la primera iteración. Las perturbaciones mayores se encuentran en la parte norte del modelo, en la zona de la FVTM. Esto indica que la estructura de velocidades en esta zona tiene heterogeneidades que no se incluyen en el modelo inicial y que son resuestas de la tomografía a peridos cortos.

El espesor de la corteza debajo de la porción central de la FVTM se ha estimado en 45 km (Pérez-Campos et al., 2008; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996). Los gradientes calculados en este estudio muestran correcciones importantes a la velocidad en la corteza, en el centro y este del modelo (perfil B-B' y C-C', Figura 14), en profundidades de hasta 40 km, mientras que en la región oeste se requieren de velocidades más bajas en la corteza aunque los límites de la corteza y la profundidad del Moho no son evidentes analizando sólo el gradiente (Perfil A-A' de la Figura 14).

En la zona central de la Faja Volcánica Transmexicana, el gradiente indica zonas en las que la velocidad debe ser menor. Estas regiones están bien correlacionadas con el vulcanismo activo, por ejemplo en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Querétaro (QRO), Apan (A), la Sierra Chichinautzin (SC) y Cerro Grande (CG), así mismo, coincide con la localización de edificios volcánicos como el Popocatepetl y el Nevado de Toluca, como se

muestra en la Figura 14. Estas zonas de baja velocidad también se correlacionan con anomalías gravimétricas de longitud de onda corta observadas desde la Ciudad de México hasta Morelia, teniendo máximos negativos sobre los complejos volcánicos y valores máximos en el centro de Michoacán y el Valle de Toluca (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996). Las zonas de baja velocidad coinciden también con la orientación este-oeste del sistema de fallas Chapala-Tula (CT) (Morán-Zenteno et al., 2005), con la Cuenca del Bajío (CB) y el sistema de fallas Morelia-Acambay (MA) al sur de la FVTM y al norte de Morelia (Ferrari et al., 2012). Estas observaciones en el kernel apuntan a la heterogeneidad de la Faja Volcánica Transmexica como resultado de distintos episodios tectónicos en su formación.

La estructura de la FVTM inferida a partir de los gradientes en este estudio se correlaciona bien con otros estudios tomográficos de dispersión de ondas superficiales (Iglesias et al., 2010), de tiempos de viaje de ondas P y S (Chen & Clayton, 2012) en los que se observan bajas velocidades en la región central, en donde también se han medido anomalías de alta resistividad en estudios magnetoteléuricos (Jödicke et al., 2006), lo que sugiere que las perturbaciones para disminuir la velocidad observadas en el gradiente están asociadas con el magmatismo y la fusión parcial en los complejos volcánicos, y con las estructuras de fallamiento neógenas en la FVTM.

En la región norte (RN en Figura 14) de la FVTM, el gradiente indica un incremento de velocidades de la corteza somera, que parece relacionado con el vulcanismo Miocénico en el centro de México. Durante el Mioceno, hace 11 Ma, inició la migración de un pulso de vulcanismo máfico desde California hasta alcanzar el Golfo de México en el Plioceno. Este proceso se ha explicado con un modelo de propagación lateral de la ruptura y aplanamiento de la placa oceánica produciendo cambios químicos en el vulcanismo. Esta teoría se ha respaldado en mediciones en la composición química de las rocas volcánicas señalando un vulcanismo con material del manto fluyendo a través de la fractura en el bloque provocando la fusión parcial de la corteza dando como resultado un vulcanismo silíceo (Ferrari, 2004). Durante el Plioceno el frente volcánico de la FVTM comenzó a desplazarse hacia la trinchera dejando abandonados los campos volcánicos miocénicos de composición máfica, este fenómeno se debe posiblemente al retroceso del buzamiento de la placa de Cocos debajo de Norteamérica (Pérez-Campos et al., 2008; Ferrari et al., 2012). Esta teoría se confirma por los cambios químicos en el vulcanismo, pasando de máfico a silíceo, asociado a la fusión parcial de la corteza oceánica y a la deshidratación de los minerales en distintos episodios de retroceso del frente de buzamiento del bloque (Ferrari et al., 2012).

En la corteza profunda debajo de la parte norte de la Faja Volcánica Transmexicana (señalada como RNP en los perfiles de la Figura 14), el gradiente indica una zona de baja velocidad que coincide con las bajas velocidades observadas en periodos mayores a 25 segundos en estudios de dispersión de ondas superficiales (Iglesias et al., 2010) y a una anomalía de baja resistividad (Jödicke et al., 2006) que no tienen relación con las zonas de vulcanismo activo pero que podrían relacionarse con remanentes de la fusión parcial en la corteza media y profunda. Sin embargo, una interpretación de esta región es complicada debido a la baja resolución de los datos.

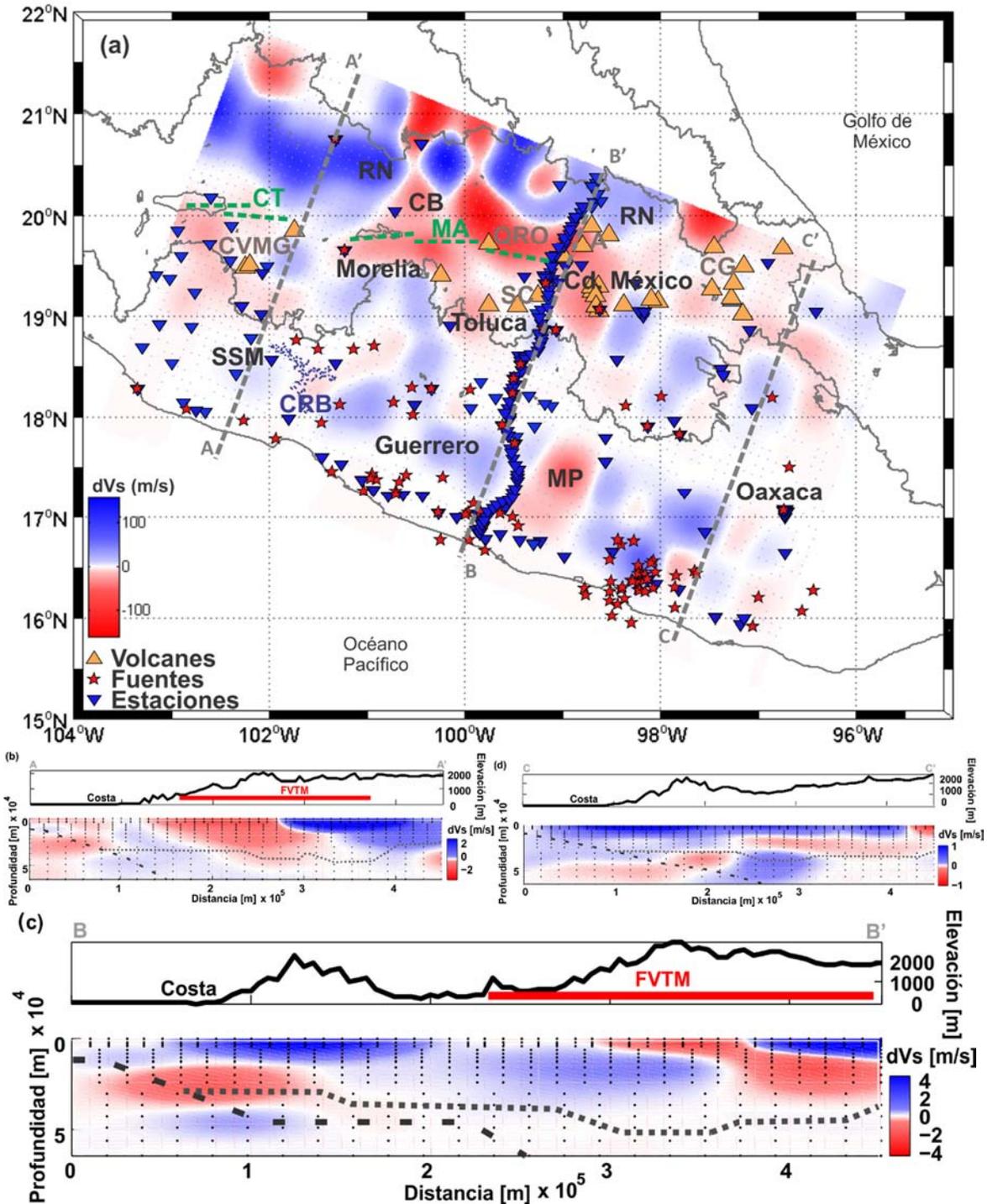


Figura 14. Gradiente del modelo calculado en la primera iteración de la inversión de forma de onda completa. El mapa muestra las perturbaciones a la estructura de velocidad inicial a un kilómetro de profundidad. Los perfiles mostrados son perpendiculares a la trinchera. La línea punteada indica la profundidad del Moho y la línea segmentada señala la subducción del modelo inicial. “A” es el Campo Volcánico de Apan, “CB” la Cuenca del Bajío, “CG” Cerro Grande, “CT” es Sistema de Fallas Chapala-Tula y “CVMG” el Complejo Volcánico Michoacán-Guanajuato. “MA” el Sistema de Fallas Morelia-Acambay, “MP” la Plataforma Morelos, “CRB” la cuenca del Balsas y “RN” la Región Norte de la FVTM. “SC” la Sierra Chichinautzin y “SSM” la porción este de la Sierra Madre del Sur.

El espesor de la Faja Volcánica Transmexica propuesto en el modelo inicial (Figura 7) varía de 2 a 5 km. Sin embargo, las perturbaciones calculadas utilizando ondas superficiales y sismos muestra reducciones a la velocidad observadas a profundidades de hasta 20 km en la zona oeste del modelo, cerca del bloque de Jalisco, y 10 km en el centro del país, sugiriendo que estos valores podrían ser una estimación del espesor de la FVTM. A partir de los gradientes es posible inferir que debajo de la zona activa de la FVTM, en la corteza profunda, existe una zona de alta velocidad, que también ha sido observada en otros estudios de tomografía sísmica (Husker & Davis, 2009; Chen & Clayton, 2012) y con estudios magnetotéluricos (Jödicke et al., 2006) como zonas de baja resistividad que corresponden a la zona de magmatismo sobre la placa subducida y asociado con la cuña del manto.

El gradiente de la inversión muestra que en la zona central del Terreno Guerrero la velocidad debe incrementar, en la región central de la Sierra Madre del Sur. Las altas velocidades parecen estar asociadas con el complejo Xolapa, un protolito metavolcánico y metasedimentario del paleozoico debajo del ensamble mesozoico de calizas y rocas vulcanosedimentarias (Sedlock et al., 1993; Moran-Zenteno, 1985). En esta región la corteza en el modelo inicial tiene un espesor de 30 km. Sin embargo, el gradiente indica una disminución en la velocidad a partir de 15 km (Perfil B-B' en Figura 14), siendo máxima a 25 km de profundidad. Esta disminución de la velocidad parece estar relacionada con la zona de subducción debajo de Guerrero y el acoplamiento de la placa oceánica con la placa continental mediante una capa de baja velocidad formada durante los periodos del aplanamiento y retroceso de la subducción (Pérez-Campos et al., 2008; Dougherty & Clayton, 2014). Esto indica que la cuña del manto no está presente por encima de la porción horizontal de la placa de Cocos como en el modelo inicial de este estudio, si no como un remanente de la cuña del manto removida durante el acoplamiento de la placa de Cocos con la base de Norteamérica, explicando la ausencia de los terremotos en la subducción en Guerrero partir de 30 km de profundidad, donde inicia la subducción horizontal y que coincide con la zona en donde ocurren sismos silenciosos y tremores no volcánicos en la corteza continental y en la interfase entre placas (Payero et al., 2008; Song, 2009).

En la región sureste de la Sierra Madre del Sur, al sur del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) en el gradiente aparece una perturbación de alta velocidad desde la superficie hasta casi 40 km de profundidad (SSM en Figura 14, Perfil A-A'). Esta estructura parece estar relacionada con la cuña del manto e incluso parece estar conectada con otra perturbación de alta velocidad en la zona de subducción. Esta estructura aparece también en el kernel de ondas superficiales de las funciones de Green y en el de los sismos, una porción se ha observado en estudios tomográficos de la región Michoacán-Jalisco con ruido ambiental en periodos entre 5 y 30 segundos (Córdoba-Montiel et al., 2014; Spica et al., 2014), lo que apunta a un modelo con una corteza delgada en esta región y a un aumento en la velocidad coincidente con el Complejo Arteaga, reconocido como un basamento measedimentario triásico con varios cuerpos intrusivos localizados al oeste en el Terreno Guerrero (Moran-Zenteno, 1985). Al oriente de la zona de alta velocidad se observa una zona de baja velocidad que concide bien con la morfología de la cuenca del Río Balsas (RB en Figura 14).

Los Terrenos Mixteco y Zapoteco se encuentran en la zona sureste del modelo en el estado de Oaxaca. En estas zonas se observan bloques en los que la perturbación a la velocidad en la corteza somera se alterna de negativo a positivo, una interpretación es complicada. La zona de baja velocidad al este del arreglo MASE en Guerrero parece estar asociado con el límite tectónico entre los terrenos Oaxaca y Guerrero y a la Plataforma Morelos (MP) (Moran-Zenteno, 1985). Al sur, la estructura tectónica en la costa es el Terreno Xolapa, en donde el kernel indica una reducción a la velocidad en la corteza somera mientras que a mayores profundidades indica un aumento (zona de la costa en perfil B-B' en Figura 14)

Perturbaciones de longitud de onda corta aparecen en la región sureste del modelo, sobre el bloque Oaxaca. Debido a su tamaño y a que no se observan con detalle suficiente en profundidad es difícil interpretar si las perturbaciones son resultado de alguna estructura geológica o si son artefactos de la inversión. Sin embargo, estas anomalías aparecen en una zona geológicamente compleja del suroeste de Oaxaca. En esta zona hay una buena cobertura de rayos, lo que soporta la idea de que se trata de estructuras geológicas someras asociadas posiblemente con la alternancia de rocas volcánicas y sedimentarias, al metamorfismo y deformación de esta zona y a los sistemas de fallas NS que separan el terreno Guerrero del terreno Oaxaca (Moran-Zenteno, 1985).

El gradiente también muestra heterogeneidades de escala local a profundidad pero que son continuas en la dirección vertical con respecto a las heterogeneidades observadas en la superficie, por ejemplo, las zonas de baja velocidad debajo de los edificios volcánicos. Las máximas perturbaciones se encuentran en las zonas donde ocurren la mayoría de los hipocentros sugiriendo que las localizaciones de los sismos no son precisas, aunque estos máximos podrían estar relacionados con artefactos creados por la inversión y que normalmente son observados cerca de la fuente y de los receptores.

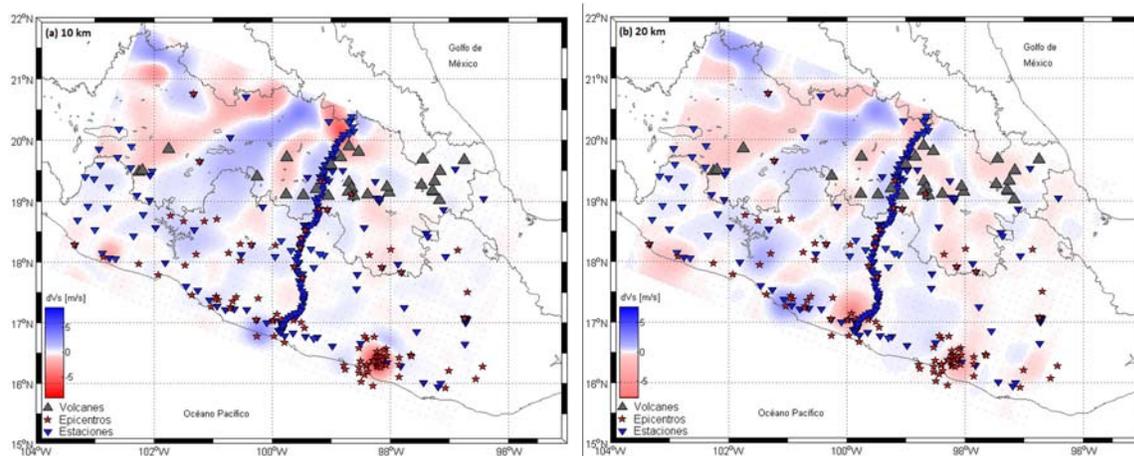


Figura 15. Gradiente observado en la primera iteración. Del lado izquierdo el gradiente a 10 km de profundidad y a la derecha el 20km.

La orientación general de las perturbaciones a profundidad parece seguir la geometría de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica siendo más o menos simétrica con respecto a la línea del arreglo MASE (Figura 15). En la parte centro-sur del modelo, el gradiente a 20 km de profundidad indica las zonas de baja velocidad que coinciden con la zona de baja velocidad entre la corteza continental y la placa oceánica que se observa con más claridad en el perfil B-B' de la Figura 14. Esta estructura no se distingue a 10 km de profundidad, sugiriendo que se debe al acoplamiento entre las placas de Cocos y Norteamérica.

Los gradientes a 10 y 20 km indican disminuciones a la velocidad debajo de las zonas donde se encuentra el vulcanismo activo. Estas zonas de baja velocidad coinciden con las regiones de fusión parcial de la corteza desplazadas ligeramente hacia al norte con respecto a la posición de los volcanes activos y a las zonas de disminución de la velocidad que indica el gradiente en superficie. Al oriente de Michoacán, entre el CVMG y el Valle de Toluca el gradiente indica un aumento a la velocidad. Esta zona va desde la costa hasta la parte norte del modelo y se encuentra por debajo de las zonas en las que no se observa vulcanismo activo, incluso no se distinguen heterogeneidades asociadas con la FVTM como en superficie, lo que sugiere que los sistemas de fallas, como CT y MA son estructuras someras inducidas por el vulcanismo reciente. Al sur de los campos volcánicos del centro de México y Cerro Grande, el gradiente en superficie indica regiones en las que la velocidad debe aumentar, estas zonas coinciden con la parte norte del terreno Mixteco, un basamento formado por secuencias sedimentarias premesozoicas (Sedlock et al., 1993).

Los sismogramas calculados con el modelo actualizado en la primera iteración muestran ajustes mejores sobre los sismogramas observados. Las perturbaciones más grandes al modelo inicial indicadas por el gradiente ocurren en la superficie. Indicando que los FGDS medidos en las fases sísmicas de las ondas superficiales son mayores comparados con los funcionales medidos para las ondas de cuerpo. La Figura 16 muestra la comparación entre los sismogramas observados y sintéticos calculados con el modelo inicial y con el modelo actualizado en la primera iteración. Los ajustes entre sismogramas mejoran notablemente, por ejemplo, el corrimiento de la fase en las estaciones IGIG y JRQG y las correcciones en amplitud en las estaciones DHIG y TOIG resultan en mejores ajustes entre sismogramas. Estas estaciones se encuentran en las regiones donde se midieron los residuos más grandes con el modelo inicial.

Las funciones de Green también tienen mejores ajustes en las fases después de la primera iteración (Figura 17). La Figura 18 muestra la comparación entre las distribuciones de los residuos entre los sismogramas observados y los calculados con el modelo inicial y con el modelo de la primera iteración. El promedio del error y la varianza son más cercanos a cero después de una iteración, la reducción a la función de desajuste es de 8.1%. La mejora de los ajustes entre los sismogramas observados y sintéticos y la disminución del error es un elemento que valida el modelo que se obtuvo. Otras pruebas más rigurosas se pueden aplicar cuando el modelo mejore sustancialmente después de varias iteraciones, ya que realizar simulaciones para calificar la resolución en cada iteración sería muy costoso en términos de tiempo de cómputo y está fuera del alcance de esta tesis.

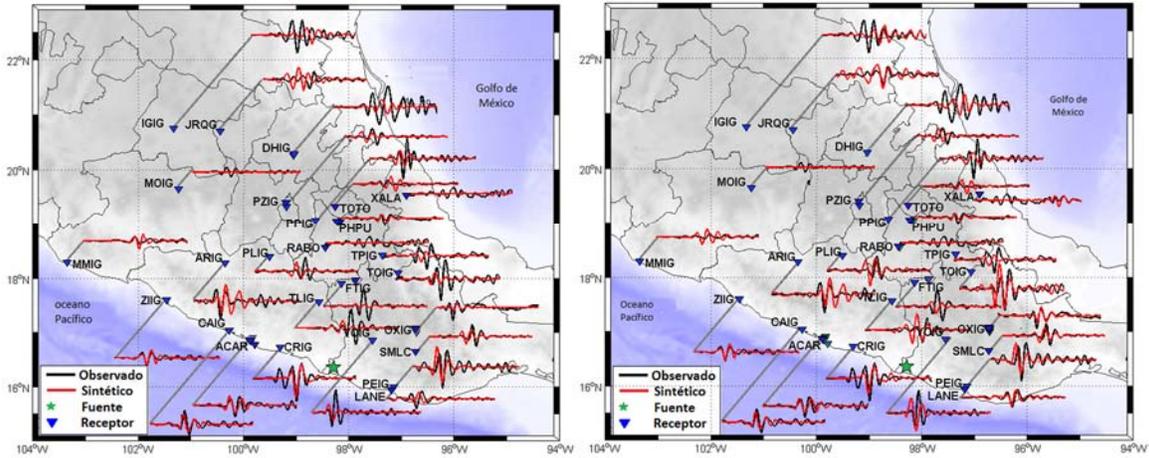


Figura 16. Sismogramas sintéticos y observados del sismo del 13/08/2014-06:47:30 (Mw 4.8), en Oaxaca (Lon -98.2, Lat 16.4, Profundidad 7km). A la izquierda los calculados con el modelo inicial y a la derecha con el modelo después de la primera iteración.

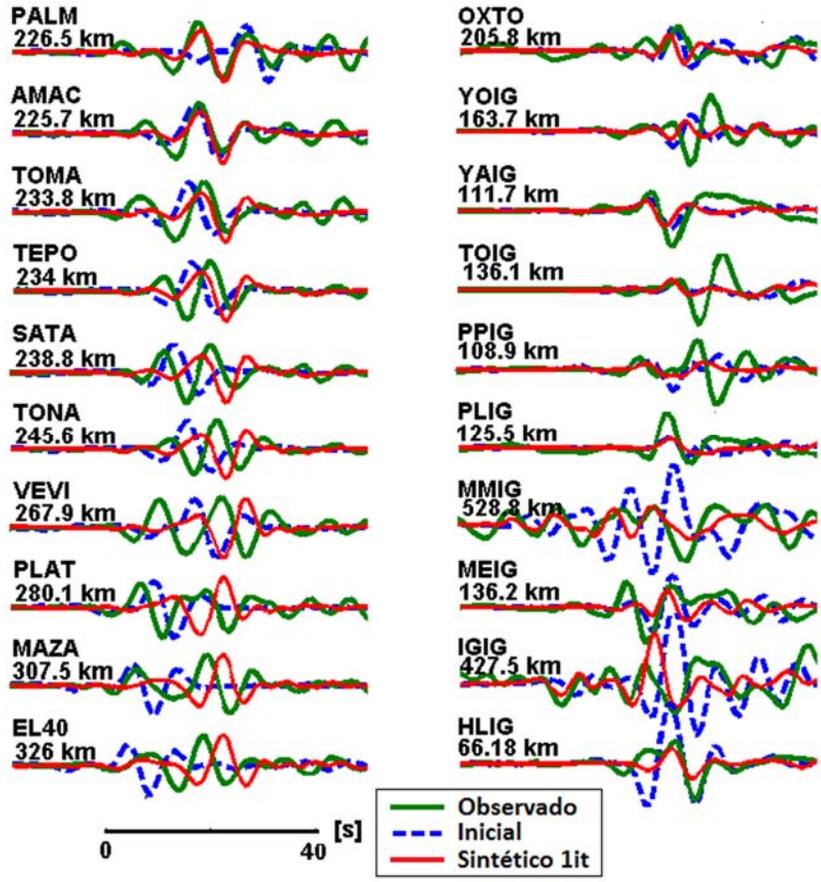


Figura 17. Comparación entre los sismogramas observados (verde) y los sismogramas sintéticos calculados con el modelo inicial (azul) y los calculados con el modelo después de una iteración (rojo) en el rango de periodos de 10-100 s. A la izquierda las funciones de Green empíricas entre la estación MOIG y algunas estaciones. La distancia se muestra como referencia. A la derecha la componente vertical de los sismogramas observados en algunas estaciones debidos al sismo del 20/03/2015-22:29:09 (Mw 5.4) al sur de Puebla.

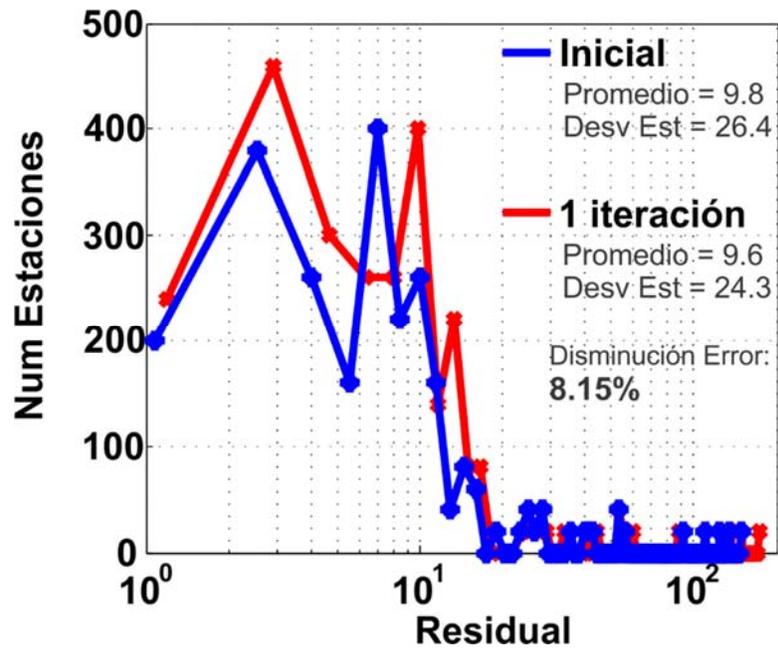


Figura 18. Comparación de la distribución de los residuos entre los sismogramas observados y los sismogramas sintéticos calculados con el modelo inicial y con el modelo después de una iteración. Después de una iteración el error disminuye 8.1%.

## 4.3 Observaciones y Conclusiones

La tomografía sísmica de forma de onda completa se ha convertido en una herramienta muy poderosa para estudiar la estructura de la Tierra, ya que los recursos computacionales necesarios para su implementación eficiente actualmente están disponibles. Esta técnica permite mejorar modelos de velocidad de propagación de ondas sísmicas utilizando gran parte de la información contenida en los sismogramas, por lo que requiere relativamente menos sismos y estaciones que otras técnicas tomográficas que emplean información de una sola fase (Woodhouse & Dziewonski, 1984; Romaniwicz, 2003; Lee et al., 2014).

En esta tesis se muestran resultados preliminares de la tomografía sísmica de forma de onda en el centro de México analizando el kernel de sensibilidad obtenido en la primera iteración. El modelo inicial tridimensional de la tomografía fue construido mediante la interpolación de la información aportada por distintos estudios de la estructura geológica con resolución en diferentes escalas y en diferentes zonas de la corteza de México. Por esta razón las unidades geológicas que componen el modelo inicial son poco heterogéneas.

La densa cobertura de las trayectorias en la región de estudio brinda certeza de que las perturbaciones señaladas en el gradiente de la primera iteración están relacionadas con heterogeneidades no incluidas en el modelo inicial, y que coinciden con estructuras geológicas regionales identificadas en diferentes estudios previos. La discusión de los resultados fue en términos de las coincidencias entre las perturbaciones a la velocidad que señala el gradiente con posibles estructuras geológicas y tectónicas. Sin embargo, una interpretación más rigurosa se debe realizar con un modelo final después de varias iteraciones, cuando la función objetivo está suficientemente cerca del mínimo global de tal forma que las diferencias entre sismogramas sean muy pequeñas.

El modelo inicial es importante para la convergencia del método tomográfico. Sin embargo, la evaluación del modelo inicial señala desajustes importantes en la zona de la FVTM, donde la estructura geológica es poco conocida. Las mediciones dependientes de la frecuencias del tiempo de desfase y la reducción de la amplitud de los FGDS son medidas robustas del error, lo que disminuye el número de mínimos locales de la función objetivo, facilitando la convergencia del método tomográfico iterativo aun cuando el modelo inicial no se encuentra lo suficientemente cerca del mínimo global. Por esta razón se eligieron los FGDS como medida del error para la primera iteración. En posteriores iteraciones, continuando con el proyecto, se planea utilizar los residuos entre sismogramas como medida del error.

La estructura tridimensional recuperada con sólo una iteración muestra buena correlación con otros estudios tomográficos tridimensionales en el centro y sur de México (e.g. Gaité, et al., 2015; Chen & Clayton, 2012). Las diferencias entre los kernel de inversión construidos utilizando ondas superficiales de las FG y los registros completos de sismos muestra que es posible obtener resultados similares con ambas técnicas. Sin embargo, la resolución aumenta combinando información de todos los datos disponibles. Los ajustes entre los sismogramas observados y los sintéticos mejoran con la primera iteración.

## 5 RECONOCIMIENTOS

Las redes acelerográficas y sismológicas del Instituto de Ingeniería (II) y del Instituto de Geofísica, respectivamente, son operadas y mantenidas por la Unidad de Instrumentación Sísmica del II y el personal del Servicio Sismológico Nacional.

Esta tesis fue parcialmente financiada por los proyectos DGAPA-PAPIIT TB100313-RR170313, el proyecto marco Red Sísmica Mexicana (UNAM-SEGOB), el proyecto (UNAM-IMP) Sísmica Pasiva de Microtremores en la detección de yacimientos Shale gas/oil, el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYT) a través del programa de becas de posgrado y el Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra con sede en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

## 6 REFERENCIAS

- Aki, K. & Richards, P.G., 2002. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. 2nd ed. Sausalito, California, USA: University Science Books.
- Apolinario, J.A., de Campos, M.L.R. & Bernal, C.P., 2000. The constrained conjugate gradient algorithm. *IEEE Signal Processing Letters*, 7(12), pp.351-54.
- Askan, A., Akcelik, V., Bielak, J. & Ghattas, O., 2007. Full waveform inversion for seismic velocity and anelastic losses in heterogeneous structures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), pp.1990-2008.
- Brooks, L.A. & Gerstoft, P., 2009. Green's function approximation from cross-correlation of active sources in the ocean. *Journal of the Acoustic Society of America*, 126(1), pp.46-55.
- Chen, H. et al., 2006. A Simple Algorithm for Local Earthquake Location Using 3D VP and VS Models: Test Examples in the Central United States and in Central Eastern Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), pp.288-305.
- Chen, T. & Clayton, R.W., 2012. Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography. *Journal of Geophysical Research*, 117(B09302), pp.1-13. Available at: [10.1029/2012JB009233](https://doi.org/10.1029/2012JB009233).
- Chen, P., Jordan, T.H. & Lee, E.-J., 2010. Perturbation kernels for generalized seismological data functionals (GSDF). *Geophysical Journal International*, 183(2), pp.869-83.
- Chen, P., Jordan, T.H. & Zhao, L., 2007. Full three-dimensional tomography: a comparison between the scattering-integral and the adjoint-wavefield methods. *Geophysical Journal International*, 170(1), pp.175-81.

Córdoba-Montiel, F. et al., 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), pp.441-57.

Dougherty, S. & Clayton, R., 2014. Seismicity and structure in central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, pp.3424-47.

Dziewonski, A.M., Chou, T.-A. & Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), pp.2825–52.

Ekström, G., Nettles, M. & Dziewoński, A.M., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, pp.1-9.

Epanomeritakis, I., Akcelik, V., Ghattas, O. & Bielak, J., 2008. A Newton-CG method for large-scale three-dimensional elastic full-waveform seismic inversion. *Inverse Problems*, 24(3), pp.1-26.

Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, 32(1), pp.77-80.

Ferrari, L., Orozco-Ezquivel, T., Manea, V. & Nanea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, pp.122-49.

Field, E.H., Johnson, P.A., Beresnev, I.A. & Zeng, Y., 1997. Nonlinear ground-motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake. *Nature*, 390, pp.599-602.

Fletcher, R. & Reeves, C.M., 1964. Function minimization by conjugate gradients. *The Computer Journal*, 7(2), pp.149-54.

Fleury, C. & Vasconcelos, I., 2012. Imaging condition for nonlinear scattering-based imaging: Estimate of power loss in scattering. *Geophysics*, 77(1), pp.S1-S18.

Gaite, B., Iglesias, A., Villaseñor, A. & Herraiz, M., 2012. Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 188, pp.1413-24.

Gaite, B. et al., 2015. A 3-D shear velocity model of the southern North American and Caribbean plates from ambient noise and earthquake tomography. *Solid Earth*, 6, pp.271-84. Available at: <http://www.solid-earth.net/6/271/2015/>.

Gauthier, O., Virieux, J. & Tarantola, A., 1986. Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms: numerical results. *Geophysics*, 51(7), pp.1387-403.

- Gee, L.S. & Jordan, T.H., 1992. Generalized seismological data functional. *Geophysical Journal International*, 111(2), pp.363-90.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. & Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ignea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), pp.227-83.
- Grand, S. & Ni, J., 2006. *Mapping the Rivera Subduction Zone*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- Graves, R. et al., 2010. CyberShake: A physics-based seismic hazard model for Southern California. *Pure and Applied Geophysics*, 168(3), pp.367-81.
- Hartzell, S., Meremonte, M., Ramírez-Guzmán, L. & McNamara, D., 2014. Ground Motion in the Presence of Complex Topography: Earthquake and Ambient Noise Sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), pp.451–66.
- Husker, A. & Davis, P., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*, 114(B04306).
- Iglesias, A. et al., 2010. S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06307).
- Imperator, W. & Gallovič, F., 2016. Validation of 3D velocity models using earthquakes with shallow slip: case study of the Mw6.0 2014 South Napa, California, event. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Manuscript Draft.
- Jödicke, H. et al., 2006. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of vulcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 111(B08102).
- Kim, Y., Clayton, R.W. & Jackson, J.M., 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06310), pp.1-22.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Dominguez, J. & Mena, M., 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23), pp.3385-88.
- Lee, E.-J. et al., 2014. Full-3D tomography for crustal structure in Southern California based on the scattering-integral and adjoint-wavefield methods. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 119(8).
- MASE, 2007. *Meso America Subduction Experiment*. CalTech. Dataset. doi:10.7909/C3RN35SP.
- Melgar, D. & 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, pp.1449-60.

- Métivier, L. et al., 2013. Full waveform inversion and the truncated Newton: quantitative imaging of complex subsurface structures. *Geophysical Prospecting*. Submitted version..
- Moran-Zenteno, D., 1985. *Geología de la República Mexicana*. Segunda ed. Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M. & Keppie, J.D., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), pp.319-41.
- Operto, S. et al., 2013. A guided tour of multiparameter full waveform inversion with multicomponent data: from theory to practice. *The Leading Edge*, 32(9), pp.1040-54.
- Ordaz-Schoerder, M. & Zeballos-Cabrera, A., 2007. *Información para la gestión de riesgos de desastres. Estudio de caso de cinco países: México*. México: Naciones Unidas y Banco Interamericano de Desarrollo.
- Pardo, M. & Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and Tectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), pp.12,357-73.
- Payero, J. et al., 2008. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(L07305), pp.1-6.
- Pérez-Campos, X. et al., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35, pp.1-6.
- Pike, E.R. & Sabatier, P.C., 2002. *Scattering, Two-Volume Set: Scattering and inverse scattering in Pure and Applied Science*. 1st ed. San Diego, California, USA: Academic Press.
- Romaniwicz, B., 2003. Global mantle tomography: Progress status in the past 10 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, pp.303-28.
- Sedlock, R., Ortega-Gutierrez, F. & Speed, R., 1993. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. 1st ed. Boulder, Colorado, USA: The Geological Society of America, Inc.
- Sol, S. et al., 2007. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 35(6), pp.563-66.
- Song, T.-R.A., 2009. Subducting Slab Ultra Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science*, 324(502), pp.502-06.
- Spica, Z. et al., 2014. Crustal imaging of western Michoacán and the Jalisco Block, Mexico, from Ambient Seismic Noise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, pp.193-201.

- Suhardja, S.K. et al., 2015. Crust and subduction zone structure of southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, pp.1020-35.
- Tape, C., Liu, Q., Maggi, A. & Tromp, J., 2009. Adjoint Tomography of the Southern California Crust. *Science*, 325, pp.988-92.
- Tarantola, A., 1984. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, 49(8), pp.1259-66.
- Tromp, J., Tape, C. & Liu, Q., 2005. Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels. *Geophysical Journal International*, 160, pp.195-216.
- Tu, T. et al., 2006. From Mesh Generation to Scientific Visualization: An End-To-End Approach to Parallel Supercomputing. *SC 2006 Conference, Proceedings of the ACM/IEEE*, pp.1-14.
- Urrutia-Fucugauchi, J. & Flores-Ruiz, J.H., 1996. Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. *International Geology Review*, 38, pp.176-94.
- Valdés-González, C. & Meyer, R.P., 1996. Seismic structure between Pacific coast and Mexico City from the Petatlan earthquake ( $M_s = 7.6$ ) aftershocks. *Geofísica Internacional*, 35(4), pp.377-401.
- Virieux, J. & Operto, S., 2009. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. *Geophysics*, 74(6), pp.127-48.
- Woodhouse, J. & Dziewonski, A., 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of earth's structure by inversion of seismic waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), pp.5953-86.
- Yao, H., Beghein, C. & van der Hilst, R.D., 2008. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophysical Journal International*, 173, pp.205-19.
- Zhang, J. & Wang, Q., 2010. An iterative conjugate gradient regularization method for image restoration. *Journal of Information and Computing Science*, 5(1), pp.55-62.