



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Aplicación de la Migración Reversa
en Tiempo en la Exploración
Geofísica**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

Ingeniera Geofísica

PRESENTA

TORRES PÉREZ NADIA NAYELLY

DIRECTOR DE TESIS

Dr. José Carlos Ortiz Alemán



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 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.

DEDICATORIAS

"Con el orgullo viene el oprobio; con la humildad la sabiduría". Proverbios 11:2.

A mis padres, Agustín y Catalina.

"La educación es la única herencia que vale la pena dejarte".

A mis hermanas Jaqueline y Tania.

"Ehhh, este..., mmmm..., ¿Qué dijiste?"; "Peludín, tú que lo sabes todo...".

A Ivan *"Dos Geofísicos..."*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por permitirme alcanzar esta meta y darme la oportunidad de vivir diferente
tomada de su mano.

A mis padres, desde que tengo memoria siempre estuvieron apoyando mis locuras, entre ellas estudiar una carrera de ingeniería. Este es el resultado de su esfuerzo durante estos 24 años. Estoy orgulloso de ustedes, son mi ejemplo de lucha.

A mis hermanas, Jaqueline y Tania, cada una de ellas tan diferentes pero tan necesarias en mi vida. Jaqueline eres un claro ejemplo de dedicación y ánimo de crecer. Tania tu me enseñaste que los límites uno mismo se los pone.

A mi tía Luisa, quien siempre me apoya en cada proyecto de mi vida.

A Ivan, porque nunca me dejó caer, siempre me apoyó en los momentos difíciles de la carrera, pero sobre todo porque mi vida tomó otro sentido cuando tomé su mano por primera vez.

A mi asesor de tesis, Dr. Carlos Ortiz Alemán, por su enorme ayuda y orientación profesional para la realización de este trabajo, y sobre todo por esas palabras de aliento.

A mi profesor David Escobedo Zenil, por todos sus consejos y experiencias compartidas.

A Dr. Mauricio Orozco, quien siempre tuvo una entera disposición académica.

Armando E. y Carlos C. , por responder todas mis dudas y ayudarme.

A mis amigas Zaida y Jessica, porque sus locuras hicieron más amena la carrera.

A todos los profesores que formaron parte de mi estadía en la facultad de ingeniería.

Al Instituto Mexicano del Petróleo, por brindarme la beca de tesis que fue un factor importante para la realización de este trabajo.

RESUMEN	IV
ABSTRACT.....	V
1. INTRODUCCIÓN	- 1 -
2. ANTECEDENTES	- 3 -
MIGRACIÓN REVERSA EN TIEMPO EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA	- 3 -
MARCO TECTÓNICO DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MÉXICANA	- 5 -
MODELOS CORTICALES PROPUESTOS EN LA LITERATURA.....	- 6 -
RED SÍSMICA TEMPORAL MASE.....	- 14 -
<i>ESTUDIOS REALIZADOS DENTRO DEL PROYECTO MASE</i>	- 15 -
3. MARCO TEÓRICO	- 16 -
FUNDAMENTOS DE SISMOLOGÍA.....	- 16 -
<i>TEORÍA DE LA ELASTICIDAD</i>	- 16 -
<i>ECUACIÓN DE ONDA</i>	- 18 -
MÉTODO DE REFLEXIÓN SÍSMICA.....	- 19 -
MIGRACIÓN PRE-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD (PSDM).....	- 22 -
<i>MIGRACIÓN REVERSA EN TIEMPO (RTM)</i>	- 23 -
ESQUEMA NUMÉRICO CON EL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS.....	- 24 -
CONDICION DE ESTABILIDAD.....	- 26 -
4. METODOLOGÍA.....	- 27 -
DATOS DE LA RED DE BANDA ANCHA MASE	- 27 -
<i>EVENTO Y ESTACIONES UTILIZADAS</i>	- 27 -
<i>PREPARACIÓN DE LOS DATOS</i>	- 28 -
MODELOS DE VELOCIDADES Y DENSIDAD UTILIZADOS	- 29 -
ANÁLISIS DE AMPLITUDES DE LOS SIMOGRAMAS	- 35 -
FUENTE.....	- 38 -
5. RESULTADOS	- 43 -
PRIMER MODELO	- 44 -
SEGUNDO MODELO.....	- 45 -
MODELO BASADO EN FURUMURA Y SINGH (2002).	- 46 -
MODELO BASADO EN FURUMURA Y SINGH (2002), CON SUAVIZAMIENTO.....	- 47 -
6. CONCLUSIONES	- 50 -
7. ANEXOS.....	- 51 -
ANEXO 7.1	- 51 -
8. REFERENCIAS.....	- 52 -

Tabla de Figuras

<i>Figura 2.1. Perfil de velocidades, la fuente está a 3 km(a). Imagen aplicando la RTM convencional, se observa la presencia de artefactos provocados por la dispersión (flecha blanca) y artefactos originados por múltiples (flecha negra). Imagen aplicando como condición de imagen el vector de Poynting. Tomada de Yoon y Marfurt (2006).</i>	- 4 -
<i>Figura 2.2. Modelo inicial de velocidades con trazado de rayos y frente de ondas(a). Imagen final aplicando la condición de imagen de dispersión inversa (b). Tomada de Whitmore et al. (2012)</i>	- 4 -
<i>Figura 2.3. Perfil del disparo original (a). Migración RTM convencional (b). Migración aplicando como condición de imagen LSRTM (Least-Squares Reverse Time Migration) (c). Tomada de Yao et al. (2012)</i>	- 5 -
<i>Figura 2.4. Los puntos negros representan las 100 estaciones del proyecto MASE.</i>	- 6 -
<i>Figura 2.5. Geometría de la Placa de Cocos. Tomada de Pardo y Suarez (1995).</i>	- 7 -
<i>Figura 2.6. Las capas I,II y III corresponden a la corteza continental; la IV al manto continental; la V, al prisma acrecional; la VIII y IX al manto oceánico, y la VI y VII a la corteza oceánica. Tomada de Valdez y Meyer (1996).</i>	- 8 -
<i>Figura 2.7. Velocidades de onda S para la estructura cortical entre Guerrero y la Ciudad de México. Tomada de Campillo et al. (1996).</i>	- 9 -
<i>Figura 2.8 Modelo de Corteza derivado con datos gravimétricos, los valores indican la densidad en g/cm³. Tomada de Kostoglodov et al. (1996).</i>	- 9 -
<i>Figura 2.9. Modelo cortical a partir de datos gravimétricos. Tomada de Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000).</i>	- 10 -
<i>Figura 2.10. Modelo tridimensional de la parte central de México. Tomada de Furumura y Singh (2002)</i> .	- 11 -
<i>Figura 2.11 Estructura cortical por debajo de las estaciones del arreglo MASE. Se observa que la placa en subducción está truncada entre 450-500 km. CI=Corteza Inferior, NA= Norteamérica, CO= Corteza Continental, MBV= Manto de Baja Velocidad. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008).</i>	- 12 -
<i>Figura 2.12. La corteza continental subdividida en tres capas corticales (I, II, III), el manto continental (IV), en café oscuro la corteza oceánica subducente (V). Y en café-anaranjado el manto oceánico (VI). Tomada de Greene-Gondi (2009).</i>	- 13 -
<i>Figura 2.13. Comparación entre los modelos propuestos para la geometría de subducción de la placa oceánica para cinco estudios diferentes. Tomada de Greene-Gondi (2009).</i>	- 13 -
<i>Figura 2.14 Localización y tipo de sitio para cada estación. La grafica del pastel indica la distribución de las estaciones. Tomada de Pérez-Campos (2008).</i>	- 14 -
<i>Figura 3.1 Esquema de los esfuerzos que actúan sobre las caras de un cubo en equilibrio. Tomada de Sheriff y Geldart (1995).</i>	- 17 -
<i>Figura 3.2. Diagrama de una trayectoria reflejada en el punto B, partiendo de A y detectada en C (modificada de Del Valle Toledo, 2007).</i>	- 20 -
<i>Figura 3.3 Geometría de ondas reflejadas en una capa inclinada (modificada de Del Valle Toledo, 2007).</i> -	- 21 -
<i>Figura 3.4. Esquema ideal del tendido de fuentes y detectores para obtener reflejos de un mismo punto. Tomada de Del Valle Toledo (2007).</i>	- 21 -
<i>Figura 3.5. Propagación directa (a). Retropropagación (b) .Se puede observar que para el caso de la retropropagacion, la función fuente es el registro observado, o bien el residuo, y se encuentra en la posición del receptor original.</i>	- 23 -

Figura 3.6. Esquema de la discretización del dominio en una malla escalonada, originalmente propuesto por Virieux (1986). Tomada de Virieux (1986).	- 24 -
[CFigura 7.2. Esquema de los esfuerzos que actúan sobre las caras de un cubo en equilibrio. Tomada de Sheriff y Geldart (1995).	- 51 -
[CFigura 7.2. Esquema de los esfuerzos que actúan sobre las caras de un cubo en equilibrio. Tomada de Sheriff y Geldart (1995).	- 52 -
Figura 4.1. Distribución de las 56 estaciones utilizadas (puntos negros) y el evento 65 (estrella azul).	- 28 -
Figura 4.2. Diagrama de flujo del procesamiento de los datos observados correspondientes al evento 65, ocurrido el 13 de abril del 2007.	- 29 -
Figura 4.3. Modelo inicial de velocidades de onda P construido con un gradiente simple lineal. La velocidad mínima es de 4000 m/s y la máxima es de 8400 m/s.	- 31 -
Figura 4.4. Modelo de velocidades de onda P, con cinco capas interpretadas.	- 32 -
Figura 4.5. Modelo inicial de velocidades y densidades. Modificado de Furumura y Singh (2002). Los números romanos indican las distintas capas consideradas en el modelo (Tabla 4.2.).	- 33 -
Figura 4.6. Modelo de velocidades y densidades donde suavizado, basado en Furumura y Singh (2002). Se observa que en comparación con la figura 4.5 las interfaces entre capas tienen una transición suave.	- 34 -
Figura 4.7. Comparación de valores de amplitudes máximas y mínimas, entre los registros observados y sintéticos, para cada una de las 56 estaciones utilizadas.	- 35 -
Figura 4.8. Sismograma sintético correspondiente a la estación 46 (460 km). Se observa que el rango de amplitud va de -0.1 a 0.1.	- 36 -
Figura 4.9. Sismograma observado correspondiente a la estación NOGA (469 km). Se observa que el rango de amplitud va de -0.005 a 0.005, un rango menor al de los datos sintéticos.	- 37 -
Figura 4.10. Sismograma observado de la estación de NOGA escalado al mismo rango de los datos sintéticos	- 37 -
Figura 4.11. Grafica de la primera derivada del pulso Gaussiano (Ec. 4.1.), con $\alpha=32\pi^2$ y $t_0=0.87$, que se emplea como función fuente (Superior). La misma función pero con un desfase en tiempo de 0.3 segundos (Inferior).	- 39 -
Figura 4.12. Propagación directa a los 7 segundos. Se observa que $f(t)$ es la función sin retraso, mientras que $f(t+t_0)$ empieza 0.3 segundos después.	- 40 -
Figura 4.13. Sismogramas reales interpolados, originalmente desplazados de la media (rojo). Sismogramas reales interpolados corregidos para que tengan media cero.	- 41 -
Figura 4.14. Diagrama de flujo general para el método de migración reversa en tiempo, utilizado en este trabajo.	- 42 -
Figura 5.1. Imágenes obtenidas empleando un gradiente vertical de propiedades como modelo inicial: Normalización por iluminación de receptores (Superior), normalización proporcional a la profundidad (Central), normalización por iluminación de receptores en color (inferior)	- 44 -
Figura 5.2. Imágenes obtenidas con el segundo modelo: Normalización por iluminación de receptores (arriba), Normalización por profundidad (al centro), Normalización por iluminación con receptores, a color (inferior)	- 45 -
Figura 5.3. Imágenes obtenidas con un modelo similar al propuesto por Furumura y Singh (2002): normalización por iluminación de receptores (arriba), normalización por profundidad (centro), normalización por iluminación con receptores, a color (abajo).	- 46 -
Figura 5.4. Imágenes obtenidas con el modelo propuesto por Furumura y Singh (2002) suavizado: normalización por iluminación de receptores (superior), normalización por profundidad (central), normalización por iluminación con receptores, a color (inferior).	- 47 -

Figura 5.5. Imagen obtenida con un gradiente vertical en donde se identifican cuatro límites: corteza superior-corteza inferior (amarillo), corteza inferior-manto (azul), cima de corteza oceánica-manto superior (rojo) y base de corteza oceánica-manto (morado). - 48 -

Figura 5.6. a) Imagen construida a partir de la segunda iteración considerando un gradiente vertical de propiedades, b) imagen obtenida a partir del modelo basado en Furumura y Singh (2002), c) imagen tomada de Pérez-Campos et al. (2008), d) Imagen tomada de Kim et al. (2012). - 49 -

RESUMEN

En este trabajo se presenta la aplicación de un algoritmo de migración reversa en tiempo, RTM (*Reverse Time Migration*), a registros sísmicos del proyecto MASE (*Middle American Subduction Experiment*). El objetivo principal es obtener una imagen sísmica con resolución espacial mejorada representativa de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica. Para la construcción de la imagen sísmica, se eligió el evento del 13 de Abril del 2007 (Mw 5.3), debido a su ubicación respecto al transecto MASE y a su significativa magnitud. En la primera parte de esta tesis se describen los fundamentos teóricos en los cuales está basado el método de RTM. En la segunda parte se discute la aplicación de la técnica para la construcción de una imagen sísmica en profundidad, por debajo del transecto MASE. La formulación desarrollada para este trabajo es de tipo elástica en dos dimensiones, considerando fronteras absorbentes de tipo PML (Perfectly Matched Layer) en los bordes laterales e inferior del dominio de cómputo. Debido a la enorme extensión del área de estudio, el cálculo de las propagaciones directa y adjunta se realiza utilizando cómputo de alto rendimiento. En el método de migración RTM adjunto, utilizado en este trabajo, es preciso proporcionar como entrada modelos de velocidades de onda P y S, así como un modelo de densidades. En esta tesis, se construyen modelos de velocidades-densidad representativos del área de estudio, a partir de modelos anteriormente propuestos por otros autores, publicados en la literatura especializada. A partir de los resultados obtenidos puede comprobarse la aplicabilidad de la RTM, con lo cual se recomienda que en trabajos futuros se realice la incorporación de toda la base de datos de eventos sísmicos registrados por el proyecto MASE, considerando un algoritmo de migración en tres dimensiones.

ABSTRACT

In this work, an application of Reverse Time Migration (RTM) to the seismic records from the temporal MASE network (Middle American Subduction Experiment) is presented. Improved imaging of the subducting Cocos plate beneath the North American plate is the main goal of this thesis. For the construction of the seismic image, records from the event of April 13th, 2012 (Mw 5.3) were used because of its proper location relative to the MASE temporal network, and its significant magnitude. In the first part of this thesis, we described the theoretical foundations on which the method of RTM is based. In the second part the application of such technique to the construction of seismic images in depth, beneath the MASE array is discussed. An elastic formulation in two dimensions was applied in this work, and absorbing PML boundary conditions were considered for the lateral and lower borders of the computational domain. Due to the huge extension of the study area, calculation of forward and reverse propagations was performed using high performance computing. In the adjoint RTM method, input velocity (for P and S waves) and density models are required. In this work, velocity-density models of the study area were constrained from previous models published by several authors. From the results, the applicability of the RTM can be verified, so that it is recommended that future works incorporating the entire database of seismic events recorded by the MASE project, considering a migration algorithm in three dimensions.

1. INTRODUCCIÓN

La prospección sísmica es la principal herramienta utilizada en la industria petrolera, ya que posee una alta precisión, resolución, y gran profundidad de investigación para ubicar estructuras geológicas de interés en el subsuelo. Su funcionamiento se basa en estudiar el viaje de las ondas sísmicas a través del subsuelo para poder estimar propiedades de las rocas a partir de tiempos de viaje, amplitud y frecuencias.

Entre las técnicas de procesamiento de datos sísmicos que permiten construir imágenes del subsuelo con mejor resolución se encuentra la migración. Su principio de funcionamiento consiste en reubicar las reflexiones de las ondas sísmicas registradas en superficie a su posición real, es decir donde existan contrastes de impedancias, pues éstos representan las fronteras entre cuerpos con propiedades geológicas distintas (*Yilmaz, 2001*). El proceso en la RTM es iterativo y arroja como resultado una imagen que es interpretada y utilizada para generar un nuevo modelo de velocidades. Este modelo se mejora progresivamente hasta obtener una imagen que se considere suficientemente representativa del medio geológico bajo estudio.

La migración reversa en tiempo es la técnica de migración más poderosa para este fin. Utiliza la ecuación de onda completa para simular la propagación de ondas. Su principal desventaja es el tiempo de ejecución elevado, por lo que muchas veces en la industria petrolera se opta por otras metodologías de menor costo computacional. (*Ortiz, 2016, comunicación*).

En esta tesis se aplica la técnica de migración RTM, utilizando los registros sísmicos colectados durante el experimento MASE para obtener una imagen sísmica donde sea posible inferir la geometría aproximada de la Placa de Cocos subduciendo por debajo de la Placa Norteamericana en el territorio mexicano. Una caracterización detallada de la ubicación de la Placa de Cocos por debajo de la de Norteamérica juega un papel importante para poder delimitar la zona sismo-genética en este límite convergente.

En el capítulo 2 se presentan algunos ejemplos de estudios previos en donde se utilizó la RTM como herramienta principal para la reconstrucción de imágenes sísmicas, se describe también una breve revisión del marco tectónico en la región de estudio, así como un compendio de los principales modelos propuestos para la subducción en la zona de transición entre la corteza oceánica y continental de la Placa de Cocos y de Rivera. Cada uno de ellos se basa en el empleo de distintas técnicas geofísicas de exploración que van

desde el uso de datos de sismica de refracción y datos gravimétricos (*Valdés et al., 1986*); la inversión de datos de dispersión de ondas superficiales (*Campillo et al., 1996*); la inversión de curvas de dispersión con los métodos de algoritmos genéticos y recristalización simulada (*Iglesias et al., 2001*); un método híbrido de simulación tridimensional que combina una formulación espectral y diferencias finitas (*Furumura y Singh, 2002*).

En el capítulo 3 se desarrolla de manera breve la teoría de la elasticidad, así como la formulación de la ecuación de onda bidimensional. Además se explica de manera general el método de reflexión sísmica y las principales características de la RTM. Por último se hace mención del método de diferencias finitas utilizado.

En el capítulo 4 se hace una breve descripción del procesamiento realizado a los datos observados, las principales características de los modelos de velocidad de onda P, S y de densidad, así como se describe la metodología realizada para la implementación del algoritmo de migración.

En el capítulo 5 se presentan los resultados obtenidos a partir de cuatro pruebas realizadas. En la primera iteración se puede observar difracciones donde existe una sobre estimación de velocidad. En la segunda imagen se puede identificar cuatro límites entre las capas. El modelo inicial de las últimas dos iteraciones, fue el propuesto por Furumura y Singh (2002), con la diferencia de que en la última prueba se aplicó un suavizado al modelo. Las imágenes muestran una diferencia en resolución, pero con una tendencia a los límites entre las capas del manto superior con la corteza oceánica, así como el límite entre la corteza continental y el manto.

En el capítulo 6 se presentan las conclusiones y recomendaciones de esta investigación.

2. ANTECEDENTES

MIGRACIÓN REVERSA EN TIEMPO EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

Baysal et al. (1983), a partir de datos sintéticos, examinaron la posibilidad de llevar a cabo la migración usando una extrapolación en tiempo en vez de profundidad. En particular utilizaron la ecuación de onda propuesta por Gazdag (1981) con aproximación numérica en el dominio de número de onda, es decir que el tratamiento del campo de onda grabada en superficie es de fuentes secundaria dependientes del tiempo, en lugar de utilizar una condición de frontera en el espacio. Sus resultados demostraron que la aplicación de la migración reversa en tiempo reconstruye de manera eficiente la imagen sísmica de estructuras con fuertes echados y grandes contrastes de velocidad.

Chang et al. (1986), utilizaron datos de perfiles sísmicos verticales tanto de datos reales como sintéticos. La condición de imagen que implementaron se basa en hacer dos extrapolaciones: la primera es para los receptores, en donde utilizaron diferencias finitas, mientras que para la extrapolación de la fuente fue a partir del trazado de rayos. Lo anterior ayuda a que no exista una limitante originada por la geometría del arreglo fuente-receptor.

Yoon y Marfurt (2006) calcularon la dirección de propagación de la onda a partir del vector de Poynting, el cual da lugar a una nueva condición de formación de imágenes sísmicas que puede eliminar artefactos, extraer ADCIGs (*Angle Domain Common Image Gathers*), durante la RTM, y así obtener imágenes de tiros comunes a diferentes ángulos. En la figura 2.1 podemos observar los resultados obtenidos por Yoon et al. (2006).

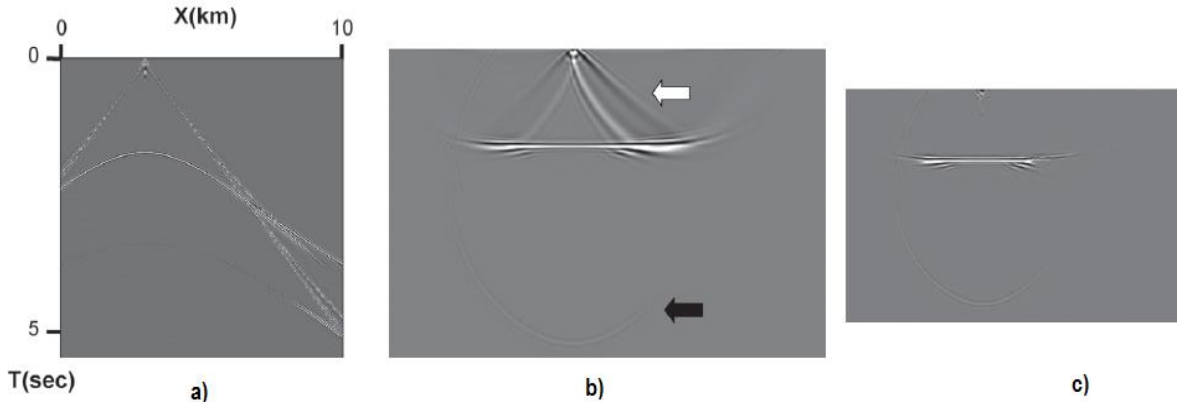


Figura 2.1. Perfil de velocidades, la fuente está a 3 km(a). Imagen aplicando la RTM convencional, se observa la presencia de artefactos provocados por la dispersión (flecha blanca) y artefactos originados por múltiples (flecha negra). Imagen aplicando como condición de imagen el vector de Poynting. Tomada de Yoon y Marfurt (2006).

Whitmore et al. (2012), utilizaron la condición imagen propuesta por Stolk, DeHoop, y Opt'Root, (2009) la cual es la combinación de dos imágenes: la primera es el producto de las derivadas en tiempo del campo de onda tanto incidente como reflejado, mientras que la segunda es el producto espacial del gradiente con los campos de onda incidente y reflejado. La condición de imagen fue probada tanto para datos sintéticos como reales, a partir de los resultados concluyeron que dicha condición de imagen produce imágenes con mucho mayor calidad, ya que reduce de manera significativa la dispersión. En la figura 2.2 se muestra el modelo inicial de velocidades y el resultados obtenido de la investigación realizada por Whitmore et al. (2012).

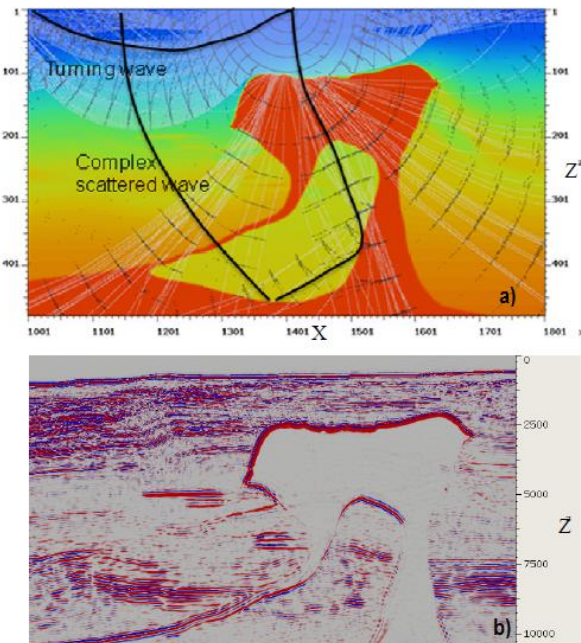


Figura 2.2. Modelo inicial de velocidades con trazado de rayos y frente de ondas(a). Imagen final aplicando la condición de imagen de dispersión inversa (b). Tomada de Whitmore et al. (2012)

Yao et al. (2012) implementaron una matriz de mínimos cuadrados, en la cual los datos son predichos modificando la ondícula de la fuente. También demostraron que a partir de la combinación entre la formulación de mínimos cuadrado y la RTM, se puede hacer una estimación de la reflectividad, la cual es consistente con una deconvolución. Sus resultados fueron imágenes de mayor resolución y amplitudes mucho más exactas que la RTM convencional. En la figura 2.3 se observa los resultados obtenidos en la investigación realizada por Yoa et al. (2012).

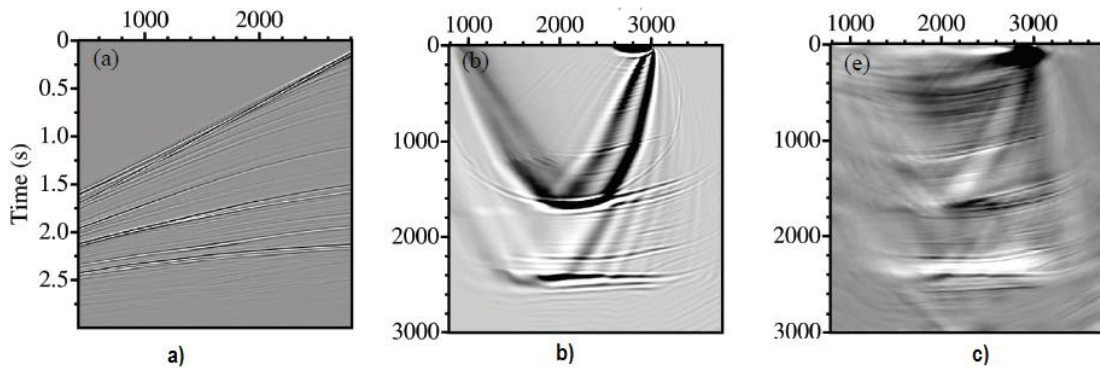


Figura 2.3. Perfil del disparo original (a). Migración RTM convencional (b). Migración aplicando como condición de imagen LSRTM (Least-Squares Reverse Time Migration) (c). Tomada de Yao et al. (2012)

MARCO TECTÓNICO DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MÉXICANA

La República Mexicana se ubica en una de las regiones de mayor actividad sísmica del planeta, debido a la interacción de cinco placas tectónicas: la placa de Norteamérica que aloja la mayor parte del país; las placas del Caribe y del Pacífico; así como la placa de Cocos y la placa de Rivera, que se encuentran en el océano Pacífico y subducen a lo largo de la costa del Pacífico por debajo de la placa de Norteamérica. A esta región se le conoce como la Trinchera Mesoamericana. Además, hacia el sur de la República se ubica la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La FVTM posee una orientación oblicua respecto a la trinchera y está fuertemente relacionada con la geometría de subducción de las placas oceánicas. La placa de Rivera presenta un fuerte ángulo de subducción y la de Cocos subduce en forma casi horizontal (Pardo y Suarez, 1995).

La FMTV es un arco magmático continental de aproximadamente 10 Ma, correspondiente al Mioceno superior; está constituida por 8000 estructuras volcánicas. Entre sus características principales destacan: los principales estratovolcanes están alineados con un ángulo aproximadamente de 16° con respecto a la dirección de la Trinchera Mesoamericana; posee gran variabilidad en el estilo volcánico y composición química y la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca; la placa en subducción enfrente del arco es joven, de 10 a 19 Ma, (Kostoglodov y Bandy, 1995); la sismicidad asociada a la

subducción de la placa de Cocos termina a unos 100 km de profundidad, y está ausente debajo del arco (*Pardo y Suárez, 1995*).

La placa de Rivera tiene una edad menor a los 13 Ma, y su velocidad de convergencia es de 1.7-2.2 cm/año, mientras que la placa de Cocos tiene una edad entre los 12.7 y 16 Ma y subduce con una velocidad entre 4.7-6.7 cm/año (*Nixon, 1982; Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995*). La subducción de estas dos placas tectónicas causa la mayor parte de la actividad sísmica en el Sur de México, tanto del tipo interplaca (límites de las placas), como intraplaca (interior de la placa oceánica que subduce).

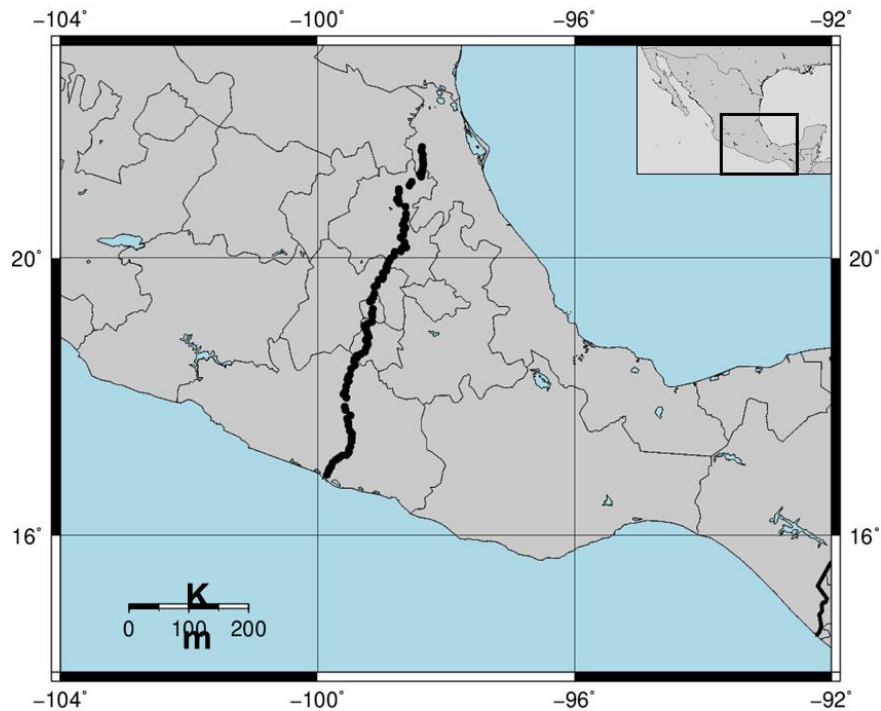


Figura 2.4. Los puntos negros representan las 100 estaciones del proyecto MASE.

MODELOS CORTICALES PROPUESTOS EN LA LITERATURA

En la literatura existen diversos estudios relacionados con la geometría de la Placa de Cocos. En este trabajo tomamos como antecedente los resultados obtenidos en dichos estudios, especialmente los relacionados con la zona definida por el transecto MASE.

Singh y Pardo (1993), utilizando un análisis de la profundidad y los mecanismos focales de 16 eventos sísmicos, concluyeron que entre 110 y 275 km a partir de la trinchera la placa de Cocos se vuelve casi horizontal, alcanzando una profundidad de 50 km en la parte central de México. Según estos autores, a partir de los 274 km de la trinchera la geometría de la placa está relacionada con el vulcanismo activo. Los autores proponen un

modelo donde explican que el régimen de esfuerzos presente en la zona de subducción, es ocasionado por el movimiento relativo de la trinchera.

Pardo y Suarez (1995), a partir de la localización de hipocentros de eventos locales y telesísmicos, propusieron que el sur de México puede dividirse en cuatro regiones, una de las cuales se encuentra entre los estados de Guerrero y Oaxaca. Es justo en esta zona donde la placa subducente se vuelve sub-horizontal, a una distancia de entre 110 a 275 km de la trinchera, y al igual que Singh y Pardo (1993) ubican la placa a una profundidad de 50 km. A su vez encontraron que la geometría que corresponde al contacto sismo-genético interplaca tiene un ángulo de subducción inicial de 10° y crece gradualmente a 25° , a una profundidad no mayor de 30 km. Entre 150 a 250 km de la trinchera ocurren eventos intraplaca dentro de la corteza oceánica, con profundidades mayores a los 50 km y desaparecen antes de llegar a la FVTM. Los autores no pudieron calcular directamente las curvas de profundidad entre los 80 a 100 km debido a la escasez de eventos sísmicos a distancias mayores a 300 km de la trinchera. Las curvas que obtienen siguen la tendencia de la placa a profundidades más someras y extrapolan su localización desde regiones donde la sismicidad está bien definida. Por lo que concluyen que su localización está relacionada con la subducción.

En la figura 2.5 se muestra el modelo propuesto por Pardo y Suarez (1995) que representa la geometría de la subducción de Placa de Cocos por debajo de la de Norteamérica.

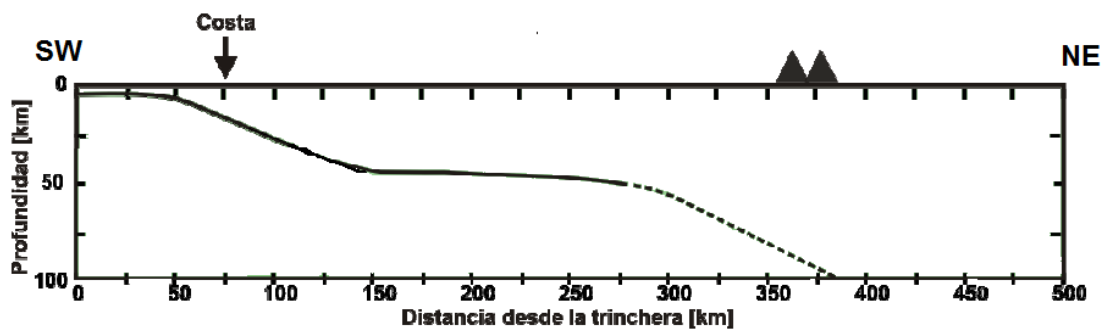


Figura 2.5. Geometría de la Placa de Cocos. Tomada de Pardo y Suarez (1995).

Valdés y Meyer (1996) delinearon una estructura de velocidades para las ondas P y S entre Guerrero y la Ciudad de México, a partir de las réplicas del evento de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$). El modelo de velocidades que obtuvieron está compuesto por nueve capas. Las primeras tres capas (I, II, III) corresponden a la corteza continental, con velocidades de ondas P de 5.3-5.6, 5.8-5.95 y 6.15-6.4 km/s, con espesores aproximados de 5, 10 y 30 km, respectivamente. A continuación se encuentra el manto continental con velocidades de 7.85-8.1 km/s. El bloque oceánico está formado por dos capas con

espesor total de 8.5 km y una profundidad aproximada de 17.6 km, las velocidades de las capas son de 5.1-5.7 km/s y 6.85-7.1 km/s, con espesores de 3.5 km y 5 km, respectivamente. Cuando la corteza oceánica alcanza una profundidad de 40 km, las velocidades se incrementan a 6.24 y 7.4 km/s. Debajo de la corteza oceánica se encuentra el manto superior con una velocidad de 7.9-8.1 km/s y un espesor de 45 km. Finalmente, la última capa representa el límite entre la litosfera y la astenosfera oceánica, con una velocidad de 8.2 km/s.

En la figura 2.6 se observa el modelo de velocidades a partir de la investigación realizada por Valdés y Mayer (1996).

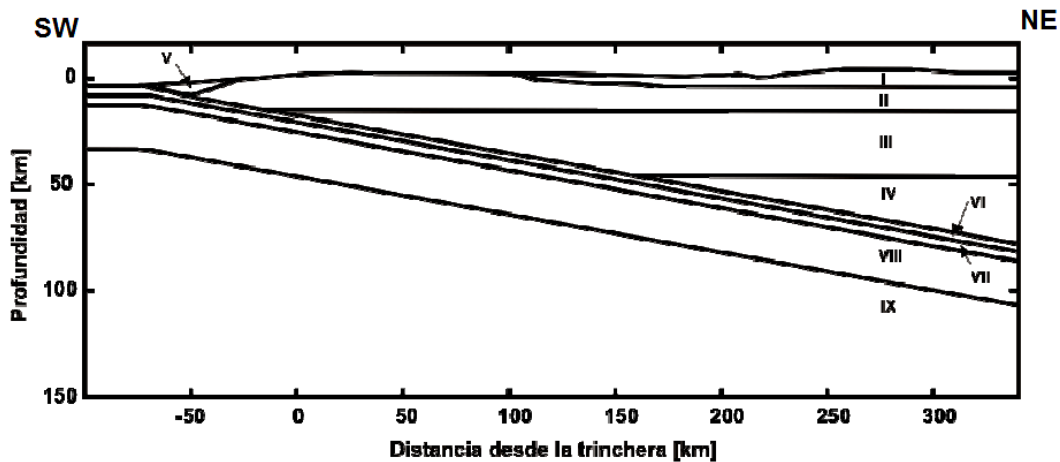


Figura 2.6. Las capas I, II y III corresponden a la corteza continental; la IV al manto continental; la V, al prisma acrecional; la VIII y IX al manto oceánico, y la VI y VII a la corteza oceánica. Tomada de Valdez y Meyer (1996).

Campillo et al. (1996) utilizaron la inversión de datos de dispersión de ondas superficiales para velocidades de grupo para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Los resultados mostraron un modelo de corteza con cuatro capas planas entre Guerrero y la Ciudad de México donde la corteza media tiene dos capas, las cuales tienen espesores de 5 y 30 km y velocidades de 3.3 km/s y 3.75 km/s, respectivamente. Para la capa más somera y la más profunda existe una gran incertidumbre. Tienen una velocidad promedio de 3.05 km/s y de 4.75 km/s, respectivamente.

La figura 2.7 se muestra el modelo de velocidades de ondas S en 1D propuesto por Campillo et al. (1996).

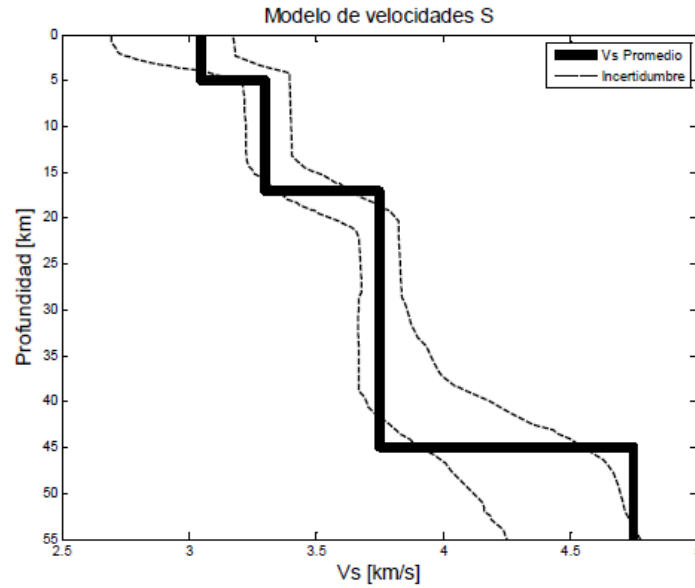


Figura 2.7. Velocidades de onda S para la estructura cortical entre Guerrero y la Ciudad de México. Tomada de Campillo et al. (1996).

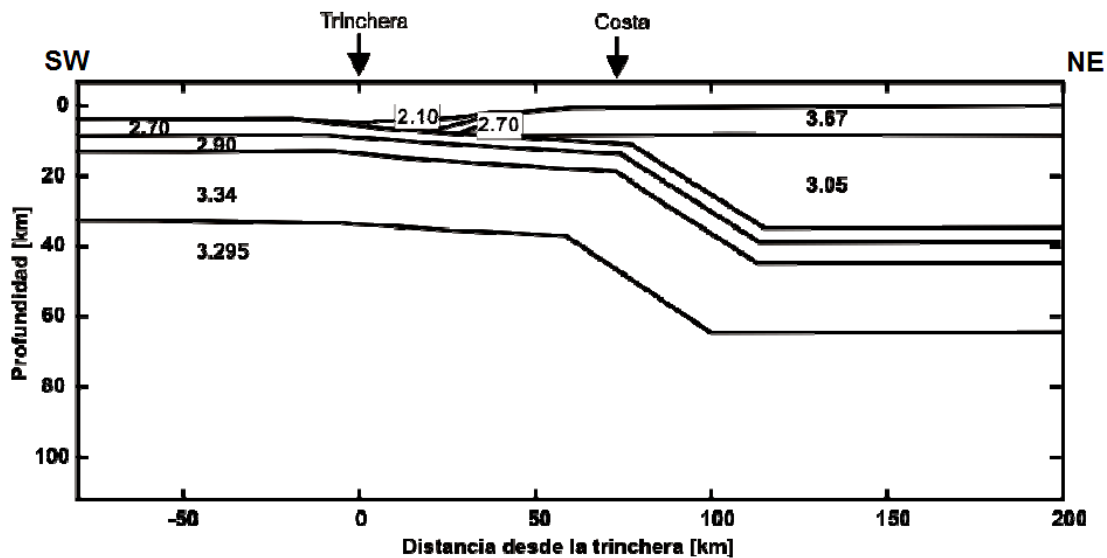


Figura 2.8 Modelo de Corteza derivado con datos gravimétricos, los valores indican la densidad en g/cm^3 . Tomada de Kostoglodov et al. (1996).

Kostoglodov et al. (1996) realizaron cuatro perfiles gravimétricos con orientación N-E que se extienden 60 km desde la costa hacia tierra adentro. Los resultados mostraron que los valores de anomalía gravimétrica en la región de Guerrero pueden ser explicados por el efecto del contraste de densidad entre la placa subducente y la corteza continental. La geometría que propone el estudio se caracteriza por un cambio abrupto en el ángulo de buzamiento de la falla inversa somera hacia la zona sísmogénica, el cual va de 10° a

30°, respectivamente. A una profundidad entre 35 a 40 km y una distancia horizontal de entre 110 a 120 km desde la trinchera, lo cual favorece una geometría sub-horizontal.

En la figura 2.8 se observa el perfil gravimétrico resultado de la investigación realizada por Kostoglodov et al. (1996).

Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) hicieron un perfil gravimétrico con el fin de validar los modelos sísmicos e inferir la estructura de la litosfera en donde no existe sismicidad. En este estudio se puede observar un valor anómalo de 50 mGal a una distancia de 100 km de la costa, el cual se interpreta como un desnivel lateral del Moho. La corteza continental debajo de la FVTM tiene un espesor de 42 km. Va disminuyendo por debajo de la planicie costera. La placa que subduce a 300 km de la trinchera tiene una profundidad de entre 50-60 km. El modelo gravimétrico debajo de la FVTM incluye densidades del manto superior de 3.25 g/cm^3 , que coinciden con la fusión parcial de esta parte del manto que origina el vulcanismo activo en la FVTM

La figura 2.9 muestra el perfil gravimétrico propuesto por Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000).

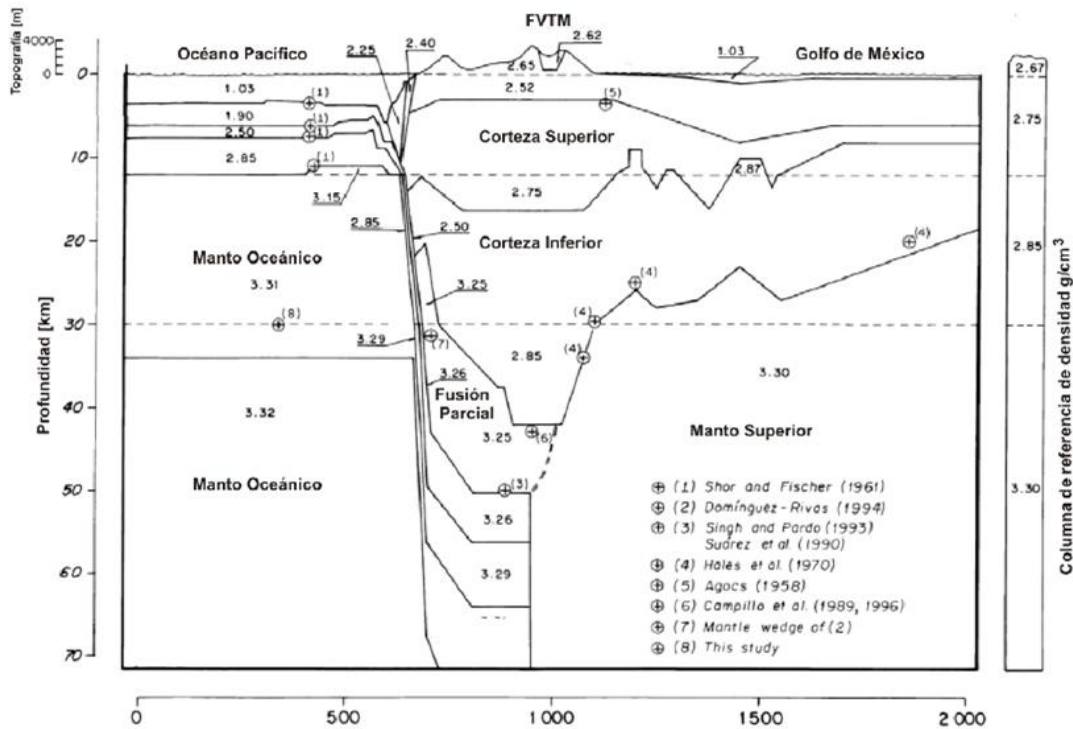


Figura 2.9. Modelo cortical a partir de datos gravimétricos. Tomada de Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000).

Furumura y Singh (2002), realizaron una simulación tridimensional que combina una formulación espectral y diferencias finitas. El resultado fue un modelo tridimensional en donde la velocidad mínima, en la capa más somera, para la onda S es de 2.0 km/s y de 4.0 km/s para la onda P. Además, observaron que la placa de Cocos actúa como un

reflector perfecto, pues incrementa notablemente la amplitud de las ondas Lg entre 0.2 y 4 Hz

En la figura 2.10 se muestra el modelo tridimensional de la parte central de México, resultado de la investigación realizada por Furumura y Singh (2002)

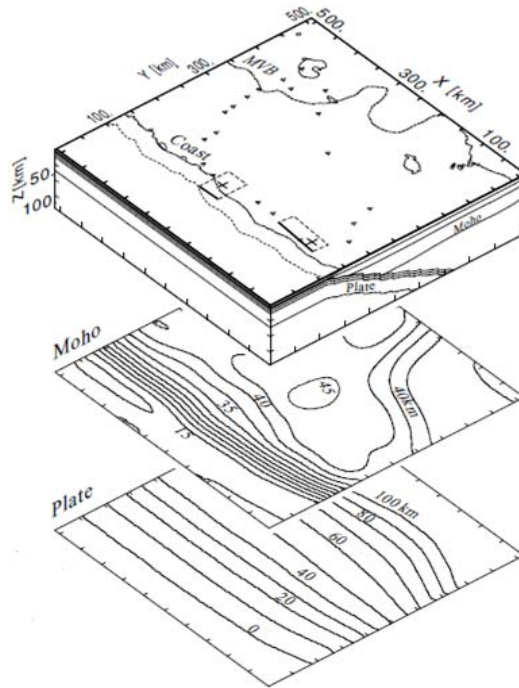


Figura 2.10. Modelo tridimensional de la parte central de México. Tomada de Furumura y Singh (2002)

Pérez-Campos et al. (2008), emplearon funciones de receptor a lo largo del arreglo MASE. Obtuvieron como resultado un perfil de la placa de Cocos con un ángulo de subducción inicial de 15° a 80 km de la costa que se vuelve sub-horizontal entre los 90 y los 250 km desde la trinchera, con una profundidad de 50 km. Posteriormente, tiene una inclinación de 75° por debajo de la FVTM (figura 2.11).

En la figura 2.11 se muestra el modelo propuesto por Pérez-Campos et al. (2009).

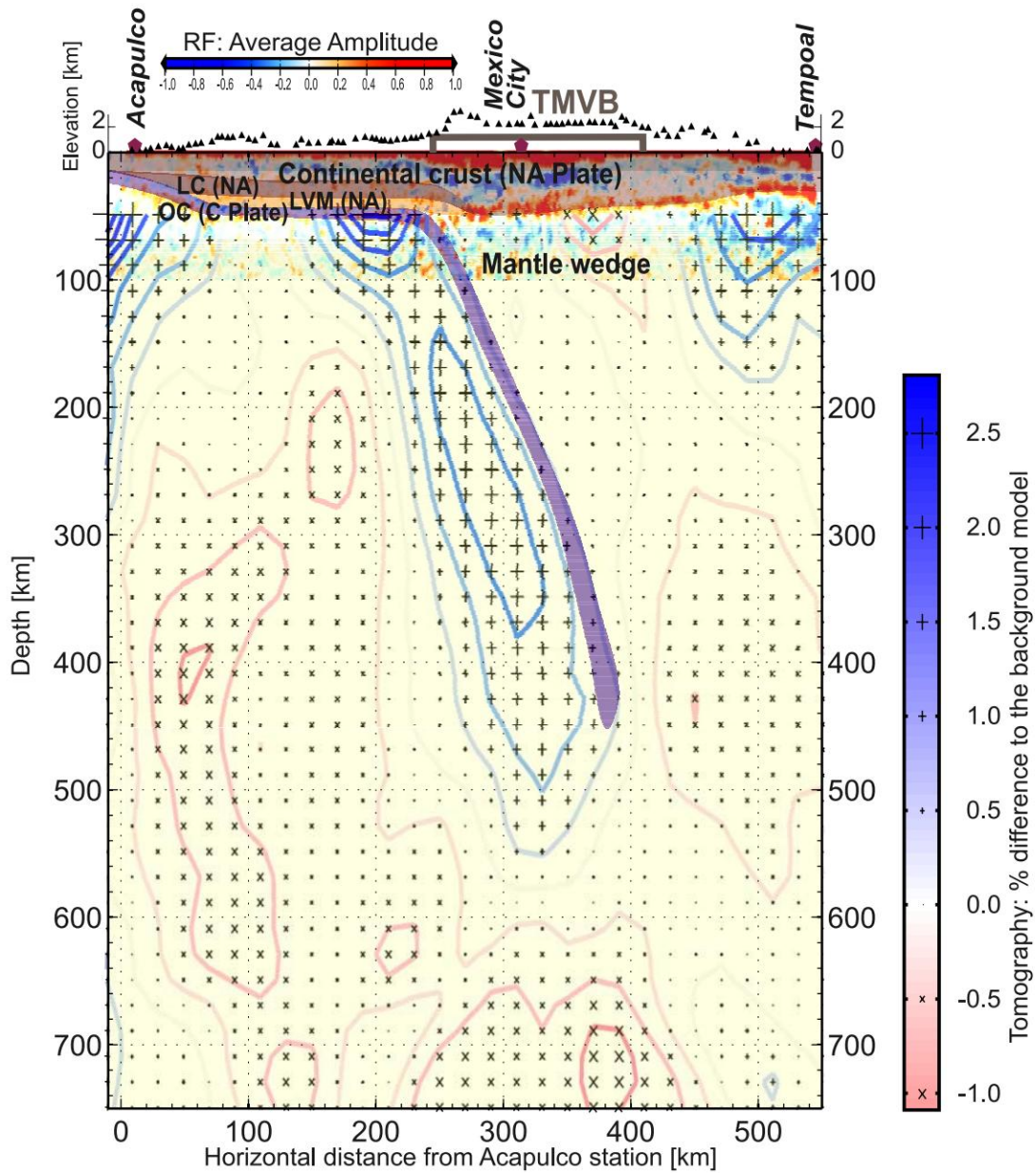


Figura 2.11 Estructura cortical por debajo de las estaciones del arreglo MASE. Se observa que la placa en subducción está truncada entre 450-500 km. CI=Corteza Inferior, NA= Norteamérica, CO= Corteza Continental, MBV= Manto de Baja Velocidad. Tomada de Pérez-Campos et al. (2008).

Greene-Gondi (2009), al igual que Pérez-Campos et al. (2008) empleó funciones de receptor para modelar la geometría de la subducción. Los resultados obtenidos muestran tres cambios de ángulo en la Placa de Cocos; a 65 km desde la costa está inclinada 22° , de 65-250 km es prácticamente horizontal, y de 220-240 km el cambio de ángulo es gradual hasta llegar a 67° . En la figura 2.12 se muestra la geometría obtenida por Greene-Gondi (2009) y en la figura 2.13 la comparación de ambos modelos.

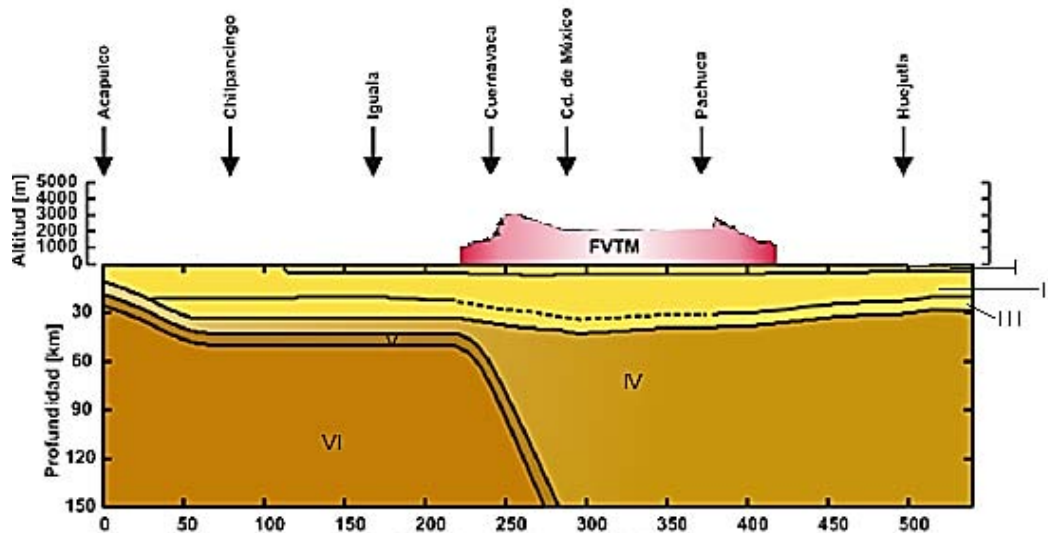


Figura 2.12. La corteza continental subdividida en tres capas corticales (I, II, III), el manto continental (IV), en café oscuro la corteza oceánica subducente (V). Y en café-anaranjado el manto oceánico (VI). Tomada de Greene-Gondi (2009).

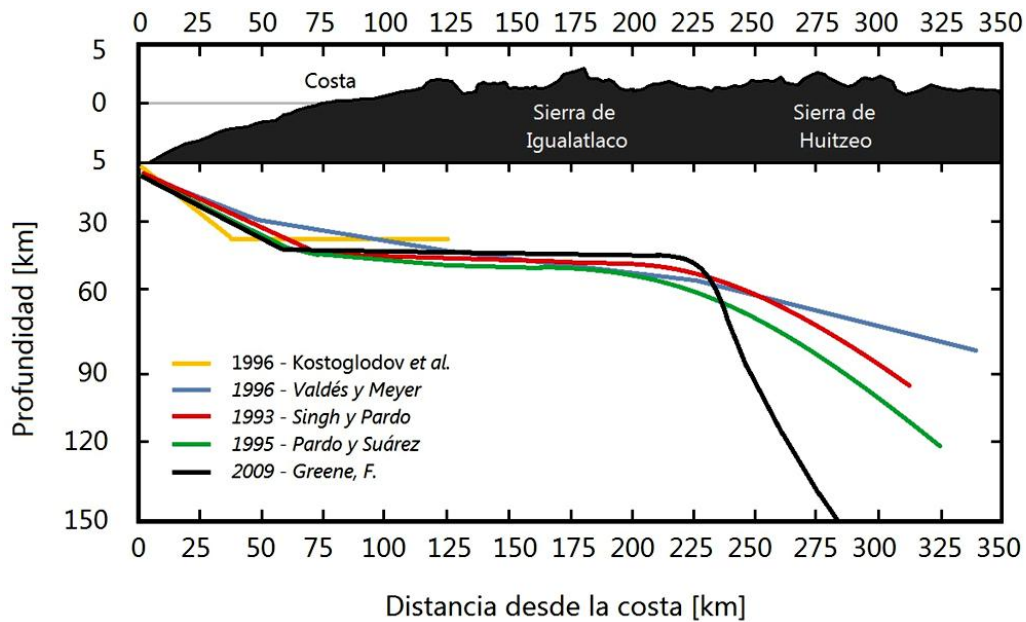


Figura 2.13. Comparación entre los modelos propuestos para la geometría de subducción de la placa oceánica para cinco estudios diferentes. Tomada de Greene-Gondi (2009).

RED SÍSMICA TEMPORAL MASE

El proyecto MASE se llevó a cabo con la participación del Instituto de Geofísica y el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el Laboratorio Sismológico del Instituto, Caltech (*California Institute of Technology*), CENS (*Center for Embedded Networked Sensing*) y UCLA (*University of California*).

El periodo de operación del proyecto MASE fue de diciembre de 2004 a julio de 2007. En esta etapa se contemplaron 100 estaciones sísmicas (figura 2.14), distribuidas sobre una línea que atravesó la República Mexicana desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, pasando por el Distrito Federal, Estado de México, Guerrero, Hidalgo, Morelos y Veracruz. Ya que se considera el estudio de longitudes de onda mayores, el espaciamiento entre estaciones fue de aproximadamente 5 km. Los datos registrados corresponden a eventos sísmicos (locales, regionales y tele-sísmicos), ruido sísmico y tremores no volcánicos. Para este trabajo se seleccionaron los registros de velocidad de aquellos eventos sísmicos con magnitud entre 4.5 y 6.0.

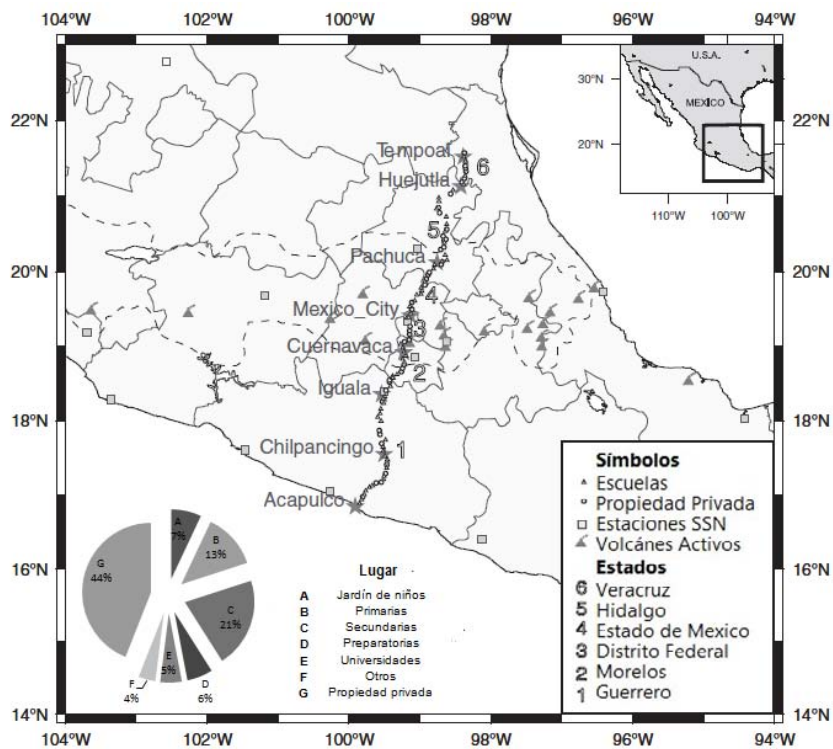


Figura 2.14 Localización y tipo de sitio para cada estación. La grafica del pastel indica la distribución de las estaciones. Tomada de Pérez-Campos (2008).

ESTUDIOS REALIZADOS DENTRO DEL PROYECTO MASE

Múltiples eventos sísmicos fueron registrados durante la realización del proyecto MASE, es por esto que diversos autores han realizado diferentes estudios sismológicos con esta base de información.

Real-Pérez y Pérez-Campos (2007) a partir del análisis de micro-tremores de las estaciones del proyecto MASE, caracterizaron el nivel de ruido a diferentes frecuencias, con el propósito de evaluar la calidad de la señal. Observaron que la mayoría de las estaciones tienen ruido dentro de los parámetros propuestos por Peterson (1993). Las curvas de ruido presentan picos entre 6 y 7 segundos de periodo, causado por oleaje en la costa. Además, observaron que muy pocas estaciones de MASE muestran un efecto de sitio considerable.

Payero et al. (2008) analizaron los tremores no volcánicos (TNV). Durante su periodo de análisis de 2001 a 2007, encontraron cerca de 100 eventos registrados en una línea paralela a la costa, por lo que pudo concluir que los TNV están asociados con el proceso de deshidratación de la placa.

Iglesias et al. (2010) a partir de las velocidades de grupo de ondas Rayleigh de periodos entre 5 a 50 segundos de eventos regionales, obtuvieron un modelo de velocidades de onda S, donde se puede identificar una zona de baja velocidad que cubre la FVTM.

Husker y Davis (2009) a partir de las variaciones de los tiempos de viaje de eventos tele-sísmicos, obtuvieron una imagen donde muestran que la placa oceánica vuelve a sumergirse hacia el manto con un ángulo de buzamiento de 75° y se trunca a 500 km de profundidad.

Y por último el estudio realizado por Pérez-Campos et al. (2008), anteriormente ya mencionado.

3. MARCO TEÓRICO

FUNDAMENTOS DE SISMOLOGÍA

Una onda es una perturbación que se propaga a través de un medio o un cuerpo sin involucrar necesariamente movimiento de materia (*Sheriff, 2002*). El tema principal de este trabajo es la reconstrucción de imágenes sísmicas del subsuelo en profundidad mediante el empleo de la migración RTM, la cual produce una sección sísmica a partir de un modelo inverso que involucra la propagación de ondas en un medio bidimensional elástico. En la presente sección se incluye un breve repaso de la teoría de la elasticidad y la ecuación de onda.

TEORÍA DE LA ELASTICIDAD

Si un cuerpo es sometido a fuerzas externas sobre la superficie, éste tiende a sufrir cambios en su forma y volumen, es decir, sufre una deformación. Un cuerpo es elástico si tiene la capacidad de recuperar su forma y volumen originales, después de eliminar las fuerzas externas. De esta definición se desprenden los conceptos de esfuerzo y deformación.

El esfuerzo es la magnitud de una fuerza aplicada sobre un área que tiende a cero. Se puede expresar de la siguiente manera:

$$\sigma = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{F}{\Delta S} \quad (3.1)$$

en donde ΔS es el área de la superficie y F es la magnitud de la fuerza que actúa sobre dicha área. Existen dos tipos de esfuerzos actuando sobre el cuerpo. Los primeros son los esfuerzos normales, los cuales actúan de forma perpendicular a la superficie. Los segundos de manera tangencial. Esta clasificación facilita el análisis, lo cual se puede ejemplificar con un volumen elemental donde se tienen 18 esfuerzos (figura 3.1). Si se considera que el cuerpo está en equilibrio, los esfuerzos se reducen a 9 y el tensor de esfuerzos se expresa como:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}. \quad (3.2)$$

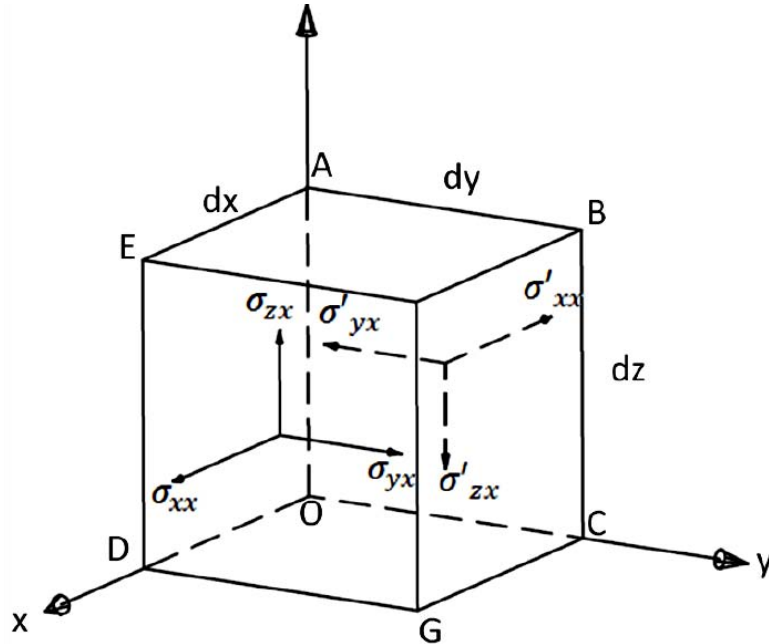


Figura 3.1 Esquema de los esfuerzos que actúan sobre las caras de un cubo en equilibrio. Tomada de Sheriff y Geldart (1995).

Los esfuerzos originan una deformación, es decir cambios en volumen y/o tamaño. Por lo que el tensor de deformación queda expresado de la siguiente manera:

$$\varepsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}. \quad (3.3)$$

Cuando el comportamiento de un cuerpo es perfectamente elástico los esfuerzos aplicados a un cuerpo son directamente proporcionales a las deformaciones, esto significa que están relacionados linealmente. La ley de Hooke generaliza dicha relación y queda expresada como:

$$\sigma_{ij} = E_{ijkl} \varepsilon_{kl}. \quad (3.4)$$

En donde σ_{ij} , es el tensor de esfuerzos, ε_{kl} es el tensor de deformaciones y E_{ijkl} es un tensor de cuarto orden que contiene a los módulos elásticos del medio. Dicho tensor posee las características elásticas del medio. En un principio los tensores de esfuerzo y deformación tienen 9 componentes, mientras que el tensor de parámetros elásticos tiene 81 componentes. Debido a consideraciones de simetría, los tensores de esfuerzo y deformación se reducen a 6 términos y el módulo de elasticidad a 36 términos independientes. En segundo lugar, basándonos en una relación de simetría de la energía de deformación, dicho módulo se reduce a 21 términos. Finalmente, suponiendo un medio isótropo el número de parámetros elásticos independientes del módulo elástico se reduce únicamente a 2, conocidos como las constantes de Lamé. De este modo, la ley de Hooke se puede expresar de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{zz} \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

Las ondas se propagan como perturbaciones mecánicas en el subsuelo por lo que el esfuerzo resultante es diferente de cero, para que puedan existir deformaciones. Por esta razón se recurre a ley de Hooke, que relaciona el esfuerzo en términos de la deformación.

ECUACIÓN DE ONDA

La segunda ley de Newton permite entender el movimiento de un objeto a partir de la relación entre su masa y la fuerza que se aplica al mismo (*Lay y Wallace, 1995*). Dicha ley queda expresada como:

$$F = m a = \rho \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (3.6)$$

En el caso de un medio bidimensional y elástico, se debe de hacer un análisis de fuerzas resultantes tanto en dirección del eje x (superficie del suelo), como en dirección del eje z (profundidad). Por lo que se obtienen las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{d^2 u_x}{dt^2}, \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho \frac{d^2 u_z}{dt^2}. \quad (3.8)$$

La ley de Hooke también se simplifica para un medio bidimensional quedando como:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) \end{bmatrix}. \quad (3.9)$$

Otra consideración para el planteamiento de las ecuaciones es el empleo de los componentes de la velocidad (v_x, v_z), en lugar de los desplazamientos (u_x, u_z).

$$v_i = \frac{\partial u_i}{\partial t}, \quad (3.10)$$

en donde $i = x, y$. Por lo que las ecuaciones (3.7) (3.8) se pueden reescribir como:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right), \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right). \quad (3.12)$$

Derivando los componentes de la ecuación (3.9) respecto al tiempo, se obtiene las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (3.14)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \quad (3.15)$$

Finalmente, este conjunto de ecuaciones rigen la propagación de ondas en un medio elástico bidimensional.

MÉTODO DE REFLEXIÓN SÍSMICA

La técnica de reflexión sísmica se basa en la primera Ley de Snell que establece que el seno del ángulo de incidencia (θ_i) es igual al seno del ángulo reflejado (θ_r):

$$\text{sen}(\theta_i) = \text{sen}(\theta_r). \quad (3.16)$$

Cuando un frente de onda llega a un contacto entre dos capas con diferentes velocidades, parte de la energía es reflejada propagándose en el medio incidente figura 3.2.

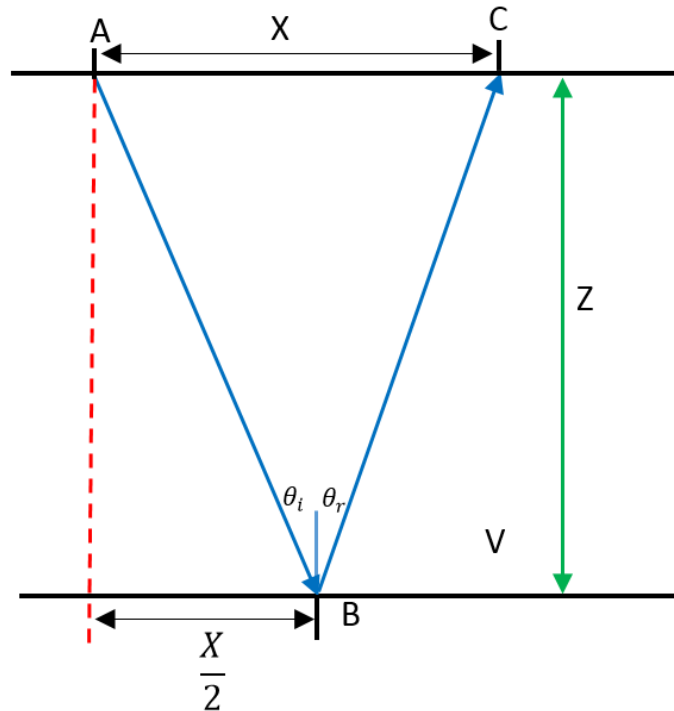


Figura 3.2. Diagrama de una trayectoria reflejada en el punto B, partiendo de A y detectada en C (modificada de Del Valle Toledo, 2007).

A partir de un movimiento sísmico en el punto A, una de las trayectorias llegará al punto B, generándose una onda reflejada con un ángulo r , igual que el ángulo incidente i , que se propagará hacia la superficie para ser detectada por el detector localizado en el punto C, a una distancia de la fuente al receptor X.

El tiempo total de la trayectoria está definido por el tiempo de trayecto AB y la distancia BC, con una velocidad promedio de propagación V, entre la superficie y la profundidad Z.

En el caso de capas paralelas, las ecuaciones del tiempo total quedan expresadas como:

$$T_{BC} = T_{AB} + T_{BC} = \frac{AB + BC}{V} \quad (3.17)$$

Si $AB=BC = \sqrt{\frac{X^2}{4} + Z^2}$, se eleva al cuadrado toda la ecuación y el tiempo total de BC es:

$$T^2 = \frac{4 \left(\frac{X^2}{4} + Z^2 \right)}{V^2} \quad (3.18)$$

Mientras que para capas inclinadas la representación geométrica puede simplificarse utilizando el concepto de "punto imagen", que consiste en situar un punto virtual simétrico al plano del contacto que represente el punto de impacto, tal y como se muestra en la figura 3.3.

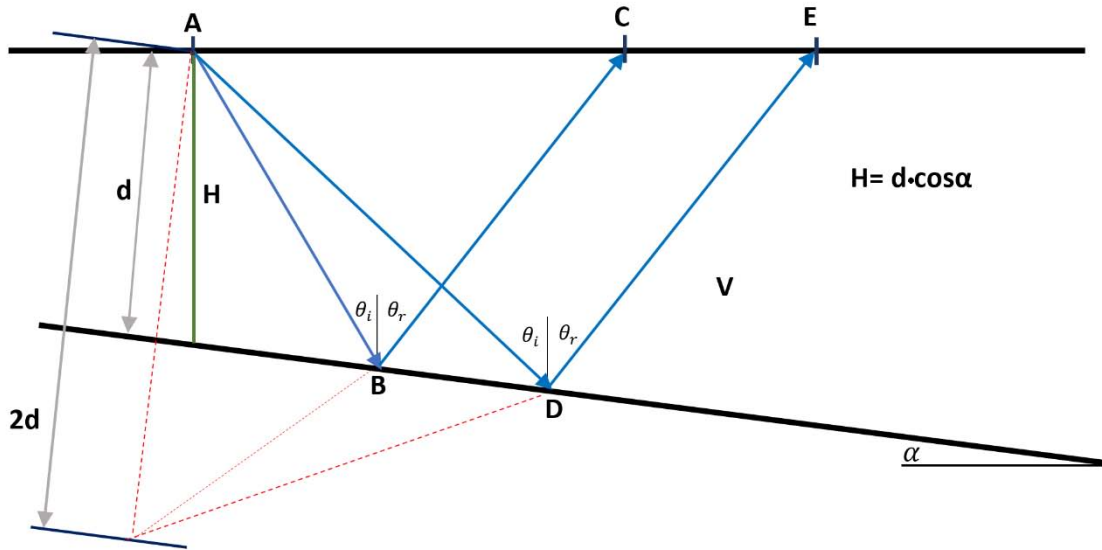


Figura 3.3 Geometría de ondas reflejadas en una capa inclinada (modificada de Del Valle Toledo, 2007).

En la figura 3.4 podemos observar la energía reflejada que arriba a los detectores en un grupo de trazas sísmicas, las cuales se organizan en conjuntos correspondientes a puntos de reflejo común (PRC), estos contienen la información de todas las reflexiones registradas. Una vez que se agrupan con el mismo PRC, se suman para obtener una traza PRC. Al conjunto de todas las trazas se le denomina sección sísmica de reflexión. Una sección sísmica es una imagen del subsuelo en donde las reflexiones se ven en forma de lóbulos negros de mayor amplitud y definen las capas reflectoras que se asocian

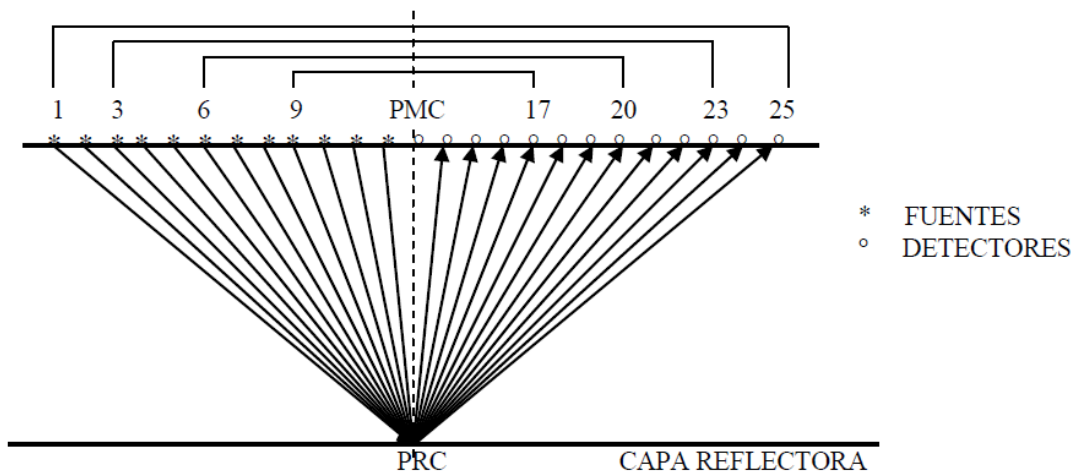


Figura 3.4. Esquema ideal del tendido de fuentes y detectores para obtener reflejos de un mismo punto. Tomada de Del Valle Toledo (2007).
con las estructuras geológicas.

Para la correcta construcción de las imágenes sísmicas en profundidad, los factores necesarios a considerar son: el pre-procesado de los datos, las velocidades iniciales, la migración sísmica en profundidad, el modelo de velocidades en profundidad y la interpretación sísmica y geológica.

MIGRACIÓN PRE-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD (PSDM)

La migración sísmica ubica los eventos de reflexión en su posición real. Además colapsa las difracciones en un punto, lo que aumenta la resolución espacial, produciendo una imagen sísmica del subsuelo. Dependiendo de la complejidad litológica, la migración que se realice puede ser en el dominio del tiempo o la profundidad. Cuando existen fuertes variaciones laterales de velocidad, los rayos se distorsionan significativamente en las interfaces, dando lugar a un comportamiento no hiperbólico en los tiempos de reflexión de los gathers (moveout). De ahí que las amplitudes y tiempos de viaje de dichos eventos están distorsionados durante el apilamiento (stacking). Esto ocasiona que el apilamiento CMP no tenga un offset cero. Por lo que se recomienda, en casos como éste, aplicar la migración en profundidad antes del apilamiento y no después (Yilmaz, 2001).

Cada algoritmo de migración sísmica posee ventajas y desventajas que deben ser analizadas de acuerdo con los objetivos del trabajo. En cuanto a los procedimientos que involucran la migración antes del apilamiento uno de los inconvenientes que presenta es el elevado costo computacional. A continuación se presenta una tabla comparativa de los diferentes algoritmos de migración.

Algoritmo	Ventajas	Desventajas
Kirchhoff	Bajo costo computacional. Eficaz en echados fuertes.	Poca fidelidad en iluminación. Limitada por la teoría de rayos. No funciona en multi-trayectoria. Presencias de "sonrisas de migración". Poca adaptabilidad en variaciones grandes de velocidad.
Beam	Bajo costo computacional. Eficaz en echados fuertes.	La calidad de la imagen depende del suavizado de velocidades. Error en geometrías complejas. Restringido en la fidelidad en iluminación.
WEM	Principio unificado de imagen. Eficaz en echados fuerte.	Alto costo computacional. No funciona en echados fuertes. No funciona en multi-trayectoria.
RTM	Alta fidelidad en iluminación Echados fuerte. Eficaz en geologías complejas. Funciona en multi-trayectoria.	Alto costo computacional.

Tabla 3.1. Tabla comparativa que resume las ventajas y desventajas de diferentes algoritmos de migración utilizados en el proceso PSDM. Modificada de Dan (2014).

MIGRACIÓN REVERSA EN TIEMPO (RTM)

La RTM es una técnica de migración antes de apilar que modela la propagación de las ondas resolviendo la ecuación de onda completa en forma numérica. Es decir, no emplea simplificaciones o aproximaciones mediante la teoría de rayos. Esto permite simular el viaje de las ondas en toda su complejidad real (Baysal *et al.*, 1983). Dicho método se ha convertido en una herramienta poderosa para afrontar los retos debidos a los altos contrastes de velocidades, fuerte echados en los flancos de estructuras salinas o casos de geología altamente compleja.

La implementación de un algoritmo RTM comprende tres pasos esenciales. A partir de un modelo de velocidades del subsuelo, se lleva a cabo la propagación de ondas directa, desde la fuente sísmica hacia los receptores. El resultado es una serie de sismogramas sintéticos registrados en cada uno de los receptores para cada fuente disparada. El segundo paso consiste en hacer una propagación hacia atrás. En este paso los receptores actúan como fuentes y utilizan como función fuente a los sismogramas observados, registrados durante el levantamiento sísmico real. A estas últimas se les conoce como propagaciones de receptores o retro-propagaciones. También es posible reinyectar el residuo entre los sismogramas observados y los sintéticos, calculados durante la propagación de ondas directa.

Al mismo tiempo de que se hace la retro propagación (paso dos), se van correlacionando los campos de ondas obtenidos en ambas propagaciones mediante una condición de imagen (Ecuación 3.18). En el caso específico de la RTM la condición de imagen es una correlación cruzada con retraso cero, la cual puede ser escrita como:

$$I(\bar{x}) = \int_0^T S(\bar{x})R(\bar{x}, T - t)dt \quad (3.18)$$

en donde T es el tiempo de registro de las propagaciones originales (Fletcher *et al.*, 2006).

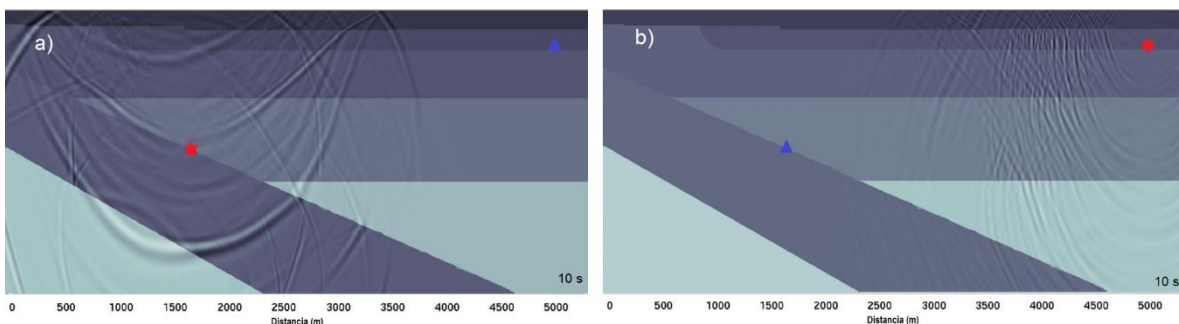


Figura 3.5. Propagación directa (a). Retropropagación (b). Se puede observar que para el caso de la retropropagación, la función fuente es el registro observado, o bien el residuo, y se encuentra en la posición del receptor original.

Esta expresión relaciona los campos de onda de las propagaciones directa y reversa. Inicia multiplicando el campo de ondas final de la propagación original con el campo inicial de la propagación reversa y termina con la multiplicación del campo inicial de la propagación original con el campo final de la propagación reversa. Por último se van sumando los resultados de las multiplicaciones de todas las fuentes. De esta manera, se construye una imagen que es el resultado final de la RTM para el modelo de velocidades introducido. La causa de que dicha técnica tenga un costo elevado en tiempo de cómputo radica precisamente en la construcción de la imagen final, que requiere del cálculo por separado de la propagación directa y reversa para cada una de las fuentes consideradas en la adquisición sísmica.

ESQUEMA NUMÉRICO CON EL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS

En el presente trabajo se emplea el esquema de malla escalonada propuesto por Madariaga (1976), Virieux y Madariaga (1982) y Virieux (1986). Se consideran condiciones de frontera absorbentes de tipo PML, siguiendo la formulación propuesta por Komatitsch y Martin (2007).

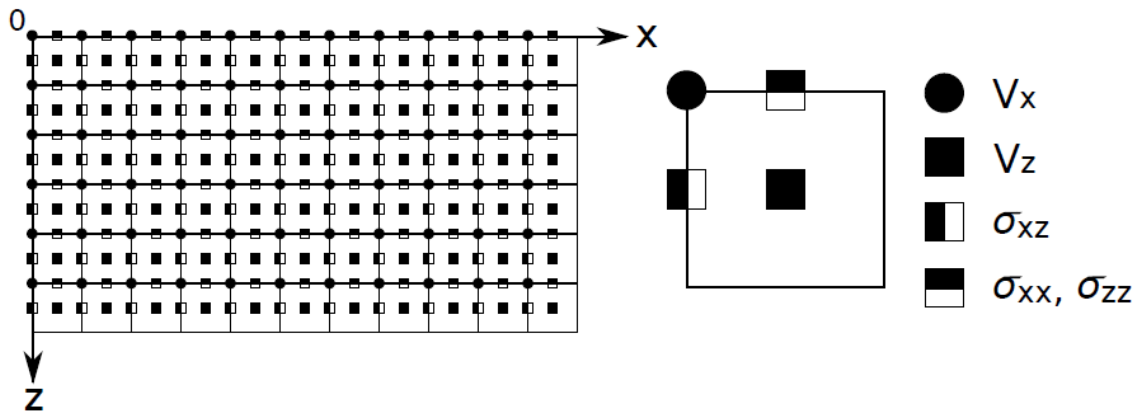


Figura 3.6. Esquema de la discretización del dominio en una malla escalonada, originalmente propuesto por Virieux (1986). Tomada de Virieux (1986).

En la figura 3.7, se ilustra el esquema de discretización empleado. El campo de velocidades en la dirección x , v_x , está definido en las posiciones nodales, con un intervalo Δx . Por otra parte, la componente de la velocidad en la dirección z , (v_z), se define en los centros de la malla rectangular $(\frac{\Delta x}{2}, \frac{\Delta z}{2})$. Los esfuerzos σ_{xx} y σ_{zz} se calculan en posiciones enteras en dirección z y en la mitad de los nodos en la dirección x $(\frac{\Delta x}{2}, \Delta z)$. Mientras que los esfuerzos σ_{xz} , están definidos en posiciones enteras en dirección x , y en las mitades de los nodos en dirección z $(\Delta x, \frac{\Delta z}{2})$. Finalmente, el conjunto de ecuaciones en diferencias finitas, bajo el esquema de malla escalonada queda expresado de la siguiente manera:

$$v_{x(i,j)}^{k+\frac{1}{2}} = v_{x(i,j)}^{k-\frac{1}{2}} + \frac{1}{\rho(i,j)} \left[\frac{\Delta t}{\Delta x} \left(\sigma_{xx}^k(i+\frac{1}{2},j) - \sigma_{xx}^k(i-\frac{1}{2},j) \right) + \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(\sigma_{xz}^k(i,j+\frac{1}{2}) - \sigma_{xz}^k(i,j-\frac{1}{2}) \right) \right]$$

$$\begin{aligned} v_{z(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} &= v_{z(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k-\frac{1}{2}} \\ &+ \frac{1}{\rho(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})} \left[\frac{\Delta t}{\Delta x} \left(\sigma_{xz}^k(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}) - \sigma_{xz}^k(i,j+\frac{1}{2}) \right) \right. \\ &\left. + \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(\sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2},j+1) - \sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2},j) \right) \right], \end{aligned} \quad (3.27)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx}^{k+1}(i+\frac{1}{2},j) &= \sigma_{xx}^k(i+\frac{1}{2},j) \\ &+ \left(\lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} + 2\mu_{(i+\frac{1}{2},j)} \right) \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(v_{x(i+1,j)}^{k+\frac{1}{2}} - v_{x(i,j)}^{k+\frac{1}{2}} \right) \\ &+ \lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(v_{z(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} - v_{z(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right), \end{aligned} \quad (3.28)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}^{k+1}(i+\frac{1}{2},j) &= \sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2},j) \\ &+ \left(\lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} + 2\mu_{(i+\frac{1}{2},j)} \right) \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(v_{z(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right. \\ &\left. - v_{z(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right) + \lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(v_{z(i+1,j)}^{k+\frac{1}{2}} - v_{z(i,j)}^{k+\frac{1}{2}} \right), \end{aligned} \quad (3.29)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}^{k+1}(i+\frac{1}{2},j) &= \sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2},j) \\ &+ \left(\lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} + 2\mu_{(i+\frac{1}{2},j)} \right) \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(v_{z(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right. \\ &\left. - v_{z(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right) \\ &+ \lambda_{(i+\frac{1}{2},j)} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(v_{z(i+1,j)}^{k+\frac{1}{2}} - v_{z(i,j)}^{k+\frac{1}{2}} \right). \end{aligned} \quad (3.30)$$

CONDICION DE ESTABILIDAD

La aproximación numérica de la ecuación de onda mediante diferencias finitas, converge a la solución con un cierto nivel de error que es proporcional al tamaño del intervalo de discretización (temporal y espacial), siempre y cuando se cumpla con la condición de estabilidad del método. Para medios heterogéneos existe una condición de estabilidad propuesta por Virieux (1986) la cual queda expresada como:

$$V_P \sqrt{\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta z)^2}} < 1 \quad (3.19)$$

en donde V_p corresponde la velocidad de ondas P, Δx y Δz los intervalos de discretización en los ejes x y z, respectivamente.

4. METODOLOGÍA

DATOS DE LA RED DE BANDA ANCHA MASE

El catálogo completo de eventos colectados por el arreglo temporal MASE, corresponde a registros de velocidad de diferentes eventos sísmicos locales y regionales, que se observaron durante los meses de febrero de 2005 hasta abril del 2007. El Servicio Sismológico Nacional (SSN), reportó 68 sismos durante este periodo de tiempo. Para realizar la migración reversa en tiempo, en este trabajo se seleccionó un solo evento, con la finalidad de acotar el tiempo de ejecución. Además, dicho evento es el mejor alineado con la dirección del arreglo, lo cual resulta importante para la reconstrucción de un perfil en 2D.

EVENTO Y ESTACIONES UTILIZADAS

Las principales consideraciones para la selección del evento fueron:

- I. Ubicación del hipocentro
- II. Magnitud de Momento (M_w) mayor a 5.0
- III. Mayor número de estaciones en funcionamiento.

La primera condición permite que el evento se alinee muy bien con el arreglo de estaciones y se cumplan las suposiciones básicas para una simulación bidimensional. La segunda garantiza una señal suficientemente energética, que puede ser modelada a pesar de los efectos de atenuación atribuibles a la distancia. La última condición permite contar con información suficiente para plantear mejor el problema inverso que implica el proceso de migración.

Los sismogramas observados que se utilizaron para evaluar el modelo cortical de la subducción de la placa de Cocos sobre la de Norteamérica corresponden al evento 65, ocurrido el 13 de abril de 2007, con magnitud de momento (M_w) de 5.6.

Evento	Fecha	Hora GMT	Longitud	Latitud	Profundidad [km]	M_w	Estaciones
65	.13-04-07	8:43:47	-100.298	17.197	35.5	5.3	56

Tabla 4.1. Nombre del evento, fecha, localización (longitud y latitud), magnitud de momento y estaciones en funcionamiento.

Una representación gráfica del evento y las 56 estaciones utilizadas en este estudio se muestra en la figura 4.1.

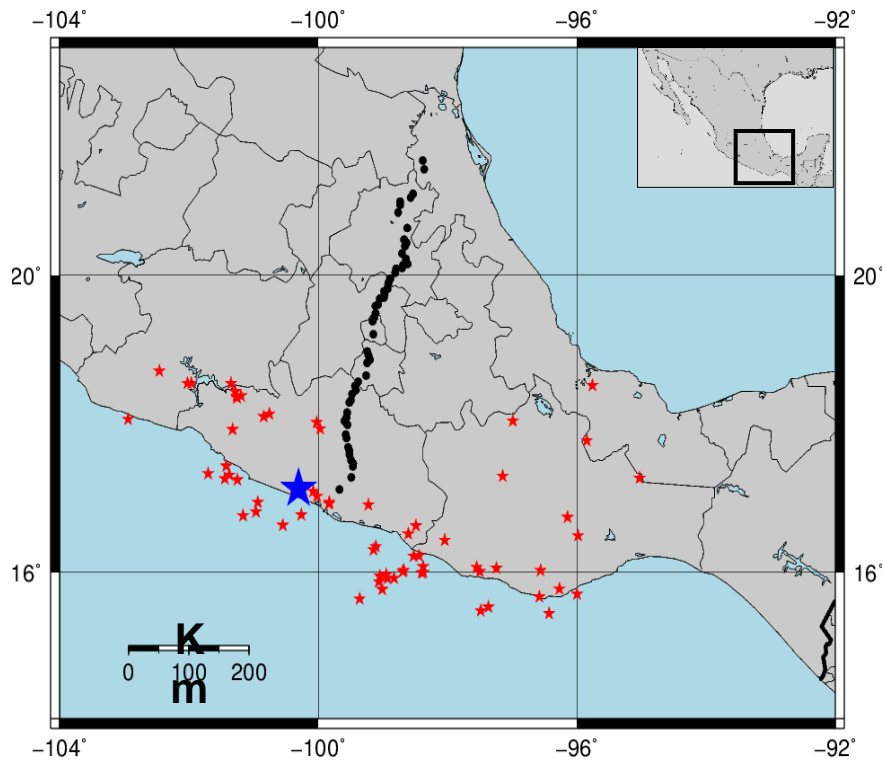


Figura 4.1. Distribución de las 56 estaciones utilizadas (puntos negros) y el evento 65 (estrella azul).

PREPARACIÓN DE LOS DATOS

En este trabajo se removió la línea de tendencia y la media de todos los registros, utilizando el paquete SAC (Seismic Analysis Code). También se realizó la rotación de las componentes, en dirección de la propagación del evento. De esta manera, las componentes Norte-Sur y Este-Oeste ahora se vuelven transversal y radial, respectivamente.

Para poder reconstruir la imagen del subsuelo, el algoritmo de migración emplea el desajuste o residuo entre los sismogramas observados y los sintéticos. Originalmente, los registros tienen un intervalo de muestreo de 0.05 s. La simulación numérica permite una discretización en tiempo de 0.007 s. Por esta razón, se aplica una interpolación bilineal a los datos observados para obtener un muestreo similar al de los datos sintéticos. El tiempo de registro total de los sismogramas observados fue de 600 s, y para este trabajo se utilizaron únicamente 100 s.

Por último, el espaciamiento entre las 56 estaciones no era equidistante aunque era aproximadamente de 5 km. Para obtener la distancia real entre cada estación, se transformaron las coordenadas geográficas a coordenadas UTM, después se hizo la

proyección de éstas sobre la línea de tendencia del transecto MASE. Una vez obtenidas las distancias lineales entre cada estación, se hizo la equivalencia en nodos. Para este trabajo 100 m eran igual a 1 nodo en la malla del algoritmo de migración.

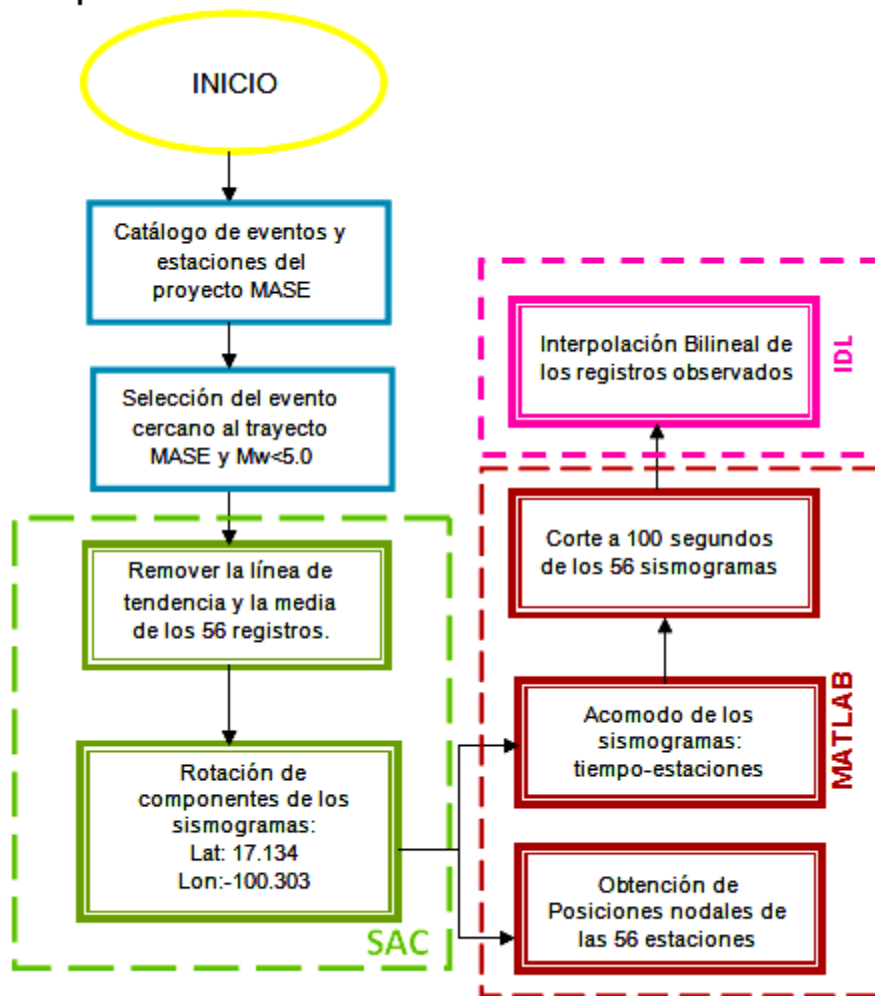


Figura 4.2. Diagrama de flujo del procesamiento de los datos observados correspondientes al evento 65, ocurrido el 13 de abril del 2007.

MODELOS DE VELOCIDADES Y DENSIDAD UTILIZADOS

Como se mencionó en las secciones anteriores, para aplicar la migración RTM elástica, es preciso emplear como entradas los modelos de velocidades P, S y densidad. El propósito de este trabajo es conseguir una imagen Los modelos utilizados en este trabajo son dos: un gradiente vertical y una aproximación al modelo propuesto por Furumura y Singh (2002).

	Vp[km/s]	Vs[km/s]	Densidad [Kg/m ³]	Capa	Espesor [km]
Capa 1(MVB)	4	2	2000	I	
Capa 2	5.2-5.3	3-3.1	2200-2300	II	0.6-80
Corteza superior	5.5-5.8	3.2-3.4	2400-2500	III	4.9-12.6
Corteza inferior	6.4-7.1	3.7-4.1	2700-2900	IV	11.5-29.8
Manto superior	8.2-8.4	4.7-4.8	3200	V	
Corteza Oceánica superior	5.0-7.0	2.8-3.9	2100-2800	VI	3
Corteza Oceánica inferior	6.8-7.1	3.8-3.9	2800-2900	VI	3
Manto inferior	8.2-8.6	4.7-4.9	3200-3300	VII	24

Tabla 4.2. Modelos de velocidades de onda P y S, y de densidades para la geometría de subducción de la palca de Cocos con la placa de Norteamérica (Furumura y Singh, 2002).

El modelo de gradiente vertical, considera un valor mínimo en la superficie, hasta un máximo valor en el fondo del modelo, tanto para las velocidades de onda P y S, así como para los valores de densidad. Un valor mínimo apropiado para la velocidad de onda P es 4000 m/s, que corresponde a una velocidad característica de rocas ígneas presentes a lo largo del Eje Neovolcánico. El valor máximo para la velocidad de onda P, en este modelo es de 8400 m/s, velocidad característica del manto inferior.

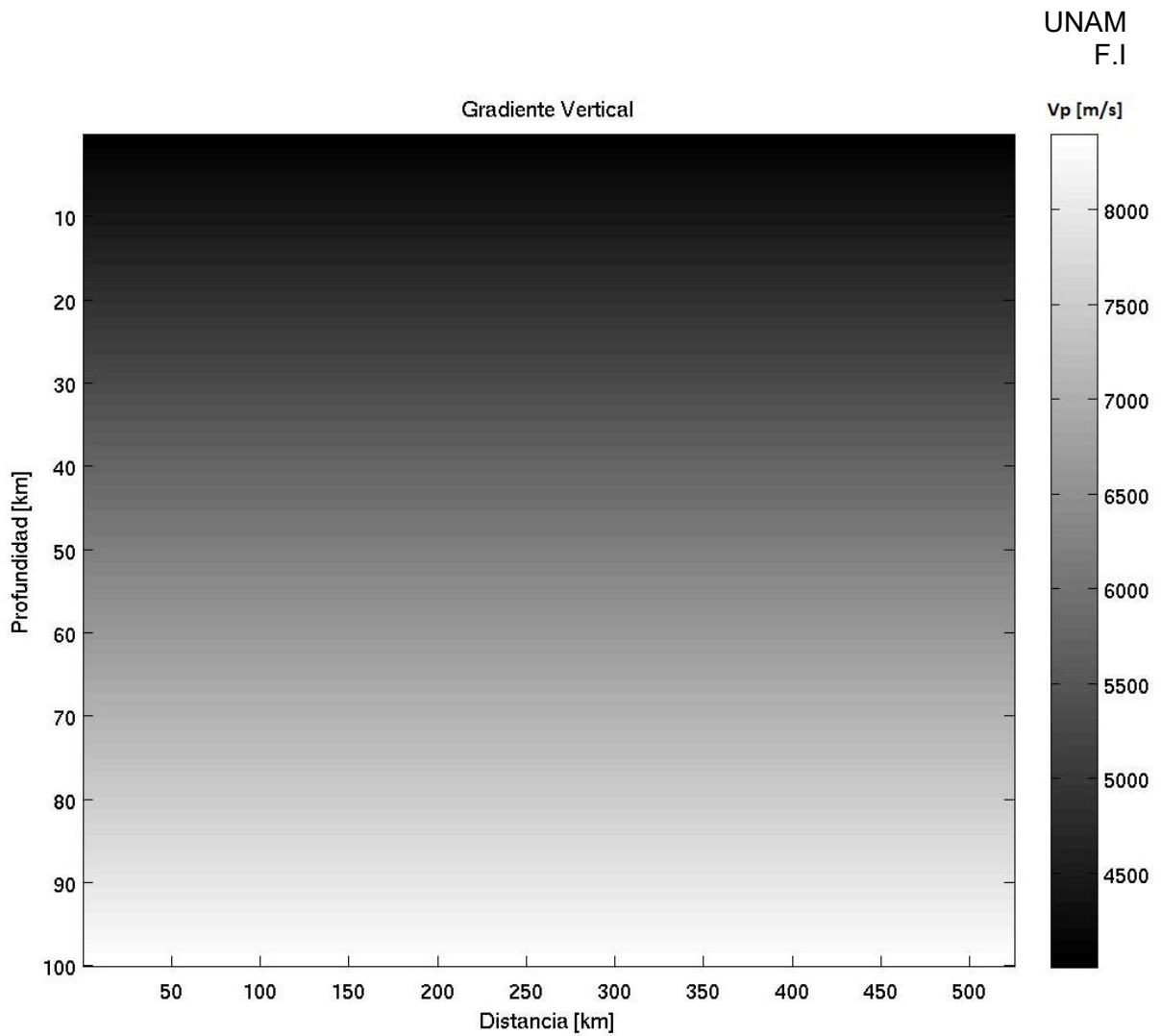


Figura 4.3. Modelo inicial de velocidades de onda P construido con un gradiente simple lineal. La velocidad mínima es de 4000 m/s y la máxima es de 8400 m/s.

A partir de la interpretación geológica de la imagen sísmica obtenida con los modelos de gradiente, se construye un segundo modelo de velocidades y densidades (figura 4.4), donde se identificaron cinco capas. Los valores asignados a las velocidades y la densidad de cada capa fueron tomados como los valores medios empleados en el modelo propuesto por Furumura y Singh (2002).

CAPA	Vp[m/s]	Vs[m/s]	Densidad (Kg/m3)
I	4750	2600	2300
II	6100	3550	2600
III	7400	4250	2975
IV	6050	3350	2500
V	8300	4750	3225

Tabla 4.3. Valores de velocidades y densidades para el segundo modelo interpretado a partir de la imagen resultante del modelo de gradiente simple lineal.

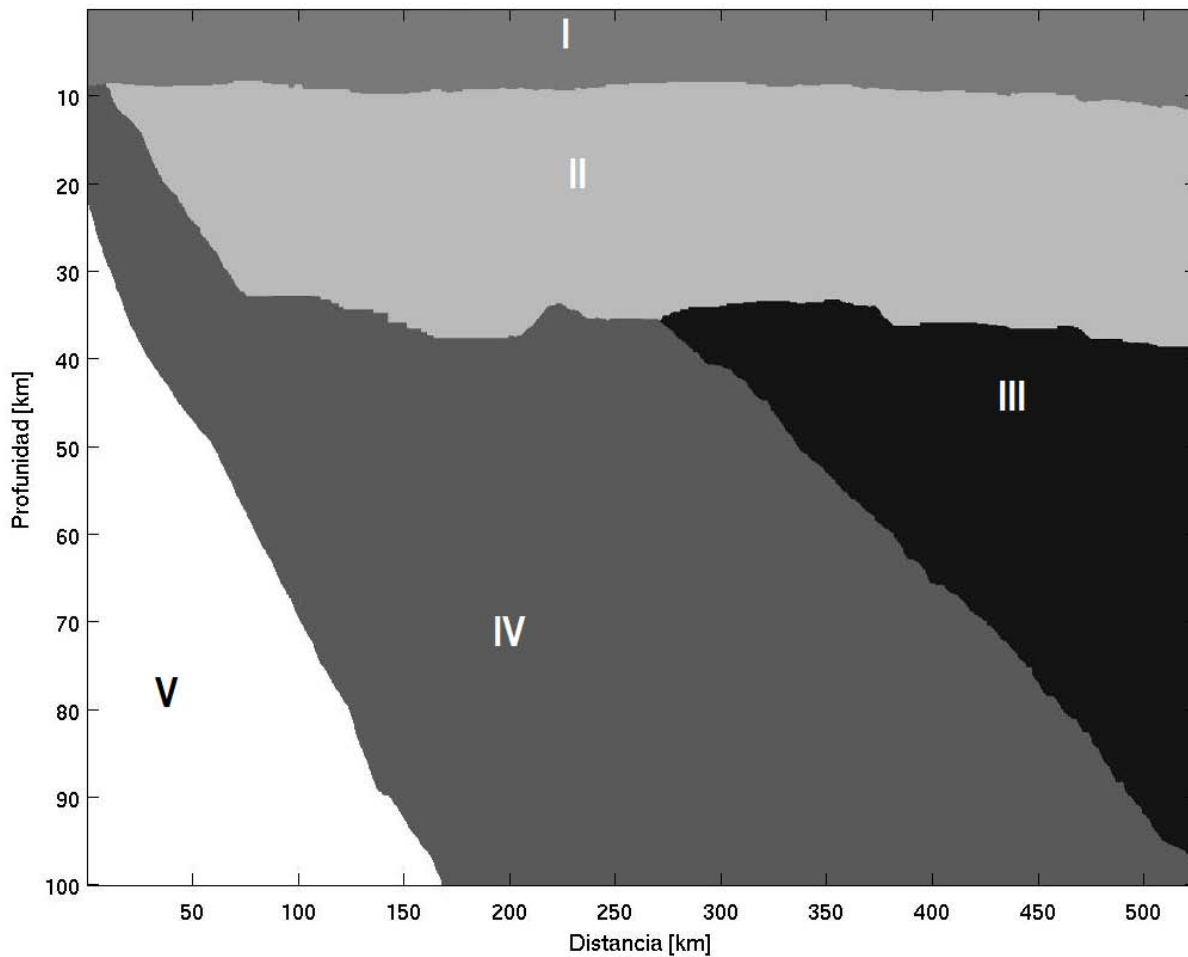


Figura 4.4. Modelo de velocidades de onda P, con cinco capas interpretadas.

Con el propósito de obtener una imagen sísmica representativa de la geometría de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica, se considera también un modelo de velocidades y densidades construido a partir de la información disponible en la literatura especializada. En la figura 4.5 se muestra el modelo inicial de velocidades y densidades propuesto por Furumura y Singh (2002)

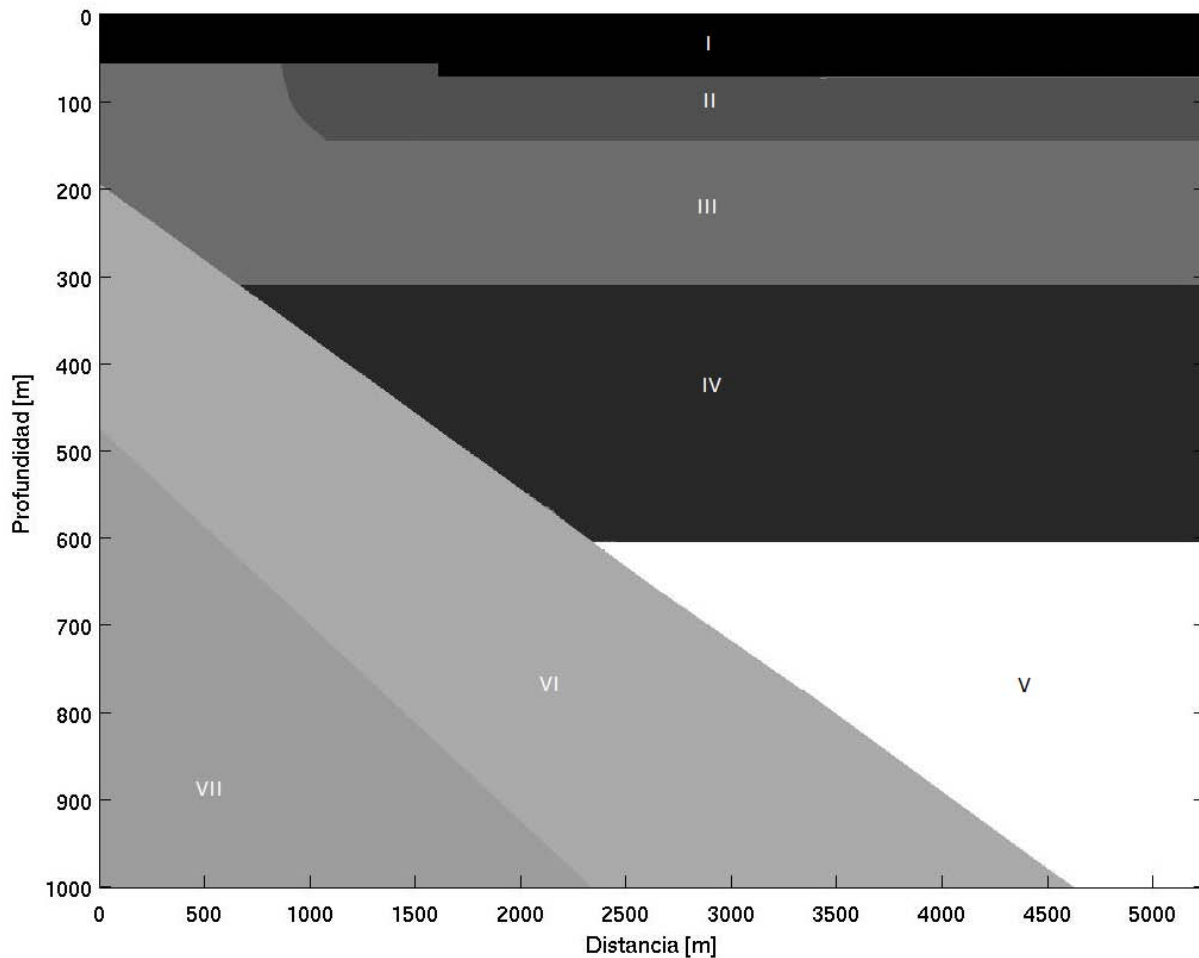


Figura 4.5. Modelo inicial de velocidades y densidades. Modificado de Furumura y Singh (2002). Los números romanos indican las distintas capas consideradas en el modelo (Tabla 4.2.).

Con el propósito de minimizar la posibilidad de introducir un sesgo en la imagen sísmica por el alto contraste en propiedades entre las unidades geológicas consideradas, se realizó un suavizamiento tanto a los modelos de velocidad de onda S, P, como al de densidad, los cuales están basado en el modelo propuesto Furumura y Singh (2002). El modelo suavizado se puede observar en la figura 4.6.

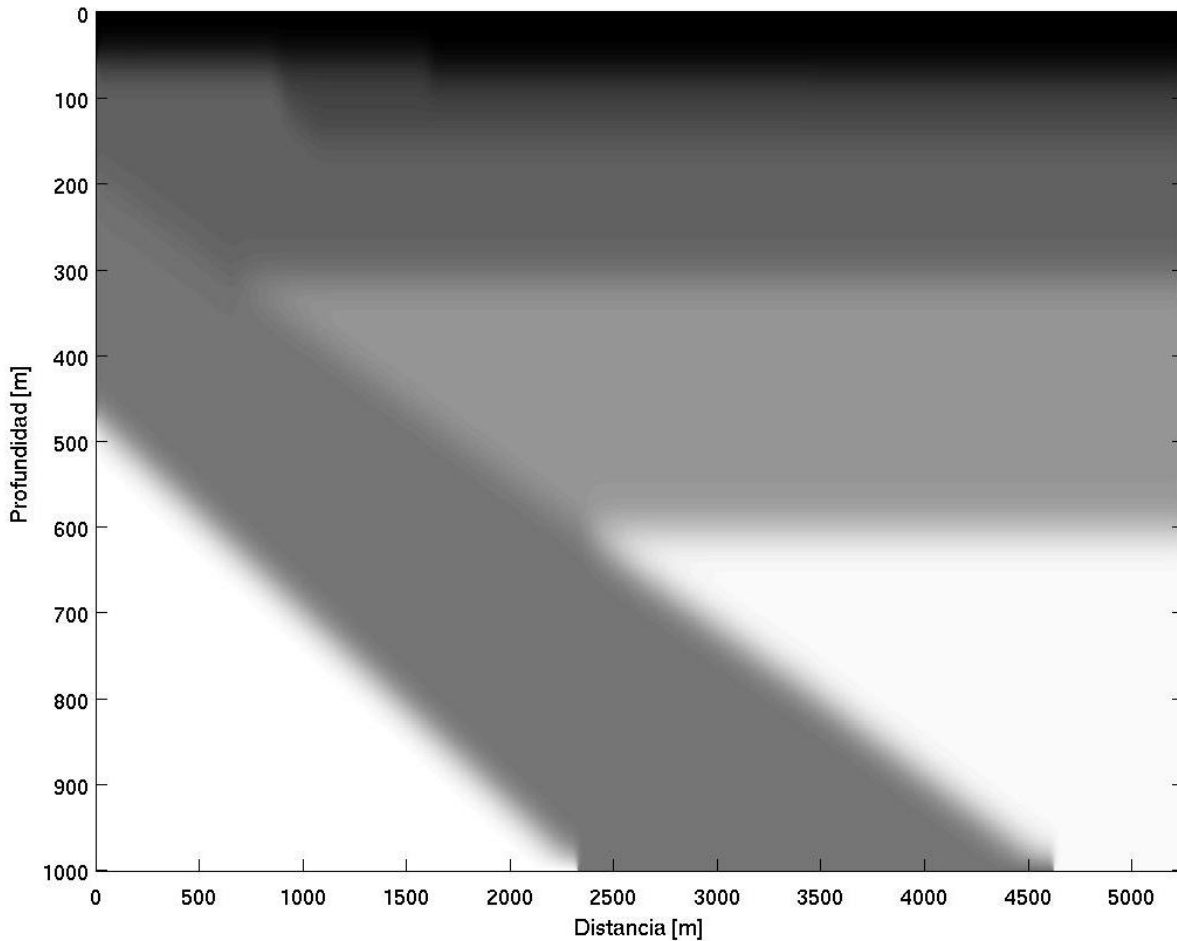


Figura 4.6. Modelo de velocidades y densidades donde suavizado, basado en Furumura y Singh (2002). Se observa que en comparación con la figura 4.5 las interfaces entre capas tienen una transición suave.

El tamaño total de los modelos de velocidades y densidad, emplea más de 10 nodos de malla por longitud de onda. Si se conoce la frecuencia dominante de la fuente se puede determinar el periodo dominante ($T_0 = 1/f_0$), que está directamente relacionado con las longitudes de onda (λ), de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\lambda = V_s * T_f = \frac{V_s}{f_f}, \quad (4.1)$$

en donde λ es la longitud de onda, V_s es la velocidad mínima de onda S del medio, T_f el periodo de la fuente y f_f la frecuencia de la fuente. Por tal motivo, las dimensiones de los modelos utilizados consideran 5250 nodos en extensión lateral y 1000 nodos en profundidad. La longitud empleada para el arreglo MASE es de 500 km y la profundidad de estudio de 100 km.

ANÁLISIS DE AMPLITUDES DE LOS SIMOGRAMAS

En la migración RTM se intenta minimizar la diferencia entre los sismogramas sintéticos y los observados. En este caso de estudio, los sismogramas observados poseen una amplitud menor a los sismogramas sintéticos, generados por el algoritmo de migración. Esto representa un problema al reconstruir la imagen sísmica. Para superar este inconveniente, se realiza un escalamiento de los sismogramas observados de cada una de las 56 estaciones utilizadas. El escalamiento empleado fue diferente para cada estación, debido a que el comportamiento de la amplitud de los sismogramas es variable, como se puede observar en la figura 4.7.

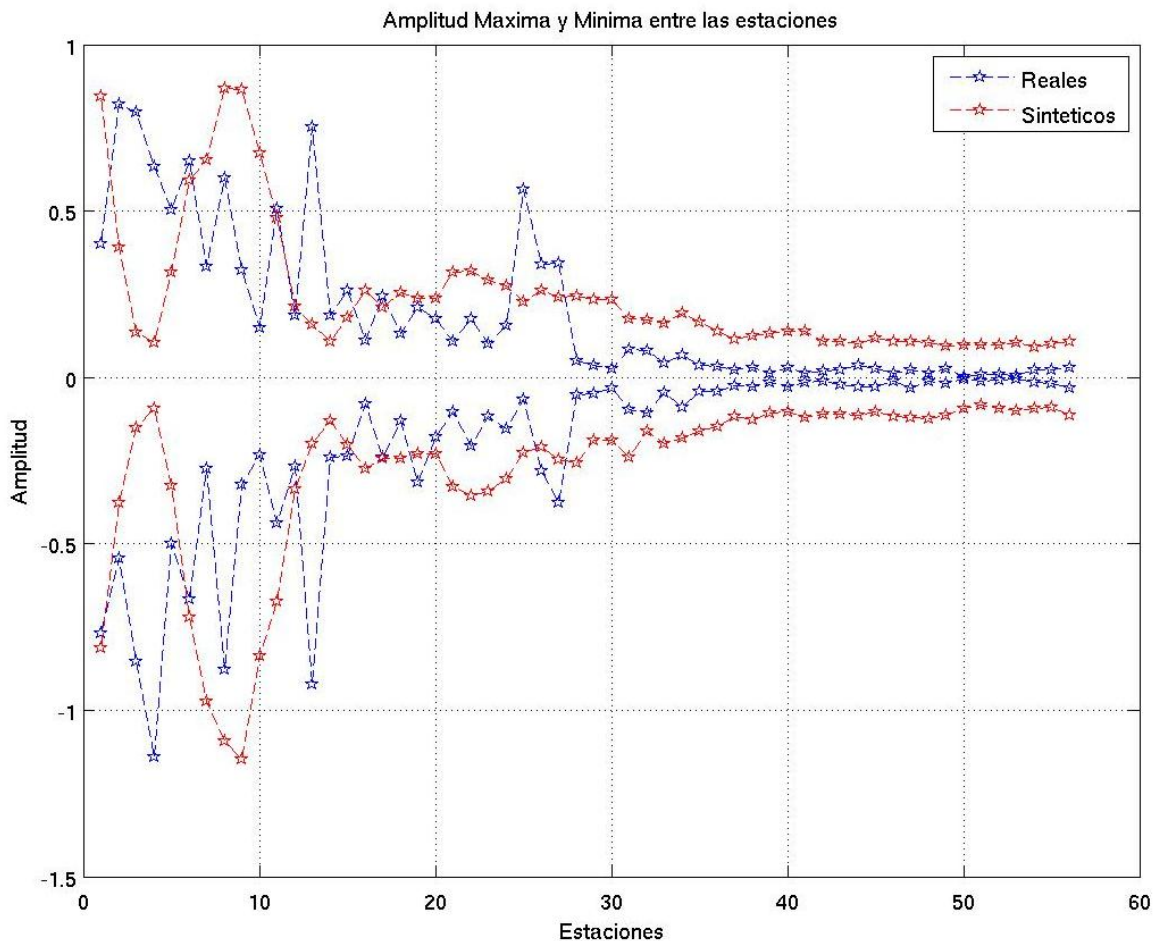


Figura 4.7. Comparación de valores de amplitudes máximas y mínimas, entre los registros observados y sintéticos, para cada una de las 56 estaciones utilizadas.

El escalamiento (a_x^t), se realiza para cada una de las 56 estaciones (x), en cada paso de tiempo (t), mediante la expresión:

$$a_x^t = \left(\frac{a_x^t - r_x}{I_{1x}} \right) (I_{2x} - s_x), \quad (4.2)$$

donde r_x y s_x son la amplitud mínima de los datos reales y sintéticos, I_{ox} y I_{sx} son los intervalos de amplitud de los sismogramas observados y sintéticos respectivamente. Es decir,

$$I_{ox} = R_x - r_x, \quad (4.3)$$

$$I_{sx} = S_x - s_x. \quad (4.4)$$

R_x y S_x representan la amplitud máxima de los datos reales y sintéticos

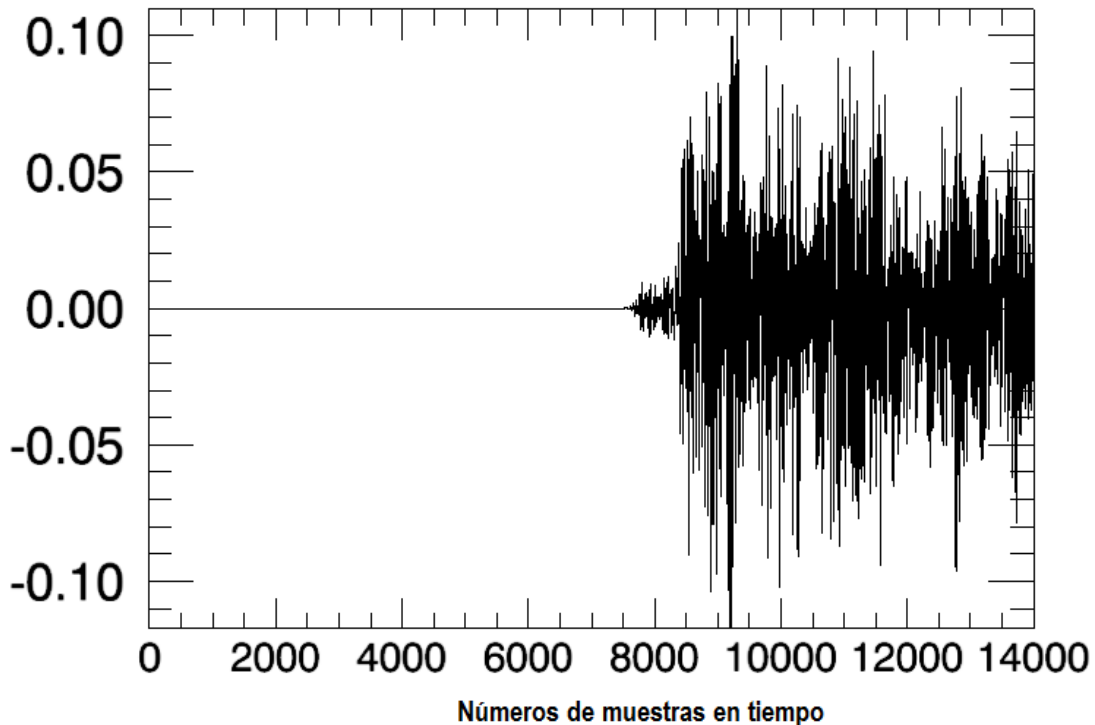


Figura 4.8. Sismograma sintético correspondiente a la estación 46 (460 km). Se observa que el rango de amplitud va de -0.1 a 0.1.

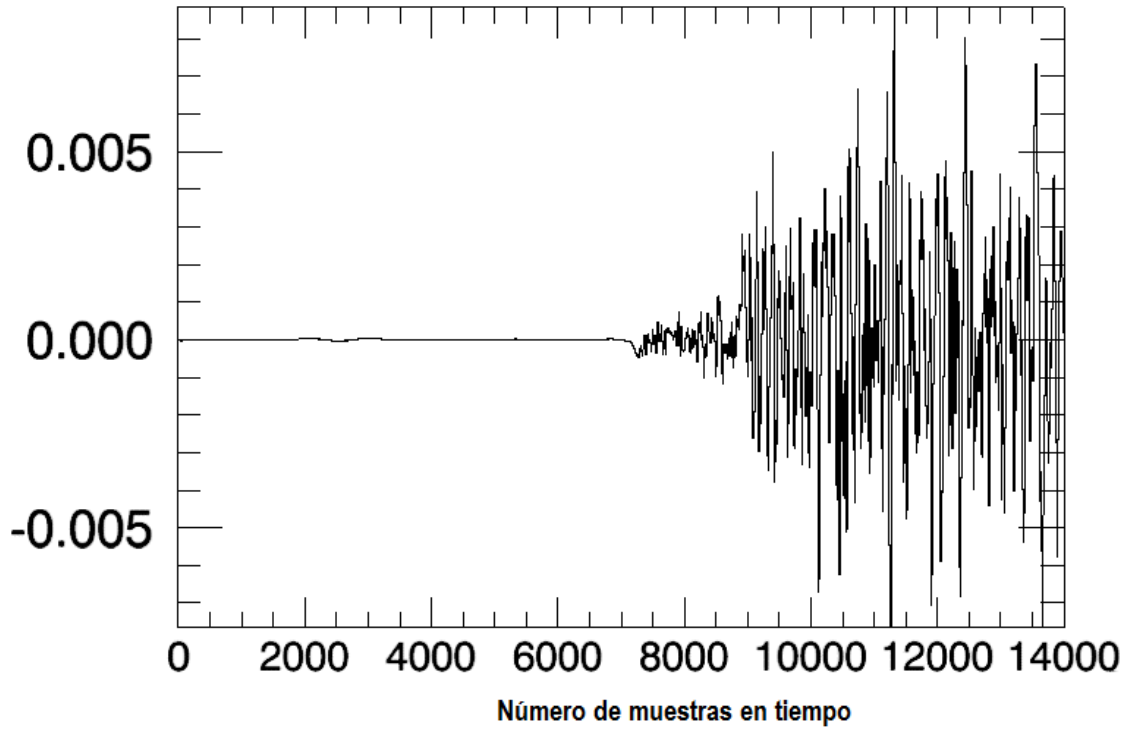


Figura 4.9. Sismograma observado correspondiente a la estación NOGA (469 km). Se observa que el rango de amplitud va de -0.005 a 0.005, un rango menor al de los datos sintéticos.

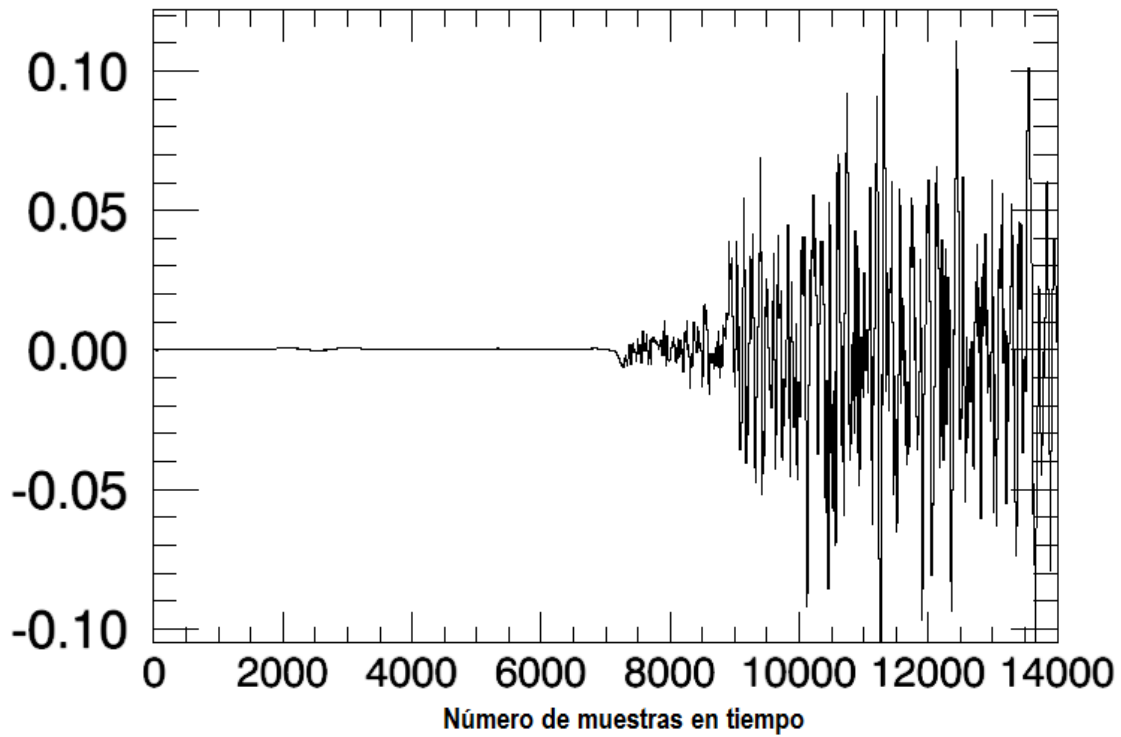


Figura 4.10. Sismograma observado de la estación de NOGA escalado al mismo rango de los datos sintéticos

Se puede observar que la amplitud del sismograma de la estación NOGA (figura 4.9) se escala, quedando en un rango de amplitud similar a la de los sismogramas sintéticos (figura 4.10), con lo cual podemos asegurar una mejor comparación entre los datos reales y sintéticos, enfocándonos exclusivamente en minimizar las diferencias respecto a la forma de onda.

FUENTE

A diferencia de una fuente controlada, el proceso de ruptura de un sismo implica variaciones de la función de deslizamiento en tiempo y espacio. En el presente trabajo se utilizó como función fuente la primera derivada de un pulso Gaussiano. Con unidades del SI para la presión, Pa, queda expresada como:

$$f(t) = -2\alpha(t - t_0)e^{-\alpha(t-t_0)^2} \quad (4.1)$$

La frecuencia dominante de la fuente esta expresada como:

$$f_0 = \sqrt{\frac{\alpha}{2\pi^2}} \quad (4.2)$$

De esta última ecuación se puede despejar el parámetro α , quedando:

$$\alpha = 2\pi^2 f_0^2 \quad (4.3)$$

Se puede observar en la figura 4.11 la derivada del pulso Gaussiano. Se agregó un desfase en tiempo igual al periodo dominante de la fuente (figura 4.12), con el objetivo de simular el proceso de ruptura del sismo y hacer las formas de onda sintética y real más comparables.

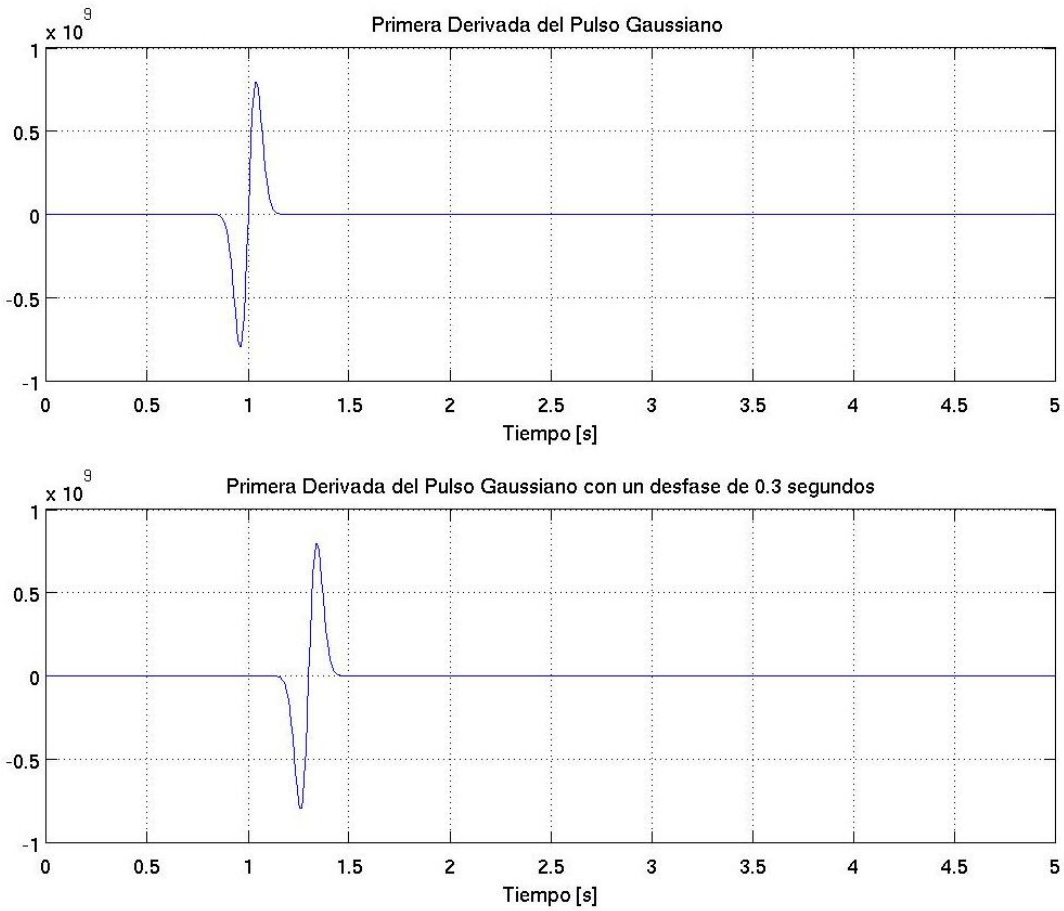


Figura 4.11. Grafica de la primera derivada del pulso Gaussiano (Ec. 4.1.), con $a=32\pi^2$ y $t_0=0.87$, que se emplea como función fuente (Superior). La misma función pero con un desfase en tiempo de 0.3 segundos (Inferior)

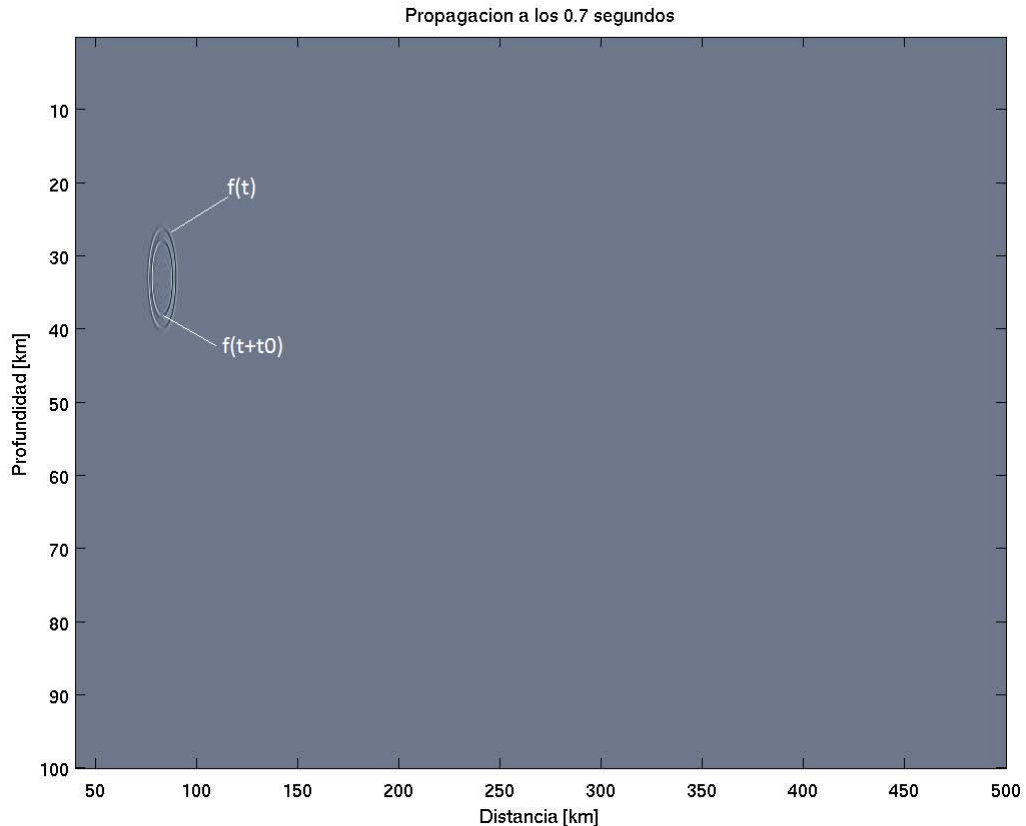


Figura 4.12. Propagación directa a los 7 segundos. Se observa que $f(t)$ es la función sin retraso, mientras que $f(t+t_0)$ empieza 0.3 segundos después.

APLICACIÓN DE LA MIGRACIÓN REVERSA EN TIEMPO

En la figura 4.13 se muestra el diagrama de flujo de la migración reversa en tiempo implementada en este trabajo. Inicialmente se emplean cuatro archivos de entrada. El primero es el modelo inicial de velocidades y densidades. El archivo de posiciones contiene la ubicación nodal en la malla de las 56 estaciones utilizadas. Los registros observados interpolados fueron recortados en el tiempo de registro de 600 segundos a 100 segundos, por lo que el archivo final de entrada fue una malla de 14000 filas y 5250 columnas. Por último incluyó un archivo con los valores máximos y mínimos de amplitud de los sismogramas observados, con la finalidad de poder calcular el escalamiento de manera automática en el código de migración.

A partir de la lectura del archivo del modelo inicial de velocidad se inicia la propagación directa, con la cual generan los sismogramas sintéticos. Posteriormente se realiza el escalamiento dinámico a los sismogramas reales interpolados, además de una corrección para que después del escalamiento conserven la media cero (figura 4.13). Después se calcula la diferencia entre los datos reales y sintéticos, para poder utilizar este residuo como fuente en la propagación reversa. Posteriormente se lleva a cabo un proceso iterativo en el que se calculan los mapas de sensibilidad para los parámetros velocidad y densidad. Enseguida se hacen dos tipos de normalizaciones a los mapas, con el propósito

evaluar la calidad de la imagen obtenida. Por último, se realiza la interpretación geológica de las imágenes, con la cual se decide si la imagen obtenida es adecuada para detener el proceso, o si debe ser mejorada en un nuevo ciclo.

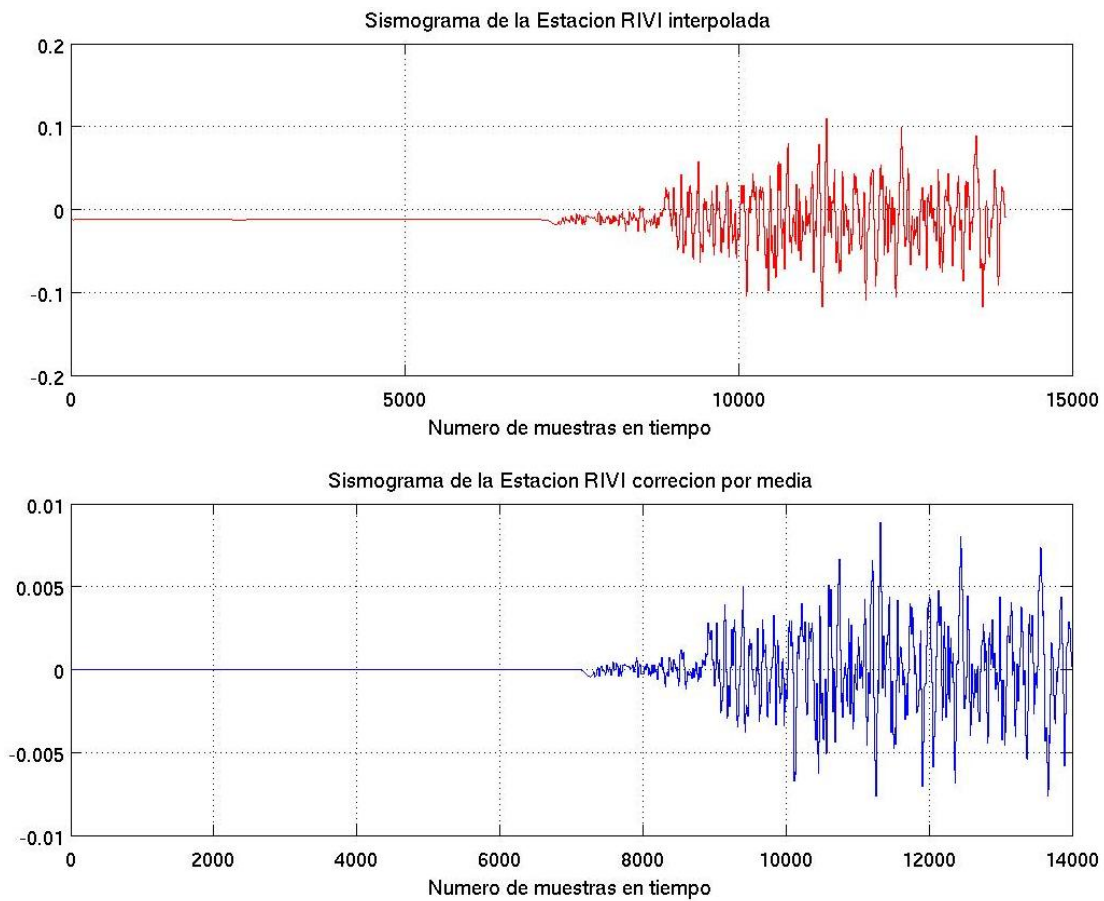


Figura 4.13. Sismogramas reales interpolados, originalmente desplazados de la media (rojo). Sismogramas reales interpolados corregidos para que tengan media cero.

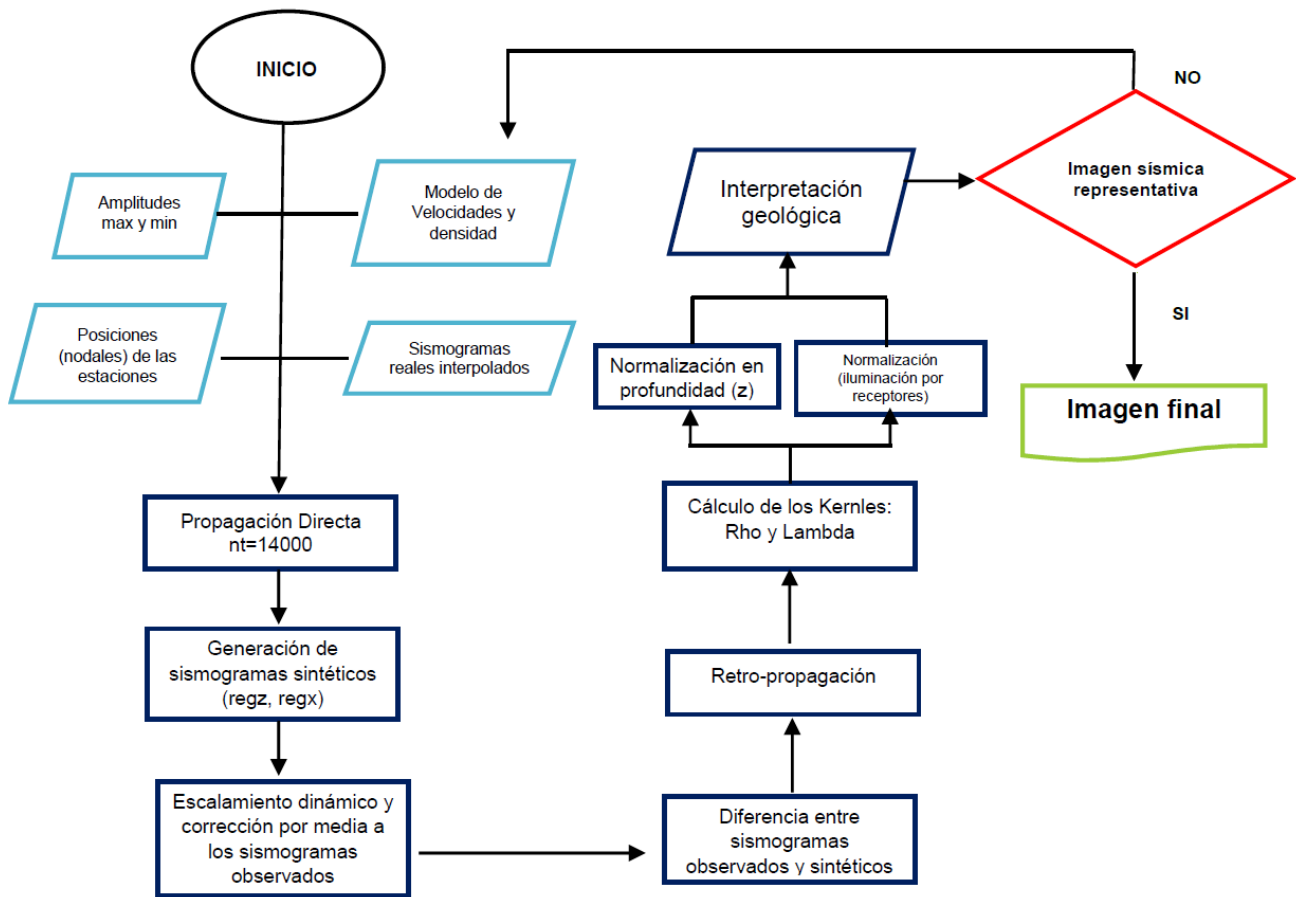


Figura 4.14. Diagrama de flujo general para el método de migración reversa en tiempo, utilizado en este trabajo.

5. RESULTADOS

Se han mencionado los estudios previos que proponen modelos corticales de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la de Norteamérica. Existen similitudes en algunos rasgos geológicos contenidos en estos modelos, como por ejemplo el espesor de la corteza continental de entre 5 a 30 km (*Valdés y Meyer, 1996; Campillo, 1996*) o el ángulo de subducción de la placa oceánica, que se estima de 10° inicialmente y que aumenta gradualmente hasta los 30° (*Singh y Pardo 1993; Kostoglodov et al., 1996; Pérez-Campos et al., 2008*), por mencionar algunas.

En la siguiente sección se muestran los resultados obtenidos para la construcción de una imagen sísmica, mediante el algoritmo de migración reversa en tiempo. Se presentan únicamente cuatro resultados, derivados de los modelos de velocidades y densidades descritos en la sección previa.

En la migración adjunta se calculan un conjunto de matrices de sensibilidad o kernels, para diversos parámetros del modelo directo. Estas matrices indican la contribución relativa de cada parámetro, dando origen al planteamiento del problema inverso que implica la reconstrucción de la imagen sísmica como un sistema de ecuaciones lineales. Para cada modelo propuesto se calcularon dos matrices de sensibilidad (para los parámetros ρ y λ), las cuales se normalizaron empleando criterios de iluminación por receptores, así como de realce con la profundidad. El criterio de normalización que reconstruye mejor la imagen sísmica se determina a través de ensayo y error. En general, la normalización con el criterio de iluminación por receptores permite visualizar mejor las imágenes sísmicas.

También se aprecia en general que la matriz de sensibilidad de parámetros asociados con la velocidad sísmica (k_λ), proporciona una imagen más interpretable que la obtenida a partir del cálculo de la matriz de sensibilidad para la densidad (k_ρ).

PRIMER MODELO

Se considera un modelo inicial que representa un gradiente vertical lineal. A partir de este modelo se obtienen las imágenes sísmicas de las figuras 5.1 y 5.2. A pesar de la simplicidad del modelo utilizado, se logran distinguir los posibles límites entre la corteza oceánica y el manto superior, así como también un horizonte relacionado con la corteza superior. Debido a la selección de velocidades y densidades poco representativas del ambiente geológico bajo estudio, se aprecian múltiples difracciones que no alcanzan a ser colapsadas por el algoritmo de migración.

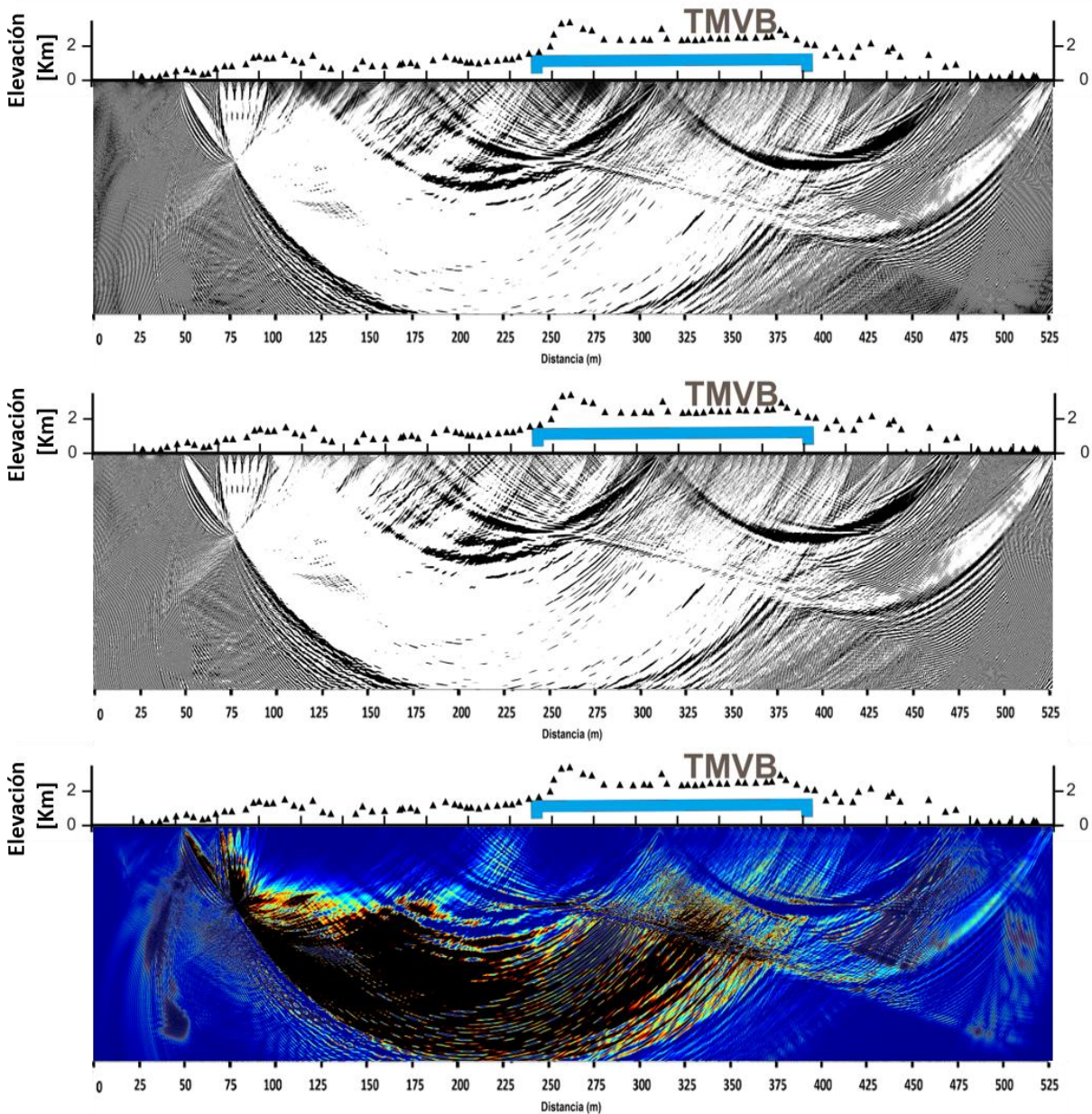


Figura 5.1. Imágenes obtenidas empleando un gradiente vertical de propiedades como modelo inicial: Normalización por iluminación de receptores (Superior), normalización proporcional a la profundidad (Central), normalización por iluminación de receptores en color (inferior)

SEGUNDO MODELO

De la interpretación del primer modelo se identifican cinco rasgos lineales que podrían estar asociados con interfaces geológicas. Se puede apreciar la existencia de una interface posiblemente asociada al manto. Los límites entre la corteza oceánica y la continental no se distinguen claramente, debido a la ocurrencia de múltiples difracciones. Se logran definir con mayor claridad algunos lineamientos presentes en la parte superior de la imagen, así como interfaces que se relacionan con la corteza inferior y superior, en la parte derecha.

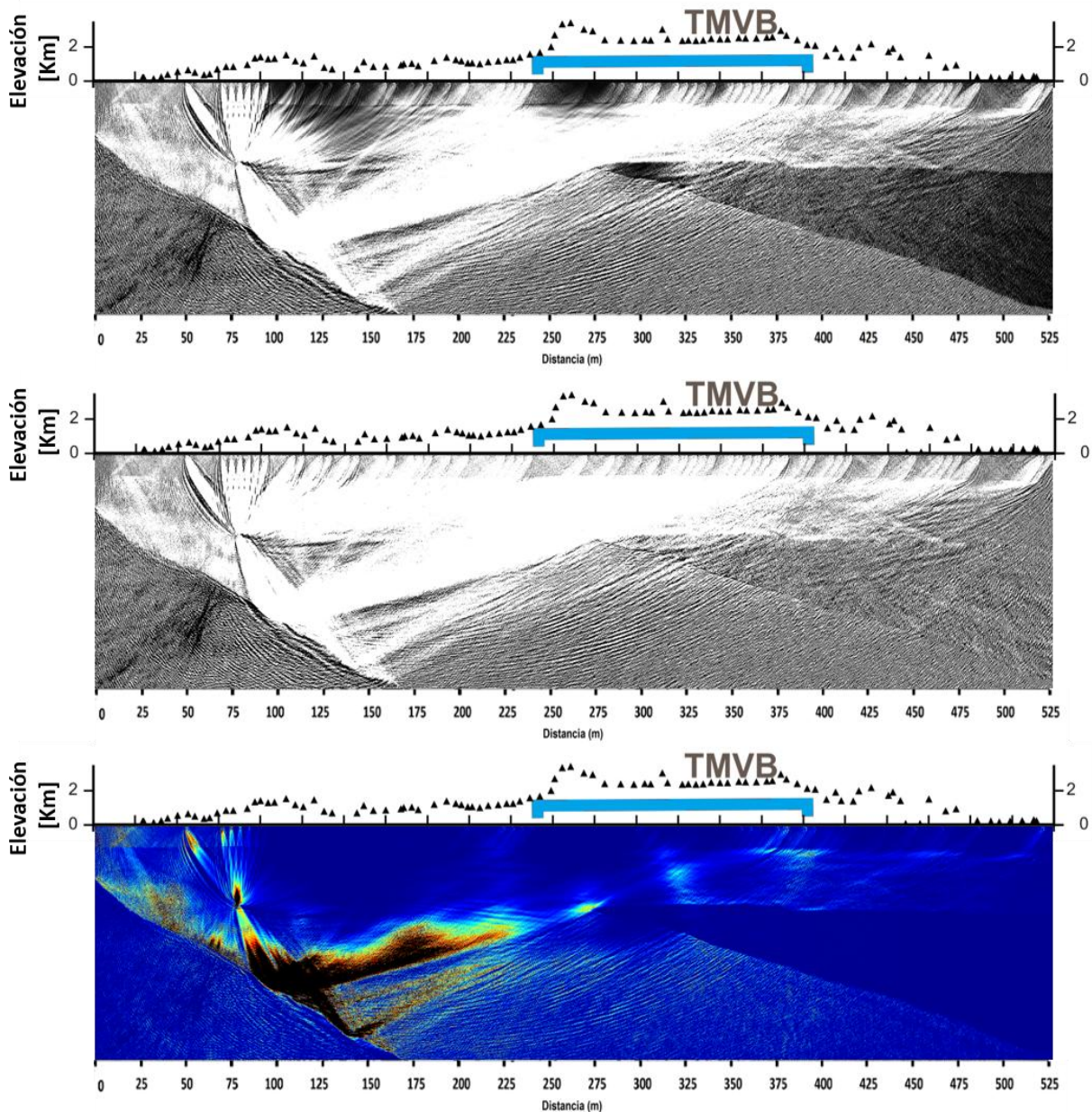


Figura 5.2. Imágenes obtenidas con el segundo modelo: Normalización por iluminación de receptores (arriba), Normalización por profundidad (al centro), Normalización por iluminación con receptores, a color (inferior).

MODELO BASADO EN FURUMURA Y SINGH (2002).

Se considera como modelo inicial, una distribución de velocidades y densidades basada en el trabajo de Furumura y Singh (2002). La imagen que se obtiene a partir de este modelo es muy consistente con las imágenes derivadas a partir de los anteriores dos modelos. Se logran apreciar los límites entre el manto inferior y la corteza oceánica.

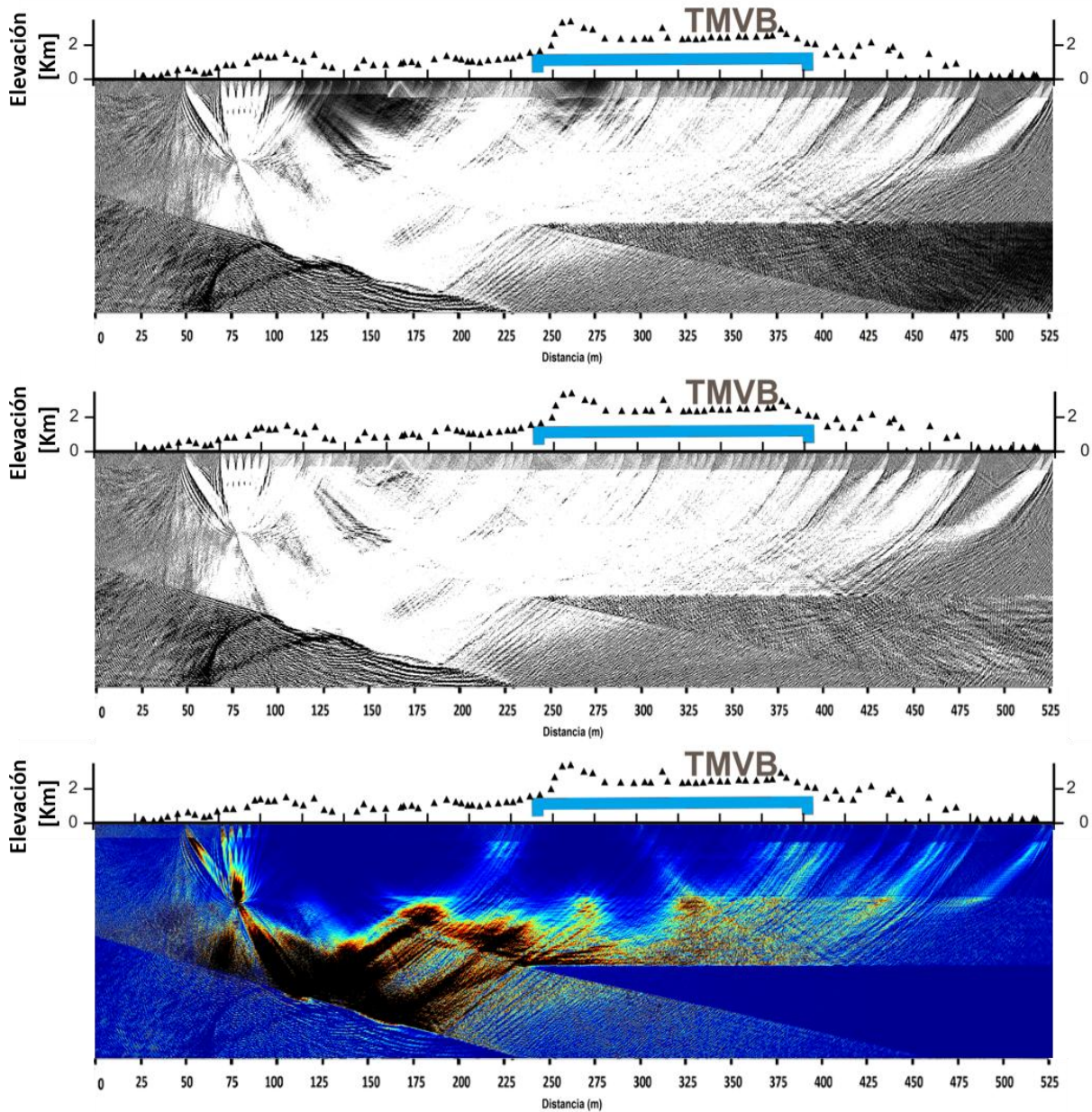


Figura 5.3. Imágenes obtenidas con un modelo similar al propuesto por Furumura y Singh (2002): normalización por iluminación de receptores (arriba), normalización por profundidad (centro), normalización por iluminación con receptores, a color (abajo).

MODELO BASADO EN FURUMURA Y SINGH (2002), CON SUAVIZAMIENTO.

Con objeto de evitar que la imagen sísmica reconstruida se vea fuertemente influenciada por el modelo de velocidades-densidades inicial, se realiza una prueba aplicando promedios móviles para suavizarlo. La imagen resultante (figura 5.3) muestra también la existencia de los límites entre las interfaces posiblemente asociadas con la corteza continental tanto inferior como superior.

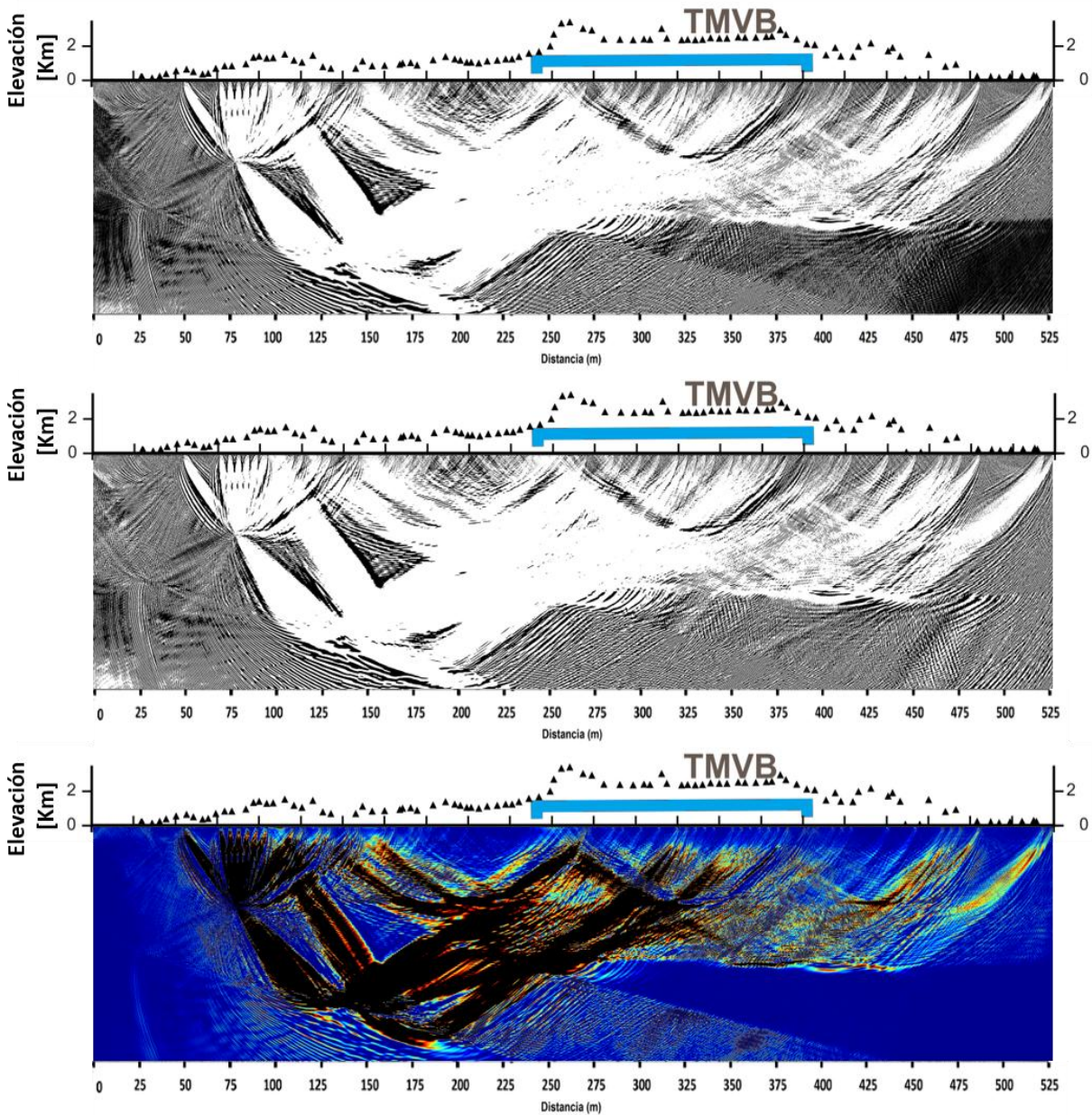


Figura 5.4. Imágenes obtenidas con el modelo propuesto por Furumura y Singh (2002) suavizado: normalización por iluminación de receptores (superior), normalización por profundidad (central), normalización por iluminación con receptores, a color (inferior).

A través de estos modelos simplificados de velocidades-densidades para la zona de estudio, se evalúa la capacidad de reconstrucción de la imagen sísmica utilizando el algoritmo de migración reversa en tiempo.

En la figura 5.5, se muestra la imagen obtenida utilizando un gradiente vertical de propiedades, con una normalización logarítmica, para acentuar las diferencias entre los límites geológicos. Las líneas amarillas corresponden a la interface entre la corteza superior e inferior, que tiene un espesor aproximado de entre 9 y 10 km. La corteza tiende a engrosarse conforme se aleja de la zona de subducción.

La interface entre la corteza inferior y el manto, indicada como una línea azul en la figura 5.5, se define claramente a 30 km de profundidad, con un espesor de casi 20 km. El contacto entre corteza continental y oceánica apenas es visible, debido a que el contraste de velocidades considerado no fue suficientemente alto.

Por otra parte, los límites del manto y la corteza oceánica (línea roja y morada), son fácilmente identificables debido a que se obtienen buenos reflectores en esas zonas de la imagen.

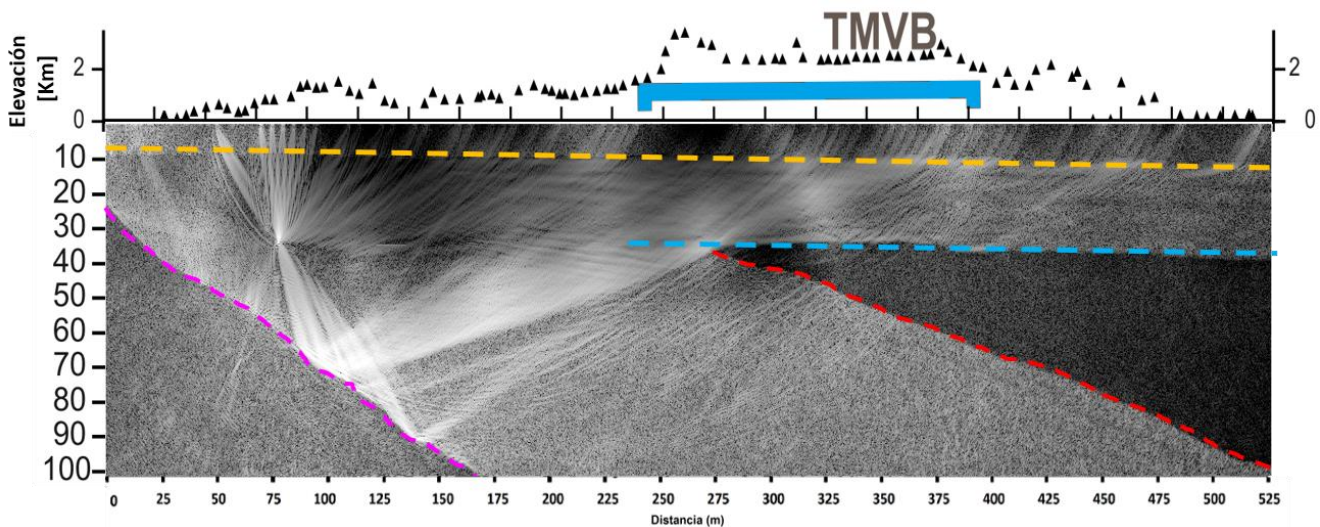


Figura 5.5. Imagen obtenida con un gradiente vertical en donde se identifican cuatro límites: corteza superior-corteza inferior (amarillo), corteza inferior-manto (azul), cima de corteza oceánica-manto superior (rojo) y base de corteza oceánica-manto (morado).

Comparando los resultados de la imagen obtenida con un gradiente vertical de propiedades y la imagen obtenida con el modelo basado en Furumura y Singh (2002) sin suavizamiento, se observa muy buen acuerdo en cuanto a la geometría de la subducción de la corteza oceánica. La variabilidad en el espesor de la corteza oceánica subducida, en cada una de las imágenes, se debe a la diferencia significativa en las velocidades y densidades consideradas en ambos casos.

Pérez-Campos et al. (2008) y Kim et al. (2012) obtuvieron modelos representativos del subsuelo por debajo del transecto MASE. Existen similitudes entre los diversos modelos presentados en la figura 5.6. El manto y la corteza continental se observan bien definidos en las cuatro imágenes presentadas. La diferencia principal radica en la geometría de la placa subducente, que en nuestro modelo se aprecia como un horizonte continuo, de un grosor considerable, con un buzamiento constante. Esta parte del modelo deberá ser mejorada sustancialmente, a través de etapas adicionales de interpretación-migración.

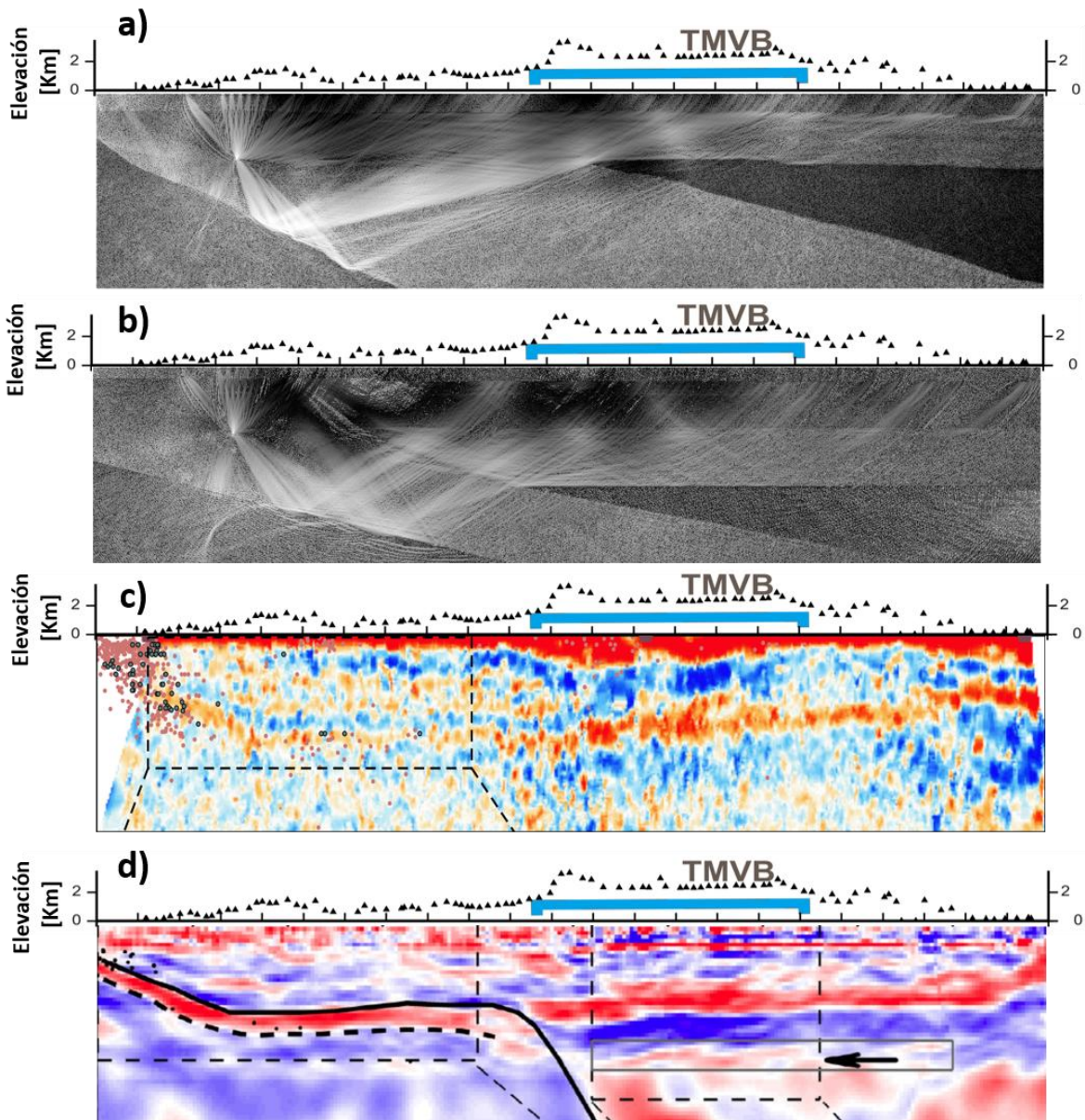


Figura 5.6. a) Imagen construida a partir de la segunda iteración considerando un gradiente vertical de propiedades, b) imagen obtenida a partir del modelo basado en Furumura y Singh (2002), c) imagen tomada de Pérez-Campos et al. (2008), d) Imagen tomada de Kim et al. (2012).

6. CONCLUSIONES

En este trabajo se evaluó la factibilidad de aplicar un algoritmo de última generación para migración reversa en tiempo, a registros sísmicos del proyecto MASE. El objetivo principal fue obtener una imagen sísmica representativa de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica.

Para la construcción de la imagen sísmica, se utilizó un solo evento, ocurrido el 13 de Abril del 2007 (Mw 5.3), debido a su ubicación respecto del transecto MASE y a su significativa magnitud. Al comprobarse la aplicabilidad de la técnica, se sugiere incorporar toda la base de datos de eventos sísmicos registrados por el arreglo MASE durante su periodo de operación, considerando también un algoritmo de migración en tres dimensiones.

Como se menciona anteriormente, la formulación empleada es elástica en dos dimensiones, considerando fronteras absorbentes de tipo PML. Para evaluar la técnica se construyeron modelos de velocidad-densidad simple pero representativa del área de estudio, a partir de trabajos publicados por varios autores.

Como continuación a esta investigación se propone construir un modelo de densidad-velocidad en tres dimensiones, que permita migrar toda la información sísmica disponible en la base de datos completa registrada durante el experimento MASE. De esta forma, se podría estimar con mejor resolución la estructura cortical completa de la principal zona sismo-tectónica del país. Asimismo, se propone aplicar la migración RTM adjunta, para calcular nuevos mapas de sensibilidad correspondientes a otros parámetros elásticos, como pueden ser las velocidades de onda S, o bien módulos elásticos.

7. ANEXOS

ANEXO 7.1

Distancia de las 56 estaciones utilizadas en el presente trabajo a partir de la primera estación ACAP

Estación	Distancia(m)	Estación	Distancia(m)
RIVI	52193	PTRP	309294
MAZA	68551	COAC	312295
PETA	73060	TONN	321360
UICA	77082	TECA	324135
ELPO	84359	SALU	328711
ZURI	89967	SNLU	333215
PLAT	94826	TIZA	338341
VEVI	107562	PSIQ	347618
PLLI	112559	KM67	354150
XALI	127354	SAPE	357974
MAXE	131859	SUPA	364208
TONA	137494	PASU	370296
SAGR	145022	PACH	373435
TEPO	160333	MIMO	378119
TOMA	164027	SAPA	381480
CIEN	173723	VEGU	388059
BUCU	180784	ATOT	394445
PALM	186410	NOGA	405835
CASA	193449	AGBE	411132
SJVH	205240	VENA	414834
TEMI	223987	MOJO	432554
JIUT	229685	PEMU	451226
CUCE	235453	TLAL	462956
CUNO	240708	CHIO	467495
TONI	267624	TIAG	477184
CIRE	286183	IXCA	483390
MULU	292219	CIRI	522438
ESTA	298726	TEMP	534341

8. REFERENCIAS

Baysal, E., Kosloff D, y Sherwoods, J. (1983).Reverse time migration, *Geophysics*, 48(11),1514-1524.

Campillo, M., Singh, S., Shapiro, N., Pacheco, J., y Hermann, R. (1996).Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *International Geophysics*, 35(4), 361-370.

Campo-Enriquez, J., y Sánchez-Zamora, O. (2000).Crustal structure accros southern Mexico inferred from gravity data, *South American Earth Sciences*, 13, 479-498.

Chang, W., y McMechan, G. (1986).Revere-time migration of offset vertical seismic profiling data using the excitation-time imaging condition, *Geophysics*,51,67-84.

Dan, N. (2014).Aplicación de la migración Reversa en tiempo para la exploración de plays subsalinos en el golfo de México, Tesis de licenciatura, UNAM.

Del Valle, T. (2007). Apuntes prospección sísmica, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Demant, A. (1978).Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172–187.

Espejo, L., y Greene-Gondi, F. (2007).Geometría de la subducción de Acapulco, Gro a puente de Ixtla, mor. a partir de funciones receptor, Tesis de Maestría, UNAM.

García, J. (2013).Inversión de forma de Onda Completa, Tesis de Licenciatura, UNAM.

Gazdag, J. (1981).Modeling of the acoustic wave equation with transform methods, *Geophysics*, 46, 854-859.

Greene-Gondi, F. (2009).Geometría de la placa de cocos usando funciones receptor a lo largo de la línea MASE, Tesis de Licenciatura, Posgrado UNAM.

Guralp, S. (2009).Cmg-3t triaxial broadband seismometer operator's guide, Rep. Técnico, 3 Midas House, Calleva Park, Aldermaston RG7 8EA, England.

Husker, A., Stubailo, I., Lukac, M., Naik, V., Guy, R., Davis, P., y Estrin, D. (2008). WilSoN: The Wirelessly Linked Seismological Network and its application in the MesoAmerican Seismic Experiment, *Seismological Research Letters*, 79(3), 438-443.

Iglesias, A., Cruz-Atienza, V., Shapiro, N., Singh, S. y Pacheco, J. (2001). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface waves dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *International Geophysics*, 41.

Iglesias, A., Clayton, R., Pérez-Campos, X., Singh, S., Pacheco, J., Garcia, D., y Valdes-Gonzalez, C. (2010). S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution - 138 surface wave tomography, *Geophysics*, 115, B06307.

Kim, Y., Miller, M., Pearce, F., y Clayton, R. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(7).

Komatitsch, D., Martin, R., (2007). An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation, *Geophysics*, 70(5), SM155-SM167.

Kostoglodov, V., y Bandy, W., (1995). Seismotectonic constraint on convergence rate between the Rivera and North American plates, *Journal of Geophysical Research*, 100(17), 977-17.

Kostoglodov, V., Bandy, W., Dominguez, J., y Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letter*, 23, 3385 – 3388.

Lay, T., y Wallace, T. (1995). *Modern global seismology*, Academic Press, *International Geophysics*, 58, 35-69.

Ferrari, L. (2000). Avance en el conocimiento de la Faja Volcánica Trans-mexicana durante la última década, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84-92.

Fletcher, R., Fowler, P., Kitchenside, P., y Albertin, U. (2006). Suppressing unwanted internal reflection in prestack reverse-time migration, *Geophysics*, 71(6), E79-E82.

Furumura, T., y Singh, K. (2002). Regional Wave Propagation Mexican Subduction Zone Earthquakes: The Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2110-2125.

Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 163-183.

Nixon, G. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523

Payero, J., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., y Clayton, R. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophysics*, 35.

Peterson, J. (1993). Observations and modelling of seismic background noise, *Geol. Surv. Tech. Rept.*, 93-322, 1-95.

Pérez-Campos, X., (2008). MASE: undergraduate research and outreach as part of a large project, *Seismological Research Letters*, 792, 232-236.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Paul, M., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Vlad, M., y Gurnis, M., (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 35, L18303.

Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12,357-12,374.

Real-Pérez, J., y Pérez-Campos, X. (2007). Evaluation of noise and site effects at MASE stations, *American Geophysical Union*, 88(23), S43B-05.

Real-Pérez, J. (2010). Caracterización de niveles de ruido en estaciones sismológicas del proyecto MASE. Tesis de licenciatura, UNAM.

Reyes-Olvera, M. (2014). Inversión de la respuesta sísmica local utilizando métodos Heurísticos, Tesis de Licenciatura, UNAM.

Rocher, M. (2012). Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México, Tesis de Licenciatura. UNAM.

Sheriff, R. (2002). *Encyclopaedic Dictionary of Exploration Geophysicist*, Cuarta Edición, Society of Exploration Geophysicist, 442.

Sheriff, R., Geldart, L. (1995). *Exploration Seismology*, Segunda Edición, Cambridge University Press, 592.

Singh, S., Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico, *Geophysical Research Letters*, 14, 1483-1486.

Stolk, C., Hoop, M., y Opt'Root, T. (2009). Linearized inverse scattering based on seismic reverse time migration: Proceeding of the Project Review, Geo-Mathematical Imaging Group, Purdue University, West Lafayette, 91-108.

Valdés, C., Meyer, R. (1996). Seismic structure between the Pacific coast and Mexico. City from the Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks, *International Geophysics*, 35(4), 377-401.

Vera, G. (2013). Análisis de amplitudes de correlaciones cruzadas de ruido obtenidas para pares de estaciones del arreglo MASE, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, UNAM.

Virieux, J., y Madariaga, R. (1982). Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 345-369.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media, velocity–stress method, *Geophysics*, 51, 889–901.

Whitmore, N. (1983). Iterative depth migration by backward time propagation, SEG Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists.

Yao, G., y Jakubowicz, H. (2012). Least- Squares Reverse Time Migration, SEG Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists.

Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, Segunda Edición, Tulsa:, Society of Exploration Geophysicists, 463-476.

Yoon, K., y Marfurt, K. (2006). Reverse-time migration using the Poynting vector, *Geophysics*, 37, 102-107.

Whitmore, N., y Crawley, S. (2012). Application of RTM inverse scattering imaging condition, Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists