



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

TOMOGRAFÍA DE VELOCIDAD DE GRUPO DE ONDAS DE RAYLEIGH Y
ESTRUCTURA CORTICAL PARA EL ORIENTE DE MÉXICO Y EL ISTMO DE
TEHUANTEPEC

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:
FRANCISCO CÓRDOBA MONTIEL

Director:

Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Instituto de Geofísica, UNAM

Jurado:

Dr. Francisco José Sánchez Sesma
Instituto de Ingeniería, UNAM
Dr. Shri Krishna Singh Singh
Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Instituto de Geofísica, UNAM
Dra. Xyoli Pérez Campos
Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. Marco Guzmán Speziale
Centro de Geociencias, UNAM

MÉXICO, D.F., Septiembre de 2014



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

A Dios:

Por todas las oportunidades y bendiciones que me has brindado a lo largo de mi camino y que con tu apoyo y compañía permanente, estoy seguro que me guiarás para completar la misión encomendada. En este momento me quedan las claras las respuestas a las preguntas que bien conoces. Gracias de nuevo por esta vida y te refrendo todo lo que hemos platicado últimamente...

A mis padres:

Carmen Montiel Cedeño y Arturo Córdova Landa

Con todo mi amor, respeto y agradecimiento, deseando que disfruten este logro que es consecuencia del trabajo que iniciamos juntos hace ya algunos ayeres.

A mis hermanos:

Arturo, Erika y Edith

Deseando que los lazos que nos unen sean inquebrantables.

A mis sobrinos:

Kely, Diana, Karim, Isaac, Luca y Arturo

Que siempre estén presentes en mis pensamientos y que constituyen una gran motivación para conducirme de la mejor manera posible.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Arturo Iglesias Mendoza, quien me depositó su confianza y compartió su valioso tiempo y conocimientos, brindándome todas las facilidades necesarias para mi formación dentro y fuera del Posgrado, además de haber tenido siempre el entusiasmo y la paciencia para guiarme en este camino. Le agradezco que haya dirigido esta Tesis, la cual ha sido para mí una experiencia muy enriquecedora en todos los aspectos. Le reitero como siempre, mi compromiso y mi agradecimiento permanente, ha sido un placer trabajar con usted.

A todos mis maestros del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por haberme iniciado en este sendero en el cual espero permanecer junto con ellos, en una relación permanente.

Al jurado de esta Tesis: Dr. Francisco José Sánchez Sesma, Dr. Shri Krishna Singh, Dr. Arturo Iglesias Mendoza, Dra. Xyoli Pérez Campos y Dr. Marco Guzmán Speziale, por la revisión de este trabajo, sus comentarios y correcciones que contribuyeron a su enriquecimiento.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por haber transformado mi vida.

Al Dr. Shri Krishna Singh, por su gran ejemplo y apoyo en todo momento.

Al Dr. Carlos Valdés González, Director del CENAPRED, por el impulso permanente.

A Araceli Chamán y a Laura, por haberme apoyado siempre.

A Amalia, Lily y Antonio de Jesús, por los buenos momentos.

A familiares y amigos que comparten conmigo el cumplimiento de esta meta.

A mis amigos del Servicio Sismológico Nacional: Jorge Alberto Estrada Castillo, Jesús Pérez Santana, José Luis Cruz Cervantes, Fernando Navarro Estrada, Alejandro Hurtado Díaz, Arturo Cárdenas Ramírez e Iván Rodríguez Rasilla. Por todo su apoyo y haberme hecho sentir parte de tan valioso grupo.

Al Servicio Sismológico Nacional de México (SSN) y al Observatorio de Caltech, particularmente a la Fundación *Gordon and Betty Moore* por habernos proporcionado los datos de MASE y VEOX utilizados en el presente trabajo, así como al Instituto de Geofísica de la UNAM por las mismas facilidades.

A Eric Debayle y Malcolm Sambridge por proporcionarnos sus códigos tomográficos y de resolución y a M. Schimmel por facilitarnos su programa para apilado tf-PWS.

Al PROMEP, por haberme otorgado una beca para la realización de mis estudios Doctorales y a la Universidad Veracruzana que me concedió la descarga académica para tal fin.

Esta investigación fue apoyada por el proyecto CONACYT #129820 con una beca para la elaboración de esta Tesis Doctoral.

ÍNDICE

RESUMEN	
ABSTRACT	
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	4
MARCO GEOLÓGICO, TECTÓNICO Y SISMOLÓGICO	
1.1 Área de estudio	4
1.2 Geología de la región	4
1.2.1 Provincias Geológicas	4
1.2.2 Terrenos tectonoestratigráficos	7
1.3 Marco Tectónico	9
1.3.1 El Campo Volcánico de los Tuxtlas	9
1.3.2 La dorsal de Tehuantepec	12
1.3.3 Fallas de Motagua y Polochic y provincias de fallas laterales e inversas	14
1.4 Estudios sismológicos	15
CAPÍTULO II	20
RUIDO SÍSMICO	
2.1 Relación entre campos de ondas aleatorios y la función de Green del medio	20
2.1.1 Antecedentes	20
2.1.2 Fundamento teórico	21
2.1.3 Ruido sísmico y las ondas superficiales	23
2.2 Datos	24
2.3 Metodología para el procesamiento de datos de ruido ambiental	26
2.3.1 Aspectos generales de la extracción de ondas superficiales a partir de registros de ruido sísmico	26
2.3.2 Preparación de datos individuales	27
2.3.3 Cálculo de correlaciones cruzadas de ruido sísmico	32
2.3.4 Técnicas de apilado	33
2.3.5 Funciones de Green	38
CAPÍTULO III	42
TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH	
3.1 Medición de la dispersión	42
3.1.1 Principales características de las ondas superficiales	42
3.1.2 Cálculo de curvas de dispersión con datos de ruido sísmico	47
3.1.3 Curvas de dispersión del arreglo VEOX obtenidas mediante registros de sismos	48
3.2 Tomografía de ruido ambiental	50
3.3 Inversión Tomográfica	51
3.3.1 Conjunto de datos	52
3.4 Tomografía sísmica de ondas superficiales	53

3.4.1 Algoritmo de regionalización continua	54
3.4.2 Diagramas de Voronoi para pruebas de resolución	55
3.4.3 Tomografía de tiempos de viaje utilizando FMST	59
CAPÍTULO IV	63
MODELADO DE ESTRUCTURA CORTICAL	
4.1 Teoría de Inversión	63
4.1.1 Formulación del problema inverso	63
4.2 Inversión conjunta de curvas de dispersión de ondas superficiales y funciones receptor	65
4.2.1 Cálculo del problema directo para las curvas de dispersión	67
4.2.2 Cálculo del problema directo para las funciones receptor	68
4.3 Cálculo del problema inverso con el método <i>simulated annealing</i>	70
4.4 Modelos de estructura cortical basados en la inversión conjunta de curvas de dispersión y funciones receptor	75
4.4.1 Planteamiento del problema	79
4.4.2 Resultados	82
CAPÍTULO V	91
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	
5.1 Comparación de los resultados de la inversión tomográfica con otros estudios	91
5.2 Estructura cortical en el oriente de México y el Istmo de Tehuantepec	97
REFERENCIAS	107
APÉNDICE A	120
APÉNDICE B	123
APÉNDICE C	130

RESUMEN

En este trabajo utilizamos registros de ruido sísmico de la red permanente de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional de México y de las redes temporales de banda ancha MASE y VEOX para calcular las funciones de Green a partir de las correlaciones cruzadas de ruido de la componente vertical entre pares de estaciones. El arreglo MASE (Experimento de Subducción Mesoamericano) consistió en cien estaciones distribuidas a lo largo de un perfil perpendicular a la trinchera entre Acapulco, Guerrero y Tempoal, Veracruz, cerca del Golfo de México. Este experimento operó de diciembre de 2004 a mayo de 2007. Cuarenta y seis de estas estaciones se relocalizaron en un perfil N-S que atravesó el Istmo de Tehuantepec desde el Golfo de México hasta la costa del Pacífico. Este segundo arreglo de estaciones corrió de julio de 2007 a marzo de 2009 y se le denominó VEOX (Veracruz-Oaxaca). A partir de la función de Green extraída de la correlación cruzada entre cada par de estaciones, se obtuvieron las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh, las cuales describen la velocidad de grupo promedio dentro de un intervalo de periodos determinado. Además, se utilizaron algunos sismos regionales registrados en estas redes sísmicas para obtener curvas de dispersión de ondas superficiales (Rayleigh) y en consecuencia, la velocidad de grupo promedio entre cada par estación-epicentro. Este conjunto mezclado de mediciones de velocidad de grupo se invirtió para obtener imágenes tomográficas en periodos discretos (5-50 s). Las pruebas de resolución muestran que las regiones con una mayor cobertura están en los alrededores de ambos experimentos temporales. Se obtiene un buen modelo de velocidad en un área grande entre ambos experimentos. En los periodos cortos (< 15 s) las imágenes presentan buena correlación con las características geológicas superficiales. Las anomalías de baja velocidad están relacionadas con cuencas sedimentarias y áreas volcánicas del Cenozoico, mientras que las anomalías de altas velocidades se correlacionan con la región del antearco. Se observa una anomalía de baja velocidad muy clara al norte del Istmo de Tehuantepec, donde se encuentra un campo volcánico activo. En los periodos más grandes (> 25 s) una anomalía de baja velocidad coincide con la frontera de la Faja Volcánica Transmexicana, lo que sugiere la presencia de una cuña del manto. Para estos periodos, las anomalías de alta velocidad están relacionadas con la presencia superficial del manto oceánico en el antearco y de un manto menos profundo en el trasarco donde la corteza continental se adelgaza. De las imágenes tomográficas, se recuperaron las curvas de dispersión locales que se utilizaron para realizar su inversión conjunta con las funciones receptor del arreglo VEOX, calculadas por otro grupo de trabajo. El resultado de este proceso es la obtención modelos de estructura de velocidades a lo largo del transecto definido por dicho arreglo y que son representativos de la compleja estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec.

ABSTRACT

We use seismic noise records from the permanent broadband network of the Mexican National Seismological Service (Servicio Sismológico Nacional) and from the temporal broadband networks of MASE and VEOX to compute the vertical-vertical component of noise cross correlations for station pairs. MASE (Mesoamerican Seismic Experiment) consisted of one hundred stations deployed along a profile perpendicular to the trench from Acapulco, Guerrero to Tempoal, Veracruz, Gulf of Mexico. This experiment ran from December 2004 until May, 2007. Fifty of these stations were relocated along a N-S profile crossing the Tehuantepec Isthmus from the Gulf of Mexico to the Pacific coast. These stations operated from July 2007 until March 2009 and this stage of the experiment was called VEOX (Veracruz-Oaxaca). From the Green functions extracted from the correlation for each pair of stations, Rayleigh wave dispersion curves were computed which represent the average group velocity between station pairs. Furthermore, regional earthquakes recorded by the stations were used to compute Rayleigh wave dispersion curves, which represent the average group velocity between epicenter and station. This mixed set of group velocity measurements was inverted to obtain tomographic images at discrete periods between 5 and 50 s. Resolution tests show that the regions of best coverage surround both temporal experiments. A good velocity model is obtained in a large area between the two experiments. At short periods (< 15 s) the images show good correlation with the shallowest geological features. Low velocity anomalies are related with sedimentary basins and Cenozoic volcanic areas, whereas high velocity anomalies correlate with the forearc region. A very clear low-velocity anomaly is observed at the north of the Isthmus of Tehuantepec where an active volcanic field is located. At larger periods (> 25 s) a low velocity region coincides with the border of the Trans-Mexican Volcanic Belt, suggesting the presence of a mantle wedge. For these periods, high velocity anomalies are related with the shallow presence of the oceanic mantle in the forearc and the presence a shallower mantle in the backarc, where the continental crust becomes thin. From tomographic images, the local dispersion curves were recovered for their joint inversion with the receiver functions of the VEOX array, calculated by another working group. As a result of this process, velocities structure models were obtained along transect defined by this array and are representative of the complex crustal structure in the Isthmus of Tehuantepec.

INTRODUCCIÓN

Se han llevado a cabo diversos estudios con el fin de determinar la estructura de velocidades de la corteza y del manto superior bajo el territorio de México. Algunos de estos trabajos han propuesto modelos de velocidades obtenidos de ondas superficiales en áreas de gran escala. Otros trabajos se han centrado en proponer modelos regionales de velocidades para diversas zonas localizadas en el país. México, como gran parte del mundo, se ha beneficiado de los avances en la tecnología de la instrumentación sísmica, del incremento en la densidad de estaciones permanentes desplegadas y de la contribución de redes sísmicas temporales que han permitido contar con nuevos modelos de velocidades cuya resolución es considerablemente mejor que antes.

Uno de los avances más notables en la determinación de la estructura de la Tierra en años recientes, consistió en el uso de la correlación cruzada de registros continuos de ruido sísmico entre pares de estaciones para obtener una función equivalente a la función de Green del medio entre el par de estaciones. Esta función conserva la información contenida en las ondas superficiales viajando entre las dos estaciones y es posible extraer de ella, curvas de dispersión que conservan la información del medio de propagación entre el par de estaciones. Si estas curvas de dispersión son invertidas con un esquema tomográfico, es posible encontrar mapas de velocidad o de perturbaciones de las mismas para la región abarcada por el arreglo. Esta técnica conocida genéricamente como Tomografía de Ruido Ambiental (ANT: *Ambient Noise Tomography*) ha sido extensamente utilizada, en años recientes, para obtener características del medio de propagación a diferentes escalas.

Con el fin de aumentar la resolución en la región centro, sur y este del territorio mexicano, en este trabajo, se analizó un conjunto combinado de mediciones de dispersión obtenidas del método ANT y de sismos registrados por estaciones de los experimentos MASE, VEOX (Veracruz-Oaxaca; VEOX, 2010) y del SSN. Las pruebas de resolución muestran que con este conjunto combinado de datos es posible recuperar detalles en la estructura cortical de hasta 15 x 15 km.

El contenido de este trabajo se encuentra organizado de la manera que se describe a continuación.

En el Capítulo I se presenta una visión general del marco geológico, tectónico y sismológico de la región bajo estudio. Esta descripción permite establecer la diversidad de condiciones que la caracterizan por su complejidad, analizándose desde la perspectiva de

las provincias geológicas en las que se encuentra inmersas, así como los terrenos tectonoestratigráficos en que la han dividido diversos autores. El ingrediente tectónico muestra rasgos importantes de interés tales como la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) con sus múltiples implicaciones en el estudio de la corteza terrestre, la Dorsal de Tehuantepec (DT), la génesis y evolución del Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT) en el Golfo de México y las provincias de fallas laterales e inversas que se localizan en el sureste de México. Los estudios sismológicos enfocados a la obtención de modelos de estructura de velocidades se han desarrollado principalmente en la zona de subducción de las costas del Pacífico y por sus consecuencias, la zona central de México ha sido ampliamente estudiada en ese sentido. Sin embargo, la necesidad de extender estos conocimientos al Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec es evidente.

El ruido sísmico y su aplicación en el estudio de la estructura cortical se analizan en el Capítulo II. Ahí se describe la metodología que se emplea actualmente para la extracción de la funciones de Green a partir de correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones. En el caso del presente trabajo, se explica el procedimiento realizado con datos del arreglo temporal de estaciones de banda ancha VEOX, en conjunto con estaciones de la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Entre los resultados obtenidos se incluyen las curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh.

Para el cálculo de la inversión tomográfica, se utilizaron los conjuntos de datos que se describen en Capítulo III, que incluye el procesamiento ruido ambiental de series de tiempo y el uso de sismos para el cálculo de las curvas de dispersión entre pares de estaciones y estación-evento respectivamente. El desarrollo de este ejercicio se llevó a cabo en su primera etapa mediante un algoritmo de regionalización continua cuya resolución fue medida a través de diagramas de Voronoi, una estructura fundamental en la Geometría Computacional. En vista de los resultados alcanzados y con la finalidad de darles mayor certidumbre, el mismo grupo de datos se acondicionó para ser procesado mediante una técnica diferente, que también fue sometida a pruebas de resolución mediante tableros de ajedrez. Los resultados de ambos procedimientos se presentan en este bloque.

En el Capítulo IV se describe el fundamento teórico acerca de los procesos de inversión conjunta que se emplearon a partir de la tomografía sísmica de ondas superficiales y las funciones receptor calculadas por otro grupo de trabajo y su aplicación para obtener los modelos de estructura cortical. Se presentan casos de estudio en los que se aplicó el método propuesto para la inversión conjunta, así como algunos de los resultados representativos.

Finalmente en el Capítulo V se discuten los resultados obtenidos en las inversiones tomográficas, así como la inversión conjunta de curvas de velocidad de grupo de ondas superficiales de Rayleigh y las funciones receptor del arreglo VEOX. De particular interés resulta el caso de la anomalía de baja velocidad de propagación de ondas que se observa en la zona sur del estado de Veracruz predominantemente, la cual es consistente en los resultados de ambas inversiones tomográficas. De igual forma, se presentan las conclusiones que se desprenden de este trabajo.

CAPÍTULO I

MARCO GEOLÓGICO, TECTÓNICO Y SISMOLÓGICO

1.1 Área de estudio

El área de estudio que se aborda en el presente trabajo está comprendida aproximadamente entre los paralelos 14° y 22° N y los meridianos 90° y 106° W. Geográficamente esta región queda delimitada naturalmente al norte por el borde septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), al este por el litoral del Golfo de México, al sur por el Istmo de Tehuantepec y al oeste por las costas del Pacífico (Figura 1.1).

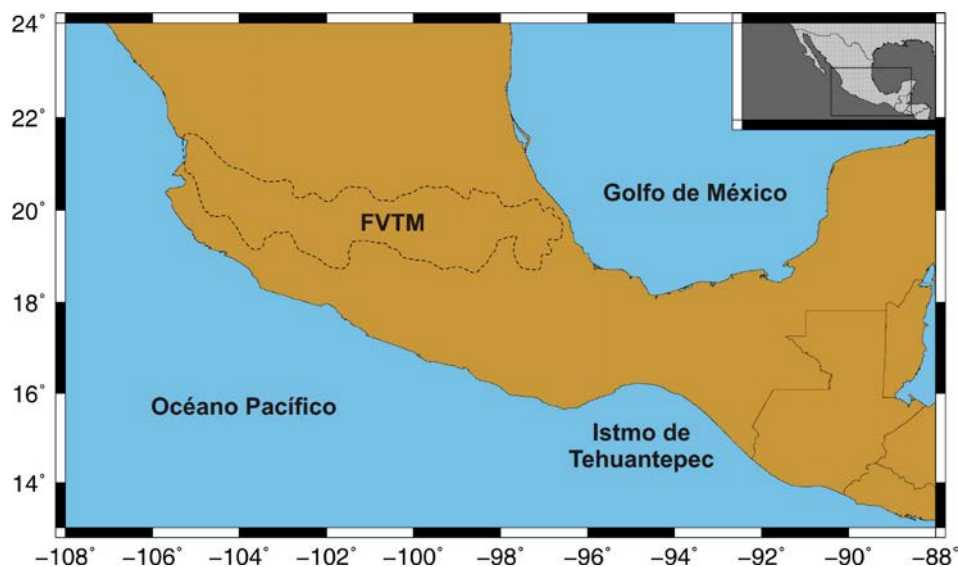


Figura 1.1 Mapa del área de estudio de este trabajo delimitada por la FVTM (Faja Volcánica Transmexicana).

A continuación se presenta una breve caracterización de la geología, tectónica y sismicidad de la región de interés, en la que se abordan principalmente aspectos que tienen implicaciones evidentes en el estudio de la estructura cortical, con la finalidad de sentar las bases para la posterior interpretación de los resultados que se obtengan de la tomografía de velocidad de grupo de ondas superficiales y los modelos de estructura de velocidades de ondas sísmicas que resulten de este trabajo.

1.2 Geología de la región

1.2.1 Provincias Geológicas

Según Ortega *et al.* (1991) "provincia geológica es toda parte cartografiable de la superficie sólida del planeta, de centenares a millones de kilómetros cuadrados de extensión, caracterizada por sus rocas, por su estructura y por una secuencia de eventos

tal que integre una historia evolutiva singular diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos, tectónicos o por ambos”.

La zona de estudio comprende 15 de las 35 provincias geológicas del país (Figura 1.2) de acuerdo con la nomenclatura establecida en la Carta Geológica de la República Mexicana (Instituto de Geología, 1992), y son las que se desglosan en la Tabla 1.1 de acuerdo con su cronoestratigrafía.

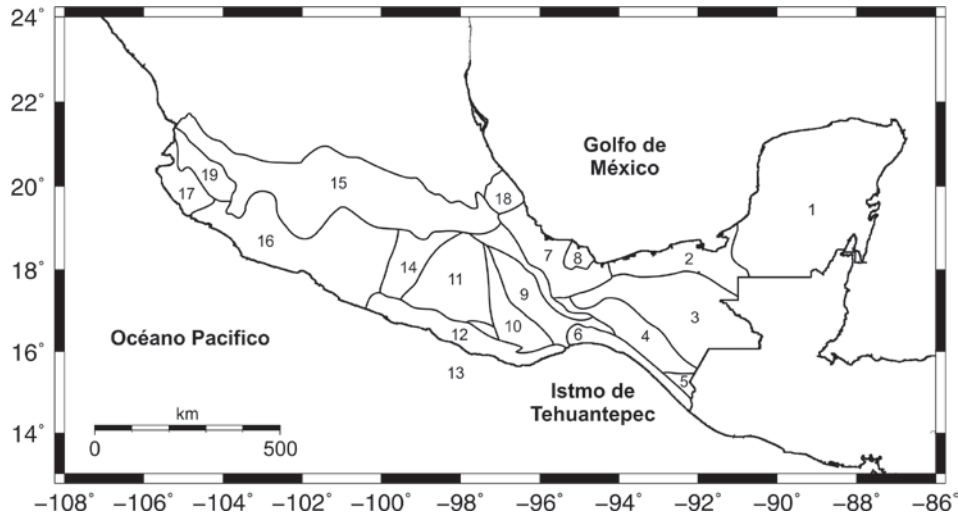


Figura 1.2 Mapa de las provincias geológicas de México definidas por su exposición en la superficie o muy cerca de la misma que se encuentra dentro del área de estudio. Modificada de Ortega *et al.*, 1992.

Tabla 1.1 Provincias geológicas de México comprendidas en el presente trabajo.

No.	Provincia Geológica	Edad	Origen	Ambiente Geotectónico
1	Plataforma de Yucatán	Cenozoico	Sedimentario marino	Plataforma
2	Cuenca Deltaica de Tabasco	Cenozoico	Sedimentario continental	Geoclinal
3	Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas	Cenozoico	Sedimentario marino	Orógeno
4	Batolito de Chiapas	Paleozoico	Plutónico	Raíz de arco
5	Macizo Ígneo del Soconusco	Cenozoico	Plutónico	Raíz de arco
6	Cuenca de Tehuantepec	Cenozoico	Sedimentario marino	Geoclinal
7	Cuenca Deltaica de Veracruz	Cenozoico	Sedimentario continental	Geoclinal
8	Macizo Volcánico de los Tuxtlas	Cenozoico	Volcánico	Arco continental
9	Cuicateca	Mesozoico	Vulcanosedimentario	Arco submarino
10	Zapoteca	Precámbrico	Complejo	Compuesto
11	Mixteca	Paleozoico	Complejo	Compuesto
12	Chatina	Mesozoico	Plutónico	Raíz de arco
13	Juchateca	Paleozoico	Vulcanosedimentario	Arco submarino
14	Plataforma de Morelos	Mesozoico	Sedimentario marino	Plataforma
15	Faja Volcánica Transmexicana	Cenozoico	Volcánico	Arco continental
16	Complejo Orogénico de Guerrero-Colima	Mesozoico	Vulcanosedimentario	Arco submarino
17	Batolito de Jalisco	Mesozoico	Plutónico	Raíz de arco

18	Macizo Ígneo de Palma Sola	Cenozoico	Volcánico	Arco continental
19	Miogeoclinal del Golfo de México	Cenozoico	Sedimentario marino	Geoclinal

Geología y vulcanismo del centro de México

La complicada actividad tectónica explicada genera en el territorio mexicano una geología rica en ambientes geotectónicos diversos, la presencia de un arco volcánico activo (Faja Volcánica Transmexicana), la existencia de una elevada sismicidad en gran parte del país y una enorme riqueza de recursos, tanto en minerales como en combustibles de origen orgánico. Buena parte de estos rasgos se explica por el proceso de subducción a lo largo de la costa occidental del país, en primer lugar de la placa de Farallón y, en la actualidad, de las placas de Cocos y Rivera.

Como consecuencia de este fenómeno, México presenta en conjunto, una notable juventud geológica (los materiales de edad mesozoica y cenozoica -últimos 225 Ma- aparecen expuestos en el 75% del territorio aproximadamente, mientras que el Precámbrico tan sólo aflora substancialmente en el 12% del país). Igualmente el proceso de subducción ha condicionado la distribución asimétrica, en cuanto a su origen, de las 35 provincias geológicas en que se ha subdividido el país (Ortega *et al.*, 1992): en la mitad occidental se encuentran las provincias ígneas y metamórficas, relacionadas directamente con el margen convergente, y en la mitad oriental (margen pasivo desde el Jurásico -ca. 200 Ma-) se concentran las provincias sedimentarias, de origen más superficial. Esta misma asimetría afecta también a la extraordinaria riqueza del subsuelo mexicano, de modo que las riquezas metálicas del país se concentran en la mitad occidental, mientras que las energéticas de origen superficial -petróleo, gas, carbón- lo hacen en la mitad oriental del territorio.

Del análisis de la Figura 1.2 pueden extraerse, a grandes rasgos, las siguientes características geológicas de la región de interés del presente trabajo:

- Una franja de materiales sedimentarios en la cuenca del Golfo de México (19; zona de mayor interés petrolero).
- El actual arco volcánico (15) generado en principio por la subducción de las placas de Cocos y Rivera.
- La zona centro-meridional del país (9-16), que constituye principalmente el objeto de este estudio, de gran complejidad, en la que se concentran provincias volcánicas y sedimentarias, interpretadas en términos de terrenos tectonoestratigráficos con basamentos metamórficos. Hacia Chiapas y la frontera con Guatemala se continúa el Arco Volcánico Centroamericano (5) generado por la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe.

- El sureste de México (1-3 y 7; Península de Yucatán, Tabasco, parte de Chiapas y Veracruz), predominantemente sedimentario, con escasa actividad tectónica y donde se concentra buena parte de los recursos energéticos del país.

Geología de la zona centro-meridional de México

Esta región del país se caracteriza por una geología extremadamente compleja, tanto estratigráfica como estructuralmente, donde se aglomeran unidades de los más diversos orígenes y edades. Por todo ello aún está pendiente una interpretación nítida y global y la consecuente reconstrucción paleogeográfica y tectónica que permita explicar todos los rasgos observados.

Pese a las diferencias, hoy en día existe un notable acuerdo acerca de las características de mediana y gran escala de la región de estudio. En general, se supone la existencia desde el Mesozoico de dos dominios tectónicos principales claramente diferenciables. En la zona occidental, que es la más compleja, se desarrolló un arco insular andesítico asociado a la subducción de la litosfera oceánica, fenómeno común en gran parte del occidente de Norteamérica originado durante el inicio de la disgregación de Pangea (fines Triásico-Jurásico, 225-200 Ma). En la parte oriental de la región, la cual presenta rasgos típicos de margen pasivo (existente desde el Jurásico), se desarrolló una zona externa de sedimentación marina iniciada con la apertura del Golfo de México y la transgresión marina sobre esa zona. Además de estos dominios predominantes, la región se vio afectada durante el Terciario por episodios de deformación compresiva y en el intervalo Plio-Cuaternario, por fallamientos normales y de desplazamiento lateral en el marco de un levantamiento general y una geodinámica muy activa, que continúa en la actualidad.

1.2.2 Terrenos tectonoestratigráficos

Se denomina terreno tectonoestratigráfico, referido a un margen convergente, a una región cortical de características distintas a las de la corteza oceánica que resiste por ello a la subducción y se acreciona a la corteza continental. A su vez, dentro de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos, las unidades se agrupan por lo general en conjuntos de unidades relacionadas entre sí denominados *formaciones*, o bien *complejos* si su origen es tectónico. Los trabajos pioneros de Campa y Coney (1983) propusieron que gran parte del territorio mexicano está constituido por un ensamble de masas corticales, con historias geológicas diferentes, que fueron acrecionadas a la placa de Norteamérica en distintos eventos tectónicos. Más tarde, los trabajos de Sedlock *et al.* (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994) propusieron una subdivisión de México en terrenos tectonoestratigráficos siguiendo algunos de los lineamientos de Campa y Coney (1983). El resultado fue una subdivisión mucho más compleja que, sin embargo, se ha ido simplificando con la

acumulación de nuevos fechamientos, datos estructurales y petrológicos en las zonas donde estos terrenos afloran en superficie, con la investigación de xenolitos acarreados por rocas volcánicas recientes, y con la inspección de las rocas colectadas en perforaciones profundas.

La interpretación aceptada mayoritariamente para explicar la complejidad observada en la zona es la que considera el área como un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos acrecionados en diferentes episodios de la evolución tectónica de la región (Campa y Coney, 1983). Cada uno de estos terrenos se caracteriza por una serie de unidades homogéneas y estratigráficamente continuas, pero con relaciones entre sí poco comprendidas, que reposan sobre un basamento distinto, normalmente metamorfizado. En general los límites entre terrenos separan secuencias diferentes en sus caracteres físicos y temporales, y se han interpretado como límites tectónicos, dado que no pueden ser claramente explicados por discordancias o cambios de facies convencionales. En un trabajo reciente, Ferrari *et al.* (2012) distinguen, además de la FVTM, seis terrenos tectonoestratigráficos (Figura 1.3): terreno compuesto Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Cuicateco, Xolapa, Maya y la Plataforma Guerrero-Morelos.

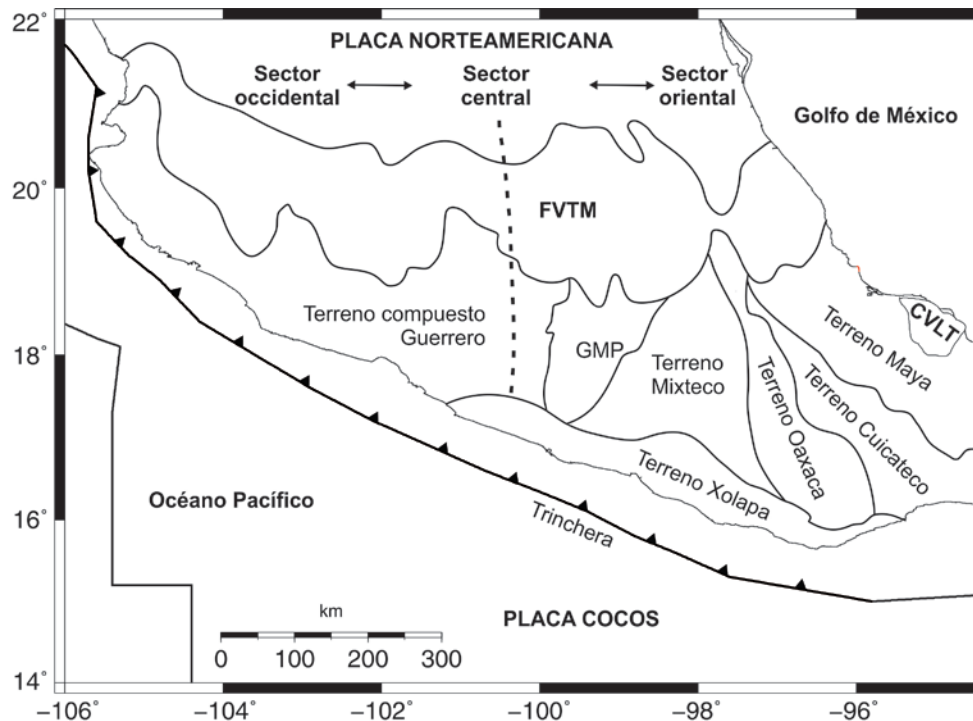


Figura 1.3 Mapa tectónico del sur de México que muestra a la FVTM y los límites de terrenos tectonoestratigráficos. El límite oriental del terreno compuesto Guerrero (Mesozoico) se infiere ya sea en el oeste (Campa y Coney, 1983) o en el este (Sedlock *et al.*, 1993) de la plataforma Guerrero-Morelos (GMP). Basada en Ferrari *et al.* (2012).

1.3 Marco Tectónico

La mayor parte de los grandes rasgos tectónicos del territorio mexicano, al igual que los de América Central y las costas occidentales de Norte y Sudamérica, se debe al proceso de subducción de la antigua y enorme placa de Farallón, que abarcaba desde Alaska a Tierra del Fuego en el Cretácico superior (85 Ma; Atwater, 1989). Esta inmensa placa fue dividiéndose conforme subducía bajo el límite occidental de las placas Norteamericana y Sudamericana en varias placas y microplacas que, de norte a sur, reciben los nombres de (Figura 1.5): Explorer, Juan de Fuca, Gorda, Monterrey, Arguello, Guadalupe, Magdalena, Rivera, Cocos y Nazca (Lonsdale, 1991).

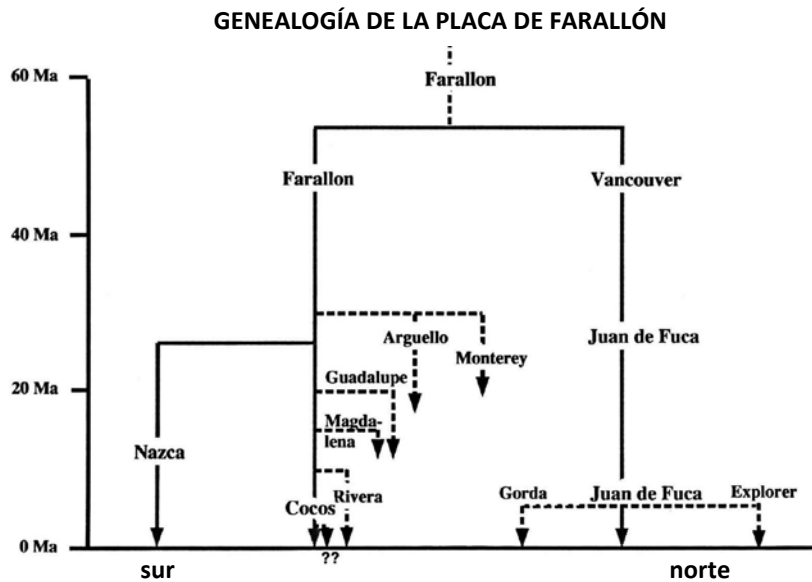


Figura 1.5 Esquema de la división de la placa de Farallón durante su subducción bajo las placas Norteamericana y Sudamericana en el Cenozoico. Las líneas continuas indican las placas principales y las discontinuas las microplacas. En la actualidad las microplacas de Explorer, Juan de Fuca, Gorda y Rivera subducen bajo la placa de Norteamérica. La placa de Cocos subduce bajo las placas Norteamericana y Caribe, la placa de Nazca, bajo la Sudamericana (Modificada de Lonsdale, 1991).

Las estructuras predominantes de la zona de estudio asociadas a procesos tectónicos son la FVTM, el campo volcánico de los Tuxtlas, la dorsal de Tehuantepec, los arcos volcánicos de Chiapas, las provincias de fallas laterales e inversas y el sistema de fallas Motagua-Polochic. En el mapa de la Figura 1.6 se muestra una síntesis de estos rasgos, que se describen brevemente a continuación.

1.3.1 El Campo Volcánico de los Tuxtlas

Una zona muy interesante de la región de estudio corresponde al Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), que plantea una interrogante difícil de contestar en cuanto a su origen pues se trata de un campo volcánico aparentemente aislado de los demás complejos

volcánicos, muy lejos de la trinchera y con distintivas trazas geoquímicas de vulcanismo alcalino.

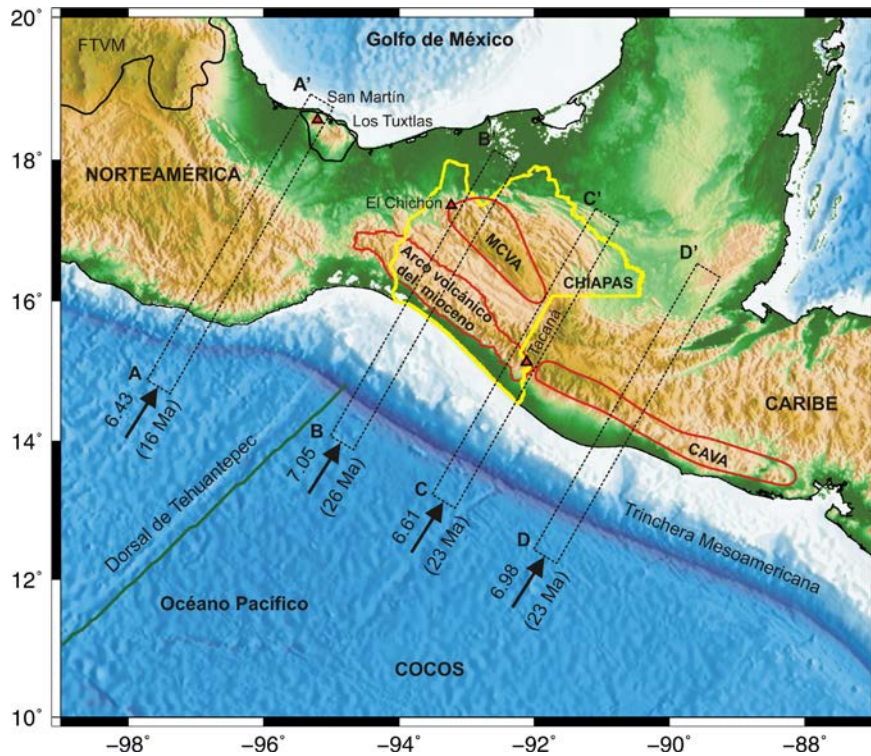


Figura 1.6 Mapa de localización del campo volcánico de Los Tuxtlas y demás estructuras volcánicas. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), Arco Volcánico Chiapaneco Moderno (MCVA, por sus siglas en inglés), Arco Volcánico de Centroamérica (CAVA, por sus siglas en inglés) y el arco volcánico abandonado en el Mioceno. Además se muestran las velocidades de convergencia de las placas en cm/año y sus edades (identificadas por los segmentos AA', BB', CC' y DD') en la trinchera (MAT). Modificada de Manea y Manea (2006).

Para comprender lo que sucede en Los Tuxtlas, es importante entender la naturaleza del arco volcánico Chiapaneco. Esta zona se caracteriza por dos arcos volcánicos del Neógeno (Manea y Manea, 2006), el primero y más viejo es un arco volcánico que data del Mioceno cuya actividad cesó entre 3 y 9 Ma para después formar el Arco Volcánico Chiapaneco Moderno (Figura 1.6). Este arco tiene algunas características interesantes. Primero, que se encuentra muy adentro en el continente, a unos 300-350 km; segundo, que la placa de Cocos se encuentra a unos 200 km debajo de él, cuando la mayoría de los arcos volcánicos se dan cuando la placa se encuentra a una profundidad de 100 km y además, que a pesar de que no parece haber variaciones en el echado de la placa de Cocos para esa parte del país, aun así, el arco es oblicuo con respecto a la trinchera. De acuerdo a Nelson *et al.* (1995), el CVLT parece estar constituido por fundidos de corteza continental y del manto contaminados por fluidos provenientes de la corteza oceánica subducida.

Al noroeste de este campo inicia el eje volcánico mexicano, por lo que el problema se reduce entonces a explicar cómo se pueden dar estas zonas discontinuas de vulcanismo y si son producto de la subducción de la placa de Cocos o de algún otro mecanismo. Uno de los modelos más recientes que ofrece una explicación sobre el génesis de Los Tuxtlas se presenta en Manea y Manea (2006) y se sintetiza en la Figura 1.7.

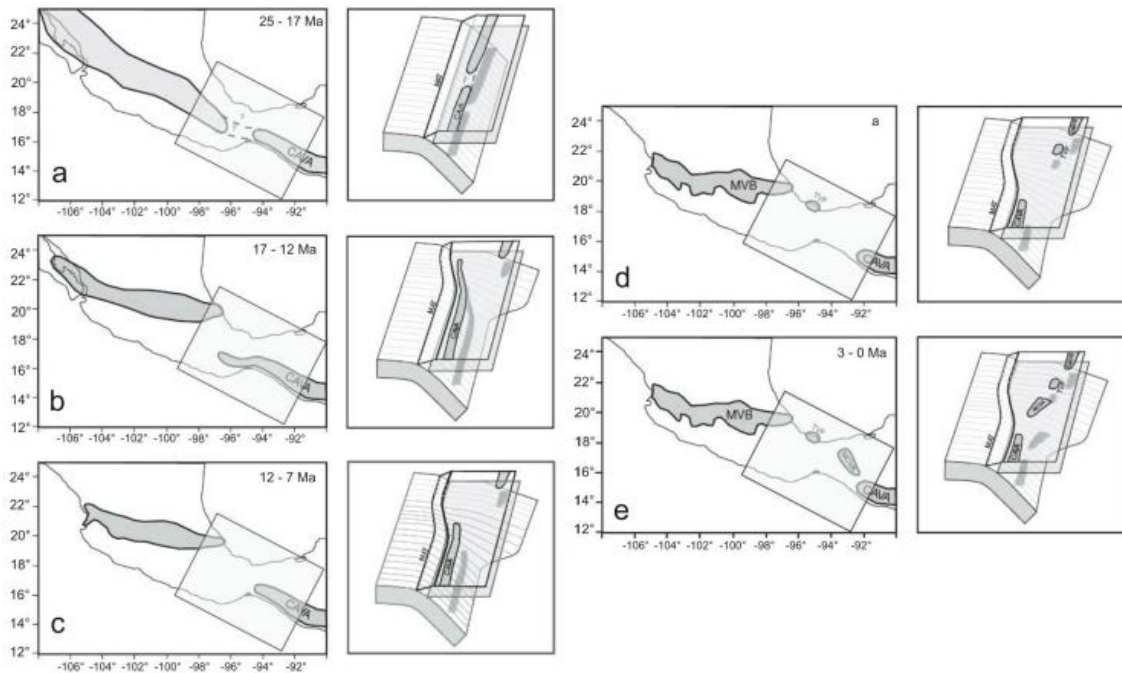


Figura 1.7 Modelo de Manea y Manea (2006) para la evolución del arco volcánico de Chiapas. CAVA, arco volcánico de Centroamérica; TVF, campo volcánico de Los Tuxtlas; MAT, trinchera Centroamericana; MCVA, arco volcánico Chiapaneco moderno. Modificada de Manea y Manea (2006).

Entre 25 y 17 Ma se formó un arco volcánico tradicional producto de la subducción que formaba un continuo a través de México y Centroamérica (Figura 1.7a). Posteriormente, entre 17 y 12 Ma, el arco volcánico comenzó a migrar al interior del continente debido a la iniciación de un proceso de subducción subhorizontal mientras que la porción sur del arco se mantuvo paralela a la trinchera (Figura 1.7b). Después, entre 12 y 7 Ma, la placa de Cocos continuó haciéndose sub-horizontal y la parte sur del arco volcánico se retiró aún más hacia el sureste (Figura 1.7c). Posteriormente, el arco volcánico centroamericano continuó su migración hacia el sureste, durante este tiempo cesó la actividad volcánica en Chiapas, abandonando el arco volcánico Chiapaneco; en este tiempo se formó el CVLT (Figura 1.7d). Finalmente, entre 3 y 0 Ma se da la última parte del proceso que consiste en la formación del arco volcánico Chiapaneco moderno (Figura 1.7e). Este modelo explica las diferencias entre el arco volcánico Chiapaneco y el centroamericano, argumentando que el cambio hacia subducción sub-horizontal entre 17 y 12 Ma tuvo que haber ocasionado

un flujo de material de la cuña del manto de noroeste a sureste, lo cual explica la oblicuidad del arco Chiapaneco moderno. Por otro lado, para explicar el abandono del primer arco Chiapaneco, se propone que la subducción sub-horizontal puso en contacto la placa, relativamente fría, con la cuña del manto, lo cual serpentiniza la punta de la cuña del manto, estabilizando la zona y deteniendo el proceso de generación de fundidos. A este modelo, como a muchos otros, se le dificulta explicar el origen del volcán El Chichón aunque tentativamente propone la intervención de la dorsal de Tehuantepec en el proceso de subducción.

Sin embargo aún restan controversias: Verma (2002, 2006) argumenta, con base en términos geoquímicos, que el CVLT y en general el vulcanismo de todo el sureste mexicano no es producto de subducción. Utilizando diferentes indicadores geoquímicos y haciendo comparaciones entre los indicadores obtenidos en México y en otras partes del mundo, se arrojan objeciones que aún no pueden ser explicadas con los modelos actuales. Por ejemplo, de acuerdo a sus estudios, no existe diferencia significativa, en términos geoquímicos, entre las rocas ígneas del frente del arco y del trasarco, mientras que en muchas otras partes del mundo se ha observado que en general las rocas del frente de arco tienen una componente de corteza subducida mayor que las del trasarco y que esta diferencia es estadísticamente significativa (Verma, 2002). En esos trabajos se argumenta que el modelo de subducción no logra explicar las anomalías geoquímicas y que la comparación estadística con otras partes del mundo muestra que las rocas tienen más similitudes con aquellas rocas formadas en procesos de *rifting* que en procesos de subducción. Con base en esto se propone que el vulcanismo mexicano es el producto de la fusión parcial debido a una fuente heterogénea ascendente del manto asociada a un proceso de *rifting* (Verma, 2006).

1.3.2 La dorsal de Tehuantepec

La zona del Istmo de Tehuantepec es un buen ejemplo de las amplias zonas de deformación en el contacto entre tres placas, donde interactúan los tres tipos principales de rocas: ígneas, sedimentarias y metamórficas. La dorsal de Tehuantepec (DT), anteriormente conocida como zona de fractura de Tehuantepec, es quizás el rasgo más notable en el bloque oceánico del área de estudio. Es parte de una serie de zonas de fractura que se extiende perpendicularmente desde la dorsal del Pacífico Oriental hacia la Trinchera Mesoamericana (zonas de fractura de Orozco y O'Gorman). Es una extensión de la zona de fractura de Clipperton (ZFC) y se distingue de las demás zonas de fractura en que es la única que tiene una traza curvada. Se ha argumentado que la dorsal de Tehuantepec divide la placa de Cocos en dos partes esencialmente distintas en cuanto a régimen tectónico y edad, (Klitgord y Mammerickx, 1982). Esto no es algo especialmente

extraño dado que, de acuerdo con la óptica clásica de la tectónica de placas, en los márgenes divergentes se presentan delgadas zonas de fallas transcurrentes que son paralelas al sentido de movimiento relativo entre dos placas (Manea *et al.*, 2005a). Sin embargo, la DT es interesante puesto que la diferencia de edades de un lado al otro de la dorsal es mucho más pronunciada que en otras zonas de fractura de la placa de Cocos. Por ejemplo, la diferencia de edades a lo largo de la ZFC es de 1.6 Ma, mientras que en la dorsal de Tehuantepec se tiene un promedio de 7 Ma (Manea *et al.*, 2005a). Actualmente se cree que la dorsal de Tehuantepec representa una falla rotacional, (Bravo *et al.*, 2004), que separa la parte de la placa de Cocos que subduce debajo de la de Norteamérica de aquella parte que subduce debajo de la placa del Caribe, aunque la ausencia de sismicidad sugiere que la dorsal no es el producto de deformaciones recientes (Manea *et al.*, 2005a).

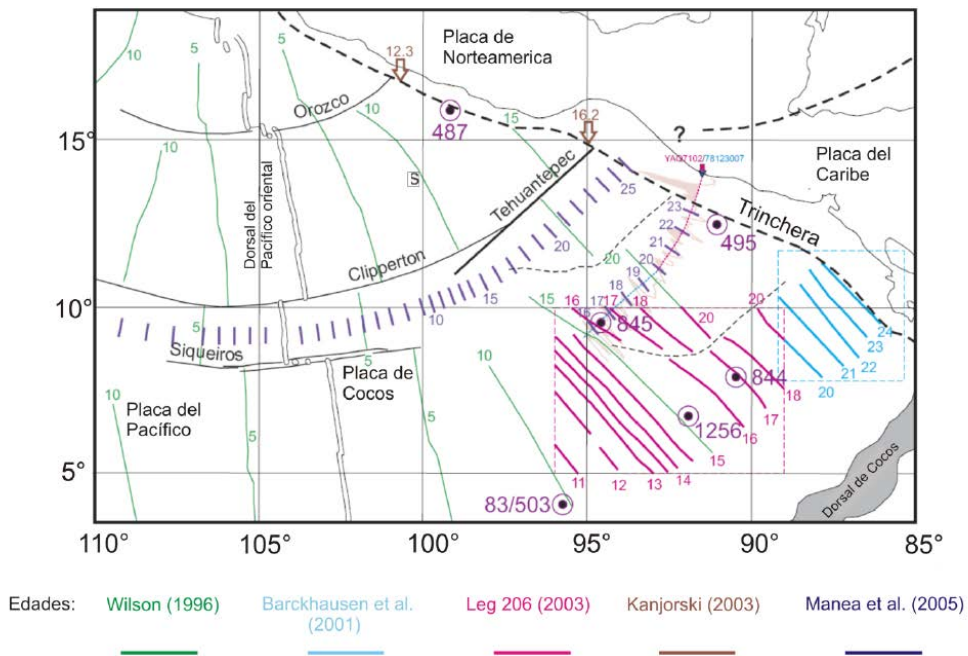


Figura 1.8 Edades del fondo oceánico de acuerdo a distintos autores, los valores de las isócronas están en millones de años. Modificada de Manea *et al.* (2005a).

La edad de la placa de Cocos al norte de la DT está razonablemente bien definida gracias a Wilson (1996), lo mismo es cierto para la cuenca de Guatemala más al sur (*e.g.*, Barckhausen, 2001; Kanjorski, 2003 y Leg 206, 2003). Para la parte inmediatamente al sur de la trinchera no se tenía un modelo adecuado de las edades de la placa hasta Manea *et al.* (2005). La síntesis de todos estos estudios se muestra en la Figura 1.8. Cabe notar en esta figura el claro salto de edades a un lado y al otro de la DT, el consistente envejecimiento de la placa de norte a sur hasta la DT, punto en el cual parece que la edad de la placa que subduce se mantiene relativamente constante a lo largo de la trinchera en la Cuenca de Guatemala.

1.3.3 Fallas de Motagua y Polochic y provincias de fallas laterales e inversas

El sistema de fallas de Motagua-Polochic (FMP) en Guatemala y Chiapas es un rasgo estructural que aflora en superficie de forma obvia y consiste en un sistema de fallas laterales que constituyen el contacto entre las placas del Caribe y de Norteamérica (Molnar y Sykes, 1969). Sin embargo la falla de Motagua no continua hacia el oeste de Guatemala, mientras que la falla de Polochic se pierde en la zona del batolito de Chiapas, lo cual complica la identificación de la porción oeste del contacto entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989). Ambas fallas presentan un movimiento lateral izquierdo aunque no parece haber acuerdo en cuanto al desplazamiento relativo de los bloques, pues se estima que éste puede ser desde solo unos cuantos kilómetros (Anderson *et al.*, 1985) hasta de cerca de 130 km (Deaton y Burkart, 1984). La sismicidad de la zona conlleva a pensar que ambas fallas pueden ser consideradas como activas.



Figura 1.9 Esquema de las fallas de Motagua y Polochic, de las provincias de fallas laterales e inversas y del batolito Chiapaneco. Modificado de Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000).

A lo largo de la Sierra de Chiapas se encuentra una serie de bloques ascendentes y descendentes acotados por fallas laterales que definen lo que se conoce como la provincia de fallas laterales (PFL), Figura 1.9. Esta provincia tiene alrededor de 350 km de largo por 100 km de ancho; en su parte oriental se observa que la mayoría de las fallas transcurrentes tienen un rumbo este-oeste, mientras que hacia el oeste tiene un rumbo de N50°W (Meneses-Rocha, 1985). Mediante los mecanismos focales calculados por Guzmán-Speziale *et al.* (1989), se ha establecido que estas fallas tienen desplazamiento izquierdo aunque no existe consenso acerca de la magnitud del desplazamiento. Esta provincia tiene nueve grandes fallas de las cuales las mayores son la falla de Tecpatán-Ocosingo, la falla de Malpaso y la falla de Telestaquín-San Cristóbal, todas con longitudes

de entre 120 y 170 km. Al noreste de esta provincia se encuentra la provincia de fallas inversas (PFI), que ocupa la parte oriental de la Sierra Madre de Chiapas y la parte norte-central de Guatemala. Está formada por anticlinales largos y angostos truncados en sus flancos por fallas inversas que impiden visualizar el correspondiente sinclinal (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). En esta zona afloran carbonatos del Cretácico Tardío en las crestas, mientras que rocas de origen terrígeno y de edades desde el Paleógeno hasta el Mioceno cubren la superficie de los sinclinales, esto sugiere que el plegamiento y fallamiento sucedieron hacia el Mioceno, esto es similar a la edad sugerida para el fallamiento de la provincia de fallas laterales.

1.4 Estudios sismológicos

Se han llevado a cabo diversos estudios con el fin de determinar la distribución de velocidades de la corteza y del manto superior abajo de México. Algunos de estos trabajos han propuesto modelos de velocidades de propagación de las ondas superficiales zonas grandes (e.g., Fix, 1975; Gomberg *et al.*, 1988, Van der Lee y Nolet, 1997; Vdovin *et al.*, 1999). Otros se han centrado en proponer modelos regionales de velocidades para diversas zonas localizadas en el país (e.g., Valdés *et al.*, 1986; Campillo *et al.*, 1996; Iglesias *et al.*, 2001). A continuación se resumen algunos de ellos.

Fix (1975) analizó la estructura cortical promedio del país, desde Chiapas hasta el norte de México, invirtiendo curvas de dispersión de ondas superficiales obtenidas a partir de eventos localizados en Chiapas y registrados en estaciones de Arizona. Valdés *et al.* (1986), a partir de datos de refracción sísmica obtenidos en un perfil desde el norte de Puebla hasta Oaxaca, analizaron la estructura cortical de la región. El resultado de este trabajo se muestra en la Figura 1.10.

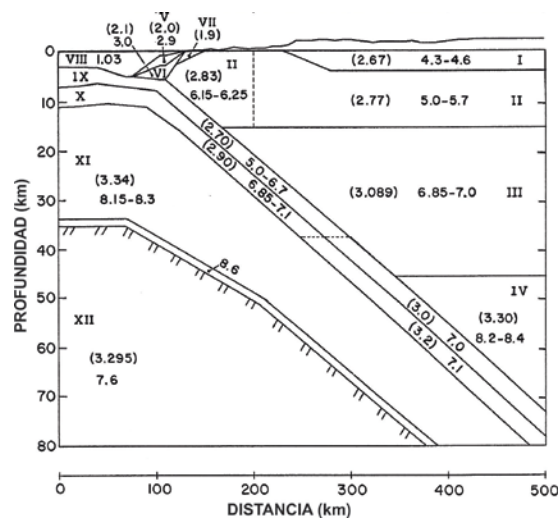


Figura 1.10 Modelo de velocidades producto del estudio de Valdés *et al.* (1986), en el que se indican las velocidades de ondas P (km/s) y las densidades (g/cm^3). Modificada de Valdés *et al.* (1986).

En un estudio de las réplicas del evento de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$), Valdés y Meyer (1996) delinearon una estructura de velocidades de las ondas P y S entre Petatlán, Guerrero, y la Ciudad de México. A partir de registros regionales, Gomberg *et al.* (1988) obtuvieron curvas de dispersión de velocidad de fase, las cuales invirtieron para obtener un modelo de velocidades de la meseta central mexicana.

Campillo *et al.* (1989, 1996) propusieron un modelo de velocidades promedio entre la costa de Guerrero y la Ciudad de México. El modelo de corteza de capas de Campillo *et al.* (1996), se obtuvo a partir de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de grupo para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh (Figura 1.11).

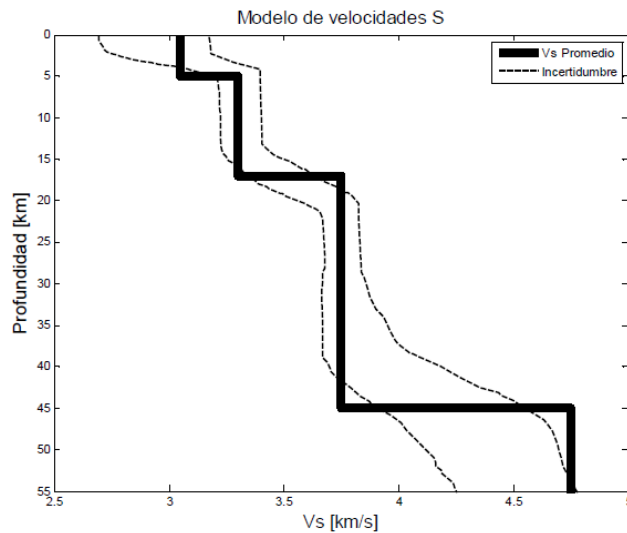


Figura 1.11 Modelo de velocidades S propuesto por Campillo *et al.* (1996). La corteza media se encuentra bien definida (Capa 1 y 2, 5 – 30 km).

Shapiro *et al.* (1997) analizaron registros obtenidos en una red temporal de estaciones alineadas en el Cinturón Volcánico Mexicano, y determinaron la estructura cortical somera de la zona. En otro estudio que se llevó a cabo en la zona del Istmo por Rebollar *et al.* (1999), se utilizó una red portátil para determinar la geometría de la zona de Wadati-Benioff y como resultado, se validaron las conclusiones de Pardo y Suárez (1995). Un punto interesante de este estudio es que se determinó el espesor del Moho en el Istmo en 43 km.

A través de la inversión de funciones receptor en una estación localizada en la Ciudad de México, Cruz-Atienza (2000) determinó un modelo local de corteza terrestre que incluye una capa pequeña de muy baja velocidad con respecto de los modelos promedio obtenidos previamente (Figura 1.12).

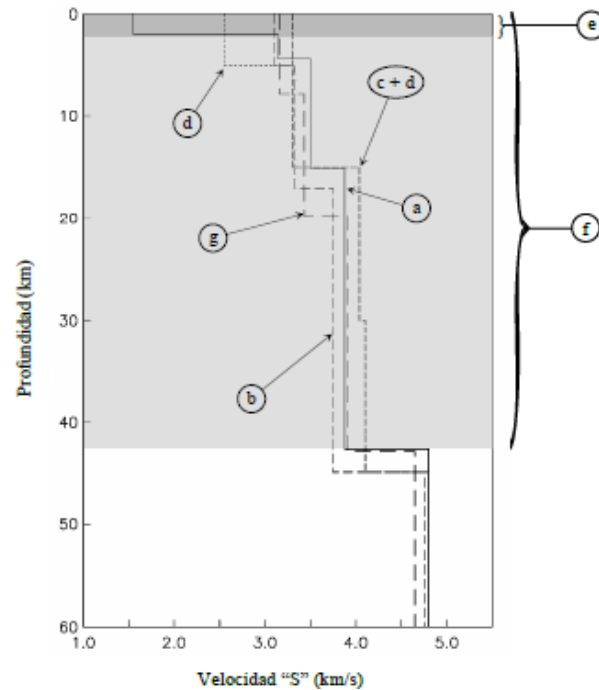


Figura 1.12 Modelos de corteza propuestos para la parte central de México: a) Cruz-Atienza, 2000; b) Campillo *et al.*, 1996; c) Campillo *et al.*, 1989; d) Valdés *et al.*, 1986; e) Shapiro *et al.*, 1997; f) Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; g) Iglesias-Mendoza, 2000.

Utilizando catorce sismos de subducción, Iglesias *et al.* (2001) invirtieron curvas de dispersión de velocidad de grupo apiladas para dos trayectorias en el centro-sur de México, una de ellas es semi-paralela a la costa y la otra completamente perpendicular. Ellos encontraron fuertes diferencias en la estructura de velocidad asociadas a ambas trayectorias, sobre todo en los parámetros de la capa más somera y en la localización del Moho, que pueden ser explicadas debido a que la primera trayectoria atraviesa el terreno tectonoestratigráfico “Guerrero” y la segunda el “Oaxaca”. A su vez, Zhang *et al.* (2007) utilizaron datos de la red NARS para determinar valores de velocidad de fase entre pares de estaciones y de esta manera construyeron imágenes tomográficas de velocidad de fase. Así mismo, Persaud *et al.* (2007) utilizaron funciones de receptor calculadas para registros telesísmicos, de la misma red de NARS, para determinar el espesor de la corteza terrestre.

En un trabajo para observar la placa subducida de Cocos utilizando datos del arreglo de estaciones MASE, Pérez-Campos *et al.* (2008) analizaron funciones receptor y encontraron que esta placa subduce horizontalmente en el centro de México, hasta una distancia de 250 km desde la trinchera y parece estar desacoplada de la corteza continental por una zona de baja velocidad. Alternativamente, Husker y Davis (2009) realizaron una tomografía de ondas P para mapear la placa de Cocos en la zona central de México. De los resultados que obtuvieron en ese estudio, se conoce que al sur de la FVTM (antes de la

ciudad de México), dicha placa se hunde bajo el manto con un ángulo aproximado de 75° hasta una profundidad de 500 km, y desde la trinchera, a unos 400 km de distancia.

Espíndola-Castro (2009) estimó la profundidad del Moho utilizando estaciones de la red sísmica de banda ancha en cinco regiones que denominó Costa, Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), Golfo, Norte y Sureste. Las profundidades mínima y máxima del Moho que observó corresponden a las regiones Costa y FVTM respectivamente (~30 y 40 km).

En su trabajo realizado por medio de funciones receptor, Zamora-Camacho *et al.* (2010) determinaron que el espesor de la corteza en el Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT) varía entre 28 y 34 km. También observaron que las funciones receptor en una estación sugiere una segunda interface a una profundidad de 10 km.

A través de mediciones de dispersión de ondas superficiales de sismos regionales registrados en el arreglo MASE, Iglesias *et al.* (2010) estimaron la velocidad de las ondas en la corteza bajo el México central y a lo largo del perfil del experimento y obtuvieron una inversión tomográfica y un modelo de velocidades en 2-D. Los resultados muestran grandes diferencias, especialmente en la corteza inferior, entre las regiones del trasarco, arco volcánico y antearco; también muestran una zona de baja velocidad bien definida bajo la parte activa de la FVTM que sugiere la presencia de una cuña del manto.

Por su parte, Melgar y Pérez-Campos (2011) utilizaron datos telesísmicos a lo largo de un transecto denominado VEOX (por la línea sísmica Veracruz-Oaxaca) y obtuvieron funciones receptor que apilaron para determinar la topografía del Moho y visualizar la geometría de la placa subducida debajo del Istmo de Tehuantepec. En sus resultados observaron una dependencia del espesor del Moho con el azimut inverso a lo largo del transecto, particularmente debajo del CVLT.

En un estudio de estructura cortical en el arreglo VEOX, Kim *et al.* (2011) han propuesto la existencia de una placa subducida que buza hacia el suroeste de México. La principal evidencia surge de una imagen obtenida de funciones receptor a lo largo de la línea sísmica a través del Istmo de Tehuantepec y también está soportado por un modelo tomográfico previo (Li *et al.*, 2008).

A partir de datos sísmicos continuos de una recientemente disponible red de estaciones de banda en México y América Central, Gaité *et al.* (2012) obtuvieron mapas de velocidad de grupo y de fase del modo fundamental de ondas Rayleigh para la región. La inversión tomográfica de las mediciones de dispersión obtenidas se llevaron a cabo en una

cuadrícula de $1^\circ \times 1^\circ$, que tuvo como resultado mapas con una resolución mejor a 250 km en aquellas regiones bien muestreadas del modelo.

En lo que se refiere al sur de México, la sismicidad muestra dos bandas paralelas a la trinchera, donde la primera se distribuye a lo largo de la costa y corresponde al contacto sismogénico interplaca. La geometría de esta zona somera (< 30 km) es constante, donde inicialmente subduce con un ángulo de $\sim 10^\circ$ y crece gradualmente a $\sim 25^\circ$ a una profundidad de 30 km con 60 km de ancho. Una vez desacopladas las placas, se observan variaciones laterales en su buzamiento. Pardo y Suárez (1995) no pudieron calcular directamente las curvas de igual profundidad de 80 y 100 km debido a la escasez de eventos sísmicos a distancias mayores a 300 km de la trinchera (Figura 1.13). Estas curvas se obtuvieron siguiendo la tendencia de la placa a profundidades más someras y extrapolando su localización de regiones donde la sismicidad está bien definida, con lo que finalmente encontraron que estas curvas se localizan en el frente sur de la FVTM.

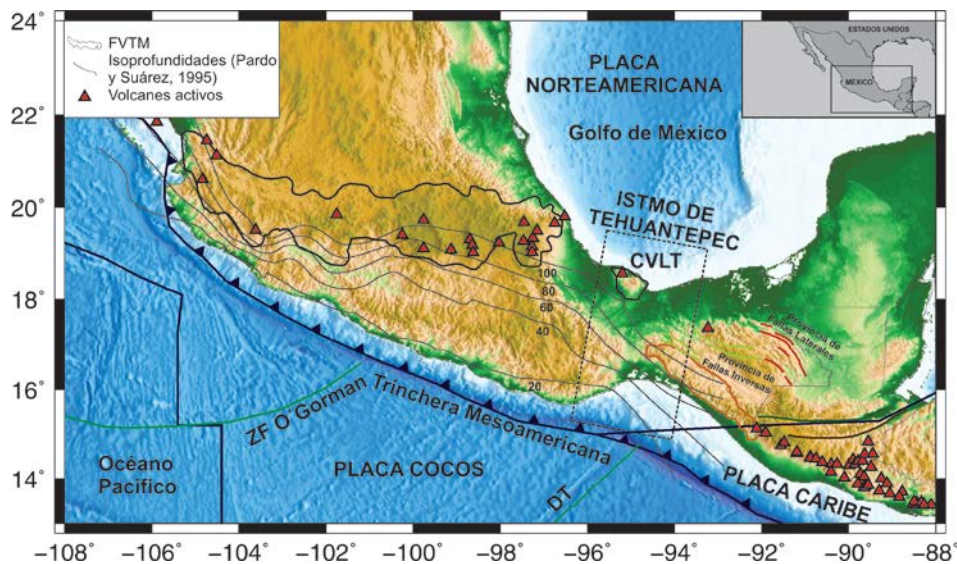


Figura 1.13 Mapa con los principales rasgos tectónicos de la zona de estudio donde se observan las curvas de isoprofundidades obtenidas por Pardo y Suárez (1995), la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), el Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT), las Provincias de Fallas Laterales e Inversas y los arcos volcánicos en el sureste de México.

En la zona del Golfo de México, por medio de datos estructurales combinados con el análisis de imágenes satelitales y perfiles sísmicos, Andreani *et al.* (2008) encontraron evidencias de un deslizamiento lateral-izquierdo a lo largo del bloque del sur de México. Esta falla afecta a la cuenca de Veracruz y se extiende hasta el Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT), que es el principal alineamiento volcánico que se ubica a lo largo de esta falla.

CAPÍTULO II

RUIDO SÍSMICO

2.1.1 Antecedentes

A mediados de siglo XX se desarrolla la demostración teórica y experimental de la relación entre campos difusos y la respuesta del medio entre dos receptores. Esta demostración se realiza inicialmente en campos de la física browniana (*e.g.*, Einstein, 1905; Kos y Littlewood, 2004), la heliosismología (*e.g.*, Duvall *et al.*, 1993) y la acústica (*e.g.*, Weaver y Lobkis, 2001; Derode *et al.*, 2003; Larose *et al.*, 2004; Malcom y Scales, 2004; Roux y Kuperman, 2004).

El concepto de campo difuso deriva de la acústica y se basa en tres condiciones (Mulargia, 2012):

1. El campo de ondas es un campo de ruido, *i.e.*, las fases de onda son aleatorias.
2. Las ondas inciden desde todas las direcciones con la misma intensidad, *i.e.*, el campo es azimutalmente isótropo.
3. La amplitud de la onda es la misma en cualquier punto del dominio espacial, *i.e.*, el campo de ondas es espacialmente homogéneo a escala local.

En sismología, los primeros estudios de aplicación de campos difusos para extraer información de la estructura de velocidad del medio se remontan a datos de redes analógicas y se basan en la correlación espacial de ondas de coda (*e.g.*, Aki, 1957). La autocorrelación espacial -SPAC- (SPatial AutoCorrelation) es el antecedente del método de correlación temporal de campos aleatorios para obtener la respuesta del medio entre los receptores. De hecho, las soluciones analíticas del método SPAC y las correlaciones temporales de ruido sísmico son idénticas en algunos casos, y las teorías de ambos métodos equivalentes (Tsai y Moschetti, 2010).

La correlación temporal de campos aleatorios se aplicó primeramente con ondas de coda de registros de terremotos (*e.g.*, Campillo y Paul, 2003) y más adelante, con registros de ruido ambiental (Shapiro y Campillo, 2004). Este último estudio demuestra experimentalmente la posibilidad de obtener ondas de Rayleigh propagadas entre los sensores a partir de la correlación de ruido sísmico. Por su parte, Lin *et al.* (2008) demostraron que se pueden extraer ondas de Love de la correlación de componentes horizontales de registros de ruido.

2.1.2 Fundamento teórico

Diversos desarrollos teóricos establecen que, en el caso particular de una distribución espacial completamente aleatoria de fuentes de ruido, la correlación cruzada de la señal temporal registrada en dos estaciones converge a la función de Green completa del medio entre ellos, incluyendo las ondas directas, el *scattering* y todas las reflexiones (Weaver, 2005; Gouédard *et al.*, 2008).

La correlación cruzada $C(\tau)$ es una medida cuantitativa de la semejanza entre dos series temporales $f(t)$ y $g(t)$ y está definida por la ecuación:

$$C(\tau) = (f(t) * g(t)) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt, \quad (2.1)$$

donde t es el tiempo, τ es el tiempo que se desplaza la función $g(t)$ en relación a $f(t)$. El tiempo τ se suele nombrar con el término inglés *lag time*.

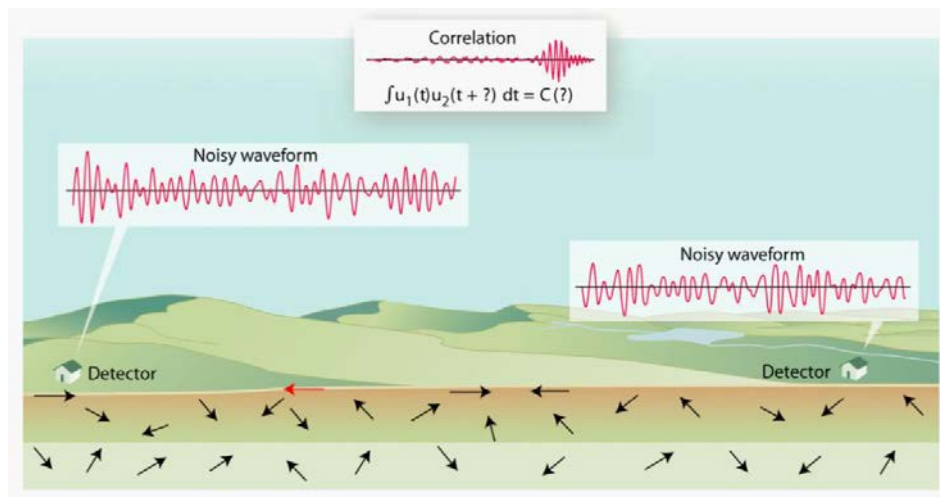


Figura 2.1 Esquema de campo de ondas aleatorio en la Tierra (representado por flechas negras) y su registro en dos receptores. Se muestra también un rayo que ocasionalmente pasa por ambos sensores (flecha roja). Como resultado, las señales registradas en ambos sensores están levemente correlacionadas. Tomada de Weaver (2005).

La Transformada de Fourier (TF) de una función permite cambiar una función del dominio del tiempo, al dominio de la frecuencia. Así, la TF de una función temporal $f(t)$ definida según la Ecuación 2.1 se puede expresar:

$$TF[f(t)] = F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{i\omega t} dt = |F(\omega)|\exp(i\phi(\omega)), \quad (2.2)$$

donde ω es la frecuencia angular, definida por $\omega = 2\pi f$, $|F(\omega)|$ es la amplitud espectral y $i\phi(\omega)$ es la fase. En el dominio de la frecuencia, la correlación cruzada de dos funciones es el producto de la transformada de Fourier de una serie temporal $f(t)$ por el complejo conjugado de la transformada de la otra $g(t)$. Así, la transformada de Fourier de la correlación en la Ecuación 2.1 es:

$$TF[C(\tau)] = C(\omega) = F(\omega) \cdot G^*(\omega). \quad (2.3)$$

Es usual que las correlaciones se calculen en el dominio de la frecuencia en vez de en el dominio del tiempo para reducir el tiempo de cálculo.

La función de Green $G(r, t)$ se define como la respuesta del medio a una fuerza impulsiva. El conocimiento de la función de Green del medio permite predecir el comportamiento del suelo ante diferentes perturbaciones. La correlación de registros generados por fuentes independientes entre sí, esto es, no relacionadas entre ellas, es proporcional a la función de Green del medio entre receptores (Wapenaar, 2004) y se puede expresar:

$$C(t) = G(r_B, r_A, t) + G(r_B, r_A, -t) \propto \langle p(r_B, t) * p(r_A, -t) \rangle, \quad (2.4)$$

donde $G(r_B, r_A, t)$ es la función de Green del medio entre los puntos r_A y r_B (Figura 2.2) y $p(r, t)$ es la función del campo de ondas en una posición r y tiempo t .

Mediante la correlación cruzada de trazas de ruido sísmico registradas en dos receptores en superficie, se puede construir el campo de ondas que registraría uno de los sensores como si hubiera una fuente en el otro sensor (Rickett y Claerbout, 1999). Según esto, dada una red de sensores sísmicos en superficie se puede correlacionar el ruido registrado en cada sensor y utilizar las correlaciones entre pares de sensores como si cada uno de ellos fuera una fuente virtual (Figura 2.3).

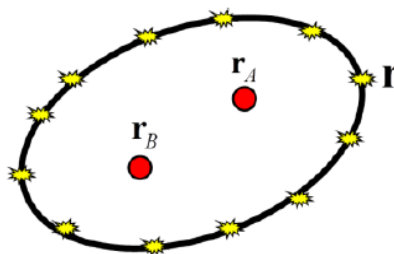


Figura 2.2 Esquema de fuentes emisoras (símbolos amarillos) en torno a dos receptores (círculos rojos) situados en r_A y r_B .

Las demostraciones teóricas de la existencia de una relación entre la correlación cruzada de series temporales registradas en dos puntos y la función de Green del medio entre ellos implican el cumplimiento de ciertas condiciones del campo de ondas y del medio en el que se propaga.

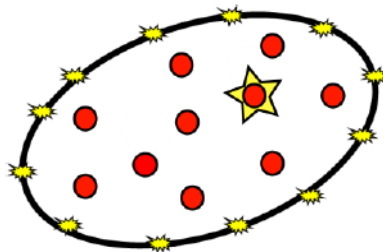


Figura 2.3 Esquema de fuentes emisoras en torno a varios receptores en el que uno actúa de fuente virtual (estrella amarilla). Los símbolos amarillos representan fuentes emisoras y los círculos rojos receptores.

La premisa en relación al campo de ondas que se estableció en los primeros desarrollos teóricos, es la consideración de un campo difuso (*e.g.*, Lobkis y Weaver, 2001). En estudios posteriores se ha demostrado que la relación correlación-función de Green se cumple bajo condiciones menos restrictivas que la de campo difuso, como en el caso de campos de ondas con flujo de energía isótropo (*e.g.*, Snieder, 2004; Sánchez-Sesma y Campillo, 2006; Sánchez-Sesma *et al.*, 2006).

Además, las condiciones necesarias que ha de cumplir el medio son la invariabilidad al revertir el tiempo y la reciprocidad entre emisor-receptor, según los primeros estudios teóricos. En este aspecto, nuevos estudios han comprobado que se obtiene la función de Green a partir de correlaciones de ruido bajo condiciones menos restrictivas que las impuestas en los estudios teóricos iniciales. Por ejemplo, la condición de un medio sin pérdidas se ha generalizado a sistemas con atenuación y a fluidos en movimiento (Wapenaar *et al.*, 2006). Estos dos sistemas son medios en los que se incumple la invariabilidad al revertir el tiempo y la reciprocidad entre emisor-receptor, respectivamente.

2.1.3 Ruido sísmico y las ondas superficiales

El ruido sísmico no es un campo de ondas azimutalmente isótropo (Mulargia, 2012), hecho evidenciado en la asimetría de las correlaciones de ruido sísmico (Figura 2.4). Según esto, el ruido sísmico no cumple las condiciones bajo las que los estudios teóricos relacionan las correlaciones con la función de Green del medio. A pesar de esto, los resultados experimentales obtienen información de la función de Green del medio a partir de las correlaciones de ruido. Existen varios estudios teóricos y experimentales que cuantifican el error cometido en las medidas realizadas en situaciones no ideales según la teoría (*e.g.*,

Stehly *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2008; Yang y Ritzwoller, 2008; Tsai, 2009; Harmon *et al.*, 2010).

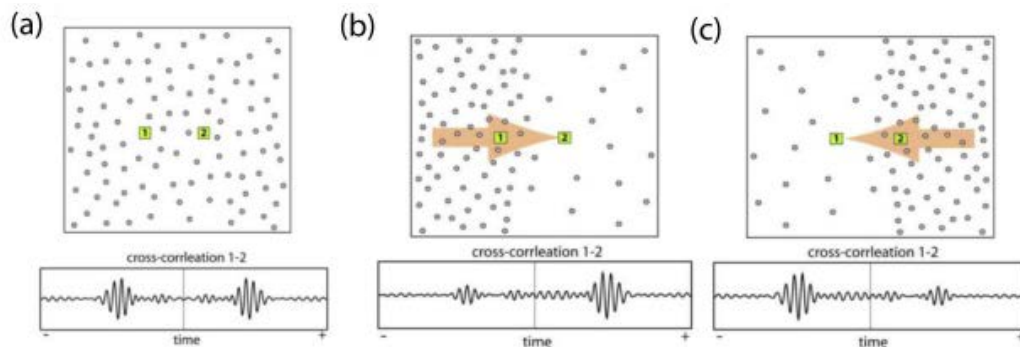


Figura 2.4 Esquema que ilustra el efecto de una distribución inhomogénea de fuentes de ruido en la simetría de las correlaciones. (a) Distribución homogénea e isotrópica de fuentes de ruido (puntos) y correlación simétrica entre los registros de 1 y 2. (b) y (c) Distribuciones inhomogénea y anisotrópica de fuentes de ruido y correlaciones entre los registros de 1 y 2. En estos dos casos las correlaciones son asimétricas, pero con tiempos de llegada simétricos (Tomada de Gaité, 2013).

En general el ruido sísmico no representa un caso ideal de campo de ondas isotrópico para obtener la función de Green completa del medio, pero hay varias características que lo hacen válido para obtenerla parcialmente y en concreto, la parte correspondiente al modo fundamental de las ondas superficiales.

Una de las características es que la mayor parte de las fuentes de generación del ruido sísmico están cerca de la superficie (*e.g.*, Snieder, 2004; Kedar *et al.*, 2008). Esto hace que esté compuesto principalmente por ondas superficiales, con mayor energía en el modo fundamental. La distribución inhomogénea de la energía entre los modos viola el principio de equipartición. Sin embargo, según el desarrollo teórico de Tsai (2010), en el caso concreto de ondas con periodos entre 5 y 40 s (rango utilizado en estudios de ANT – *Ambient Noise Tomography*- regionales), sólo es necesario el cumplimiento parcial de la equipartición para obtener una relación entre la función de Green y la correlación. Esto significa que es suficiente con que se cumpla en algunos modos, por ejemplo en el modo fundamental. Con esta condición, la distribución de las direcciones de propagación de las ondas no tiene por qué ser completamente isotrópica.

2.2 Datos

El Experimento de Subducción de Meso-América (MASE, por sus siglas en inglés) en México tuvo el objetivo de modelar el comportamiento dinámico de la placa de Cocos debajo de la de Norteamérica y consistió en la instalación de dos arreglos temporales de estaciones sísmicas de banda ancha en diferentes periodos. El primero de ellos, conocido como arreglo MASE, estuvo conformado por 100 estaciones a lo largo de una línea de ~500 km que partió desde Acapulco, Guerrero en el Pacífico; hasta Tempoal, Veracruz;

cerca del Golfo de México, pasando por la Ciudad de México. La operación de estas estaciones inició en diciembre de 2004 y concluyó en mayo de 2007.

La segunda etapa del experimento denominada VEOX (Veracruz-Oaxaca) estuvo conformada por 46 estaciones temporales que se instalaron a lo largo de un perfil de 300 km de longitud ubicado entre San Mateo del Mar, Oaxaca en la costa del Pacífico y Monte Pío, Veracruz en la costa del Golfo de México. De la red sísmica permanente de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional, se utilizaron los datos de estaciones ubicadas en los estados de Veracruz, Oaxaca, Chiapas, Puebla, Hidalgo, Morelos, Guerrero y la Ciudad de México (Figura 2.5).

Para la operación de este arreglo temporal de banda ancha, se buscó que las estaciones tuvieran una separación aproximada de 5 km y que formaran, en la medida de lo posible, una línea recta. Esto se logró en buena medida dado que el perfil se instaló siguiendo la trayectoria de la carretera trans-ístmica que atraviesa el Istmo de Tehuantepec. Las estaciones estuvieron instaladas en el periodo comprendido entre julio del 2007 y marzo del 2009. Complementarias a este perfil y con apoyo del proyecto CONACYT J51566-F, se instalaron dos estaciones fuera de la línea, una en Tuxtepec, Oaxaca, y la otra en Egipto, Chiapas.

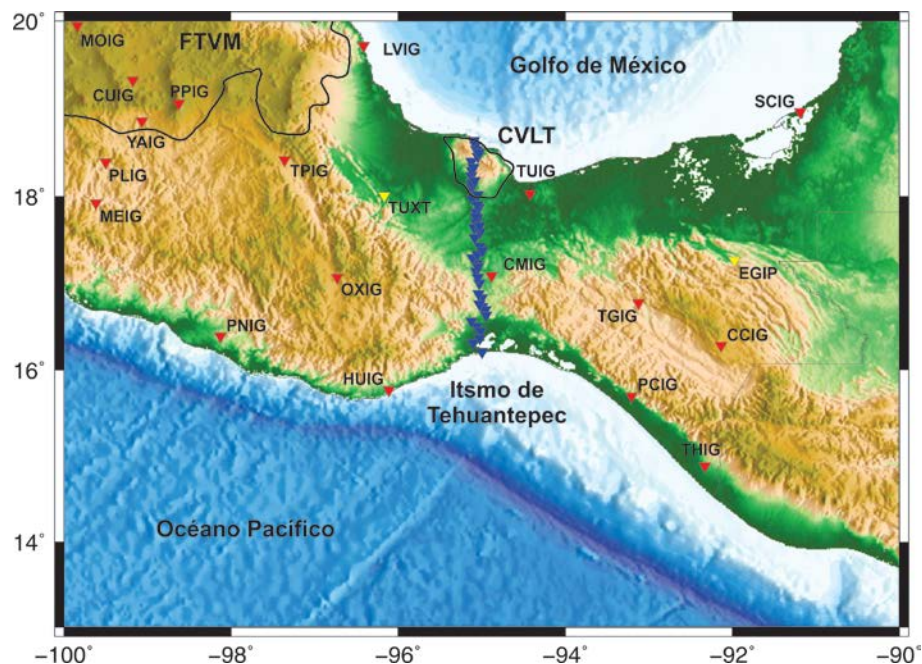


Figura 2.5 Mapa de la ubicación de estaciones sísmicas del arreglo temporal de banda ancha VEOX (triángulos invertidos en azul), del SSN (triángulos invertidos en rojo) y del proyecto CONACYT J51566-F (triángulos invertidos en amarillo), cuyos datos de ruido sísmico se procesaron en el desarrollo del presente estudio.

La instrumentación sísmica del arreglo VEOX consistió en el empleo de sismómetros de banda ancha CMG-3T Guralp Systems, que de acuerdo con su fabricante tienen una respuesta plana en frecuencias entre un máximo de 100 Hz y un límite inferior que en el caso del proyecto MASE fue de 120 s. Para la adquisición de datos se emplearon registradores REFTEK 130-01 de 24 bits de resolución.

2.3. Metodología para el procesamiento de datos de ruido sísmico

2.3.1 Aspectos generales de la extracción de ondas superficiales a partir de registros de ruido sísmico

El mayor contenido del ruido sísmico son ondas superficiales en la banda de periodos de los microsismos (5-25 s), lo que hace que sean fácilmente identificables en las correlaciones. A pesar de que el mayor contenido se encuentra en esa banda de frecuencias, también se han obtenido ondas superficiales desde 0.2 s (*e.g.*, Renalier *et al.*, 2010) hasta 50 s de periodo (*e.g.*, Bensen *et al.*, 2007; y múltiples estudios posteriores a escala regional) a partir de correlaciones. Bensen *et al.* (2007) describen un procedimiento para el procesamiento de datos de ruido ambiental que se divide en cuatro fases principales, las cuales se aplican estrictamente en el siguiente orden:

1. Preparación de datos de estaciones individuales
2. Correlación cruzada y apilamiento temporal
3. Medición de curvas de dispersión y
4. Control de calidad, incluyendo análisis de error y la selección de mediciones aceptables.

Estos pasos se muestran esquemáticamente en la Figura 2.6.

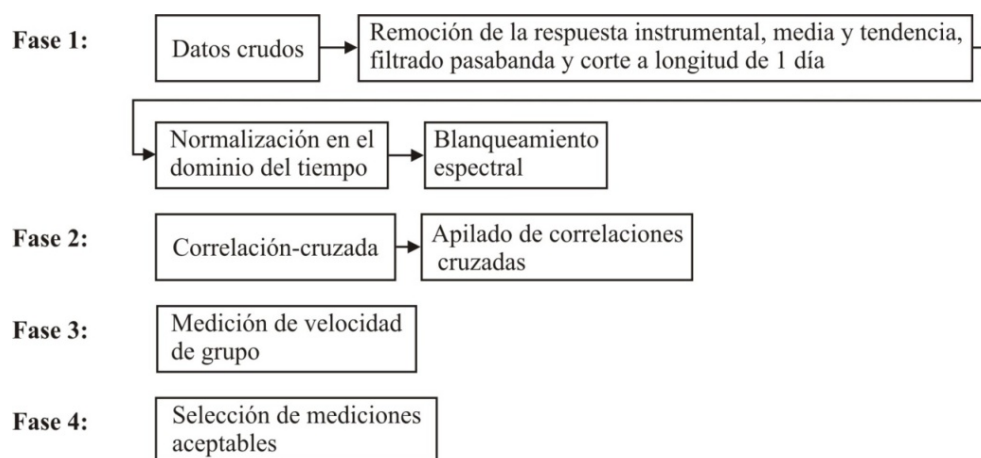


Figura 2.6 Representación esquemática del procesamiento de datos de ruido sísmico (Modificada de Bensen *et al.*, 2007).

Después que se completa el procesamiento de datos, se puede continuar con la tomografía para los mapas de velocidad de grupo o fase (*e.g.*, Yang *et al.*, 2007) y la inversión para un modelo v_s (*e.g.*, Cho *et al.*, 2007; Lin *et al.*, 2007). Los procedimientos que se discuten a continuación se aplican exclusivamente a ondas de Rayleigh, pero han surgido estudios a partir de ondas de Love (*e.g.*, Cho *et al.*, 2007).

2.3.2 Preparación de datos individuales

Los primeros pasos que se realizan con las series de tiempo por día que se tienen de cada una de las estaciones sísmicas, son remover la respuesta del instrumento, la media y la tendencia; así como la aplicación de un filtrado pasabanda en las frecuencias de interés (5-50 s). Posteriormente, el objetivo principal del procesado previo a la correlación es homogeneizar la amplitud del registro para evitar señales de gran amplitud (*e.g.*, sismos, picos) que influyen en la correlación obtenida ocultando señales coherentes de menor amplitud (*e.g.*, el ruido microsísmico). Para tal efecto, se normaliza el registro de ruido en el dominio del tiempo y de la frecuencia (*whitening*). En este trabajo, los datos de la componente vertical se han procesado siguiendo el método de Bensen *et al.* (2007).

Normalización temporal

La normalización temporal (normalización en el dominio del tiempo o temporización normal), es un procedimiento para reducir el efecto sobre las correlaciones cruzadas de los sismos, irregularidades instrumentales y las fuentes de ruido no estacionarias cercanas a las estaciones, enmascarando la contribución de señales coherentes de menor amplitud. En el dominio de tiempo, las señales con energía dominante son principalmente sismos. Existen varios métodos para realizar la normalización temporal como los son: utilizar la coherencia en vez de la correlación en el cálculo de la semejanza de los registros de ruido (*e.g.*, Prieto *et al.*, 2009), calcular la correlación con coherencia de la fase (*e.g.*, Schimmel *et al.*, 2010), o seleccionar los datos libres de amplitudes dominantes (*e.g.*, Groos *et al.*, 2012).

La idea principal de evitar la normalización temporal es influir lo mínimo posible en la forma de onda, más que eliminar un paso del procesado de la señal. La normalización temporal modifica la amplitud de la onda y esto limita el uso que se puede hacer de ella. La coherencia de señales conserva la amplitud de la onda, es por lo que esta técnica se utiliza en estudios de atenuación (*e.g.*, Prieto *et al.*, 2009). En medidas de velocidad no es necesaria la conservación de la amplitud y según los resultados de Schimmel *et al.* (2010), si la correlación no tiene en cuenta la coherencia de la fase, es necesario normalizar en el dominio de tiempo para obtener una correlación estable. Por estos dos motivos, en este trabajo los registros continuos de ruido se normalizan en el dominio temporal. Bensen *et*

al. (2007) consideran cinco métodos diferentes de normalización temporal para identificar y remover automáticamente los sismos y otros contaminantes de los datos sísmicos de las formas de onda. A continuación se describen brevemente.

El primer método y más agresivo se denomina normalización de ‘un bit’, el cual solo retiene el signo de la señal cruda al reemplazar todas las amplitudes positivas a un valor de 1 y las negativas con un valor de amplitud -1. Se ha demostrado que método incrementa la relación señal a ruido (SNR) cuando se emplea en experimentos acústicos en laboratorio (Larose *et al.*, 2004) y se le ha utilizado en estudios sísmicos pioneros con codas de ondas y ruido ambiental (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004; Shapiro *et al.*, 2005; Yao *et al.*, 2006).

En el segundo, empleado por Sabra *et al.* (2005a), se involucra la aplicación de un umbral de recorte igual a la amplitud rms de la señal para determinado día.

Para el tercer método, se requiere la detección automática del evento y su eliminación al ajustar a cero 30 minutos de la forma de onda si su amplitud está por encima del umbral crítico. Este umbral es arbitrario y su elección se dificulta al variar las amplitudes en las diferentes estaciones.

El cuarto se denomina *running-absolute-mean* y se realiza del modo que se ilustra en la Figura 2.7. El registro continuo (a) se filtra en la banda de frecuencias dominante en la sismicidad de la zona (b). El peso de normalización se calcula como la media del valor absoluto del registro filtrado en el centro de una ventana (c). La ventana se desplaza a lo largo de todo el registro. El registro normalizado resulta de dividir el original por el peso calculado en cada punto (e). La banda de frecuencias del filtro se elige según las características de la sismicidad de la región, es decir, se filtra entre las frecuencias que contienen las fases más energéticas de ondas superficiales provocadas por sismos para ponderar la normalización de estas fases.

Dada una serie temporal discreta d_j , el peso para cada muestra (n) se calcula con la ecuación:

$$w_n = \frac{1}{2N + 1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |\hat{d}_j|, \quad (2.5)$$

donde \hat{d}_j es la serie temporal filtrada, por tanto los datos normalizados están dados por:

$$\tilde{d} = d_n/w_n. \quad (2.6)$$

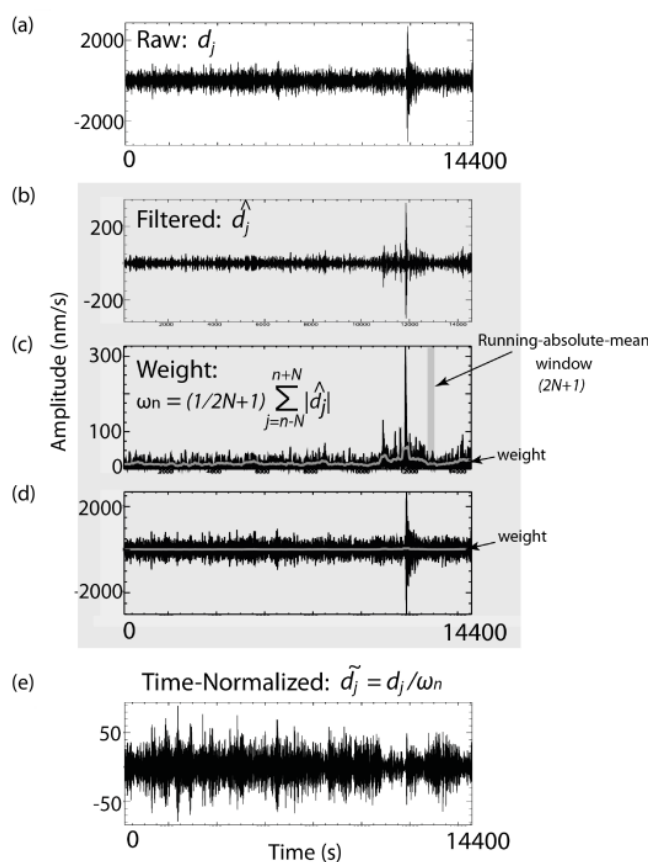


Figura 2.7 Esquema de normalización temporal utilizando *running-absolute-mean*. (a) 4 horas de registro sísmico continuo. (b) Registro filtrado en la banda de la sismicidad de la región. (c) Valor absoluto del registro filtrado en el que se calcula el peso en diferentes ventanas móviles a lo largo del registro con anchura $2N+1$. La línea gris indica el peso calculado. (d) Registro original (línea negra) y su peso de normalización en gris. (e) registro normalizado.

Por otro lado, la elección del rango de frecuencias del filtro para hallar el peso de normalización varía las amplitudes obtenidas. Además, según los resultados de Bensen *et al.* (2007), si la selección del rango en el que se filtra y calcula el peso de normalización se realiza en la banda de frecuencias en la que se registran los sismos, se evita que las correlaciones contengan ciertas llegadas de señales espurias.

Finalmente, existe un método denominado normalización iterativa “nivel de agua” en el que cualquier amplitud arriba de un múltiplo especificado de la amplitud rms diaria es ponderado. Este procedimiento corre repetidamente hasta que la forma de onda entera se ubica debajo del nivel de agua y constituye el método de normalización temporal más intensivo en el tiempo de los candidatos considerados. En la Figura 2.8 se presenta un ejemplo con los resultados de la aplicación de los métodos antes mencionados.

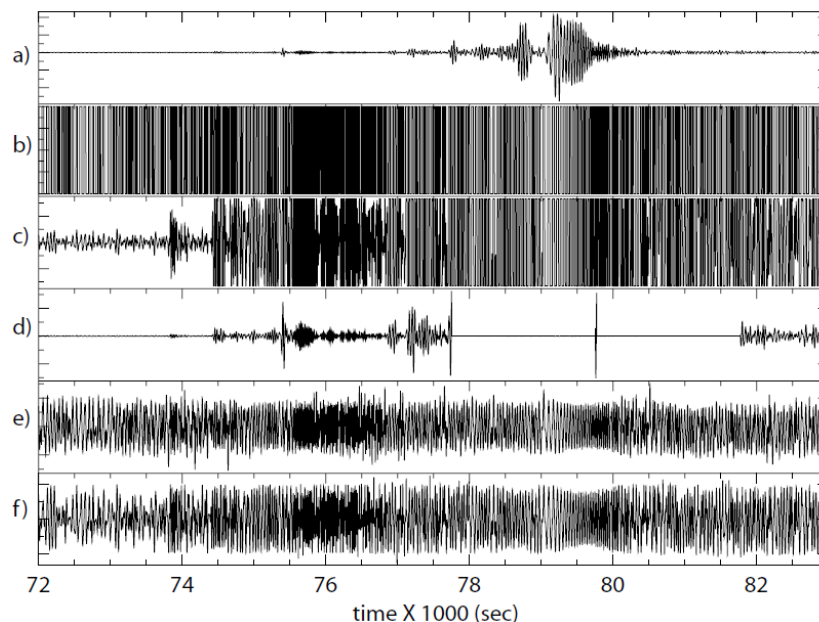


Figure 2.8 Formas de onda que muestran ejemplos de los cinco tipos de normalización en el dominio del tiempo antes descritos. A estos ejemplos se les aplicó un filtrado pasabanda entre los periodos 20 y 100 s para clarificar la contaminación por la señal de los sismos. (a) Datos crudos presentados en una ventana de tiempo de ~ 3 horas que contiene el registro de un evento importante ($M_s = 7.2$, ocurrido en la región de la frontera Afganistán-Tajikistan) correspondiente a la estación ANMO (Albuquerque, NM; USA). (b) Forma de onda resultante de aplicar la normalización de 1-bit. (c) Serie de tiempo recortada, donde el umbral es igual a la amplitud rms de la señal para determinado día. (d) Detección automática y eliminación. (e) Normalización *running-absolute-mean*. (f) Normalización de “nivel de agua”. Tomada de Bensen *et al.* 2007.

Normalización espectral (blanqueo o whitening)

El último proceso individual que se aplica a los datos consiste en la normalización espectral o blanqueamiento de las señales. Dado que la respuesta del ruido ambiental en el dominio de la frecuencia no es espectralmente blanca y crece en periodos muy largos, el blanqueamiento es necesario debido a que da como resultado una respuesta espectral plana en las series de tiempo. Esta normalización suaviza el espectro para evitar que las señales con gran amplitud espectral oculten la información de señales con menor amplitud al obtener la correlación. Las señales con mayor amplitud en el espectro de un registro de ruido sísmico suelen estar en la banda microsísmica en torno a 7 y 15 s y algunos picos a otras frecuencias generados por fuentes de ruido localizadas en lugares concretos de la Tierra (*e.g.*, pico a 26 s cuya fuente ha sido localizada por Shapiro *et al.* (2006), en el Golfo de Guinea, pico a 10 s generado en la isla Kyushu en Japón (Zeng y Ni, 2010).

Las Figuras 2.9 y 2.10 ilustran el proceso de preparación individual de datos (serie de tiempo cruda, además de las normalizadas temporal y espectralmente) de algunas estaciones empleadas en este estudio y la Figura 2.11, los espectros resultantes obtenidos en tres estaciones.

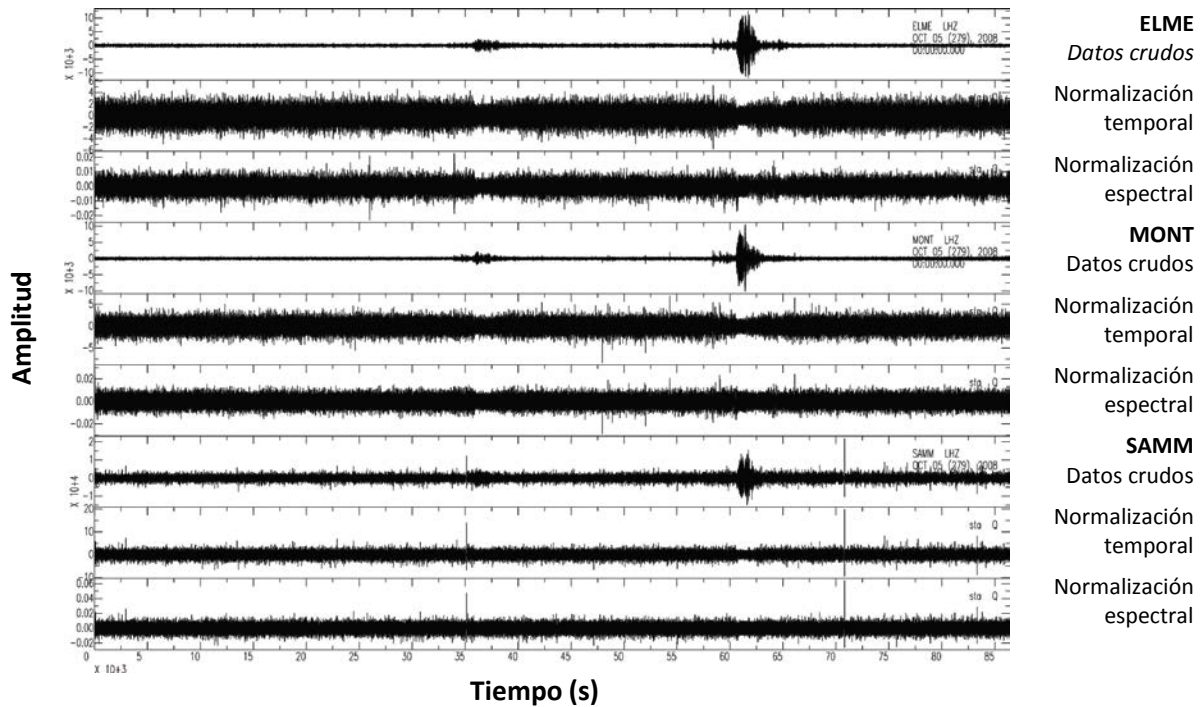


Figura 2.9 Procesamiento individual de datos para tres estaciones del arreglo temporal de banda ancha VEOX. Se pueden apreciar los datos crudos para las estaciones ELME, MONT y SAMP y a continuación, las series de tiempo resultantes de los procesos de normalización temporal y blanqueamiento espectral.

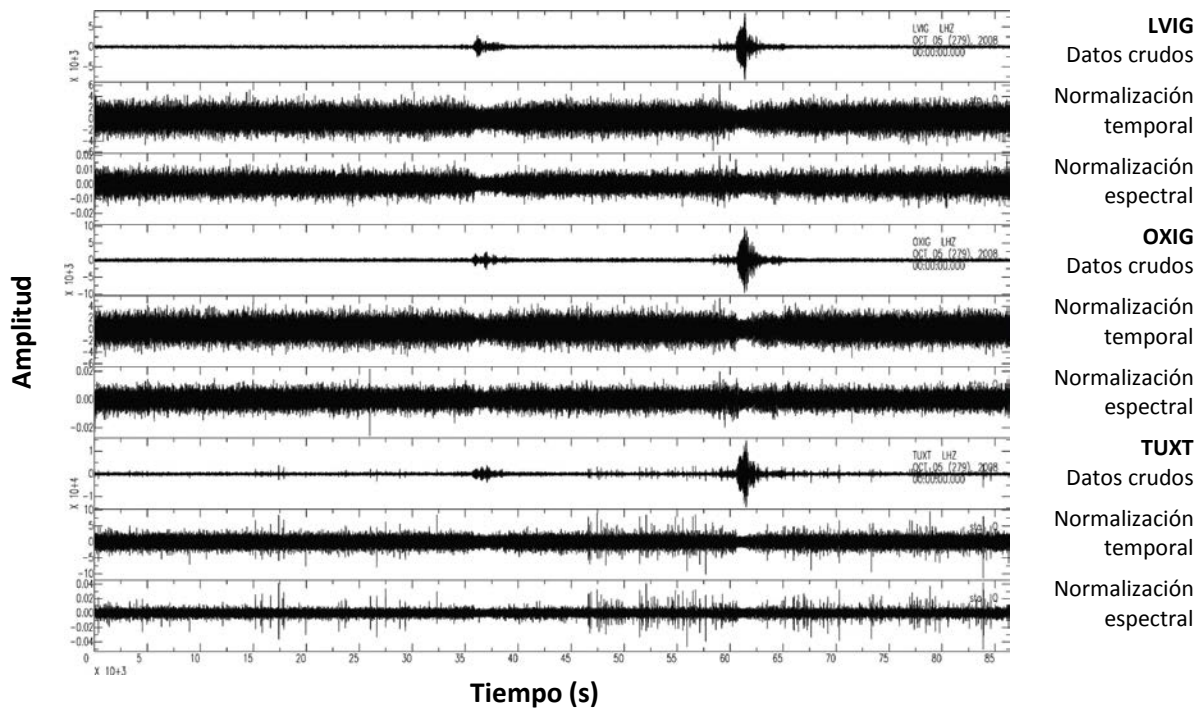


Figura 2.10 Procesamiento individual de datos para dos estaciones del SSN (LVIG y OXIG) y una estación fuera de la línea de VEOX (TUXT). De la misma forma que la figura previa, se aprecian los datos crudos de dichas estaciones y a continuación, las series de tiempo resultantes de los procesos de normalización temporal y blanqueamiento espectral.

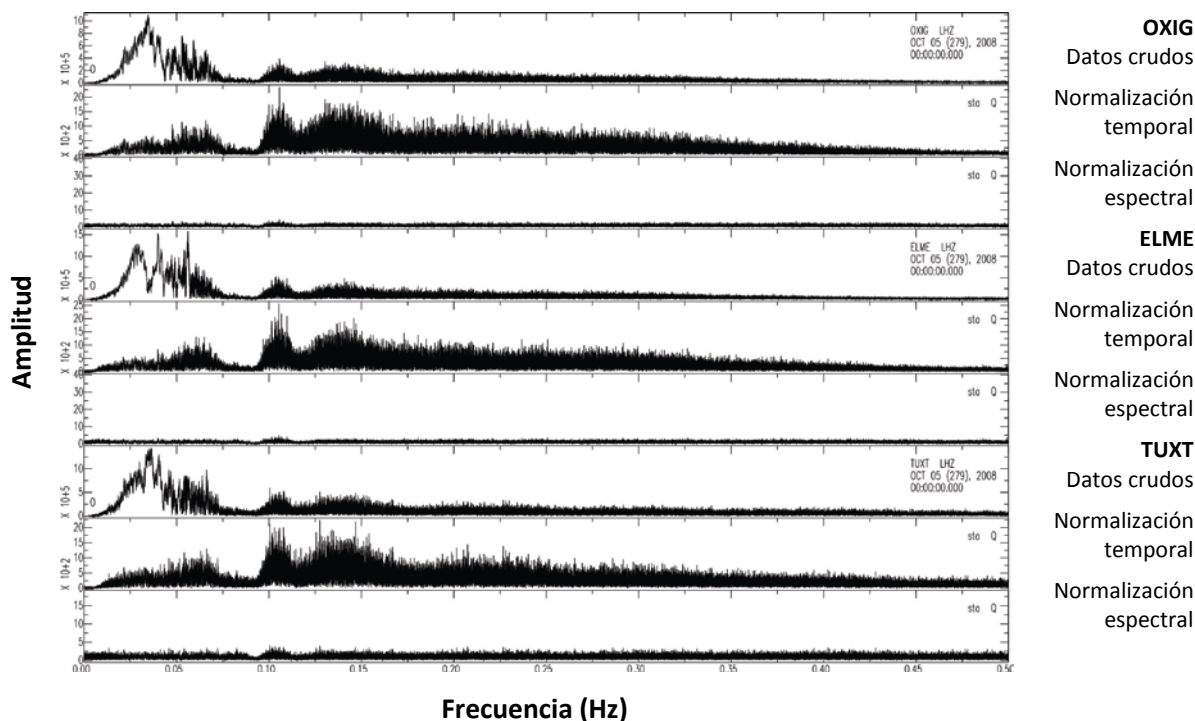


Figura 2.11 Espectros calculados para las estaciones OXIG, ELME y TUXT que incluyen las series de tiempo correspondientes a los datos crudos, normalización temporal y blanqueamiento espectral respectivamente.

2.3.3 Cálculo de correlaciones cruzadas de ruido sísmico

La correlación es una medida de la semejanza entre dos funciones. La correlación de ruido sísmico registrado en dos sensores contiene trenes de ondas superficiales con tiempos de llegada correspondientes a la propagación de ondas por el medio entre ambos receptores (Shapiro y Campillo, 2004).

Cálculo de correlaciones

De una forma simplificada, las correlaciones cruzadas de ruido ambiental se pueden representar como una herramienta para la detección de ondas las cuales en su viaje se desplazan a ambas posiciones de los sensores. La correlación cruzada identifica estas ondas como una función de *lag time*, la cual es el tiempo de viaje de un sensor a otro. La presencia de un número significativo de ondas que viajan a través de la misma trayectoria entre dos estaciones y que pueden tener diferentes formas de onda, lleva a contribuciones constructivas en la correlación cruzada en un intervalo de tiempo dado. Los detalles de la forma de onda se pierden por la correlación cruzada y las señales se acumulan, lo cual puede interpretarse que es debido a las ondas que se generan por una fuente impulsiva en una de las ubicaciones de los receptores.

La correlación (Ecuación 2.1) está compuesta por una parte de tiempo positivo (parte causal) y otra de tiempo negativo (parte acausal) como se observa en la Figura 2.12 La

parte causal muestra la semejanza correspondiente a las señales sísmicas propagadas desde el sensor que registra la función f (estación A) hacia el que registra g (estación B) y la parte acausal a las propagadas desde el sensor que registra g hacia el que registra f (Figura 2.12c). Otra manera de explicar las ramas de tiempo positiva y negativa de la correlación es considerar la parte causal como la señal registrada en la estación B en el caso en que la estación A actúa de emisor o fuente virtual. La parte acausal correspondería a la situación contraria.

La correlación de las componentes verticales y radiales de los registros de ruido sísmico contiene ondas Rayleigh propagadas entre ambos receptores (Shapiro y Campillo, 2004), mientras que las correlaciones de las componentes transversales contienen ondas Love (Lin *et al.*, 2008).

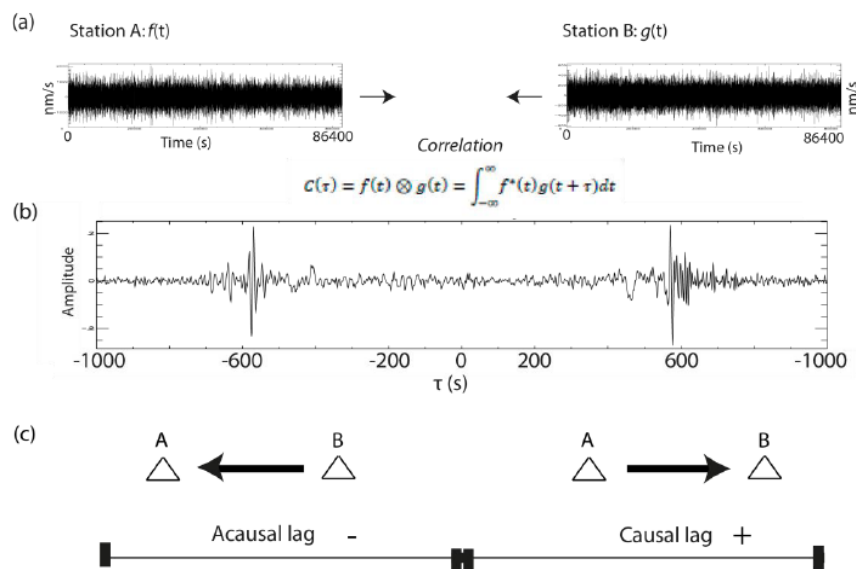


Figura 2.12 (a) Señales temporales de ruido sísmico registradas en dos estaciones. (b) Correlación cruzada de los registros en (a) (con un apilado de 400 días). (c) Esquema del significado de la parte causal y acausal de la correlación (Tomada de Gaité, 2013).

2.3.4 Técnicas de apilado

El apilado consiste en sumar las correlaciones con otras obtenidas con registros en otros lapsos de tiempo para el mismo par de estaciones. En el procesado de ruido sísmico es habitual apilar las correlaciones y utilizar las *correlaciones apiladas*. Mediante este proceso se pretende: (1) acercarse a la condición teórica de una distribución isotropa de fuentes de ruido sísmico, y (2) aumentar la proporción de señal coherente frente a la incoherente de la correlación. Las fuentes principales de ruido en la banda de frecuencias de los microsismos se encuentran en los océanos y costas, y tienen variabilidad estacional (*e.g.*, Bensen *et al.*, 2007). Esto implica que el registro de ruido varía con la época del año. Estas variaciones se observan en los cambios de la forma de onda de las correlaciones

según la estación anual. Estos cambios pueden influir en los tiempos de llegada obtenidos de las correlaciones. La suma de las correlaciones de registros en diferentes periodos del año promedia las variaciones de las correlaciones y considera una distribución de fuentes de ruido más isótropa. En general la suma de correlaciones calculada con registros en diferentes lapsos de tiempo incrementa la proporción de la señal coherente frente a la incoherente (Figura 2.13), según se apila mayor número de correlaciones (Bensen *et al.*, 2007).

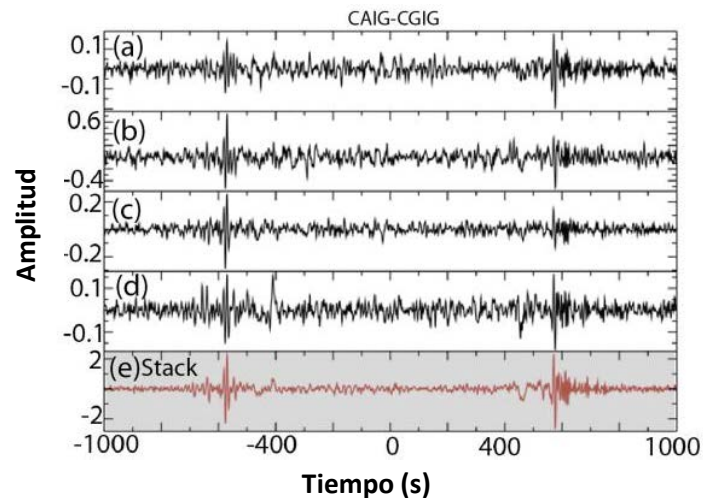


Figura 2.13 (a)-(d) Correlaciones entre dos estaciones del SSN de México (CAIG y CGIG). (e) Apilado (*stack*) de las correlaciones (a)-(d). Tomada de Gaité (2013).

El apilado sobre un número mayor de series de tiempo, en promedio, mejora el cociente SNR. Las señales causal y acausal emergen conforme la longitud de las series de tiempo se incrementan en ambas bandas de los periodos. Las mediciones de la dependencia de la frecuencia de la SNR son útiles para cuantificar las observaciones de la emergencia de señales con incremento de longitud de las series de tiempo. En general, por lo tanto, conforme se incrementa la longitud de las series de tiempo también lo hace el SNR, así que las series de tiempo más largas son mejores. Los detalles de cómo emerge la señal del ruido dependen de la frecuencia, también de la localización y el espacio entre estaciones.

Relación señal-ruido (SNR)

La medida de la SNR (*Signal to Noise Ratio* o relación señal-ruido) es habitual en los estudios de extracción de ondas superficiales a partir de las correlaciones de ruido sísmico y se ha probado que es un indicativo de la calidad de la correlación (Bensen *et al.*, 2007). Con la SNR se mide la proporción de amplitud de la forma de onda con contenido de ondas superficiales frente a la del resto de la correlación en diferentes bandas de periodo. Esta medida se utiliza para cuantificar y comparar la calidad de correlaciones. La relación señal-ruido se puede medir de diferentes maneras, pero se describe a continuación el

método descrito por Bensen *et al.* (2007). Este método consiste en calcular la SNR en la correlación simétrica como el cociente entre la amplitud máxima en la ventana de tiempo en la que llegan ondas superficiales y la raíz cuadrática media (*RMS*) de la amplitud de una ventana de 500 s, a partir de los 500 s posteriores al final de la ventana de la llegada de ondas superficiales.

La RMS de una serie temporal con valores x_i se define como:

$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2}, \quad (2.7)$$

Donde N es el número de valores con los que se calcula la raíz cuadrática media. Bensen *et al.* (2007) concluyen que, en general, para obtener medidas de dispersión de ondas superficiales estables se requiere una SNR mayor que 10. Estos autores también muestran que la SNR aumenta según se incrementa el número de correlaciones apiladas, lo que también fue observado por Gaité (2013) y que se ilustra en la Figura 2.14.

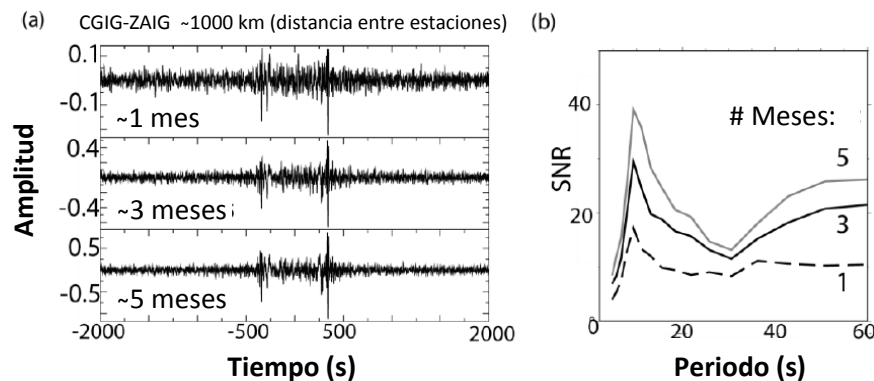


Figura 2.14 (a) Correlaciones de registros de ruido sísmico de la componente vertical de dos estaciones del Servicio Sismológico Nacional de México apiladas durante aproximadamente 1, 3 y 5 meses. (b) SNR de las correlaciones simétricas de las correlaciones mostradas en (a). Modificada de Gaité (2013).

Comparación del apilado lineal en el tiempo y el apilado con coherencia de la fase

El método más sencillo para apilar correlaciones es realizar una suma lineal en el dominio del tiempo. Este apilado incrementa la amplitud de las fases coherentes más energéticas, mientras que fases de pequeña amplitud no aumentan proporcionalmente respecto a las que contienen más energía. Este modo de apilar tiene el efecto de aumentar la relación de señal coherente con gran amplitud frente a la incoherente, pero también hace que las fases coherentes con poca energía no aumenten su amplitud en la misma proporción que las de gran energía.

El apilamiento de los correlogramas cruzados es de suma importancia para mejorar adicionalmente la emergencia de señales a través de su apariencia coherente. Schimmel *et al.* (2010) emplearon el apilamiento ponderado en fase en el dominio tiempo-frecuencia (*tf-PWS*) propuesto por Schimmel y Gallart (2007). La estrategia *tf-PWS* también ha sido utilizada por Baig *et al.* (2009) en la eliminación del ruido de correlogramas cruzados de ruido para una extracción más eficiente de ondas de Rayleigh y Love.

El dominio tiempo-frecuencia PWS (time-frequency domain phase-weighted stack)

El apilado *tf-PWS* es una extensión de la *PWS* presentada por Schimmel y Paulssen (1997). El *PWS* es un *stack* no lineal donde cada muestra de un *stack* lineal se pondera por una medida de coherencia de amplitud imparcial, el *stack* de fase. El apilado *tf* de fase está basado en la descomposición de la señal en el dominio tiempo-frecuencia, que Schimmel *et al.* (2010) realizan mediante la representación analítica de la transformada S (Stockwell *et al.*, 1996). La coherencia de fase utilizada como peso de cada muestra de la serie temporal está definida como:

$$c_{ps}(\tau, f) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{S_j(\tau, f) e^{i2\pi\tau}}{|S_j(\tau, f)|} \right|^v, \quad (2.8)$$

donde $S_j(\tau, f)$ es la transformada S de la j -ésima serie temporal (en este caso, correlación) de N series. El valor del parámetro v ajusta la transición entre señal coherente y menos coherente en la suma. La transformada S es una transformada de Fourier cuyas ventanas (amplitud y anchura) son proporcionales a la frecuencia. La anchura de las ventanas, y por lo tanto la resolución, pueden ajustarse mediante la variable k , a la que suele asignarse un valor 2 ó 3.

El apilado en el dominio del tiempo y de la frecuencia $S_{pws}(\tau, f)$, se calcula mediante la multiplicación en el dominio tiempo-frecuencia de la coherencia de fase $c_{ps}(\tau, f)$, y la transformada S del apilado lineal de todas las correlaciones, $S_{ls}(\tau, f)$:

$$S_{pws}(\tau, f) = c_{ps}(\tau, f) \cdot S_{ls}(\tau, f). \quad (2.9)$$

La correlación apilada en el dominio del tiempo $S_{pws}(\tau, f)$, se obtiene mediante la transformada S inversa de $S_{pws}(\tau, f)$.

El apilado por coherencia de la fase en el dominio del tiempo-frecuencia se realiza con la parte causal y acausal independientemente, para no perder parte de la información sobre la coherencia de las fases en el cálculo de la correlación simétrica. El apilado lineal en el dominio del tiempo se puede realizar bien con la correlación simétrica o bien con cada rama independientemente y tras el apilado, calcular la correlación simétrica, ya que en este caso, el resultado no varía con el orden de las operaciones.

Los dos tipos de apilado descritos mejoran la SNR de las correlaciones. La elección del tipo de apilado dependerá de las características que se quieran extraer de ellas. Por ejemplo, el apilado lineal mejora la SNR de las correlaciones cuando existen fases coherentes con mayor amplitud que la señal incoherente, mientras que el apilado *tf-PWS* de correlaciones permite eliminar fases incoherentes y aumentar la contribución de fases coherentes poco energéticas. En los casos en los que la amplitud de la señal coherente y la incoherente son del mismo orden, la aplicación del *tf-PWS* genera mejoras apreciables en las correlaciones. La Figura 2.15 presenta algunos apilados obtenidos en este trabajo mediante la técnica de apilado lineal en el dominio del tiempo; mientras que la 2.16, los apilados para los mismos pares de estaciones que se calcularon utilizando el apilado *tf-PWS* propuesto por Schimmel *et al.* (2010).

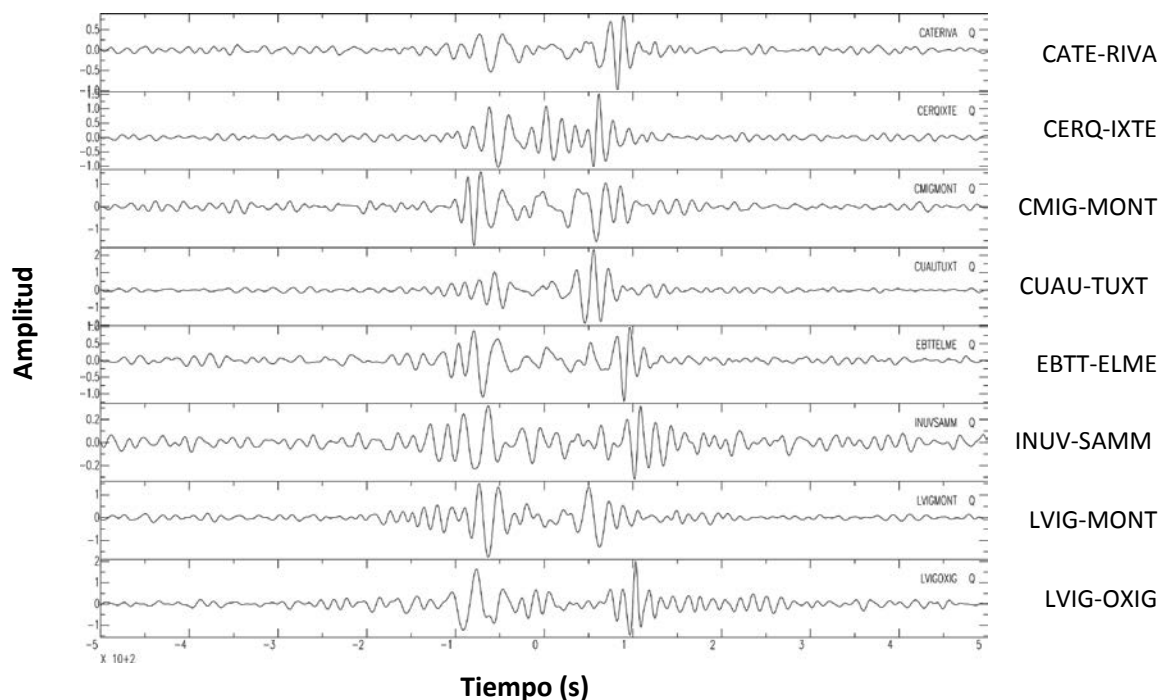


Figura 2.15 Series de tiempo obtenidas mediante el apilado lineal en el dominio de tiempo la para los pares de estaciones que se indican en la esquina superior derecha de cada serie de tiempo.

Gaite (2013) corroboró que las correlaciones apiladas con coherencia de fase muestran la relación de señal coherente frente a la incoherente mayor que las apiladas linealmente en

el dominio de tiempo. Incluso en algunos casos, en que la correlación apilada en el dominio temporal tiene $SNR < 10$ para todos los periodos, es decir, correlaciones que no se utilizan para extraer llegadas de ondas superficiales, el apilado *tf-PWS* mejora la proporción de la señal coherente frente a la incoherente. El uso de este tipo de apilado permite obtener ondas superficiales entre pares de estaciones que, con un apilado lineal, no se hubieran detectado.

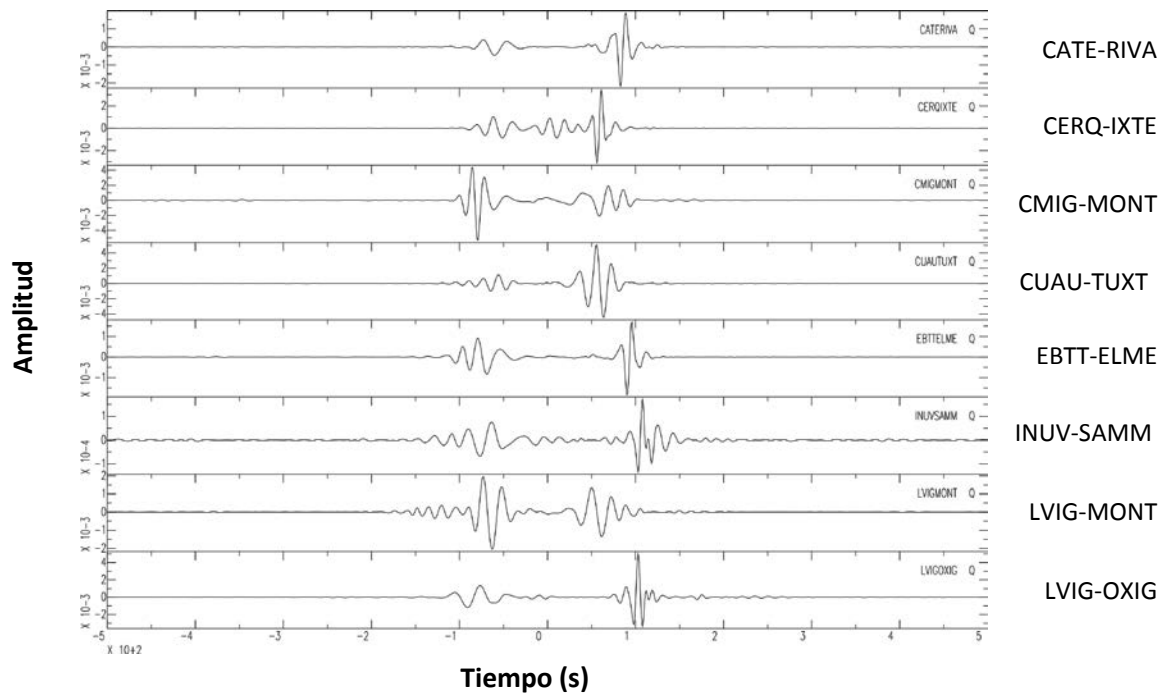


Figura 2.16 Apilados realizados mediante la estrategia *tf-PWS* propuesta por Schimmel *et al.* (2010) para combinaciones de pares de estaciones de VEOX y del SSN. Se visualizan los mismos pares de estaciones representados en la Figura 2.15 para efectos de comparación.

2.3.5 Funciones de Green

Las funciones de Green pueden extraerse a partir de correlaciones cruzadas de campos de onda difusos (*e.g.*, ruido ambiental, ondas de coda dispersas) como se ha demostrado desde diferentes enfoques y en diferentes aplicaciones en campos como el ultrasonido (Weaver y Lobkis, 2001; Derode *et al.*, 2003); heliosismología (Duvall *et al.*, 1993; Rickett y Claerbut 1999, 2000); monitoreo de fallas y volcanes (Sens-Schönfelder y Wegler 2006; Wegler y Sens-Schönfelder, 2007; Brenguier *et al.*, 2008), sismología de exploración (Schuster *et al.*, 2004; Bakulin y Calvert, 2006); sismología cortical (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004; Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005a), aplicaciones oceánicas (Lin *et al.*, 2006) y sismología global (Nishida *et al.*, 2009) entre otros.

Cálculo de la función de Green

Idealmente las correlaciones-cruzadas solo pueden recuperar la función de Green para sistemas de ondas equiparticionadas, que son aquellos donde la energía está balanceada de tal forma que el flujo neto es cero. En la práctica, sin embargo, este no es el caso para la mayoría de estudios de ruido ambiental dado que las ondas no son lo suficientemente dispersas, que las fuentes de ruido son más fuertes a lo largo de ciertos azimuts y que hay solo un número finito de fuentes independientes. El promedio de las correlaciones cruzadas en periodos de tiempo largos se utiliza comúnmente para superar estos problemas y mejorar la aparición de la función de Green.

Tal y como indica la asimetría de las correlaciones y los estudios sobre la distribución de fuentes de ruido sísmico, la distribución de fuentes de ruido en la Tierra no corresponde a un campo difuso. Esto hace que no se cumpla la teoría según la cual se puede obtener la función de Green completa del medio entre dos receptores a partir de la correlación de ruido registrado en ellos. Sin embargo, hay algunas características del origen del ruido, del procesado de la señal y del principio de fase estacionaria que hacen que se pueda obtener la función de Green del medio del modo fundamental de ondas superficiales.

Otra característica que permite obtener la función de Green es que la distribución de las fuentes de ruido sísmico se homogeneiza por el *scattering* de las ondas en las heterogeneidades del medio y por un paso del procesado de la señal, concretamente el apilado de las correlaciones en series temporales largas. Las heterogeneidades de velocidad generan *difracción* y *scattering* de las ondas propagadas, y estos fenómenos hacen más robusta la relación entre la coherencia de los registros de ruido y la propagación de ondas entre los sensores, incluso en un campo de ruido ambiente con gran directividad (Walker, 2012). Por otra parte, el apilado de las correlaciones de registros en diferentes lapsos temporales homogeneiza la distribución azimutal de las fuentes de ruido. Esto hace posible obtener al menos una función de Green parcial de las correlaciones a pesar de que el campo de ruido ambiente sea anisótropo.

Según los resultados de Lobkis y Weaver (2001) y de Roux *et al.* (2005), la relación entre la correlación de registros de ruido sísmico, $C_{AB}(t)$, y la función de Green del medio, $G_{AB}(t)$, entre dos receptores A y B se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \approx -G_{AB}(t) + G_{AB}(-t) \quad -\infty < t < \infty, \quad (2.10)$$

donde $C_{AB}(t)$ es la parte causal y $C_{AB}(-t)$ es la parte acausal de la correlación entre los sensores A y B. Según Lin *et al.* (2008) la Ecuación 2.10 es equivalente a:

$$G_{AB}(t) = -\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \quad 0 \leq t < \infty, \quad (2.11)$$

$$G_{BA}(t) = -\frac{dC_{AB}(-t)}{dt} \quad 0 \leq t < \infty. \quad (2.12)$$

Si se considera el teorema de reciprocidad espacial de las funciones de Green, según el cual $G_{AB}(t) = G_{BA}(t)$, se obtiene la correlación simétrica como la media entre la parte causal y acausal. Por lo tanto, a partir de la correlación simétrica de señales temporales de ruido sísmico registradas en dos localizaciones diferentes se puede extraer información de la función de Green del medio entre ambas según la ecuación:

$$G_{AB}(t) = -\frac{d}{dt} \left[\frac{C_{AB}(t) + C_{AB}(-t)}{2} \right] \quad 0 \leq t < \infty. \quad (2.13)$$

Siguiendo este desarrollo se puede estimar la parte de la función de Green que contiene la información referente a la propagación del modo fundamental de ondas superficiales a partir de la correlación de registros de ruido sísmico. Según esto, la función de Green se define como la respuesta del medio a un desplazamiento impulsivo. Su definición usual es la respuesta del medio a una fuerza impulsiva, no a un desplazamiento. De este modo, el cálculo de la función de Green a partir de correlaciones de ruido sísmico tiene un desfase de $-\pi/2$, que viene representado por la derivada temporal negativa en la Ecuación 2.13. Este desfase hay que tenerlo en cuenta en las medidas de velocidad de fase. La función de Green del medio correspondiente a las ondas superficiales se calcula a partir de la correlación simétrica y apilada durante largas series temporales a partir de la Ecuación 2.13. La Figura 2.17 muestra algunos ejemplo de funciones de Green que se calcularon en el presente ejercicio a partir de apilados de correlaciones cruzadas de ruido sísmico utilizando el apilamiento *tf-PWS*.

Control de calidad

Debido a que el número de trayectorias entre estaciones crece como el cuadrado del número de estaciones, el procedimiento de procesamiento de datos que se aplica a correlaciones-cruzadas de ruido ambiental debe diseñarse para que requiera un mínimo de interacción humana. Las mediciones de dispersión erróneas son más probables que se incrementen si los analistas proporcionan orientación en intervalos estratégicos del proceso. Las mediciones de control de calidad, por lo tanto, deben supervisarse para identificar y rechazar malas mediciones y calcular las estadísticas de aseguramiento de calidad para las mediciones aceptadas.

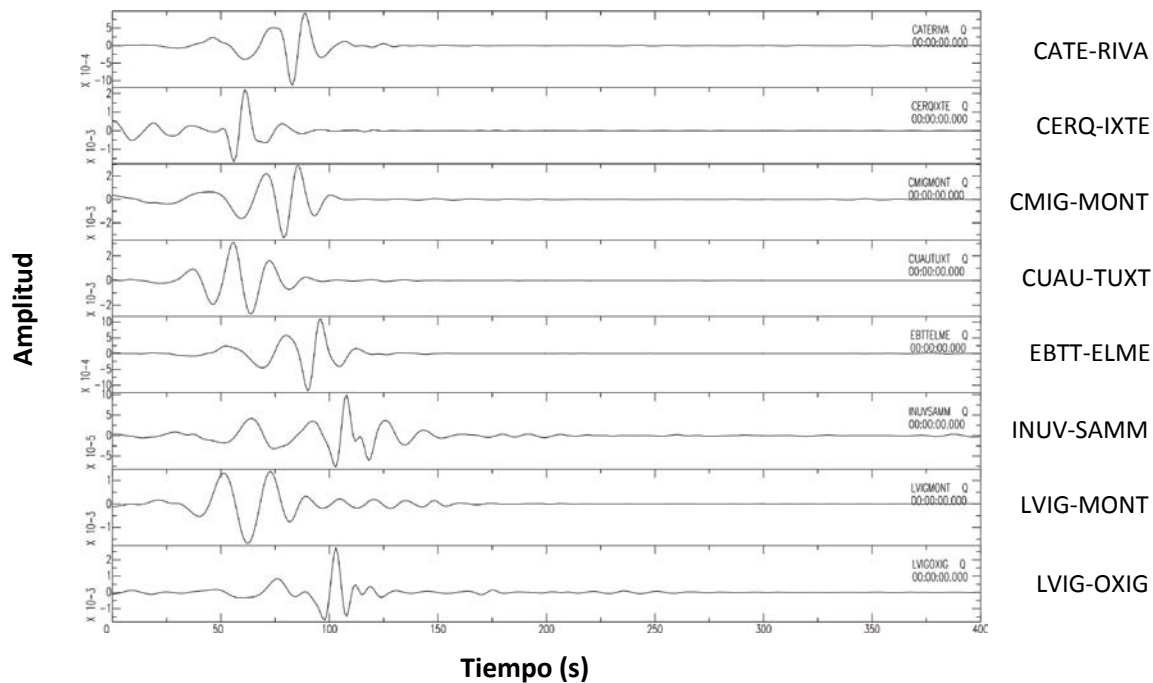


Figura 2.17 Ejemplos de funciones de Green obtenidas a partir de los apilados realizados mediante la estrategia *tf-PWS* propuesta por Schimmel *et al.* (2010) para las combinaciones de pares de estaciones de VEOX y del SSN que se presentaron en la Figura 2.16.

Primeramente, los autores han encontrado que una medición confiable de la dispersión en el periodo T requiere de un espacio entre estaciones (Δ en km) de al menos 3 longitudes de onda (λ): $\Delta > 3\lambda = 3cT$ o $T < \Delta/3c$. Debido a que la velocidad de fase $c \sim 4 \text{ km s}^{-1}$, para mediciones obtenidas en un espacio entre estaciones de Δ , hay un periodo de corte máximo de aproximadamente $T_{max} = \Delta/12$. Los autores han observado claramente la degradación de las mediciones de dispersión a periodos más grandes que aproximadamente T_{max} , al menos para velocidades de grupo. Esto impone una severa restricción en mediciones obtenidas de pequeños arreglos regionales. Una red de banda ancha de 500 km en extenso, por ejemplo, puede producir solamente mediciones de periodos de hasta 40 s, y que solamente por estaciones a través del arreglo entero el cual es un pequeño subconjunto de las trayectorias entre estaciones. Las mediciones de periodos largos e intermedios se obtienen más probablemente de arreglos de estaciones cercanas, lo cual indica la importancia de estaciones permanentes (*back-bone*).

CAPÍTULO III

TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ONDAS SUPERFICIALES DE RAYLEIGH

3.1 Medición de la dispersión

3.1.1 Principales características de las ondas superficiales

Las ondas superficiales se utilizan habitualmente para obtener imágenes de la estructura sísmica de la litósfera. Estas ondas se pueden detectar y medir fácilmente tanto en registros de sismos como de ruido sísmico, debido a que suelen tener una mayor amplitud en los sismogramas de eventos someros y en el caso de ruido ambiental, por estar compuesto principalmente este tipo de ondas. Además, se pueden registrar a grandes distancias, debido en parte, a que su atenuación por expansión geométrica decae con la distancia a la fuente r proporcionalmente a $r^{-1/2}$.

Existen tres tipos de ondas superficiales: las de Love, Rayleigh y Stoneley; pero este trabajo se centra en las ondas de Rayleigh (R). Cada tipo de onda se genera en condiciones diferentes y se propaga e interacciona de diferente manera con el medio que atraviesa. Las ondas de Rayleigh se pueden generar en medios elásticos con una superficie libre, también cuando la superficie libre está bajo una capa líquida y, al igual que las ondas Love, en un medio con una discontinuidad de velocidad. Cada una de las ondas superficiales que se propagan a lo largo de un semiespacio elástico, lateralmente isótropo tiene un número infinito de modos: el modo fundamental de índice $k = 0$ y los modos superiores con $k = 1, 2, \dots$, etc. Los modos involucran frecuencias finitas en las que el sistema puede vibrar.

Si se considera una propagación armónica (sinusoidal) de las ondas superficiales para un determinado tipo de onda (R o L) y un modo k , el desplazamiento generado por la onda superficial en el semiespacio ($0 < r < +\infty, 0 < \varnothing < 2\pi, 0 < z < +\infty$) se puede describir según:

$$\begin{aligned} V(r, \varnothing, z, t, \omega) &= (V_z, V_r, V_\varnothing) \\ &= f(\varnothing, z, t, \omega) \frac{\exp[i\omega(t - r/c(i\omega) - \gamma(i\omega) * r)]}{\sqrt{r}} B(\omega, \varnothing, h) I(\omega), \end{aligned} \quad (3.1)$$

donde t es el tiempo, ω , la frecuencia angular, h , la profundidad de la fuente (asumiendo que se trata de una fuente puntual), c es la velocidad de fase, γ es un coeficiente de atenuación, B es una función compleja dependiente de la fuente y del medio, I es un factor real de amplitud dependiente del medio. La función $f(\varnothing, z, t, \omega)$ es la *función*

propia de la ecuación del desplazamiento de las ondas superficiales. Las funciones f , c , B , I tienen diferente forma según el tipo de onda (*e.g.*, Rayleigh, Love) y el modo k .

Para una onda de Rayleigh, la función vectorial tiene dos componentes no nulas:

$$\mathbf{f}(r, \phi, z, t, \omega) = (f_z, f_r, 0), \quad (3.2)$$

que están relacionadas de la siguiente manera:

$$f_r = -if_z \mathcal{X}(z, \omega). \quad (3.3)$$

Lo que indica que en la propagación de las ondas de Rayleigh, el desplazamiento de las partículas del medio ocurre en el plano vertical de propagación de la onda compuesto por la dirección radial (r) y vertical (t). Este movimiento es elíptico, retrógrado en la parte más somera y su forma queda determinada por el factor de elipticidad $\mathcal{X}(z, \omega)$.

Para la onda de Love f sólo tiene una componente no nula:

$$\mathbf{f}(\phi, z, t, \omega) = (0, 0, if_\phi). \quad (3.4)$$

Esto significa que el movimiento lineal de la partícula se produce en la dirección transversal, *i.e.*, perpendicular a la dirección de propagación. Estos planos de movimiento de las partículas hacen que la medida de ondas superficiales de tipo Rayleigh se realice en las componentes vertical y radial del registro sísmico y las de tipo Love en la componente transversal a la dirección de propagación.

La dependencia de las componentes de la función propia $f(\phi, z, t, \omega)$ para diferentes periodos ($T = 2\pi/\omega$) en función de la profundidad se muestra en la (Figura 3.1). En ella se observa que la componente horizontal de las ondas de Rayleigh tiene dependencias más complejas con la profundidad que las de la componente vertical o que las ondas de Love. Ambas ondas superficiales son más sensibles a estructuras más profundas según aumenta el periodo; sin embargo, para un mismo periodo, la onda de Rayleigh es sensible a estructuras más profundas que la onda de Love. Como regla sencilla, la profundidad a la cual las ondas de Rayleigh y Love son más sensibles es a $\lambda/2$ y $\lambda/4$, respectivamente (Dahlen y Tromp, 1998), donde λ es la longitud de onda. Los periodos cortos de ambas ondas (≤ 10 s) generan información sobre estructuras corticales superficiales, tales como cuencas sedimentarias o cordilleras. Las ondas de Rayleigh de 30 s son particularmente

sensibles a contrastes en la corteza inferior y a espesores de la corteza, mientras que la máxima sensibilidad de ondas de Love para espesores corticales se obtiene entre 30-40 s.

La velocidad de las ondas superficiales en su propagación experimenta *dispersión*, *i.e.*, la velocidad depende de la frecuencia. Del análisis de la dispersión que sufren al atravesar un medio, se pueden inferir características de la estructura por la que han viajado.

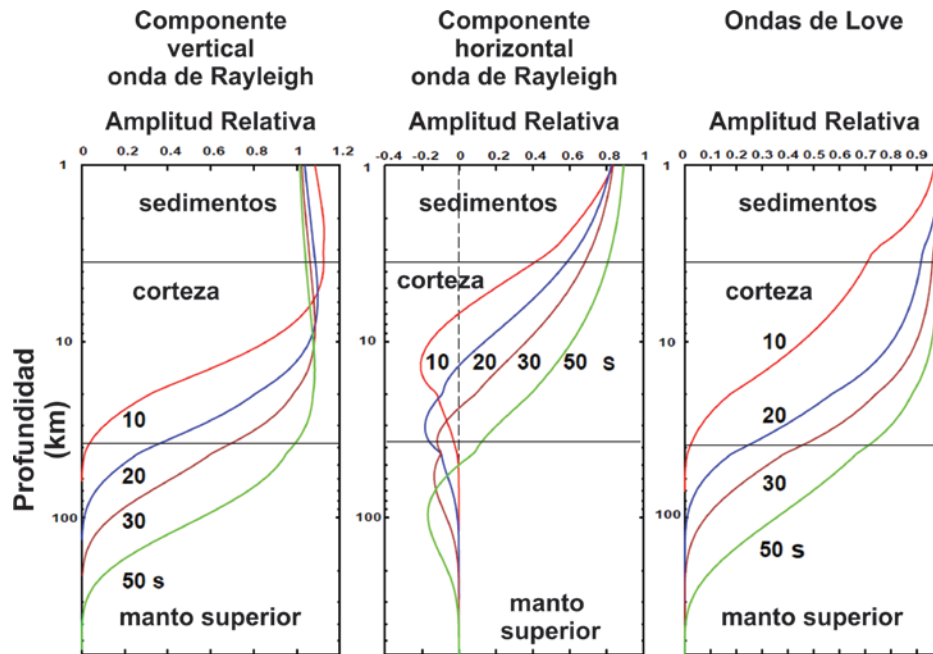


Figura 3.1 Funciones propias del modo fundamental de ondas de Rayleigh y de Love para el modelo continental del este de Estados Unidos para diferentes periodos. Modificado de Levshin (2010).

La velocidad de las ondas superficiales se puede medir como la velocidad con que se propaga la fase de cada componente armónico (velocidad de fase c). Esta velocidad se define como:

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k}, \quad (3.5)$$

donde ω es la frecuencia angular y k es el número de onda, que está definido por:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (3.6)$$

y λ es la longitud de onda. La velocidad a la que se propagan las ondas superficiales se puede medir también como la velocidad de transporte de la energía (velocidad de grupo U). La velocidad de grupo se define como:

$$U(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial x} = \left[\frac{d\left(\frac{\omega}{c(\omega)}\right)}{d\omega} \right]^{-1} = \frac{c(\omega)}{1 - \frac{\omega}{c(\omega)} \frac{dc(\omega)}{d\omega}} \quad (3.7)$$

La velocidad de grupo y la de fase están relacionadas y se puede calcular la de grupo a partir de la de fase, pero no a la inversa porque al integrar aparece una constante desconocida. En el caso en que la velocidad de fase c sea constante, la velocidad de grupo y la de fase coinciden.

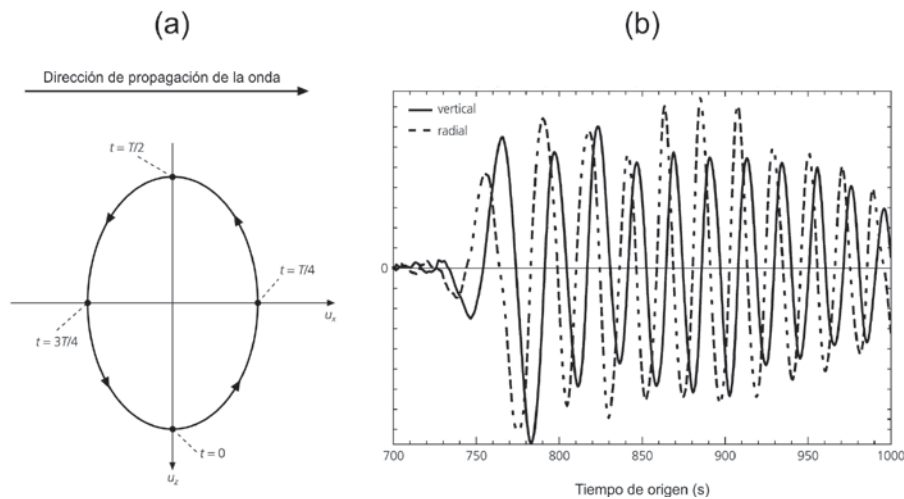


Figura 3.2 A la izquierda, debido a que los componentes están fuera de fase, el movimiento de una partícula en un punto sobre la superficie libre como una función del tiempo es una elipse retrógrada. La partícula se mueve en la dirección opuesta a la dirección de propagación de la onda en la parte superior de la elipse. A la derecha, una comparación de los componentes de desplazamiento de los sismogramas de un evento registrado en las Islas Kuril, en Micronesia, mostrando unos picos cuando los otros son cero. Modificada de Stein (2003).

La velocidad de las ondas superficiales $c(\omega)$ y $U(\omega)$, el factor de elipticidad $\mathcal{X}(z, \omega)$ y el factor $I(\omega)$ dependen únicamente de parámetros de la estructura del medio. Estas características del medio son la velocidad de las ondas de cuerpo (v_p y v_s), y la densidad (ρ), para las ondas de Rayleigh, y v_s y ρ , para las ondas de Love. En general, las velocidades de las ondas superficiales son principalmente sensibles a la velocidad de la onda S.

Cada tipo de onda superficial genera en su propagación movimientos de las partículas en diferentes direcciones; *i.e.*, las ondas de Rayleigh en el plano vertical y radial (Figura 3.2), y las de Love en el transversal a la propagación. Por esta razón, la velocidad de las ondas de Rayleigh es sensible a velocidades de cizalla en la dirección vertical y radial; mientras que

la velocidad de ondas de Love, lo es en la dirección transversal. Por otra parte, cada tipo de velocidad (de grupo y de fase) tiene diferente sensibilidad ante perturbaciones de la v_s del medio, en función de la profundidad y del periodo (Figura 3.3).

La relación de la velocidad de grupo con v_s es más compleja que la de la velocidad de fase. Además, la velocidad de grupo es sensible a estructuras más superficiales que la de fase, para un mismo periodo. Por esto último, la medida de ambos tipos de velocidades incrementa la cobertura en profundidad. A esta ventaja se añade que la medida independiente de ambos tipos de velocidad ofrece mayor fiabilidad sobre las medidas realizadas, ya que se puede comprobar el cumplimiento de la relación teórica entre velocidad de grupo y de fase expresada a través de la Ecuación 3.7.

La medida de los dos tipos de velocidad, de grupo y de fase en los dos tipos de ondas, Rayleigh y Love genera información que combinada, cubre un rango mayor de profundidades, acota más los posibles valores de las propiedades del medio y brinda información de la velocidad de la onda S en la dirección vertical y en la horizontal.

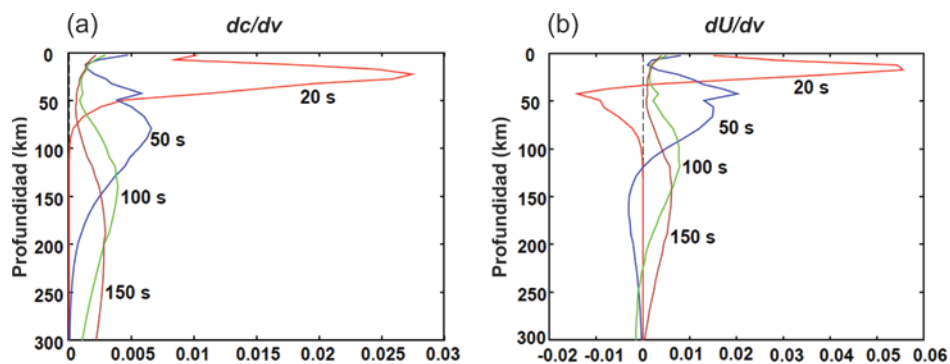


Figura 3.3 Derivadas parciales de c (a) y U (b) del modo fundamental de ondas de Rayleigh respecto a la velocidad de cizalla a diferentes periodos para el modelo continental del este de Estados Unidos. Modificada de Levshin (2010).

De la Ecuación 3.1, se puede observar que cada onda de superficie es una onda que viaja a lo largo de la coordenada radial r y es estacionaria en la coordenada vertical z . La velocidad de fase caracteriza a la velocidad de propagación de una onda superficial armónica (sinusoidal) a lo largo de la superficie libre. Por su parte, la velocidad de grupo describe la propagación de un paquete de ondas superficiales no estacionario.

El coeficiente de atenuación define la disminución de la amplitud de la onda de superficie de un paquete de ondas superficiales en el trayecto que recorre, debido a pérdidas

anelásticas y scattering. El factor Q_{surf} , que generalmente se utiliza para caracterizar la atenuación de las ondas de superficie, se relaciona con $Q_{R,L} = \omega/2U(\omega)\gamma(\omega)$.

3.1.2 Cálculo de curvas de dispersión con datos de ruido sísmico

Después que las correlaciones-cruzadas diarias se han computado y apilado, la forma de onda resultante es una función de Green estimada, con la cual se pueden medir las velocidades de grupo y de fase como función del periodo utilizando análisis tiempo-frecuencia tradicionales (e.g., Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1972, 1992; Herrin y Goforth, 1977; Russell *et al.*, 1988; Levshin *et al.*, 1989; Ritzwoller y Levshin 1998; Levshin Ritzwoller, 2001).

Las curvas de dispersión de velocidad de grupo se obtuvieron a través de la técnica de filtrado múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969). La técnica de filtrado múltiple consiste en la aplicación de un conjunto de filtros de amplitud Gaussiana con diferentes frecuencias centrales para la entrada del espectro, seguidos por el cálculo de la transformada de Fourier inversa y es un método rápido y eficiente para el análisis de señales dispersadas múltiples. Las amplitudes y fases de las señales que pasan por un arreglo de filtros de banda estrecha pueden utilizarse para medir velocidad de grupo, excitación relativa y transmisión como funciones del periodo y la velocidad, refracción lateral, vibraciones modales de la superficie, y otros parámetros de dispersión asociados con una variedad de modos registrados por una estación individual para un evento. Esta técnica puede recuperar porciones más amplias de la dispersión presente en registros ordinarios, comparada con método clásico del pico. Este último modelo falla a menudo cuando el cociente señal a ruido decae o cuando la señal se contamina por otros arribos. Se han notado otras dificultades cuando el retardo de la fase decae calculado por el análisis de Fourier ordinario se ha diferenciado con el fin de obtener la velocidad de grupo.

Los tiempos de arribo de grupo se estiman de los máximos de las envolventes de tiempo. Es sabido que este método conduce a un error sistemático en las mediciones de velocidad de grupo (Levshin *et al.*, 1989) debido a la asignación errónea de la frecuencia relacionada con la variación de la amplitud espectral, la cual desplaza la frecuencia central del espectro filtrado. Para eliminar este error, se aplica la corrección propuesta por Shapiro y Singh (1999) quienes propusieron asignar el cálculo de la velocidad de grupo a una frecuencia centroide del espectro filtrado. Esta frecuencia centroide se puede calcular de acuerdo con la expresión:

$$\omega_c(\omega_n) = \int \omega H(\omega_n, \omega)^2 d\omega, \quad (3.8)$$

donde $H(\omega_n, \omega)$ es el espectro filtrado de la señal.

Esto además de evitar la ambigüedad que existe por la presencia de modos superiores, permite ser incorporado como parte del apilado logarítmico (Iglesias, 2000). La Figura 3.4 ejemplifica algunas de las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas en este trabajo con datos de ruido ambiental y la 3.5, un mapa de trayectorias de los pares de estaciones.

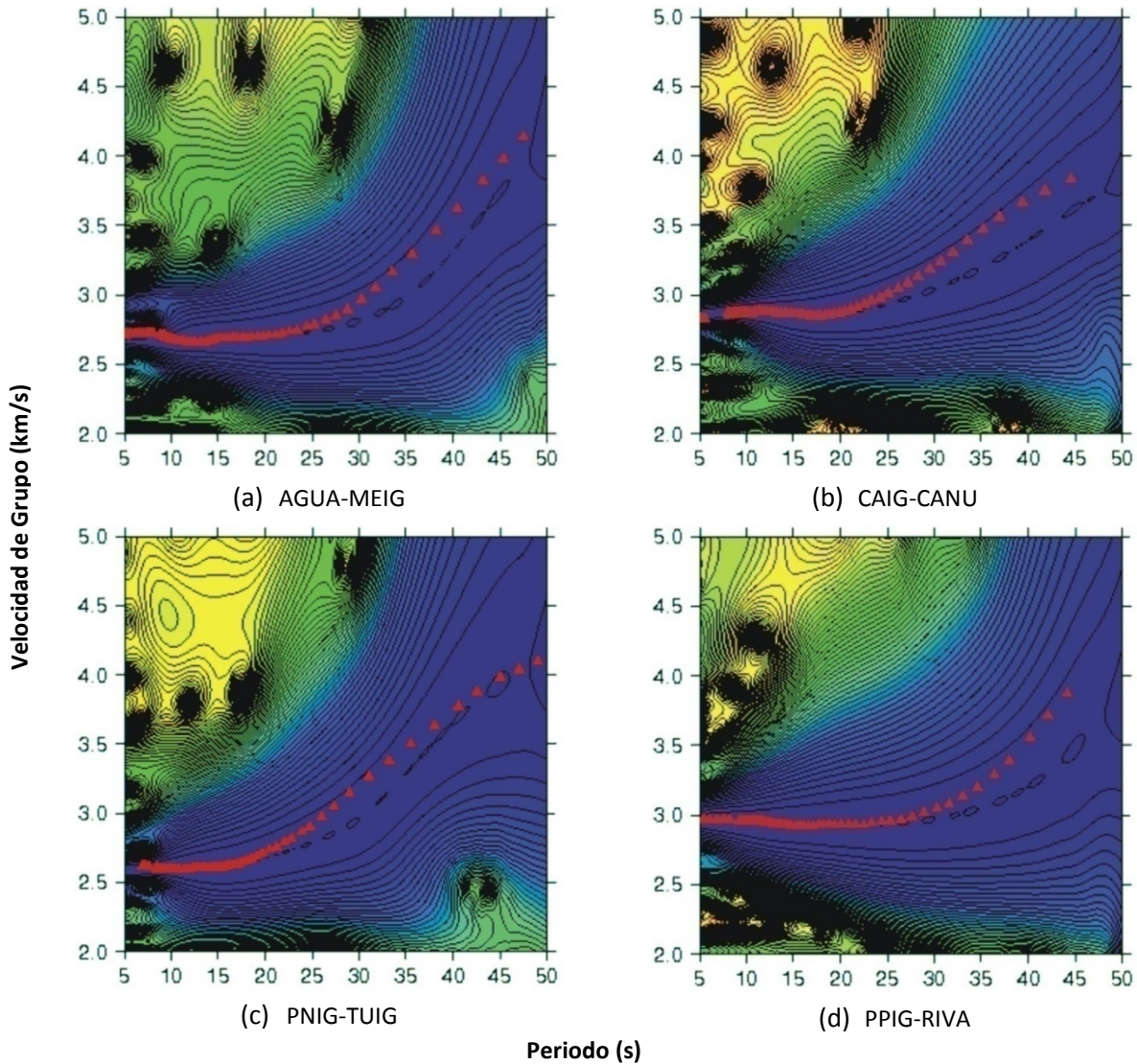


Figura 3.4 Curvas de dispersión calculadas a partir de correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones, para las cuales se utilizaron datos del arreglo VEOX y de algunas estaciones de la red del SSN de México.

3.1.3 Curvas de dispersión del arreglo VEOX obtenidas mediante registros de sismos

De forma complementaria al procesamiento de datos de ruido sísmico, también se calcularon las curvas de dispersión de velocidad de grupo para eventos que fueron

registrados en el arreglo VEOX y las dos estaciones fuera de esta línea (TUXT y EGIP). Se seleccionaron un total de 230 eventos (Apéndice B) con $M \geq 4.5$ que reportó el Servicio Sismológico Nacional y se utilizaron los registros disponibles de cada una de las estaciones de ambos grupos.

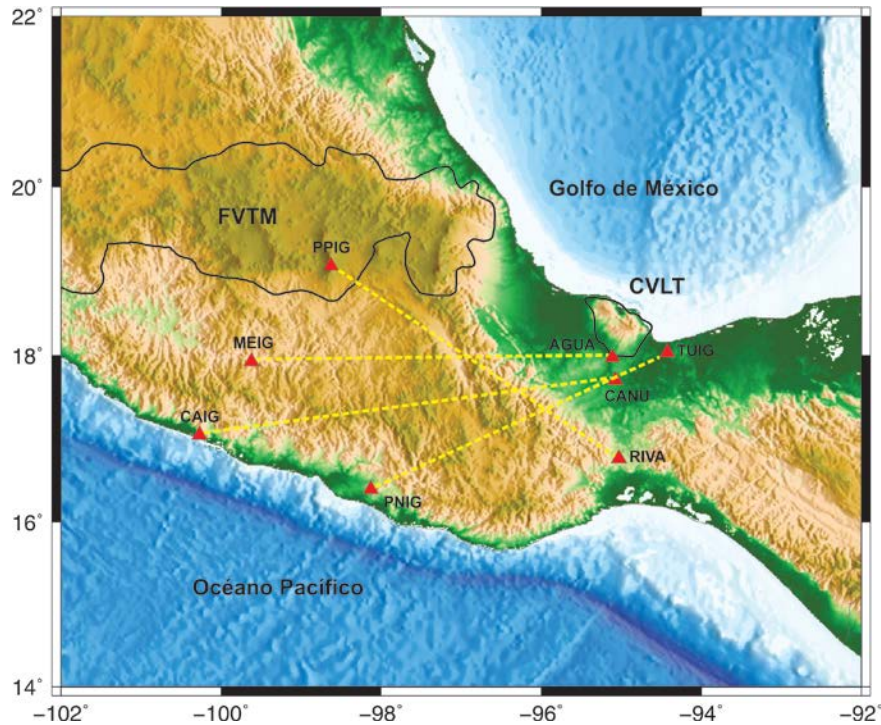


Figura 3.5 Mapa de las trayectorias correspondientes a los pares de estaciones cuyas curvas de dispersión fueron obtenidas a partir de correlaciones cruzadas de ruido sísmico y que se muestran en la Figura 3.4.

Por medio del programa SAC (*Seismic Analysis Code*, desarrollado en el Lawrence Livermore National Laboratory), se decimaron las series de tiempo de los eventos elegidos a un valor de $\Delta t = 1$ s, que corresponde a una tasa de 1 muestra por segundo. Además se removió la media y la tendencia en cada uno de los registros y se aplicó un filtrado pasabandas para el intervalo de frecuencias de interés (5-50 s).

Las velocidades de grupo del modo fundamental de ondas de Rayleigh se midieron de la componente vertical de sismogramas obtenidos de las estaciones antes mencionadas, mediante la misma técnica empleada en el cálculo de las curvas de dispersión con datos de ruido sísmico. La baja relación señal a ruido y problemas asociados a los instrumentos impidieron en algunos casos obtener curvas de dispersión claras en el rango comprendido entre 5-50 s.

La Figura 3.6 presenta algunos ejemplos de curvas que se obtuvieron utilizando registros de eventos.

En el proceso de selección de curvas de dispersión (o intervalos de periodos válidos en su caso) que se obtuvieron a partir de datos de ruido sísmico y registros de sismos, se revisaron de manera individual y se les comparó con las dos curvas de referencia obtenidas por Iglesias *et al.* (2001). Los periodos en los cuales las curvas fueron claramente inconsistentes con las curvas de referencia fueron descartados.

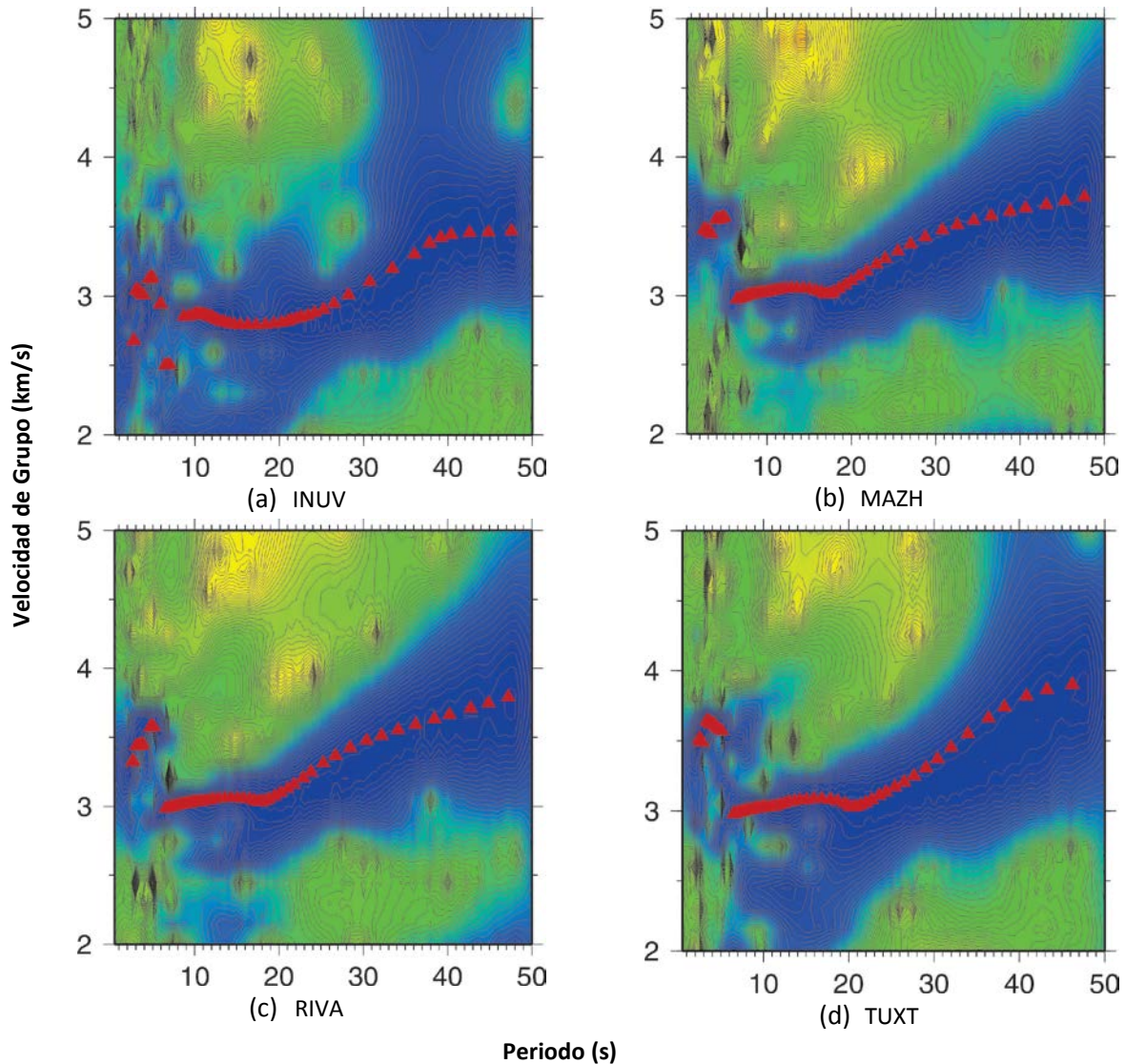


Figura 3.6 Curvas de dispersión de velocidad de grupo calculadas a partir de registros de un evento del 6 de junio del 2007 (Apéndice B, que se registró en las estaciones del arreglo VEOX y dos ubicadas fuera del perfil (EGIP y TUXT).

3.2 Tomografía de ruido ambiental

La tomografía de ruido ambiental se ha expandido rápidamente en tiempos recientes. Los primeros intentos de utilizar ruido ambiental para tomografía de ondas de superficie, llamado tomografía de ondas superficiales de ruido ambiental, se aplicaron en estaciones

en el sur de California (Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005b). Las aplicaciones recientes se han incrementado a través de California entera y el Tibet del Noroeste del Pacífico (Yao *et al.*, 2006), en Europa (Yang *et al.*, 2007), a través de Nueva Zelanda (Lin *et al.*, 2007), así como en otras partes del mundo. La mayoría de los estudios, hasta la fecha, como el trabajo de Shapiro *et al.* (2005), se realizaron en la banda de los microsismos abajo del periodo de los 20 s. Las aplicaciones de banda ancha que se extienden a periodos considerablemente más largos han emergido (*e.g.*, Yao *et al.*, 2006; Yang *et al.*, 2007) y el método ha incrementado su aplicación en grandes áreas tales como Europa (Yang *et al.*, 2007). A pesar de estos desarrollos, los procedimientos para el procesamiento de datos que son la base de la tomografía de ruido ambiental permanecen pobremente documentados, aunque han incrementado su refinamiento.

3.3 Inversión Tomográfica

La realización de tomografía sísmica inevitablemente involucra el uso de la teoría inversa. Dado que el número de datos y parámetros del modelo es a menudo muy grande, la física linealizada y la relativamente eficiente forma linealizada de la teoría inversa del campo del algebra lineal son utilizadas generalmente. Sin embargo, para evaluar la calidad de cualquier solución tomográfica encontrada, es importante entender las fortalezas y limitaciones de esta teoría. Se pueden encontrar mayores detalles al respecto en Matsu'ura y Hirata (1982), Tarantola y Valette (1982a, b), Tarantola (1987) o Parker (1994).

El término "tomografía" se utiliza comúnmente en geofísica como sinónimo de "teoría inversa" y se deriva de la palabra griega *tomos*, la cual conlleva el significado de "cortar", "dividir" o "seccionar" y denota la formación de la imagen de un objeto realizada por medio de cortes (o rayos) que la atraviesan. Menke (1984) establece que se considera a la tomografía como un subconjunto de la teoría inversa que se distingue por la forma especial del kernel de datos, que involucra mediciones a lo largo de los rayos. La función modelo para la tomografía es una función de dos o más variables y su relación con los datos es de la forma:

$$d_i = \int_{C_i} m[x(s), y(s)] ds. \quad (3.9)$$

En esta ecuación, la función modelo se integra a lo largo de un rayo C_i que tiene una longitud de arco s . Esta integral es equivalente a la que representa el problema continuo estándar:

$$d_i = \int_V G_i(x)m(x)dV_x \quad (3.10)$$

(dV_x es el elemento de volumen en el espacio de x), cuando el kernel de datos es $G_i(x, y = \delta\{x(s) - x_i[y(s)]\}ds/dy$, donde $\delta(x)$ es la función delta de Dirac:

$$d_i = \iint m(x, y) \delta\{x(s) - x_i[y(s)]\} \frac{ds}{dy} ds dy \quad (3.11)$$

$$= \int_{C_i} m[x(s), y(s)] ds,$$

Se asume que x varía con respecto a y a lo largo de C_i y y con relación a la longitud de arco s .

En tanto que el problema tomográfico es un caso especial de un problema inverso continuo, varios factores limitan la aplicabilidad de las fórmulas presentadas en Menke (1984). El primero de ellos se refiere a que las funciones delta de Dirac en el kernel de datos no se pueden integrar doblemente; además que, en los casos donde se tratan problemas en tres dimensiones, los rayos pueden no intersectarse. El problema inverso discreto tiene la forma:

$$d_i = \sum_j G_{ij} m_j, \quad (3.12)$$

donde el kernel de datos G_{ij} define la longitud de arco del i -ésimo rayo en la j -ésima subregión.

3.3.1 Conjunto de datos

Los datos utilizados en el presente estudio se obtuvieron de los arreglos sísmicos temporales MASE y VEOX, además de contar con los aportados por estaciones de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN). La combinación de las series de tiempo de ruido sísmico y los eventos registrados en cada una de las redes antes mencionadas dieron lugar a cuatro grupos que fueron utilizados para obtener inversiones tomográficas a diferentes periodos, donde cada uno de ellos se procesó de la siguiente forma:

1. Para el cálculo de las curvas de dispersión de ondas superficiales utilizando correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones, se emplearon los datos de VEOX y del SSN correspondientes al lapso de tiempo en que el arreglo VEOX se mantuvo en operación.

2. El segundo bloque de datos correspondió a las curvas de dispersión que fueron calculadas entre el arreglo MASE y algunas estaciones del SSN a partir de registros de ruido sísmico.
3. A lo antes mencionado, se agregaron las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas por Iglesias *et al.* (2010) a partir de 90 eventos regionales con $M \geq 4.5$ que fueron registrados por estaciones del arreglo MASE y del SSN y relocalizados con un RMS < 0.5 s. Las velocidades de grupo del modo fundamental de ondas de Rayleigh se midieron utilizando la componente vertical de los sismogramas utilizados.
4. Con la finalidad de mejorar la resolución de la inversión tomográfica mediante el incremento del número de trayectorias y constituyendo una cuarta fuente de datos, se utilizaron los sismogramas de 230 eventos con $M \geq 4.5$ que fueron reportados por el SSN y registrados en el arreglo VEOX y algunas estaciones del SSN. De forma similar al trabajo de Iglesias *et al.* (2010), se calcularon las curvas de dispersión para obtener la velocidad de grupo promedio entre cada par estación-evento.

La Figura 3.7 muestra un mapa con las localización de las estaciones sísmicas de banda ancha que fueron utilizadas para la obtención de las curvas de dispersión utilizando datos de ruido sísmico y eventos, los sismos registrados en el arreglo MASE de acuerdo con el trabajo de Iglesias *et al.* (2010) y los registrados por el arreglo VEOX.

La tomografía sísmica de la velocidad de grupo de ondas superficiales se calculó a través de la técnica de regionalización continua propuesta por Debayle y Sambridge (2004) e incluyó los cuatro grupos de datos descritos. Las pruebas de consistencia a través de diagramas de Voronoi mostraron una buena resolución en el área de interés. Alternativamente, con el objeto de corroborar los resultados obtenidos, se realizó un segundo ejercicio tomográfico utilizando la metodología presentada por Rawlinson y Sambridge (2003), que se basa en la tomografía sísmica de tiempos de viaje a través del método *Fast Marching Surface Tomography*.

3.4 Tomografía sísmica de ondas superficiales

Un enfoque clásico en la tomografía de ondas superficiales es construir un modelo tridimensional (3-D) de velocidades sísmicas en dos etapas. La primera involucra una regionalización en 2-D y la segunda una inversión para profundidad. El paso de regionalización se realiza en 2-D debido a que los parámetros sísmicos locales se recuperan de un conjunto de mediciones de “velocidad promedio” entre el epicentro y una estación cuando se utilizan registros de eventos o pares de estaciones en el caso de ruido sísmico. Los mapas de velocidad de fase o de grupo se construyen para diferentes

periodos y después se aplican métodos de inversión para producir modelos de velocidad de ondas S contra profundidad (*e.g.*, Ritzwoller *et al.*, 2001) completamente en 3-D.

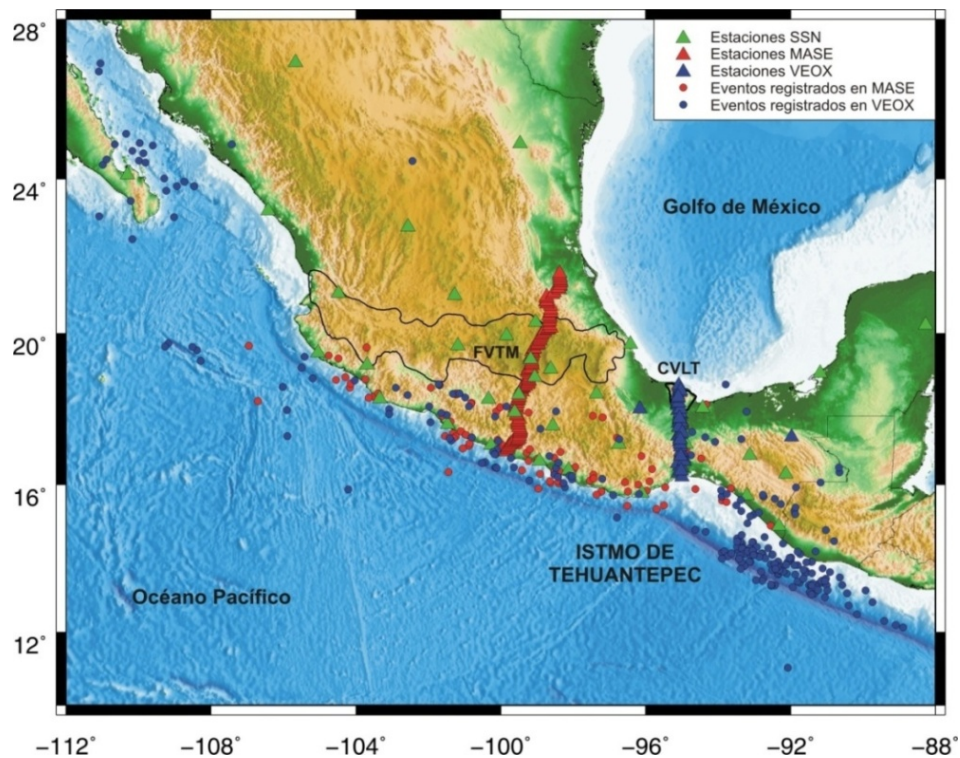


Figura 3.7 Localización de las redes sísmicas y los eventos registrados en las mismas que se utilizaron en este estudio.

3.4.1 Algoritmo de regionalización continua

La regionalización de ondas de superficie es un problema 2-D en el que el grado de restricción colocado sobre una estructura sísmica en una ubicación dada es altamente dependiente de la distribución de rayos, la cual siempre es irregular. Para producir una medida cualitativa de la restricción, el objetivo es construir una parametrización “optimizada” del modelo en el cual cada punto geográfico pertenece a la celda más pequeña para la cual se satisface un “criterio de calidad”. Si el criterio de calidad se elige para medir el grado de restricción impuesto localmente sobre un tipo de parámetro particular de inversión, entonces el patrón general de la parametrización optimizada va a reflejar variaciones en el modelo de restricción. En el presente trabajo, se realizó una inversión tomográfica utilizando el algoritmo de regionalización continua desarrollado por Debayle y Sambridge (2004), sobre el conjunto de velocidades de grupo de cada periodo.

Este algoritmo utiliza una formulación continua del problema inverso y un criterio de mínimos cuadrados. Una función de covarianza Gaussiana a priori controla el grado de suavizado horizontal en el modelo invertido. Debayle y Sambridge (2004) enfocan su

trabajo en el paso de regionalización 2-D y siguen el formalismo de Tarantola y Valette (1982a) para un problema inverso de mínimos cuadrados donde las incógnitas son una función de una variable continua y en donde la relación teórica entre los datos y las incógnitas se supone que es lineal. Este formalismo ha sido aplicado a ondas de cuerpo por Tarantola and Nercessian (1984) y a ondas de superficie por Montagner (1986).

En la Figura 3.8 se presentan los mapas tomográficos para los periodos comprendidos entre ~ 5 s and ~ 50 s, con un paso de 5 s. Las imágenes se presentan como una perturbación de la velocidad de grupo del modelo de referencia. La Tabla 3.1 desglosa un listado de algunos de los periodos utilizados en este ejercicio, la velocidad de grupo promedio calculada y el número de trayectorias utilizadas en cada uno de ellos.

Tabla 3.1 Valores de velocidad de grupo y número de trayectorias válidas para algunos periodos utilizados en el cálculo de la inversión tomográfica.

T (s)	U (km/s)	No. de trayectorias
5	2.8318	349
6	2.8189	1289
7	2.8072	1717
8	2.8026	1930
9	2.8016	2058
10	2.8073	2206
15	2.8881	2620
20	2.9452	2990
25	3.1028	3274
30	3.5468	1116
35	3.6919	1176
40	3.8817	904
45	3.8817	650
50	3.9345	366

3.4.2 Diagramas de Voronoi para pruebas de resolución

Para evitar los problemas en la determinar la resolución y una covarianza a posteriori cuando se involucran conjuntos de datos masivos, Debayle y Sambridge (2004) propusieron un procedimiento para estimar la variación de restricción proporcionada por la cobertura de la trayectoria del rayo. Este enfoque emplea técnicas de geometría computacionales, las cuales se han visto en tiempos recientes en varias aplicaciones a problemas geofísicos.

Sambridge *et al.* (1995) presentaron una técnica para interpolar una propiedad de la Tierra especificada en una serie de puntos de referencia, mientras que Gudmundsson y Sambridge (1998) y Sambridge y Faletič (2003) utilizaron poliedros Voronoi y tetraedros Delaunay como una parametrización para tomografía de tiempos de viaje en 3-D.

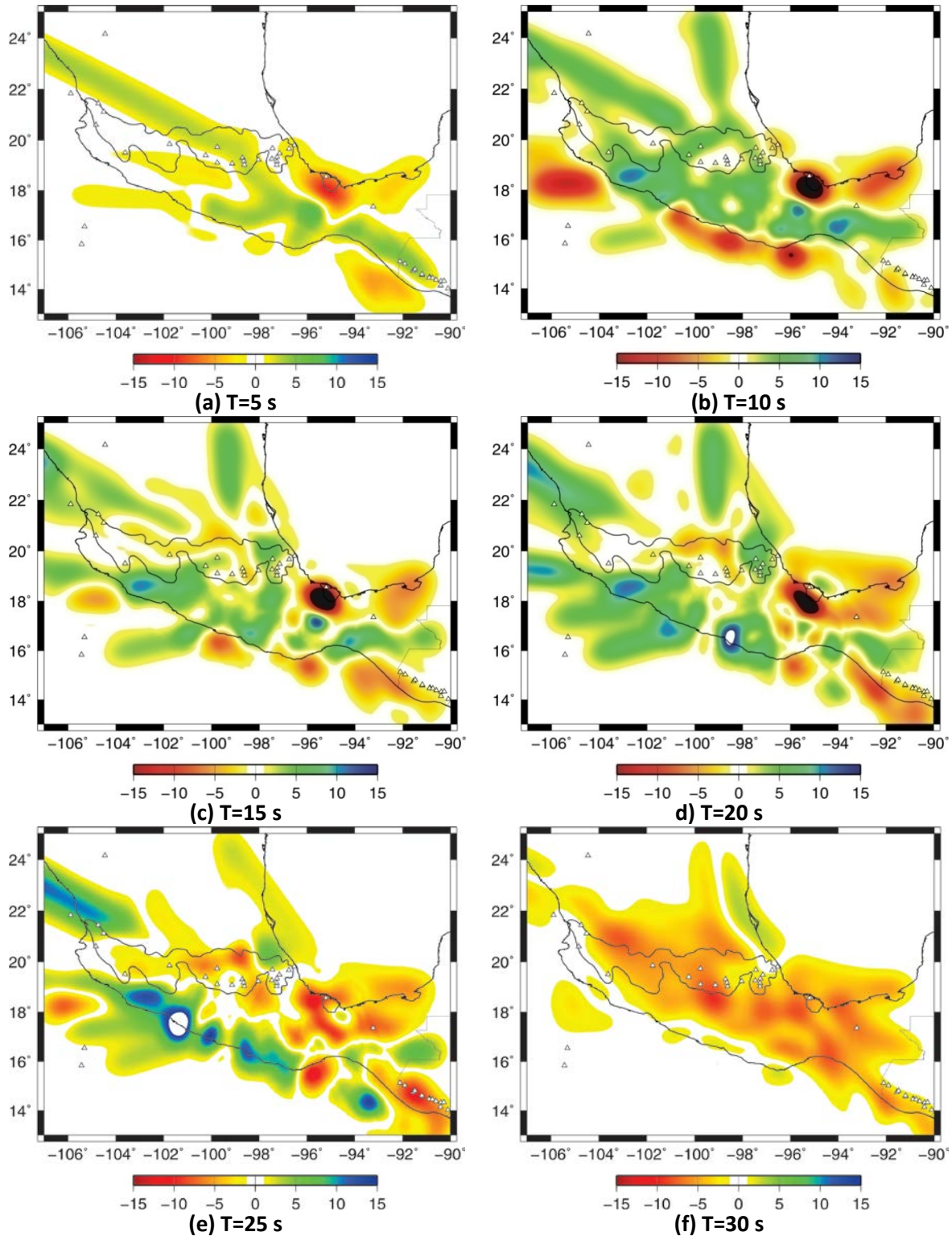


Figura 3.8 Imágenes tomográficas de alta resolución de ondas superficiales para diferentes periodos obtenidas mediante correlaciones cruzadas de ruido sísmico y eventos registrados en las estaciones utilizadas en este estudio. Los triángulos blancos representan a los volcanes de la región y se resalta la ubicación de la FVTM y el CVLT a través de los contornos cerrados.

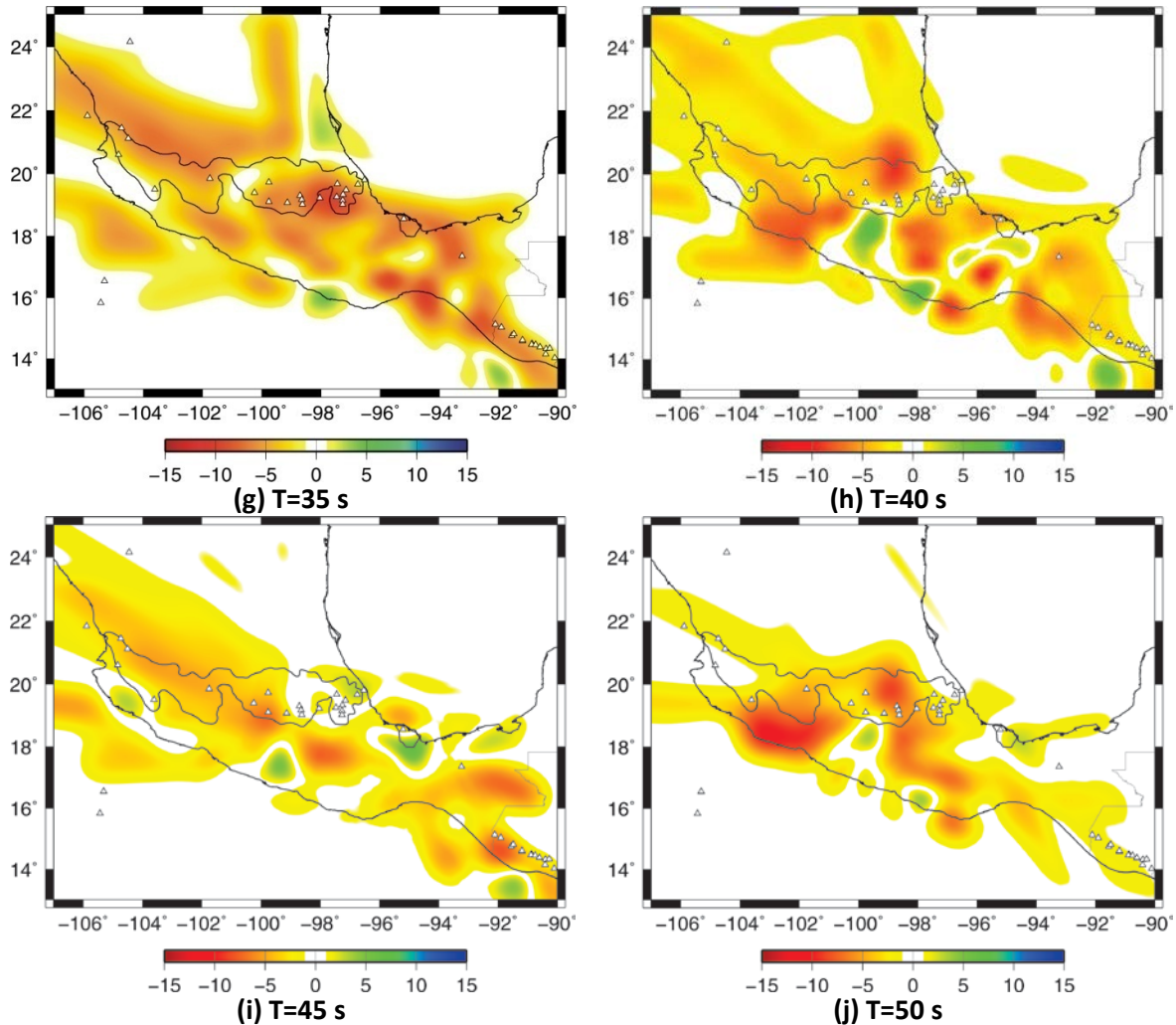


Figura 3.8 – Continuación.

En todos los casos, los algoritmos del campo de la geometría computacional se utilizan para dividir un medio en triángulos Delaunay (tetraedro en tres dimensiones) o celdas Voronoi (poliedro en tres dimensiones), construidos alrededor de un conjunto nodos de referencia espaciados irregularmente. En dos dimensiones, un diagrama de Voronoi divide el plano en un conjunto de polígonos, uno aproximadamente por cada nodo, de tal forma que todos los puntos en una celda en particular están más cerca del nodo que los define que de cualquier otro nodo. El cálculo de los diagramas de Voronoi es un proceso iterativo en el que se van borrando los vértices de los nodos hasta que se cumple con un criterio de acuerdo al número de trayectorias y cobertura azimutal de los mismos.

Las pruebas de resolución de las inversiones tomográficas se efectuaron aplicando la metodología propuesta por Debayle y Sambridge (2004), que utiliza para tal efecto diagramas de Voronoi (estructuras fundamentales dentro de la Geometría Computacional).

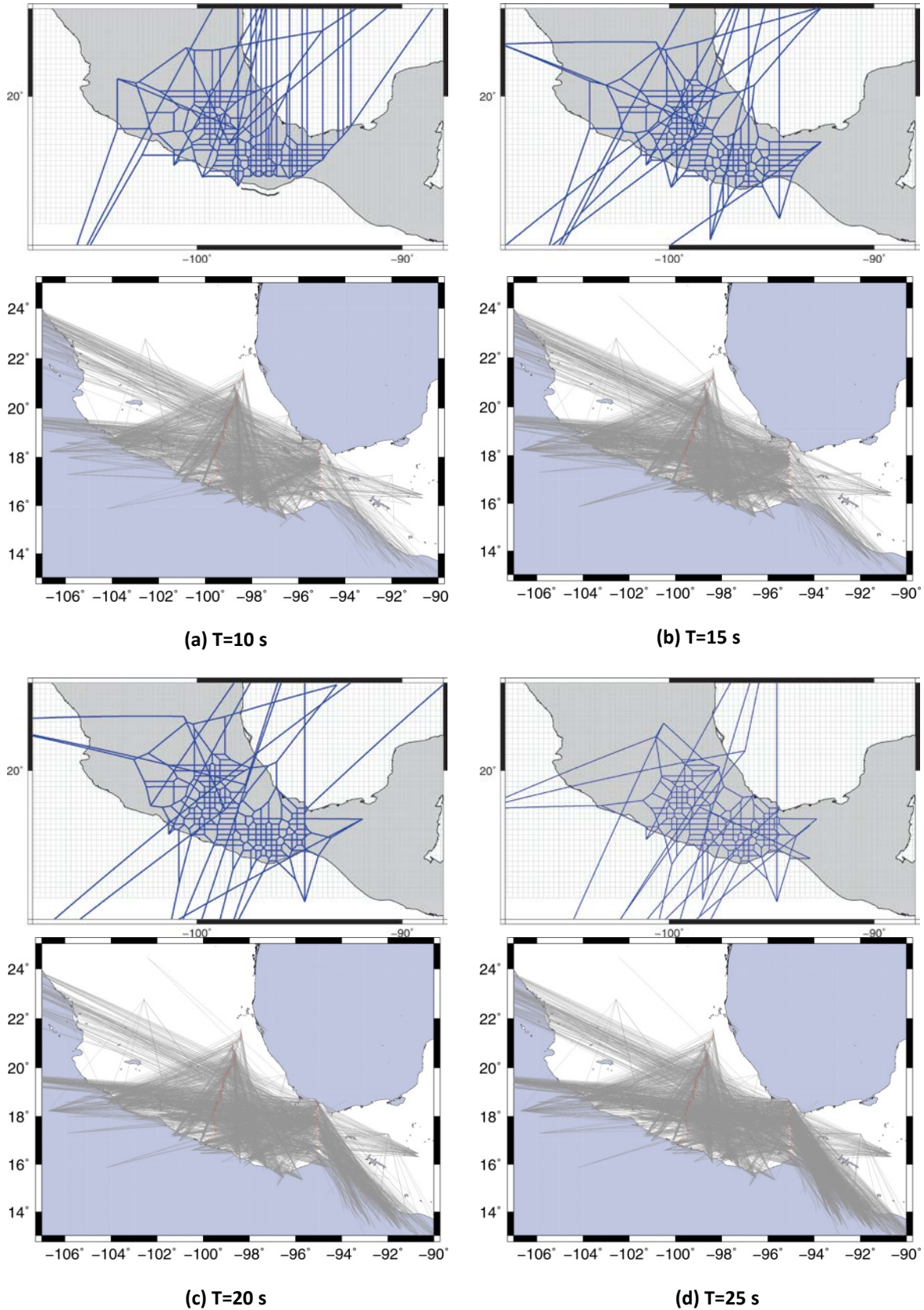


Figura 3.9 Diagramas de Voronoi y mapas de trayectorias calculados para las pruebas de resolución de los periodos: (a) $T=10$ s, (b) $T=15$ s, (c) $T=20$ s y (d) $T=25$ s.

En nuestro problema, la región inicialmente se discretiza como una malla regular de $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ ($\sim 14 \text{ km} \times \sim 14 \text{ km}$); lo que representa el “Diagrama de Voronoi inicial”. Se utiliza un criterio que se basa en la distribución de trayectorias en cada celda para determinar si un nodo del diagrama tiene la posibilidad de borrarse aleatoriamente o no. En la Figura 3.9 se incluyen los diagramas de Voronoi calculados para dos periodos particulares con sus respectivos mapas de trayectorias: (a) $T=10 \text{ s}$, (b) $T=15 \text{ s}$, (c) $T=20 \text{ s}$ y (d) $T=25 \text{ s}$.

3.4.3 Tomografía de tiempos de viaje utilizando FMST

Con el propósito de verificar los resultados obtenidos en la inversión tomográfica realizada mediante al algoritmo de regionalización continua, se utilizó el método propuesto por Rawlinson y Sambridge (2005), denominado *Fast Marching Method* (FMM). Esta técnica tomográfica 2-D iterativa no lineal permite obtener mapas de velocidad de ondas de Rayleigh y presenta la ventaja de ofrecer soluciones estables y robustas en medios altamente heterogéneos (Rawlinson y Sambridge, 2004; de Kool *et al.*, 2006).

En cada iteración, la trayectoria de rayo entre las estaciones se actualiza de tal forma que se toma en cuenta la longitud de las trayectorias. Dentro del proceso de inversión, se realiza la perturbación de los modelos del parámetro para que coincida con la medición de velocidad de grupo operando una linealización local en el modelo actual. Una vez que se estima la perturbación del modelo, se actualiza y se vuelven a trazar las trayectorias de propagación usando el esquema FMM.

Los cuatro bloques de datos antes descritos fueron procesados para adaptarlos a los requerimientos de entrada del paquete FMST desarrollado por Rawlinson y Sambridge (2005). En la Tabla 3.2 se desglosan algunas velocidades de grupo junto con el número de trayectorias empleadas para su determinación y en la Figura 3.10, se presentan las inversiones tomográficas para periodos específicos utilizando este método.

Tabla 3.2 Valores de velocidad de grupo promedio y número de trayectorias válidas para algunos periodos utilizados en el cálculo de la inversión tomográfica mediante el método de Rawlinson y Sambridge (2005).

T (s)	U (km/s)	Trayectorias (#)
5	2.7692	909
8	2.7929	1000
10	2.8080	1002
15	2.8108	1067
20	2.8576	1176
25	3.0020	1266
30	3.1915	1250
35	3.3621	1141
40	3.5034	1052
45	3.6186	931
50	3.7298	451

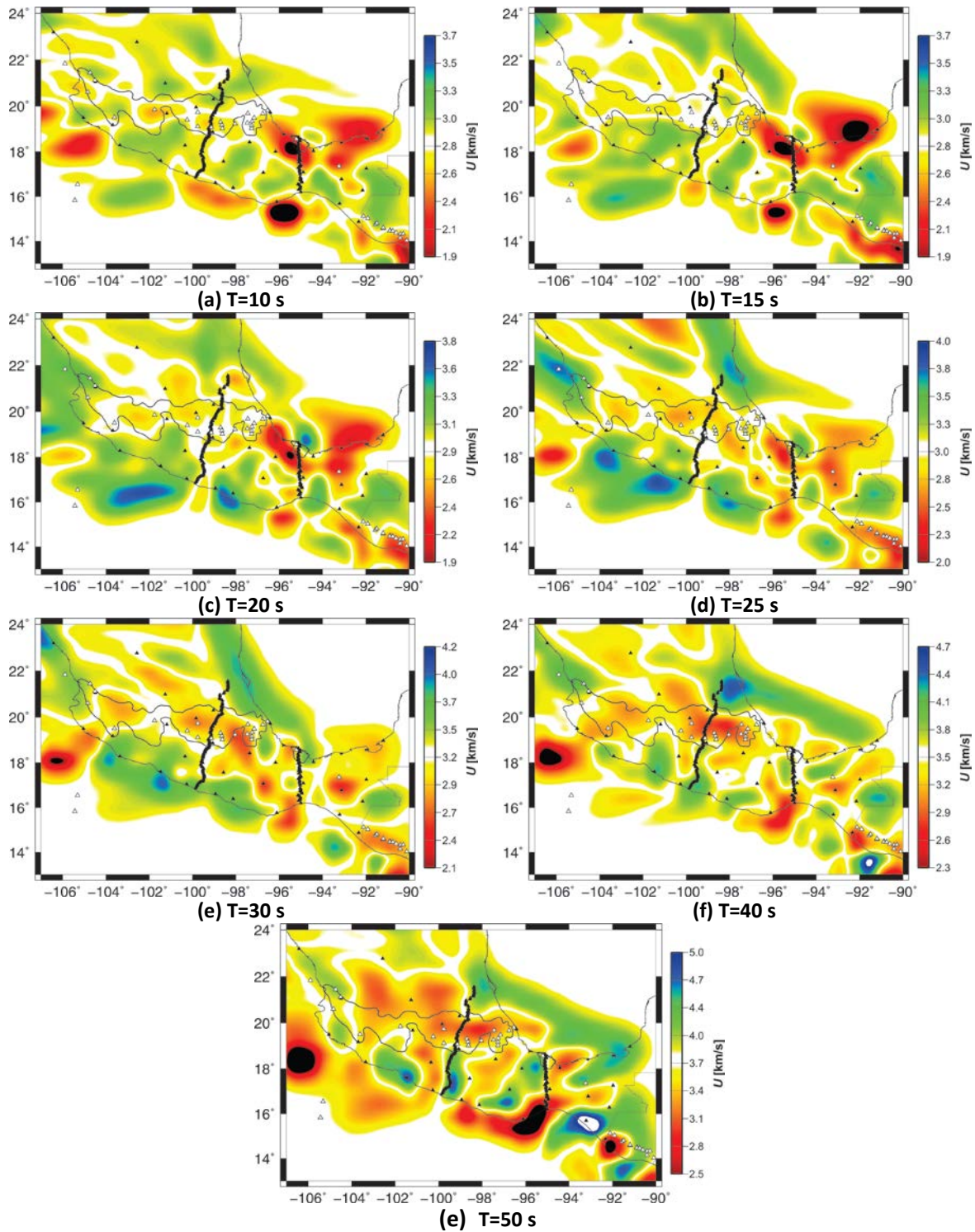


Figura 3.10 Resultados de la inversión tomográfica de tiempos de viaje utilizando el método propuesto por Rawlinson y Sambridge (2005) que se que se presentan como variación de la velocidad de grupo.

En la Figura 3.11 se grafica los histogramas que ilustran la distribución de los desajustes para el modelo inicial (a) y para el modelo final (b) para $T=30$ s.

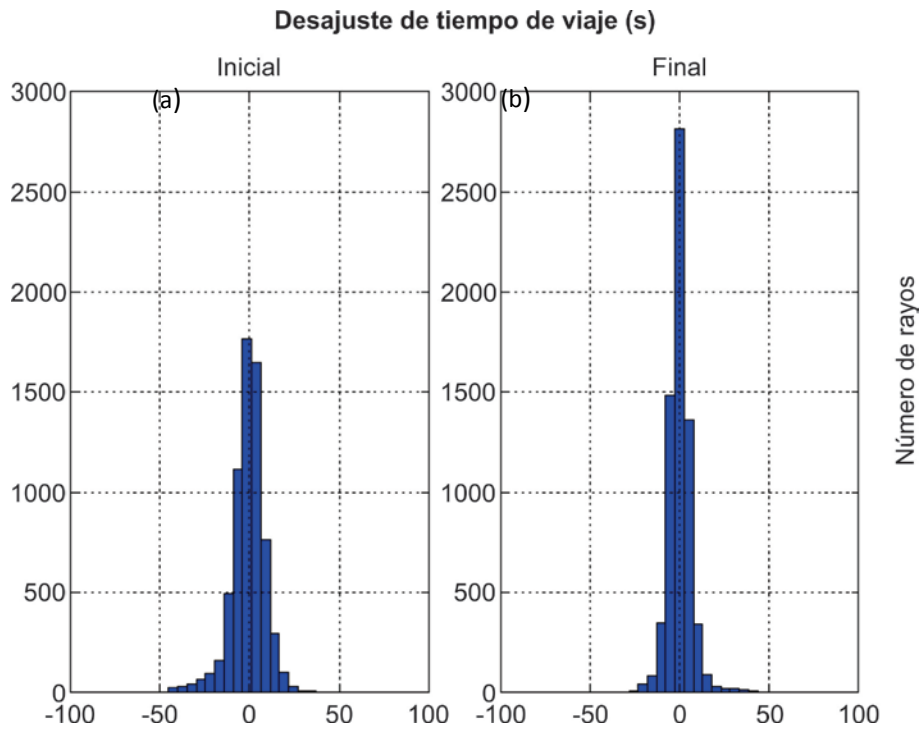


Figura 3.11 Histogramas de frecuencia que muestran el ajuste entre los datos de tiempo de viaje “observados” de (a) el modelo inicial, y (b) el modelo solución para $T=30$ s.

En lo que respecta a las pruebas de resolución realizadas para evaluar los resultados de esta técnica, se hicieron comprobaciones de sensibilidad de tablero de ajedrez, las cuales son útiles para evaluar la capacidad de la inversión tomográfica de resolver detalles estructurales en la Tierra. La Figura 3.12 presenta el tablero de ajedrez original para $T=10$ s, mientras que la Figura 3.13 contiene los tableros de ajedrez del modelo recuperado para cuatro periodos distintos.

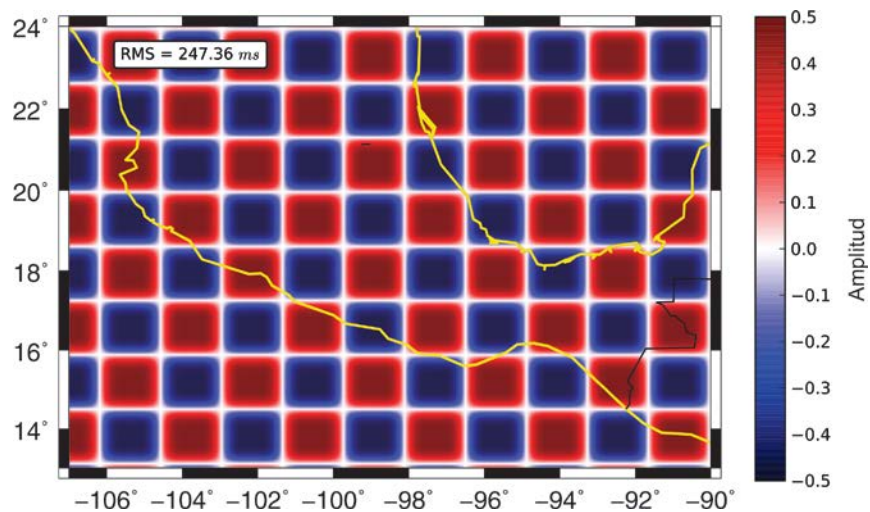


Figura 3.12 Tablero de ajedrez inicial para el $T=10$ s.

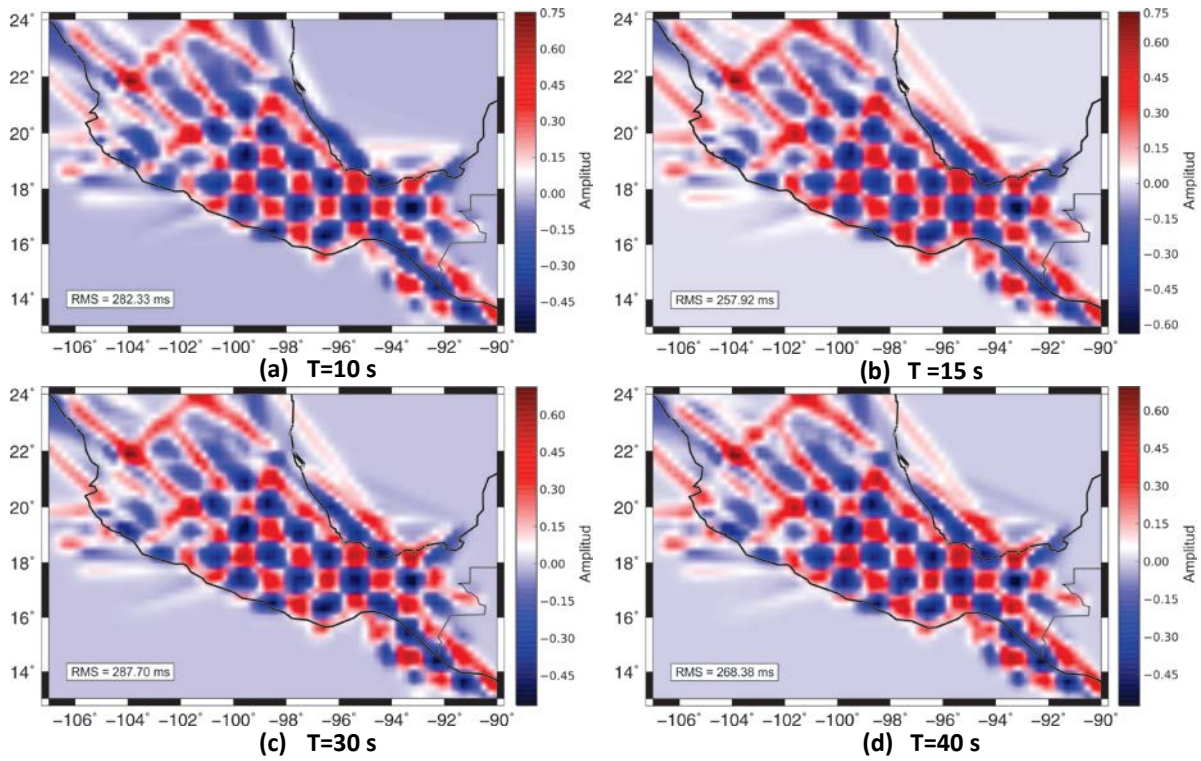


Figura 3.13 Tableros de ajedrez recuperados para cuatro periodos diferentes con sus respectivos valores RMS.

CAPÍTULO IV

MODELADO DE ESTRUCTURA CORTICAL

4.1 Teoría de Inversión

La teoría de inversión es un conjunto organizado de técnicas matemáticas que sirve para obtener información útil del mundo físico, con base en inferencias que se desarrollan a partir de observaciones disponibles, las cuales consisten de una serie de mediciones a las que se les denomina “datos”. Las cuestiones a las que se les pretende dar una respuesta se expresan en términos de valores numéricos (y estadísticos) de propiedades específicas del mundo que no son necesariamente medibles. Estas propiedades son los parámetros del modelo y se asume que existe algún método específico (generalmente una teoría matemática o un modelo) que los relaciona con los datos (Menke, 1984).

La teoría directa se define como el proceso en el que se predicen los resultados de ciertas mediciones a partir de algún principio general o modelo y de una serie de condiciones relevantes del problema que se aborda. Por su parte, la teoría inversa tiene su punto de partida en las observaciones (datos) y un principio general o modelo y su finalidad es determinar sus parámetros. De acuerdo con este planteamiento, Lines y Treitel (1984) establecen que el propósito de la inversión es obtener una estimación de los valores de los parámetros a través de un proceso iterativo que concluye cuando se consigue un ajuste satisfactorio entre la respuesta del modelo y los datos observados. De manera esquemática, ambos problemas se pueden representar como se ilustra en la Figura 4.1.

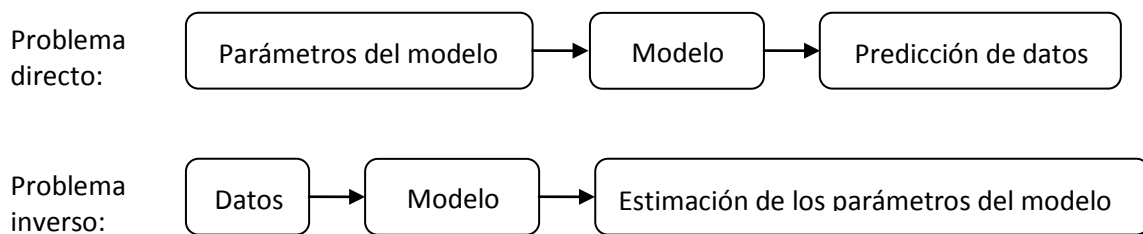


Figura 4.1 Diagramas de flujo de los problemas directo e inversos.

En geofísica, la teoría de inversión se define como el proceso que se encarga de ajustar la respuesta matemática de un modelo específico terrestre a una serie finita de observaciones. Las ecuaciones matemáticas que definen al modelo, dependen de cierto número de parámetros cuyos valores se desea estimar a partir de los datos observados.

4.1.1 Formulación del problema inverso

Dado que generalmente los datos se presentan como una tabla de valores numéricos, el uso de vectores proporciona una forma conveniente para su representación. Siguiendo a Menke

(1984), si se realizan N mediciones en un experimento específico, se puede considerar a estos números como los elementos de un vector \mathbf{d} de longitud N . De manera similar, los parámetros del modelo se pueden representar como los elementos de un vector \mathbf{m} , cuya longitud es M (Ecuación 4.1).

$$\begin{aligned} \text{Datos: } d &= [d_1, d_2, d_3, d_4, \dots, d_n]^T \\ \text{Parámetros del modelo: } m &= [m_1, m_2, m_3, m_4, \dots, m_M]^T, \end{aligned} \quad (4.1)$$

donde T significa transpuesta. El planteamiento básico de un problema inverso es que los parámetros y los datos tienen una relación a la que se le denomina modelo, el cual se expresa como una o más fórmulas que se espera satisfagan a los parámetros y datos por medio de una o más ecuaciones implícitas tal como se representa la Ecuación 4.2:

$$\begin{aligned} f_1(d, m) &= 0 \\ f_2(d, m) &= 0 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ f_L(d, m) &= 0, \end{aligned} \quad (4.2)$$

donde L es el número de ecuaciones necesarias para representar el modelo. Estas ecuaciones se escriben de forma simplificada como el vector de ecuaciones $f(d, m) = 0$.

Existen metodologías que particularizan la solución exclusiva de problemas de inversión cuyos modelos matemáticos son lineales o cuando menos linealizables mediante aproximaciones numéricas. Esta ramificación constituye una familia de métodos denominados “de búsqueda local”, que son capaces de enfrentarse a problemas lineales durante la inversión. Sin embargo, también existen modelos matemáticos altamente no lineales.

Los métodos de búsqueda global exploran todo el dominio de soluciones a lo largo del proceso de inversión, realizando un rastreo “global” dentro de un espacio finito. De esta manera, aunque existan soluciones parciales del problema, se tiene una mayor probabilidad de que la solución final corresponda al mejor ajuste entre los datos observados y los datos sintéticos. Esta clase de métodos no requieren de la información proporcionada por las derivadas de la función objetivo, debido a que en ellos no se linealiza el problema. Por el contrario, los algoritmos de optimización global emplean procesos estocásticos para explorar el espacio de soluciones y así encontrar los mejores modelos. El funcionamiento de estos métodos se basa en el cálculo reiterado del problema directo al probar los valores de un conjunto de parámetros en cada intento y perturbando cada uno de ellos de acuerdo a alguna regla establecida, así como en la

elección de las mejores soluciones con base en alguna regla o funcionamiento previamente definido.

4.2 Inversión conjunta de curvas de dispersión de ondas superficiales y funciones receptor

Antecedentes

La sensibilidad de la estructura cortical a la velocidad de corte del medio en las mediciones de dispersión de ondas superficiales y funciones receptor de la onda P de registros telesísmicos, se utiliza a menudo por los sismólogos para imponer restricciones en la geología de la corteza y el manto superior. Las funciones receptor restringen los contrastes de la velocidad de corte de las interfases que se localizan en el medio y en los tiempos de viaje relativos de las ondas convertidas que reverberan entre dichas interfases, de tal forma que las interpretaciones pueden aparentar un *trade-off* profundidad-velocidad (Ammon *et al.*, 1990). En cambio, la dispersión de ondas superficiales proporciona restricciones en los promedios de la velocidad de corte absoluta a diferentes rangos de profundidad. Algunos estudios de funciones receptor han tenido éxito en remover la no-unicidad inherente, haciendo coincidir los promedios calculados de sus resultados de inversión con los mostrados en estudios de dispersión (*e.g.*, Julià *et al.*, 1998). La interpretación conjunta de la dispersión de ondas superficiales y funciones receptor de ondas P telesísmicas, parece que intuitivamente establece restricciones más estrictas en la determinación de la estructura de velocidades de corte que ambas técnicas por separado. Adicionalmente, dado que los dos conjuntos de datos independientes se procesan simultáneamente, también se limita la probabilidad de sobreinterpretación.

Entre algunas propuestas que se han realizado para combinar las mediciones de la dispersión de ondas de superficie y funciones receptor para estudiar la estructura subsuperficial, se encuentra la planteada por Last *et al.* (1997), quienes hicieron un estudio de la estructura de la Meseta Africana del Este (*East African Plateau*) utilizando funciones receptor y estimaciones de velocidad de fase de ondas de Rayleigh. En su trabajo, modelaron cada conjunto de datos de forma independiente empleando algoritmos de modelado directo y la combinación de otros resultados para encontrar estimaciones de la media de la estructura cortical que satisfizo ambos conjuntos de observaciones. Özalaybey *et al.* (1997) modificaron la técnica de función receptor de Ammon *et al.* (1990) agregando más ecuaciones que relacionan las velocidades dispersivas a los parámetros del modelo. Según su criterio, señalan que no hay necesidad de usar el conjunto completo de mediciones de dispersión. Bajo esta consideración, Özalaybey *et al.* (1997) argumentan que lograron distinguir entre diferentes modelos competentes de estructura a partir de funciones receptor utilizando solo dos observaciones de velocidad de fase en periodos lo suficientemente apartados para muestrear diferentes profundidades. Por su parte, Julià *et al.* (2000) consideran que sus resultados muestran que en algunos casos incluso más de dos observaciones sería inadecuado, hecho que también fue apuntado previamente por Ammon y

Zandt (1993). Du y Foulger (1999) usaron el formalismo de Özalaybey *et al.* (1997) para invertir curvas de dispersión completas y obtuvieron modelos que ajustaron con estos conjuntos de datos. En ambos estudios, sin embargo, las inversiones dependieron del uso de perfiles preexistentes como modelos iniciales. En una extensión de los trabajos de Özalaybey *et al.* (1997) y Du y Foulger (1999), Julià *et al.* (2000) exploraron más a fondo un procedimiento para balancear la influencia relativa de los diferentes conjuntos de datos durante el proceso de inversión. La solución que implementaron se basa en un algoritmo eficiente para invertir conjuntamente funciones receptor y curvas de dispersión a través de un esquema de mínimos cuadrados amortiguado e iterativo. El procedimiento de inversión produce modelos de velocidad suavizados con un número mínimo de contrastes de velocidad pronunciados. Este suavizado se controla por medio de un parámetro de amortiguamiento *a priori* y el control de las contribuciones relativas de cada conjunto de datos, se efectúa a través del parámetro de influencia *a priori*.

Consistencia y complementariedad

La inversión conjunta de dos conjuntos de datos independientes plantea interrogantes que surgen con respecto a la consistencia y la complementariedad. En el caso particular de la inversión conjunta de curvas de dispersión y funciones receptor, la consistencia requiere que ambas mediciones realicen el muestreo de la misma porción del medio de propagación, de tal manera que la información contenida en las curvas obtenidas haga referencia al mismo segmento de la Tierra. La complementariedad por otro lado, se refiere a que los datos en conjunto mejoren las restricciones que acarrea cada conjunto de datos por separado.

Las funciones receptor son series de tiempo que son sensibles a la estructura cercana a la estación de registro y se calculan por medio de la deconvolución de la componente vertical de una onda *P* telesísmica registrada de su componente radial. Si se asume un modelo de capas planas para el medio de propagación –o capas ligeramente inclinadas-, las trazas deconvolucionadas pueden interpretarse como una versión escalada de la componente radial con múltiples fases *P* removidas (Langston, 1979). Las funciones receptor se interpretan usualmente como combinaciones lineales de picos desplazados en el tiempo, cada uno los cuales están relacionados con diferentes rayos que reverberan a lo largo de las capas que se encuentran debajo de la estación de registro (Figura 4.2). La amplitud y posición en el tiempo de los picos son sensibles a las velocidades de las ondas *P* y *S* (para capas de espesores fijos), y las amplitudes lo son además a la densidad. Debido al ángulo de incidencia de las ondas *P* telesísmicas, las trazas horizontales contienen las fases polarizadas en la dirección de las ondas *S* y en consecuencia, las funciones receptor generalmente se invierten para determinar la estructura de velocidades de las ondas *S* (Owens *et al.*, 1984). Por lo tanto, la velocidad de las ondas *P* se infiere asumiendo un valor constante para la relación de Poisson, y la densidad se

estima de la velocidad compresional resultante a través de algunas relaciones empíricas (e.g., Berteussen, 1977).

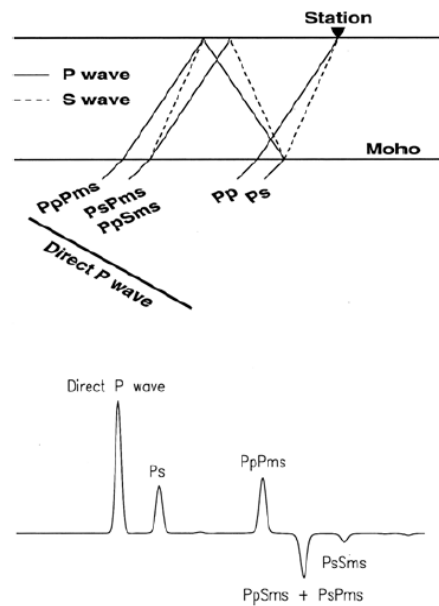


Figura 4.2 Diagrama de rayos simplificado que identifica las principales fases convertidas *P* a *S* que comprenden la función receptor para un modelo de una capa sobre el semiespacio (arriba). Forma de onda correspondiente al modelo presentado (abajo). Tomada Julià *et al.* (2000).

En este trabajo se presenta una propuesta para la inversión conjunta de curvas de dispersión de ondas superficiales de Rayleigh y funciones receptor para la obtención de modelos de estructura cortical. El problema directo se calcula para cada una de estas técnicas por separado, siendo que para el caso de las mediciones de dispersión de velocidad de grupo, se utilizan los programas de Herrmann (1987) y para las funciones receptor, la solución de Kennett (1983) modificada por Cruz-Atienza (2000). El problema inverso se resuelve conjuntamente por medio del método de inversión de búsqueda global *simulated annealing* (Goffe, 1996), donde un parámetro de control determina el peso de las funciones receptor con respecto a las curvas de dispersión. Las curvas de dispersión locales se calculan a partir de la tomografía sísmica realizada en este estudio; en tanto que las funciones receptor utilizadas corresponden a las calculadas por Melgar y Pérez-Campos (2011) para las estaciones del arreglo temporal de banda ancha denominado VEOX.

4.2.1 Cálculo del problema directo para las curvas de dispersión

Tradicionalmente, la inversión de ondas superficiales se desarrollaba mediante la expansión de series de Taylor, lo que implicaba linealizar el problema para resolverlo a través de un esquema de inversión lineal (e.g., Keilis-Borok, 1989, Chávez-Pérez *et al.*, 1991). Sin embargo, es bien conocido que la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales es un problema altamente no lineal y multiparamétrico (Lomax y Sneider, 1995; Yamanaka e Ishida, 1996), por

lo que la solución inversa a partir de un método lineal implica una fuerte dependencia del modelo inicial elegido (Iglesias, 2000). Las curvas de dispersión son precisamente las relaciones frecuencia vs velocidad de propagación, y son calculadas encontrando los polos de la ecuación de dispersión.

El problema directo para la inversión de ondas superficiales se puede resolver con diferentes algoritmos y en este trabajo se utilizan las subrutinas *surface85* y *reigen85* de Herrmann (1987) que tienen su fundamento teórico en los trabajos de Haskell (1964), Dunkin (1965), Mitchell y Herrmann (1979), Wang y Herrmann (1980), Aki y Richards (1980) y Wang (1981). La adaptación de estas rutinas para su uso en el algoritmo *simulated annealing* implementada por Iglesias (2001) y cuya aplicación se presenta en Iglesias *et al.* (2001) e Iglesias *et al.* (2010), es la que se emplea en este estudio. Estas subrutinas calculan la velocidad de grupo y de fase de ondas superficiales a partir de un modelo de velocidades de las ondas internas. Los datos de entrada que se requieren son la velocidad de ondas *P* y *S*, la densidad, el factor de atenuación *Q* de las ondas *P* y *S* y el espesor de cada una de las capas.

La dependencia de la velocidad de las ondas superficiales con la velocidad v_s utilizada en este algoritmo sigue el desarrollo teórico de Keilis-Borok *et al.* (1989). Las derivadas parciales de las velocidades de grupo y de fase respecto a las velocidades de las ondas internas *P* y *S* para un medio con capas de velocidad y densidad constantes vienen descritos por las siguientes ecuaciones (Herrmann, 1987):

$$\frac{\partial U}{\partial v} = \frac{\partial U_o}{\partial v} \left(\frac{U}{U_o} - \frac{U_o}{c_o} \left(\frac{c - c_o}{c_o} \right) + \frac{2\gamma U_o}{\pi\omega} \right) + \frac{\partial c_o}{\partial v} \frac{U}{c_o} \left(-2 \frac{2\gamma U_o}{\pi\omega} + \frac{U_o}{c_o} \frac{1}{\pi Q_v} + \left(2 - \frac{U_o}{c_o} \right) \left[\frac{1}{\pi Q_v} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) - \left(\frac{c - c_o}{c_o} \right) \right] + \frac{U_o}{c_o} \left(\frac{c - c_o}{c_o} \right) \right) \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial c}{\partial v} = \frac{\partial c_o}{\partial v} \left(1 + \frac{1}{\pi Q_v} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right) \quad (4.4)$$

4.2.2 Cálculo del problema directo para las funciones receptor

Para el cálculo del problema directo de las funciones receptor antes descrito, se utilizó el procedimiento propuesto por Cruz-Atienza (2000), que consiste en un método insertado en los programas de inversión con la finalidad de seleccionar modelos significativos ante la presencia de errores considerables en las observaciones. En este proceso, el primer paso consiste en calcular los apilados de las funciones receptor de cada uno de los grupos epicentrales considerados (en este caso los denominados Alaska, Atlántico, Fiji y Sudamérica), mismo que se

lleva a cabo al promediar todas las funciones receptor de un cierto grupo. Una vez que se tiene esta serie temporal (apilado), se calcula su desviación estándar.

La banda de error A_B es el área encerrada entre las curvas de las series de tiempo que corresponden a ± 1 desviación estándar del apilado, señaladas en la Figura 4.3 como (+) Desviación estándar y (-) Desviación estándar. Una vez determinada esta banda de error, evalúan los dos criterios simultáneos que debe satisfacer cualquier modelo para que sea seleccionado por los programas de inversión.

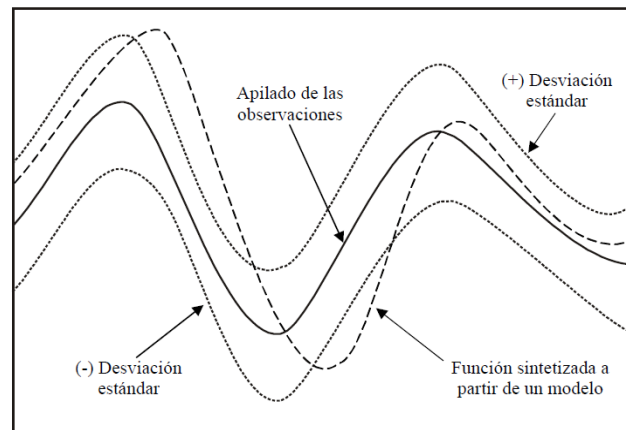


Figura 4.3 Curvas hipotéticas que se utilizan para evaluar que tan adentro o que tan afuera se encuentra la curva sintética de la banda de error A_B . Se aprecian las dos fronteras definidas por la suma y la resta de la desviación estándar a la curva apilada (que delimitan la banda de error A_B), la curva apilada observada y la curva sintetizada a partir de un modelo. Nótese las áreas descritas por afuera de la banda de error entre la curva sintética y la banda de error A_E . Tomada de Cruz-Atienza (2000).

El primer criterio de selección evalúa qué tanto la respuesta sintética del modelo evaluado (su función de receptor teórica), se encuentra dentro o fuera de la banda de error. Para estimar esto, primero se suman las áreas que se encuentren por afuera de la banda de error, definidas por la respuesta sintética del modelo y las fronteras de la banda (Figura 4.3). A la superficie resultante le denomina A_E . Una vez que se conoce el valor de las áreas externas acumuladas se efectúa el cociente entre el área A_E y el área total de la banda A_B . Si el valor de esta división es menor a un cierto porcentaje establecido, entonces el modelo ha satisfecho el primer criterio. Por otro parte, el segundo criterio procura la similitud entre las formas de la curva observada y la curva sintetizada. Esto implica que no es suficiente que la respuesta del modelo se encuentre dentro de la banda permitida en su mayor parte, sino que además, su forma debe ser lo más semejante a la curva descrita por el apilado. Para evaluar esta similitud se empleó una norma de error conocida como semblanza:

$$S(m_s) = 0.5 - \frac{cross(d_s, d_o)}{auto(d_s) + auto(d_o)}, \quad (4.5)$$

donde $S(m_s)$ es la semblanza del modelo actual, $auto(d_s)$ y $auto(d_o)$ son respectivamente las autocorrelaciones de la señal sintética y la observada, y $cross(d_s, d_o)$ es la correlación cruzada de las dos señales. Mientras más se asemejen las curvas, la semblanza tenderá a cero. Al igual que en el criterio anterior, en éste se compara la semblanza del modelo examinado con un valor límite. Si este último es mayor que la semblanza asociada al modelo, entonces se satisface el segundo criterio. Todos los modelos que cumplan simultáneamente con ambas exigencias de calidad, son almacenados por los programas durante los procesos de inversión.

Las curvas sintetizadas para el cálculo del problema directo se obtuvieron mediante el método de las matrices de propagación de Kennet (1983).

4.3 Cálculo del problema inverso con el método *simulated annealing*

Este algoritmo tiene su base en la termodinámica y la mecánica estadística, donde se estudia la energía térmica de un sistema y su ordenación atómica (Goffe, 1996). La descripción del enfriamiento paulatino de un metal fundido motiva el concepto del algoritmo. Después de un enfriamiento lento (*annealing*) el metal llega a un estado de baja energía y máximo ordenamiento atómico. Las fluctuaciones aleatorias de energía inherentes permiten al sistema escapar de mínimos locales de energía para alcanzar un mínimo global. Sin embargo, si el enfriamiento es demasiado rápido, el sistema podría estancarse en un mínimo local de energía y una vez enfriado por completo, contendrá más energía que el metal cristalizado lentamente.

Mecánica estadística

La mecánica estadística es la disciplina central de la física de la materia condensada, un grupo de elementos para el análisis de las propiedades globales de la gran cantidad de átomos que se encuentran en las muestras de materia líquida o sólida. Debido a que el número de átomos es del orden de 10^{23} por centímetro cúbico, solo se observa el comportamiento más probable del sistema en equilibrio térmico a una temperatura dada, el cual puede caracterizarse por el promedio y las pequeñas fluctuaciones cercanas al comportamiento promedio del sistema. En este bloque, cada configuración definida por el conjunto de posiciones atómicas $\{r_i\}$, del sistema es ponderado por su factor de probabilidad de Boltzman, que se calcula de acuerdo con la ecuación:

$$P(\{x\}) = \exp\left(\frac{-E(\{x\})}{K_B T}\right). \quad (4.6)$$

Una interrogante fundamental que surge en la mecánica estadística se relaciona con lo que le sucede al sistema cuando se acerca al límite de la temperatura baja – por ejemplo, si los átomos permanecen como un fluido o se solidifican y en este último caso, si forman un sólido cristalino o un vidrio-. Los estados fundamentales y las configuraciones cercanas a ellos en energía son extremadamente raros entre todas las configuraciones de un cuerpo macroscópico, aún así

dominan sus propiedades a bajas temperaturas debido a que cuando la temperatura disminuye la distribución de Boltzman hacia los estados de más baja energía (Figura 4.4).

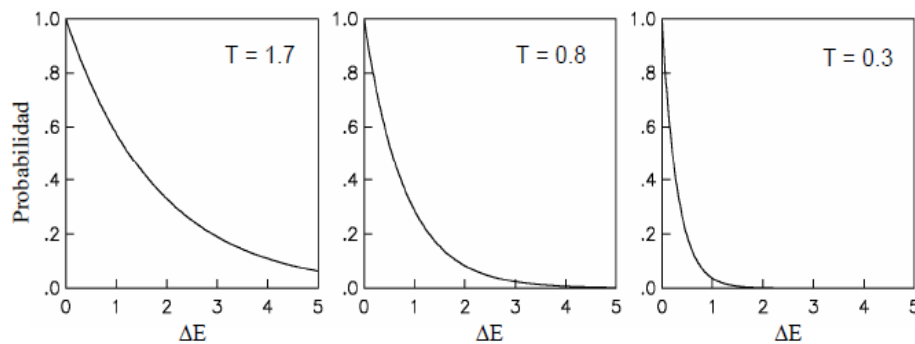


Figura 4.4 Funciones probabilísticas de Boltzman para diferentes temperaturas. Nótese cómo al decrecer la temperatura, la curva se colapsa hacia la parte de menor energía. Esto implica que, conforme disminuye la temperatura, únicamente las configuraciones que presenten un incremento pequeño en la energía del sistema serán aceptadas. Tomada de Cruz-Atienza (2000).

En los albores de la computación científica, Metropolis *et al.* (1953), introdujeron un algoritmo simple que puede utilizarse para brindar una simulación eficiente de la configuración una colección de átomos en equilibrio a una temperatura dada. En cada paso de este algoritmo, se le permite a un átomo un pequeño desplazamiento aleatorio en el que la nueva posición x' es arbitraria y está definida por:

$$x' = x + r \cdot v, \quad (4.7)$$

donde la distancia de avance v es variable para cada átomo y es adaptable al algoritmo de búsqueda del mínimo. La longitud $|v|$ es modulada por un número arbitrario r asignado de manera aleatoria con posibles valores entre -1 y 1. A partir de este desplazamiento, se calcula el cambio resultante ΔE en la energía del sistema. Si se cumple la condición $\Delta E \leq 0$, entonces se acepta el desplazamiento, y la configuración con el átomo desplazado se utiliza como punto inicial en el siguiente paso. Alternativamente, en el caso en que $\Delta E > 0$, la probabilidad que se acepte la nueva configuración está dada por la ecuación:

$$P(\Delta E) = \exp\left(\frac{-\Delta E}{K_B T}\right). \quad (4.8)$$

Los números aleatorios uniformemente distribuidos en el intervalo (0,1) son un medio conveniente para la aplicación de la parte aleatoria del algoritmo. Uno dentro de dicho intervalo se selecciona y compara con $P(\Delta E)$; si es menor, la nueva configuración se retiene; si no lo es, la configuración original se usa para como inicio en el siguiente paso. La repetición de este procedimiento simula el movimiento térmico de los átomos en contacto con un “baño de calor”

a la temperatura T . Esta elección de $P(\Delta E)$ tiene como consecuencia que el sistema evolucione hacia una distribución de Boltzmann (Figura 4.4). Al utilizarse la función de costo en vez de la energía y definiendo las configuraciones para un conjunto de parámetros $\{x_i\}$, es sencillo generar una población de configuraciones con el procedimiento de Metropolis *et al.* (1953) para un problema de optimización dado, en algunas temperaturas efectivas. Esta temperatura es simplemente un parámetro de control que se da en las mismas unidades que la función de costo y que en analogía con la recristalización, su disminución lenta permite ir encontrando estados ordenados de baja energía, de tal manera que al final se tiene un cristal bien definido.

Explicación del programa SIMANN

El programa de optimización global de SIMANN (Goffe, 1996) que utiliza el algoritmo *simulated annealing*, consta básicamente de tres ciclos anidados (Figura 4.5). Al principio, el algoritmo elige aleatoriamente un punto de prueba dentro de la longitud de paso v (un vector de longitud n), del punto de inicio establecido por el usuario. La función se evalúa en este punto de prueba y se compara con su valor en el punto inicial. En un problema de minimización, los movimientos descendentes (*downhill*) pueden ser aceptados; sin embargo, esta decisión se toma por medio del criterio de Metrópolis, el cual usa la temperatura T y la magnitud del movimiento que minimiza la energía del sistema de una manera probabilística: cuanto mayor sea la temperatura y menor sea el movimiento de descenso, es más probable que se acepte el cambio. Si se rechaza el punto de prueba, se elige otro para una siguiente evaluación. En la Tabla 4.1 se sintetizan los principales parámetros de la inversión de acuerdo con Goffe (1996).

Tabla 4.1 Parámetros de entrada (Input)utilizados por el programa SIMANN (Goffe, 1996).

Parámetro	Significado
N	Número de variables de la función a optimizar.
x	Valores iniciales de las variables de la función a optimizar.
MAX	Denota si la función debe ser maximizada o minimizada (TRUE/FALSE respectivamente).
r_T	Factor de reducción de temperatura (valor entre 0-1).
ϵ (EPS)	Tolerancia de error para finalizar.
N_S	Número de iteraciones necesarias ($N_S \times N$) para que la longitud del vector v se ajuste de modo que, aproximadamente la mitad de las evaluaciones, sean aceptadas.
N_T	Número de iteraciones antes de una reducción de temperatura. Tras $N \times N_S \times N_T$ iteraciones la temperatura T se reduce un factor r_T .
N_ϵ (NEPS)	Número de valores de la función final utilizados para decidir la finalización del algoritmo. El algoritmo finaliza si $\Delta E < \epsilon$.
$MAXEVL$	Máximo número de evaluaciones de la función. Si se excede, IER=1.
LB	Valores mínimos permitidos de las variables como solución.
UB	Valores máximos permitidos de las variables como solución.
C	Vector que controla el ajuste de la longitud de paso.

El ciclo externo regula la temperatura del sistema de la siguiente forma de acuerdo con la filosofía de *simulated annealing*: cada vez que se completa un ciclo de estos, la temperatura del proceso (Ecuación 4.9) disminuye al multiplicarse por un factor $0 < r_T < 1$ que normalmente es cercano a 1, lo que es equivalente al enfriamiento paulatino que se requiere. El nuevo valor de temperatura T' está dado por:

$$T' = r_T \cdot T \tag{4.9}$$

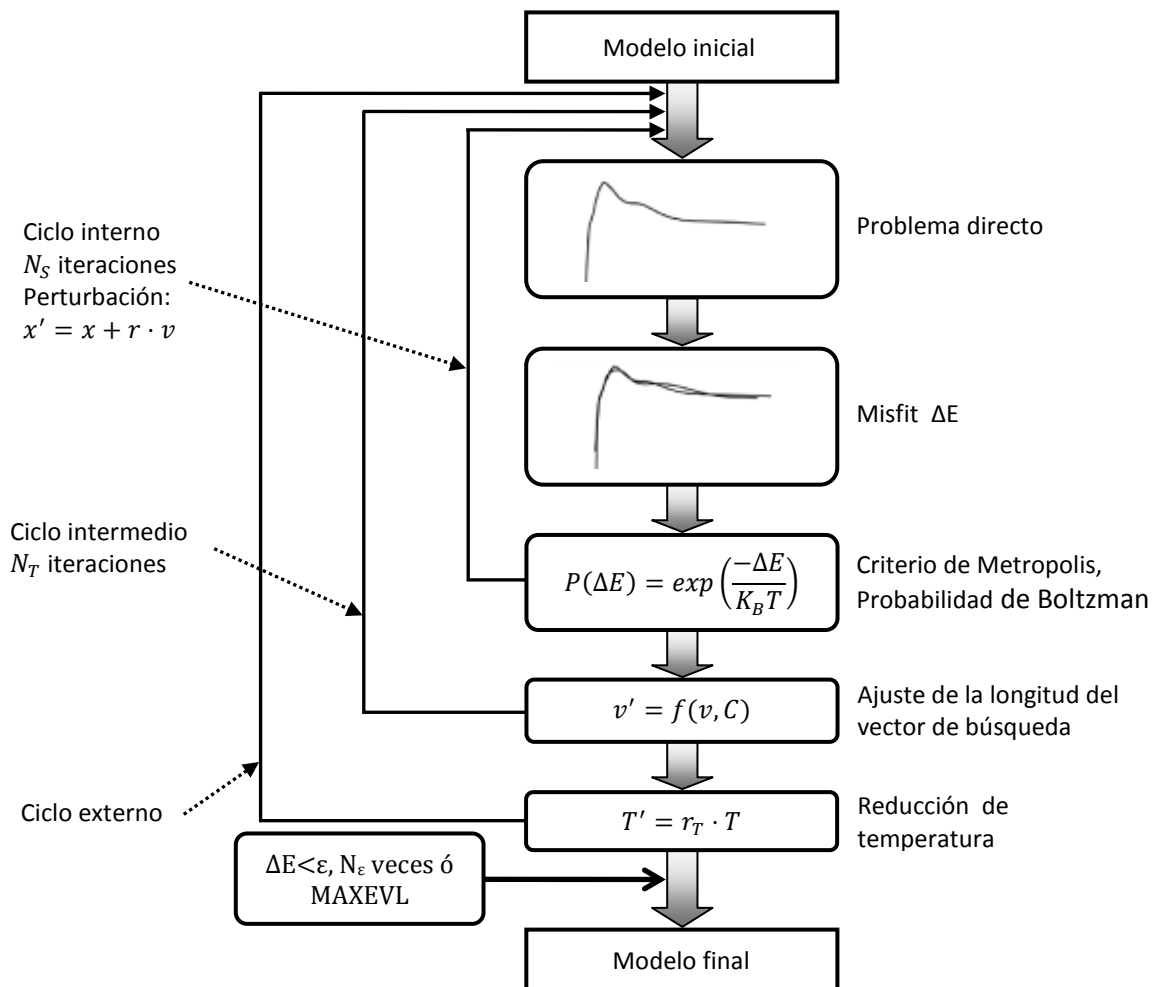


Figura 4.5 Diagrama de flujo del algoritmo *simulated annealing*. Se distinguen los tres ciclos principales que son: la reducción de la temperatura, el ajuste de la longitud del vector de búsqueda y la asignación de la probabilidad de elección del nuevo estado en el caso en que incremente la energía del sistema.

La tarea del ciclo intermedio es actualizar los valores (independientes entre sí), de un conjunto de constantes VM_i (de igual número que el de los parámetros) que se encargan de determinar el incremento máximo de cada parámetro cuando se le perturba en el ciclo interno (Figura 4.5).

Los valores numéricos de dichas constantes dependen de la cantidad de veces que haya sido aceptado o no el modelo actual cada vez que se concluye una secuencia de ciclos internos, de acuerdo con el criterio de Metropolis (Ecuación 4.8). En el caso en que el número de aceptaciones sea mayor que la mitad de las evaluaciones, la longitud de ν aumenta para ampliar el espacio de búsqueda a nuevas posibilidades de configuración. Por el contrario, si el número de aceptaciones es menor que la mitad de las evaluaciones realizadas, se reduce la longitud de ν para limitar el espacio de búsqueda a configuraciones con mayores posibilidades de aceptación. El ajuste de ν se repite N_T iteraciones para una temperatura determinada.

Dentro del ciclo interno del algoritmo (Figura 4.5), se perturban los valores de los parámetros utilizando los valores de las constantes VM_i que se calcularon en el ciclo intermedio. Esta perturbación se realiza multiplicando cada uno de los parámetros del modelo por el producto de su valor VM_i correspondiente y un valor aleatorio que se encuentra en el intervalo -1 y 1 . Posteriormente, se calcula el problema directo para construir la respuesta sintética del modelo recién generado (modelo actual) y se evalúa el cambio de energía derivado de la configuración obtenida con los nuevos parámetros. Este cambio se determina por medio del desajuste que se presenta entre la curva sintética y la de los datos observados; si se produjo un decremento en este desajuste con respecto al anterior, entonces la nueva configuración se actualiza, lo que implica que se produjo un decremento de la energía del sistema ΔE , que es igual al valor del desajuste.

En el caso opuesto, si la perturbación aleatoria de los parámetros incrementó el desajuste de las curvas (sintética y observada), se interpreta que hubo un incremento de la energía del sistema y es por lo tanto necesario recurrir a la probabilidad de aceptación determinada por la distribución de Boltzman en el punto correspondiente al ΔE calculado y a la temperatura del sistema en ese instante. Este proceso se repite N_S veces determinadas por el usuario para los N parámetros del modelo. En las iteraciones del ciclo interno, la longitud del vector de paso ν y la temperatura son constantes, no obstante la distancia de la búsqueda del nuevo punto de evaluación varía en cada iteración y para cada parámetro al depender del número aleatorio r .

Las tres iteraciones antes mencionadas se repiten de manera consecutiva mientras la temperatura disminuye. En general, los parámetros y constantes que se determinan en el proceso de inversión dependen de la reducción gradual de la temperatura. Al disminuir el valor de T , se permiten variaciones cada vez menores de los parámetros del modelo, lo que significa que la búsqueda comienza a converger hacia los sectores del espacio de soluciones donde se encuentran los modelos ligados con los mínimos absolutos. La búsqueda del mínimo global finaliza bajo dos casos: una de las condiciones es que ΔE sea menor que un umbral ε en las N_ε últimas reducciones de temperatura. En alternativa, la finalización del algoritmo tiene lugar

cuando que se cumpla un número máximo de evaluaciones de la función, determinadas por el parámetro *MAXEVL*. La tolerancia ε , el número de iteraciones N_ε y de evaluaciones máximas *MAXEVL* los determina el usuario.

La configuración del sistema o del espacio de búsqueda en la aplicación del algoritmo de minimización en este trabajo corresponde a la parametrización de la estructura sísmica del medio, concretamente de la Tierra, en vez de a una distribución atómica. De este modo, la descripción realizada de átomos y sus desplazamientos corresponden a las velocidades y espesores del medio, y a sus posibles valores. Además la disminución de la energía del sistema ΔE corresponde a minimizar una función de desajuste, es decir, una medida de la diferencia entre las observaciones y los cálculos teóricos.

Análisis de errores

El algoritmo de inversión busca el mínimo global de desajuste, sin embargo, se pueden obtener numerosos modelos que ajustan los observables de un modo parecido, lo que significa que el valor de ΔE es similar para diferentes configuraciones. El modelo óptimo viene dado por la inversión, pero el espacio de modelos válidos lo elige el usuario. En este trabajo está compuesto por los modelos cuyo desajuste es menor que el valor de tolerancia ε . La elección de ε es subjetiva, pero ofrece una medida de la variabilidad de la modelización aplicable a otros puntos invertidos de la región de inversión. El desajuste ΔE se estima con la norma *L2*:

$$\Delta E = L2 = \sqrt{\sum_i (v_{(obs)i} - v_{(teor)i})^2}, i = 1, \dots, N, \quad (4.10)$$

Donde N es el número de periodos en los que hay medidas de velocidad.

4.4 Modelos de estructura cortical basados en la inversión conjunta de curvas de dispersión y funciones receptor

Funciones receptor del arreglo VEOX

En este trabajo de tesis se utilizaron las funciones receptor calculadas por Melgar y Pérez-Campos (2011) a partir de 110 telesismos ocurridos entre el 12 de julio del 2007 y el 6 de marzo del 2009. Para la selección de dichos eventos, se cumplió que tuvieran una magnitud $M_w > 5.8$ que asegurara una señal clara en el sismograma y se ubicaran a una distancia angular de $30^\circ < \Delta < 90^\circ$. La condición de distancia es necesaria para evitar fases del núcleo y reverberaciones de la corteza, para que en consecuencia los arribos sean aproximadamente verticales. De este universo de eventos (100) usados para el cálculo de funciones receptor por parte de Melgar y Pérez-Campos (2011) y de manera a similar a lo realizado por Cruz-Atienza (2000), se seleccionaron los eventos telesísmicos que aportaron una buena cobertura azimutal, por lo que

su número se redujo a en principio a 85. Estos eventos se clasificaron en cuatro grupos epicentrales análogos a los propuestos por Cruz-Atienza (2000).

De esta serie de telesismos, al aplicarse los criterios de selección que se basan en el porcentaje de las áreas A_B y A_E , además de la semblanza, el número de FR empleadas disminuyó a 54 (Apéndice C). Desde luego que algunos de estos eventos no son comunes en los grupos epicentrales de cada estación, lo que implica que la selección se realizó de manera individualizada para cada una de ellas. La estación MONT es la que dispone de un número mayor de FR, con un total de 42 como se desglosa en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Información de las eventos telosísmicos de los cuatros grupos epicentrales para la estación MONT que fueron seleccionados mediante el criterio de propuesto por Cruz-Atienza (2000).

Estación y Grupo	Delta (Δ)		Profundidad (km)		Ángulo de Incidencia		Azimut inverso		Número de eventos
	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	
Alaska	68.65	4.46	23.82	12.17	18.96	1.05	87.15	6.36	11
Atlántico	45.64	14.07	39.6	60.33	24	2.85	283.00	5.59	5
Fiji	89.98	3.94	126	201.62	14.21	0.66	69.59	1.10	6
Sudamérica	42.11	8.45	77.25	91.94	24.87	1.78	327.05	3.24	20

Dada la variabilidad de los datos que se observa en la Tabla 4.2, principalmente en la distancia (distribución espacial de los epicentros) y su profundidad, se realizó un ejercicio para evaluar la validez en el criterio de selección. Para tal efecto, de este mismo grupo se eligieron sólo aquellos eventos que aseguraran variaciones menores en la distancia y profundidad y, por lo tanto (disminuyendo con ello los valores de σ), pudieran considerarse como un grupo representativo. El resultado de este nuevo proceso se presenta en la Tabla 4.3:

Tabla 4.3 Información de las eventos telosísmicos de los cuatros grupos epicentrales para la estación MONT que fueron seleccionados para reducir los valores de σ para distancia y profundidad.

Estación y Grupo	Delta (Δ)		Profundidad (km)		Ángulo de Incidencia		Azimut inverso		Número de eventos
	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	
Alaska	71.74	0.58	18	8.76	18.23	0.12	82.81	0.69	7
Atlántico Subgrupo1	55.68	3.79	9.33	0.58	21.96	0.83	286.58	1.06	3
Atlántico Subgrupo2	30.58	2.79	85	87.68	27.06	0.29	277.63	5.16	2
Fiji	90.60	2.56	56	64.16	14.07	0.37	69.51	0.67	4
Sudamérica	48.74	2.62	53.3	80.40	23.51	0.66	327.53	2.49	10

El inconveniente que se presenta bajo este reagrupamiento se observa claramente en el grupo Atlántico, donde fue necesario establecer dos grupos de eventos (Subgrupos 1 y 2). Desafortunadamente, el número de eventos que se tienen de esta región es reducido, por lo

que no se consideran confiables para la obtención de modelos de estructura cortical. El mapa de la Figura 4.6 muestra la ubicación de los telesismos para el primer criterio de selección y el segundo agrupamiento.

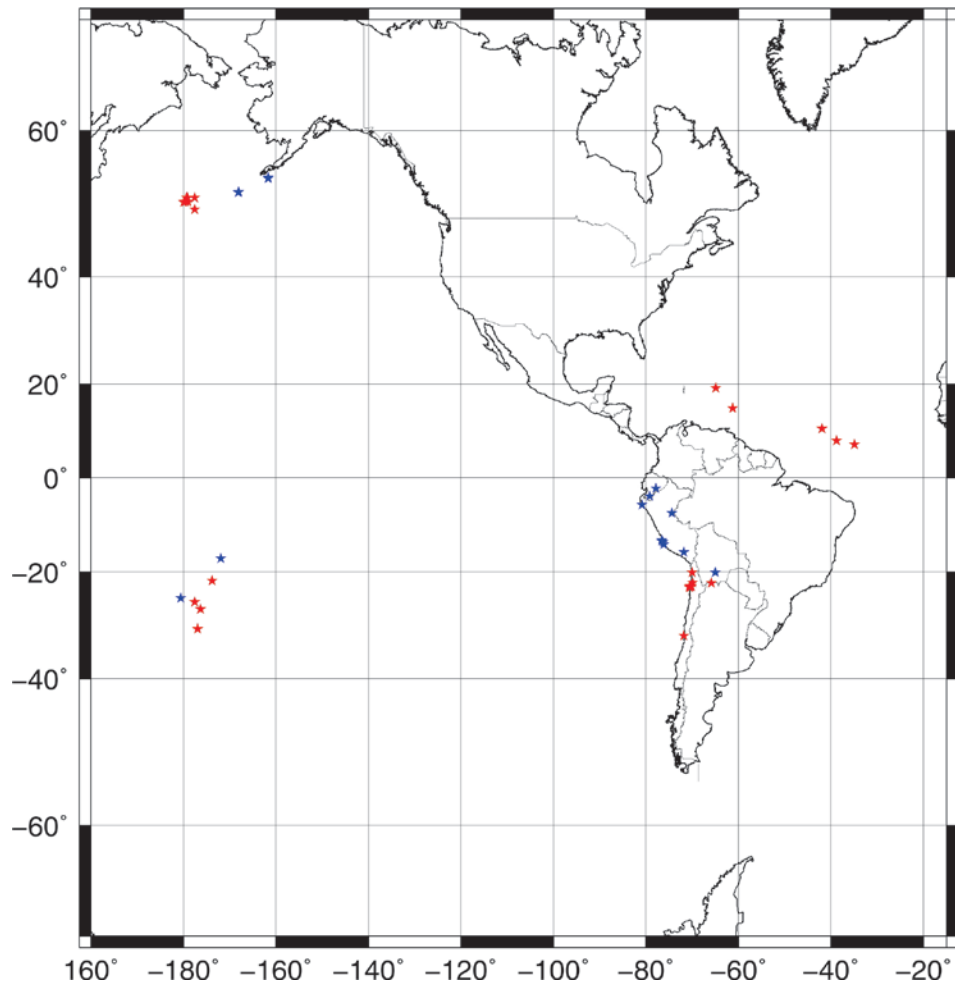


Figura 4.6 Distribución de los telesismos cuyas funciones receptor calculadas del arreglo VEOX se emplearon en el modelado de estructura cortical para la estación. En azul se muestran los correspondientes al primer criterio de selección (Tabla 4.2), mientras que en rojo los seleccionados de acuerdo con la Tabla 4.3.

Para evaluar los resultados obtenidos, se utilizó el apilado obtenido para la estación MONT junto con las series de tiempo correspondientes a ± 1 desviación estándar para el criterio de selección propuesto por Cruz-Atienza (2000). A continuación, se calculó el apilado para los eventos de la Tabla 4.3. Esta última serie de tiempo se graficó en conjunto con las curvas anteriores. Después de su inspección, resulta evidente que los dos apilados muestran una semejanza importante y que en el caso del segundo, que considera un número de eventos menor en su determinación, su curva se encuentra dentro de la banda de tolerancia del primero. Dada esta comparación, se puede concluir que el primer método de selección de FR es

suficiente para obtener una FR apilada representativa. En la Figura 4.7 se muestra el resultado obtenido para los grupos Alaska, Fiji y Sudamérica.

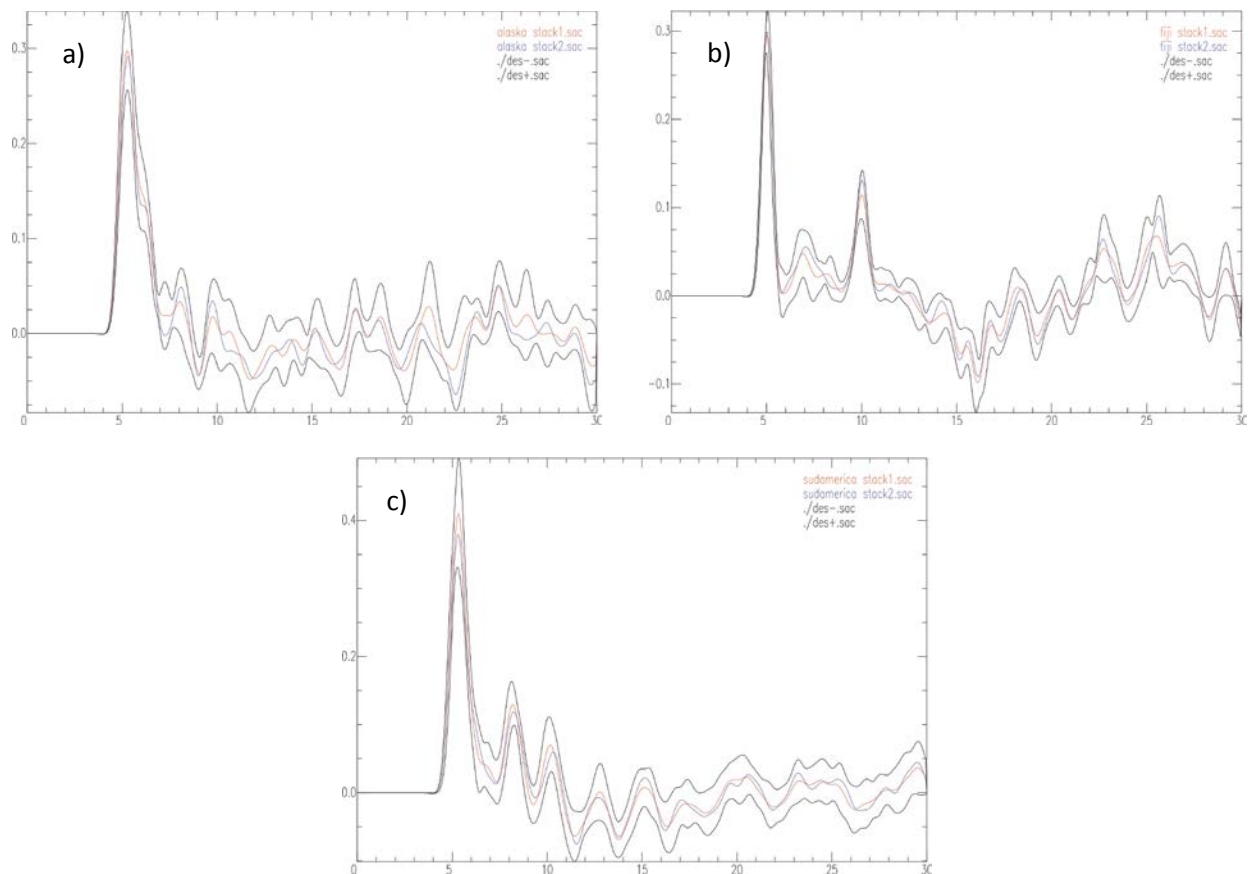


Figura 4.7 Apilados obtenidos para los dos casos analizados en esta sección. Del primer apilado (que incluye un mayor número de eventos) se presenta en rojo la serie calculada y en negro las curvas correspondientes a ± 1 desviación estándar. En azul, el segundo apilado de acuerdo con la Tabla 4.3. Los grupos epicentrales que se presentan son a) Alaska, b) Fiji y c) Sudamérica.

Las funciones receptor muestrean una sección de la corteza terrestre que está determinada por el ángulo de incidencia sobre la base de la estructura. Particularmente, la fase *PpPms* es una de las que arriban con mayor amplitud al receptor y con un retraso temporal considerable, por lo que es correcto asumir que contribuye significativamente a la determinación de la profundidad y contraste acústico del Moho, dado que posee una sensibilidad específica hacia estos dos parámetros (Figura 4.8). El cálculo del alcance lateral para cada grupo epicentral se realizó a través de la Ecuación (4.11) y los resultados se presentan en la Tabla 4.4.

En cada uno de los transectos que definen el alcance lateral en la dirección de cada grupo epicentral, se calcularon curvas de dispersión locales. Estas curvas pertenecientes a una misma trayectoria fueron promediadas para tener como resultado una curva de dispersión promedio que muestrea el mismo segmento de corteza que la correspondiente función receptor apilada.

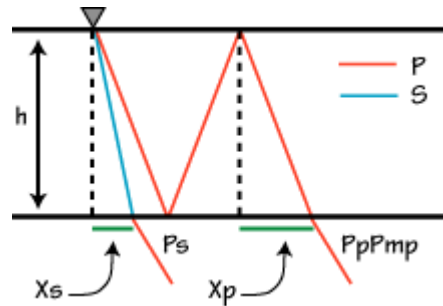


Figura 4.8 Definición del alcance lateral muestreado por una función receptor determinado por el múltiplo de P $PpPmp$. Tomada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.

$$Xp = h * \tan(\text{sen}^{-1}(p * Vp)) \tag{4.11}$$

Tabla 4.4 Alcance lateral promedio de las funciones receptor apiladas para los grupos epicentrales de este trabajo.

Grupo	Parámetro de rayo (s/km)	Distancia horizontal (km)
Alaska	0.06	36
Atlántico	0.07	42
Fiji	0.04	22
Sudamérica	0.07	42

4.4.1 Planteamiento del problema

Para la determinación de modelos de estructura de velocidades en el oriente de México y el Istmo de Tehuantepec, se implementó un ejercicio en el que se utilizaron de manera conjunta algunas funciones receptor del arreglo VEOX y los datos tomográficos obtenidos en este estudio a partir de curvas de dispersión. Se eligieron tres puntos geográficos que representan áreas ubicadas a lo largo del referido transecto, de manera que se pudieran determinar modelos significativos de la estructura cortical de la región. El criterio para la selección de estos tres puntos fue el siguiente:

1. Con base en los resultados que se observaron en las imágenes tomográficas, uno de los puntos que reviste un interés particular corresponde a la zona donde se observa la anomalía de baja velocidad que se extiende en la zona sur de Veracruz y que abarca entre otros rasgos geológicos al Campo Volcánico de los Tuxtles. La estación MONT que se ubicó en la localidad de Monte Pío, Veracruz; se utilizó principalmente para observar las características estructurales de la corteza de esta zona próxima al Golfo de México.
2. En la zona limítrofe entre los estados de Veracruz y Oaxaca, se utilizaron las funciones receptor de la estación CUAU. De acuerdo con los mapas tomográficos obtenidos en este trabajo, esta es una zona de transición con alguna posible influencia de la anomalía de baja velocidad que se señala en el punto anterior.

3. En lo que respecta a la zona del Istmo, se eligió a la estación ELME para la determinación de los modelos de velocidades. A diferencia de la estación CUAU y desde luego la estación MONT, la estación ELME se encuentra fuera de la zona de baja velocidad que se mencionó anteriormente, por lo que se esperaba que el modelado de estructura de velocidades muestre diferencias importantes.

El mapa de la Figura 4.9 muestra la ubicación de las estaciones seleccionadas, donde se incluye además a las estaciones EBTT, INUV y CATE que se ubican en la zona de los Tuxtlas.

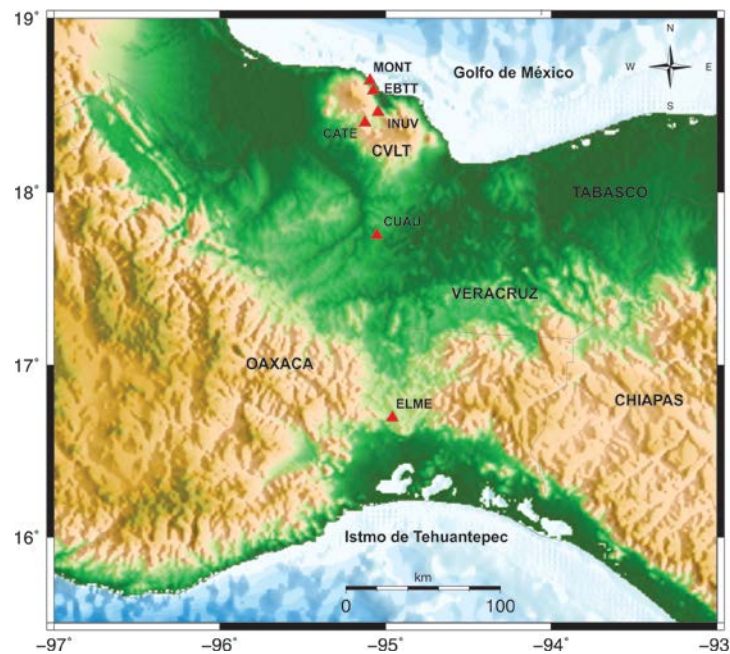


Figura 4.9 Mapa que presenta la ubicación de las estaciones sísmicas de banda ancha del arreglo temporal VEOX, que se utilizaron en la inversión conjunta de ondas superficiales y funciones receptor para la obtención de modelos de estructura de velocidades de la región.

Parametrización del medio

La parametrización del modelo de Tierra se describe con seis capas planas y paralelas y un semiespacio. En cada capa v_s y ρ son constantes. El medio se considera un sólido de Poisson (*i.e.*, $\lambda = \mu$ y $\sigma=0.25$), lo que implica $v_p = \sqrt{3}\beta$. El valor de la densidad queda determinado por la fórmula $\rho = 0.32 \cdot v_p + 0.77$ (Berteussen, 1977). En este ejercicio, se ajustan 13 parámetros (7 velocidades y 6 espesores) cuyo valor es variable dentro de unos rangos establecidos. La suma de los espesores de las tres capas marca la profundidad del semiespacio.

El rango de valores posibles propuesto para la variación de los parámetros permite que el algoritmo de inversión tenga un grado de libertad suficiente y a su vez restrinja el espacio de soluciones, para que los resultados de la inversión den lugar a una diversidad de modelos dentro de valores de velocidad realistas según las velocidades conocidas para la corteza y el

manto superior. En la Tabla 4.5 se resumen los valores iniciales, mínimos y máximos de las variables para la búsqueda del modelo óptimo. El espacio de búsqueda para la determinación del modelo óptimo se muestra en la Figura 4.10.

Tabla 4.5 Parametrización del modelo de búsqueda empleado en la inversión conjunta.

	v_{s1} (km/s)	v_{s2} (km/s)	v_{s3} (km/s)	v_{s4} (km/s)	v_{s5} (km/s)	v_{s6} (km/s)	v_{s7} (km/s)	H_1 (km)	H_2 (km)	H_3 (km)	H_4 (km)	H_5 (km)	H_6 (km)
Inicial (x)	1.85	1.95	1.95	2.50	2.80	3.20	3.50	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Mínimo (LB)	1.30	1.30	1.50	1.50	2.00	2.50	2.50	0.50	0.50	0.50	0.50	2.00	2.00
Máximo (UB)	4.35	4.45	5.45	6.00	6.00	6.50	6.50	10.5	10.5	10.5	10.5	12.0	12.0

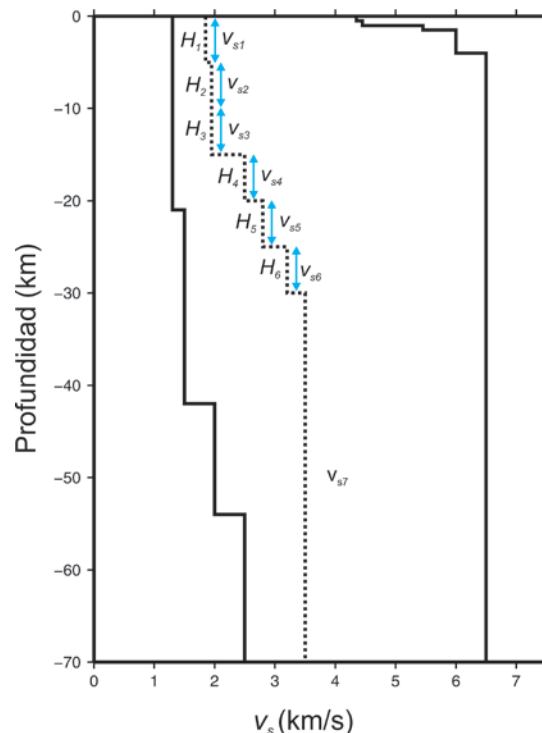


Figura 4.10 Modelo inicial (línea discontinua) y espacio de búsqueda de soluciones propuestos para la inversión. Se indican los 13 parámetros a determinar (7 velocidades y 6 espesores).

Uno de los factores importantes en la inversión conjunta es la ponderación entre el desajuste originado por las funciones receptor y el correspondiente a las curvas de dispersión. Este es uno de los parámetros que se especifican en el archivo de entrada *simman.dat* y se refiere al peso relativo de las curvas de dispersión con respecto a las funciones receptor. El valor inicial de esta ponderación se estableció en 0.1, lo que implica un mayor peso para la función receptor. En algunos casos, esta condición fue suficiente para obtener un buen ajuste simultáneo entre los sintéticos y los observados para ambas curvas. Sin embargo, esto no fue posible en todos los

casos, por lo que fue necesario el ensayo con pruebas donde se modificó este parámetro y algunos otros relacionados del problema inverso para obtener una nube suficiente de modelos de estructura de velocidades.

4.4.2 Resultados

Caso 1: Campo Volcánico de los Tuxtlas

Para esta zona que reviste un interés particular por encontrarse inmersa en el campo volcánico de los Tuxtlas y en un área donde se observa una anomalía de baja velocidad de ondas sísmicas; además de la estación MONT, se emplearon las funciones receptor de tres estaciones más que se encuentran al este y hacia el sur del volcán San Martín, con el objeto de establecer trayectorias que correlacionen los resultados de la inversión conjunta. Como puede observarse en la Figura 4.11, para la estación MONT se utilizaron los cuatro grupos de telesismos disponibles, permitiendo una buena cobertura azimutal.

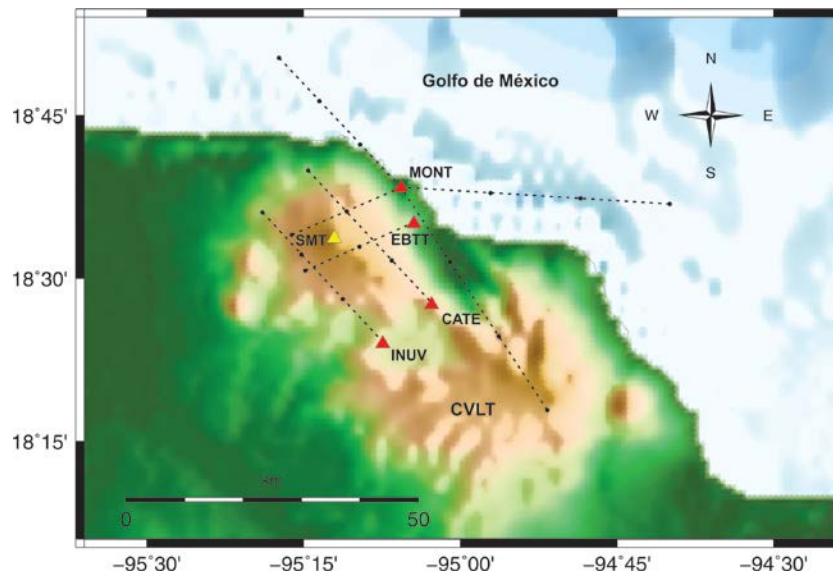


Figura 4.11 Mapa de la ubicación de las estaciones sísmicas de VEOX (triángulos en rojo) empleadas para la obtención de modelos de estructura cortical en el Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT) y las trayectorias elegidas para los grupos de telesismos. El triángulo amarillo señala la ubicación del volcán San Martín Tuxtla (SMT). Los círculos negros que se observan en las trayectorias son las curvas locales calculadas que se promedian para obtener una curva de dispersión para dicho transecto.

Por su parte, la estación EBTB incluye solo al grupo (clúster) de Fiji y establece una trayectoria aproximadamente paralela a la que le corresponde a la estación MONT en la misma dirección. Para las estaciones INUV y CATE se utilizaron los apilados de las funciones receptor que corresponden al grupo de Alaska y que intersectan en algún punto a las secciones que apuntan al grupo Fiji. En las Tablas 4.2 y 4.6 se desglosan determinados parámetros obtenidos a partir de las FR utilizadas y las Figuras 4.12 y 4.13, presentan algunos resultados obtenidos.

Tabla 4.6 Parámetros calculados para los eventos utilizados en estaciones ubicadas en el CVLT.

Estación y Grupo	Delta (Δ)		Profundidad (km)		Ángulo de Incidencia		Azimut inverso		Número de eventos
	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	
CATE:									
Alaska	70.00	3.55	21.71	10.02	18.66	0.83	85.55	4.67	7
EBTT:									
Fiji	88.91	2.78	61	60.91	14.33	0.49	69.20	0.76	4
INUV:									
Alaska	67.47	6.35	17	5.34	19.23	1.51	89.49	10.02	5

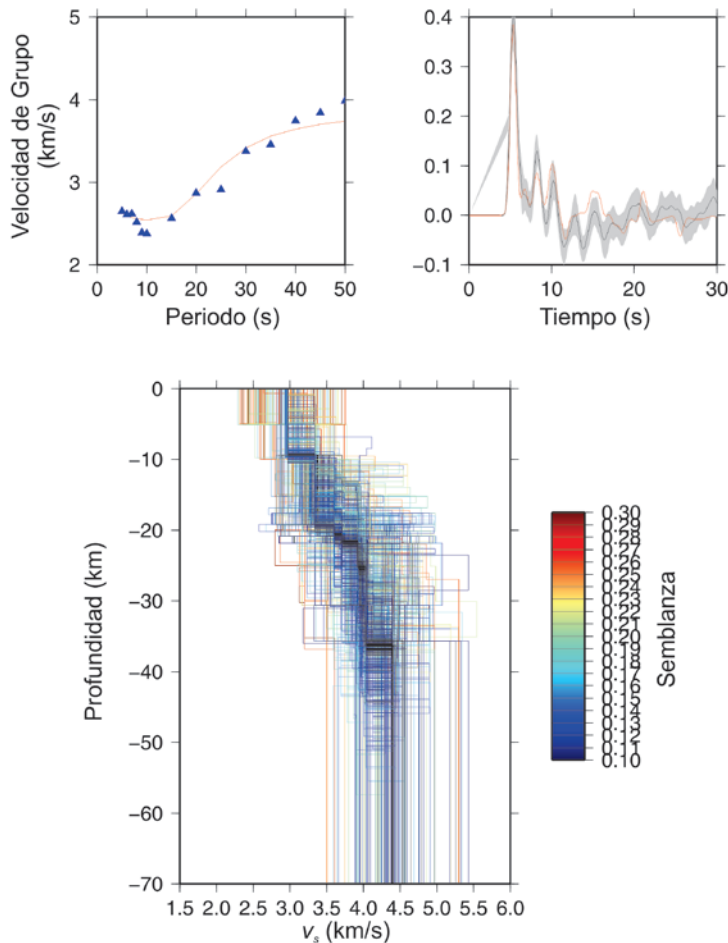


Figura 4.12 Gráficas con el ajuste entre los datos sintéticos y observados para las curvas de dispersión promedio y el apilado de la función receptor de la estación MONT con respecto al grupo Sudamérica. El peso relativo de las curvas de dispersión con respecto a las FR es 0.1.

El formato que en que se presentan dichos resultados es el siguiente: en la esquina superior izquierda se observa el ajuste entre las curvas de dispersión sintética (línea roja continua) y la promedio observada (triángulos azules). A su derecha, se encuentran graficadas la FR sintética obtenida en el proceso de inversión (línea roja continua), en tanto que la curva negra continua representa la FR apilada, lo que permite ver el ajuste entre ambas FR.

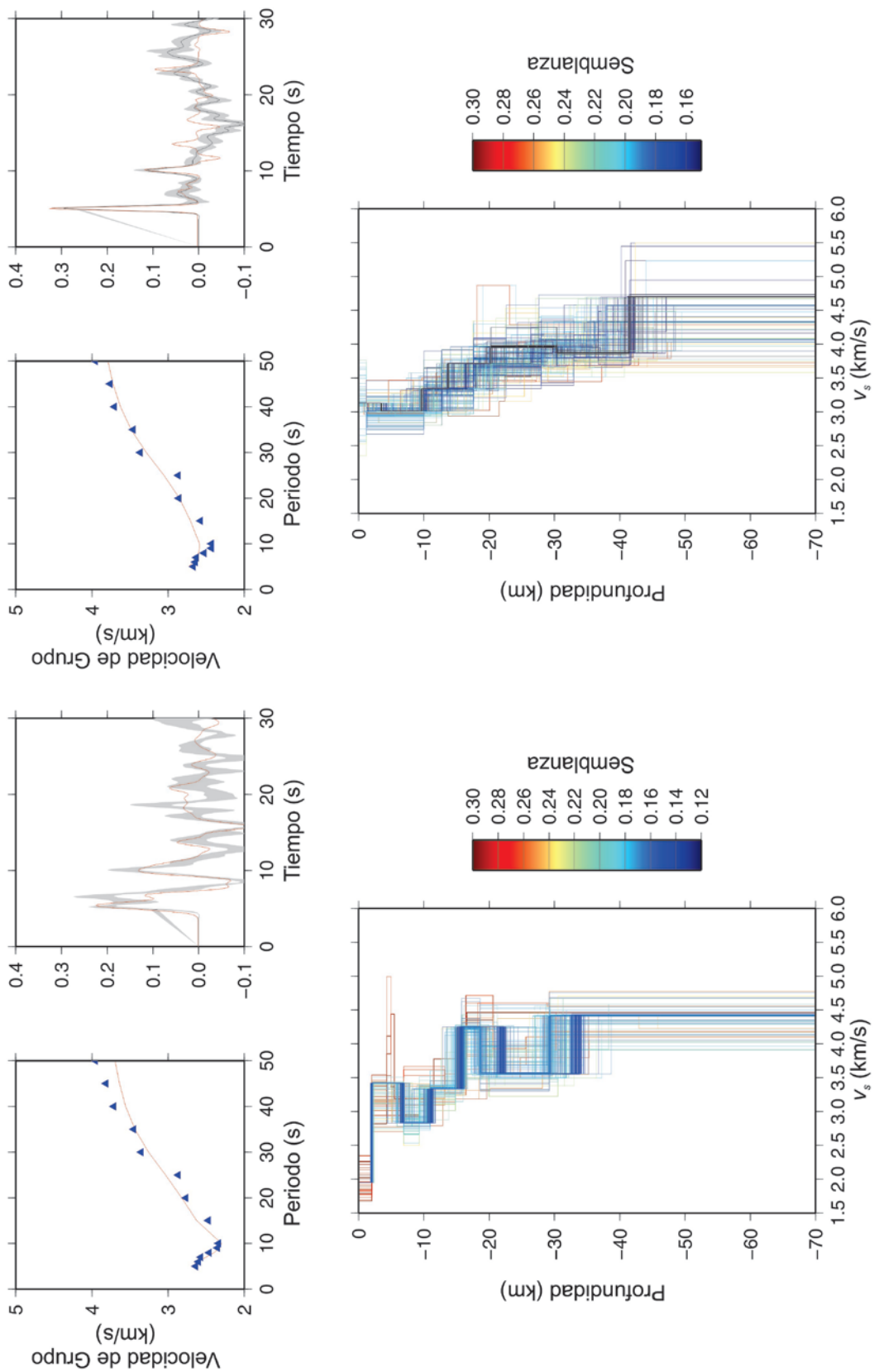


Figura 4.13 Gráficas que muestran el ajuste entre los datos sintéticos y observados para las curvas de dispersión promedio y el apilado de la función receptor de la estación CATE a la izquierda (con el grupo Alaska, peso relativo de 0.1) y a la derecha MONT con respecto al grupo Fiji (peso relativo de 0.1). Los modelos obtenidos en cada caso se visualizan en la parte inferior.

En esa misma gráfica se observa la banda de tolerancia (sombreado en color gris) A_B definida por ± 1 desviación estándar de la FR apilada. En lo que respecta a la gráfica en la parte inferior, se muestra la nube de los modelos que cumplen los dos criterios establecidos al inicio de la inversión que tienen que ver con el porcentaje de las áreas A_B y A_E (que tanto se le permite a la FR abandonar la banda de tolerancia) y la semejanza, que como se mencionó previamente, evalúa la semejanza entre FR sintética y la observada. Nótese que de acuerdo con la paleta de colores, los valores que tienden al tono azul oscuro (disminuyendo la semejanza), corresponden a los mejores modelos calculados en la inversión. Los modelos con el mejor ajuste para los ejercicios presentados en este capítulo se grafican en la Figura 4.18, mientras que la Tabla 4.9 resume los espesores de las capas y sus respectivos valores de V_s .

Caso 2: Límite Veracruz-Oaxaca

Para este bloque solo se utilizaron los apilados de las funciones receptor para los cuatro clústers en la estación CUAU, señalados en el mapa de la Figura 4.14. Como se mencionó anteriormente, por su ubicación dentro del arreglo y con base en las imágenes tomográficas obtenidas a partir de las curvas de dispersión, que sugieren la presencia de la anomalía de baja velocidad regional en este punto, se consideró importante explorar los resultados de la inversión en esta aparente zona de transición.

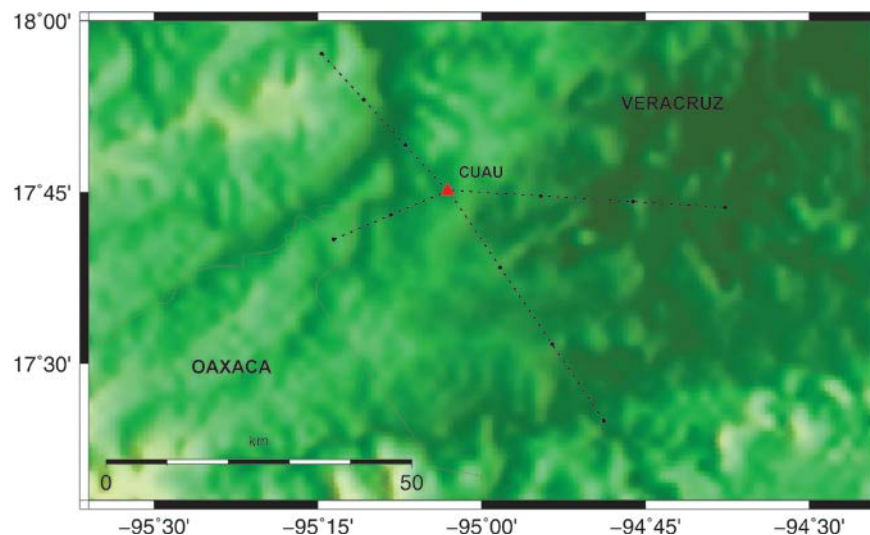


Figura 4.14 Mapa con las trayectorias elegidas para el cálculo de curvas de dispersión locales que se promediaron (puntos en cada línea) obtener una curva de dispersión promedio y determinar los modelos de estructura simultáneamente con los respectivos apilados de las funciones receptor de la estación CUAU.

De la misma manera que en el ejercicio anterior, la Tabla 4.7 contiene la información de algunos parámetros que se obtienen al realizar el apilado de las funciones receptor calculadas para los cuatro grupos de eventos. Particularmente, los calculados para las trayectorias con los clúster de Alaska y Sudamérica.

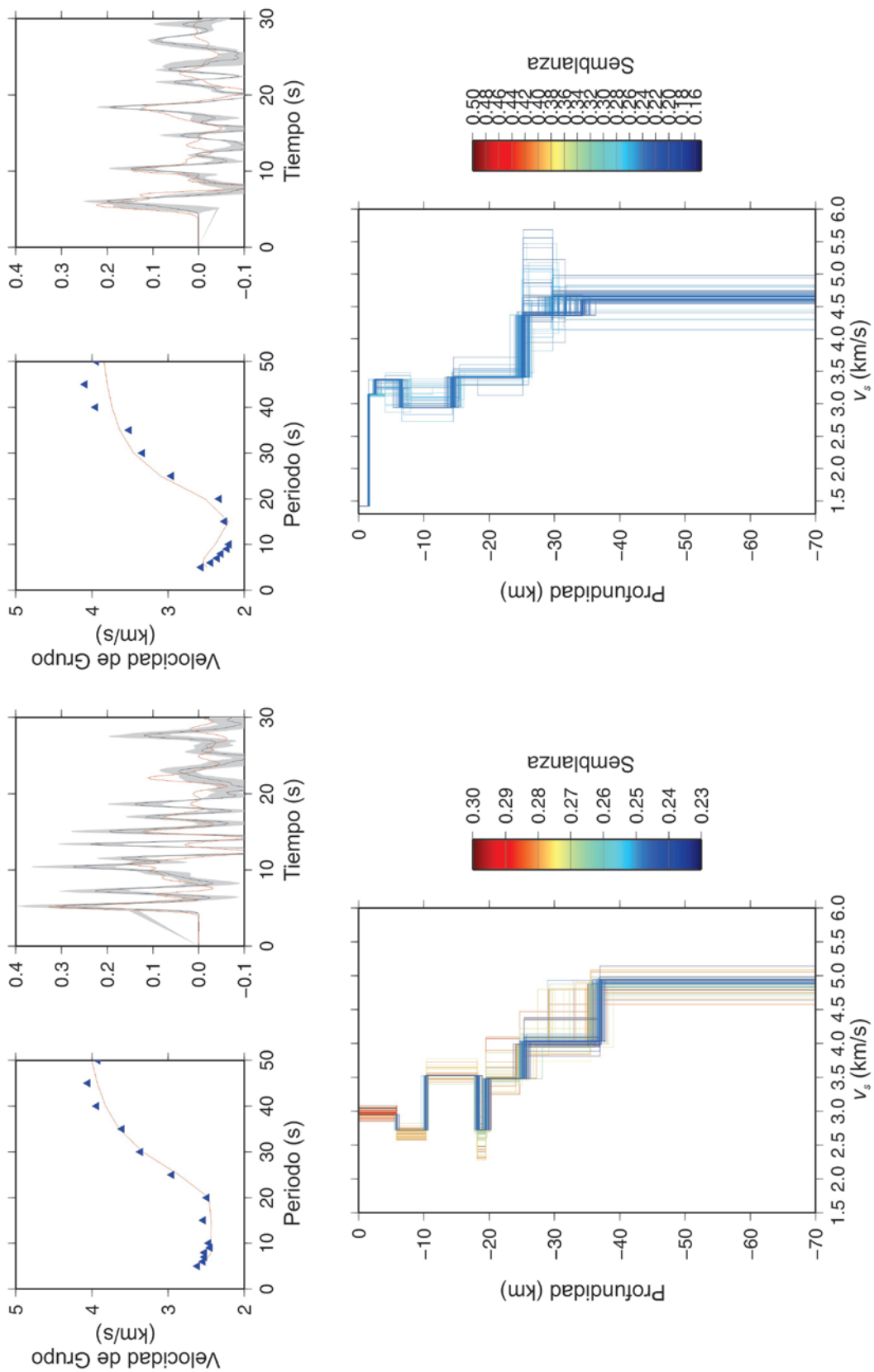


Figura 4.15 Gráficas que presentan el ajuste entre los datos sintéticos y observados para las curvas de dispersión promedio y los apilados de las funciones receptor de la estación CUAU: a la izquierda (con el grupo Sudamérica, peso relativo de 0.1) y a la derecha, con respecto al grupo Alaska (peso relativo de 0.1). Abajo, los respectivos modelos.

Tabla 4.7 Parámetros calculados para los grupos epicentrales utilizados en la estación CUAU.

Grupo	Delta (Δ)		Profundidad (km)		Ángulo de Incidencia		Azimut inverso		Número de eventos
	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	
Alaska	65.75	5.04	36	8.37	19.59	1.19	92.98	7.37	4
Atlántico	42.19	13.68	78	97.58	24.84	2.84	281.94	3.26	2
Fiji	88.84	3.79	46.60	59.41	14.51	0.79	70.07	0.79	5
Sudamérica	46.71	0.94	39.67	28.98	24.16	0.28	326.57	1.24	9

Caso 3: Istmo de Tehuantepec

Para esta zona se utilizaron los cuatro apilados de las funciones receptor de la estación ELME, que es la más cercana a las costas de Oaxaca de las que participan en este ejercicio. La finalidad de analizar los modelos que pueden obtenerse a través de la inversión conjunta para esta zona obedece, en principio, a tratar de establecer las diferencias estructurales manifiestas en las imágenes tomográficas construidas en este trabajo. Resulta evidente a partir de la observación de las mismas, que se esperan modelos de estructura de velocidades sustancialmente diferentes a los de los casos previamente abordados. El mapa de la Figura 4.16 contiene la localización de los puntos geográficos donde se calcularon las curvas de dispersión locales para determinar su promedio por grupo. En la Tabla 4.8, se listan los parámetros asociados con el apilado de las funciones receptor para la estación en turno. En el capítulo final se discuten algunos aspectos observados en conjunto para los tres casos presentados.

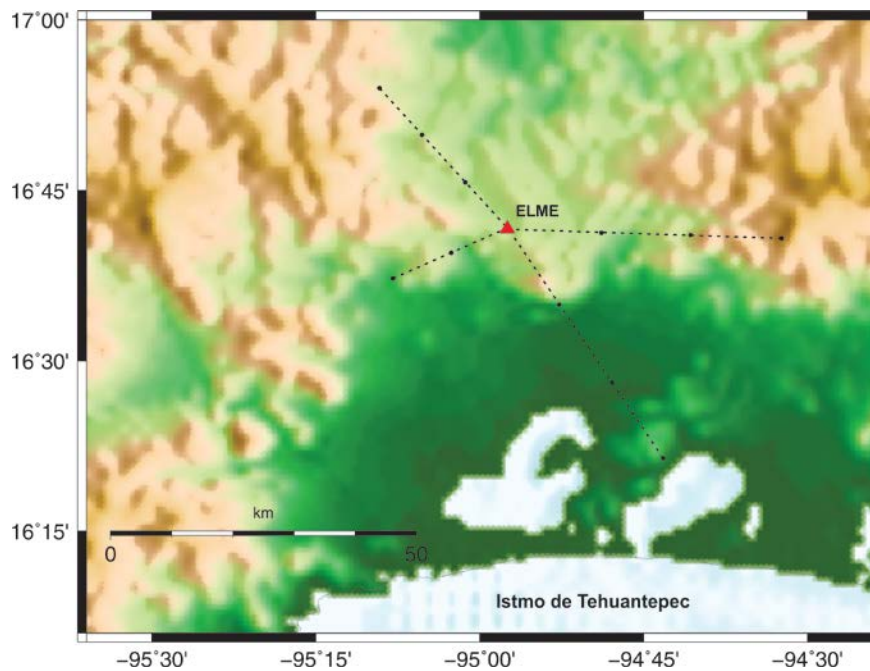


Figura 4.16 Mapa con las trayectorias elegidas para el cálculo de curvas locales de dispersión que se promediaron para cada determinar los modelos de estructura simultáneamente con los apilados de las funciones receptor de la estación CUAU.

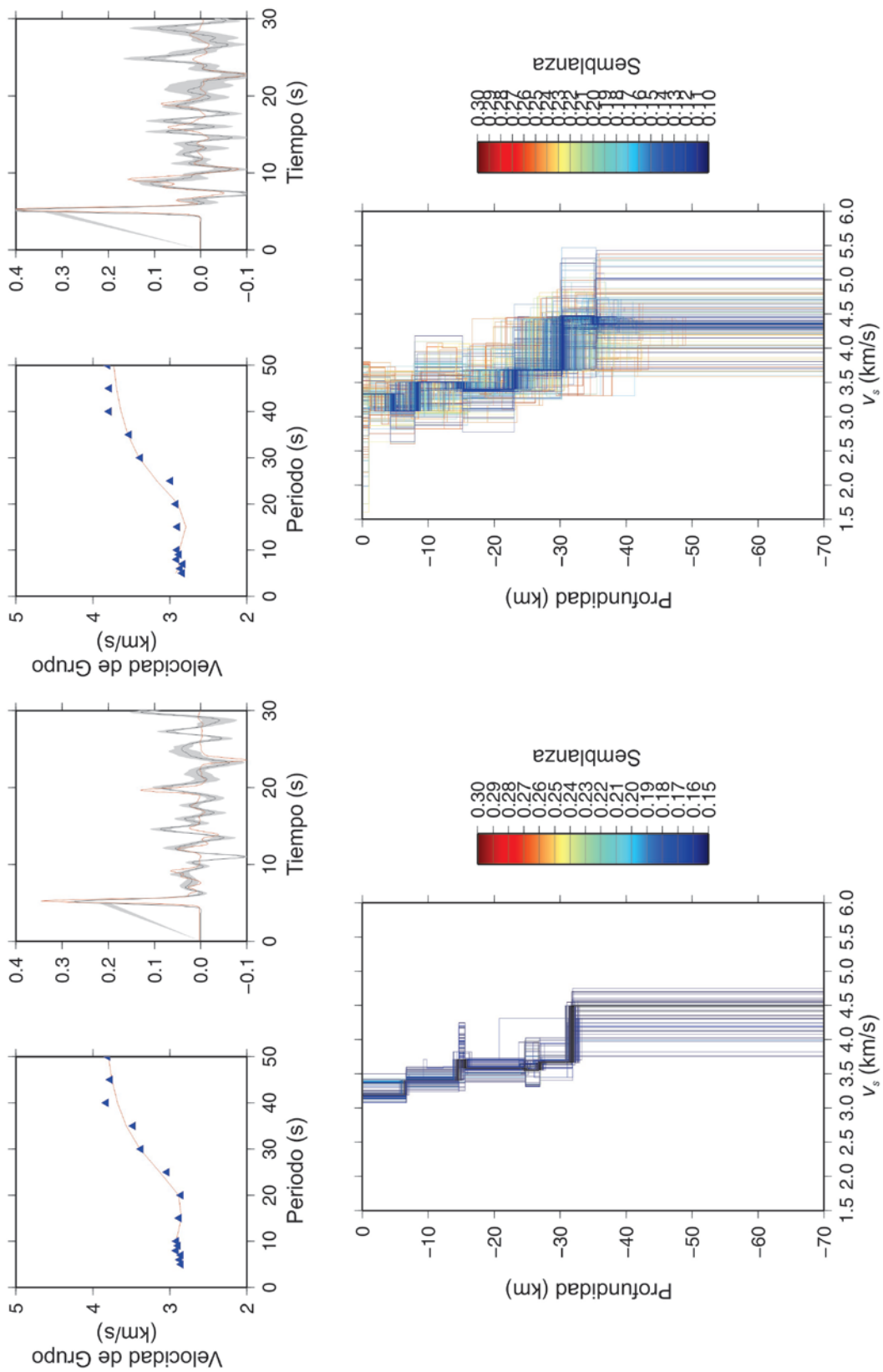


Figura 4.17 Gráficas que ilustran el ajuste entre los datos sintéticos y observados para las curvas de dispersión promedio y los apilados de la funciones receptor de la estación ELME: a la izquierda (con el grupo Fiji, peso relativo con un valor de 0.3) y a la derecha con respecto al grupo Alaska (peso relativo de 0.3). En la parte inferior aparecen los modelos obtenidos.

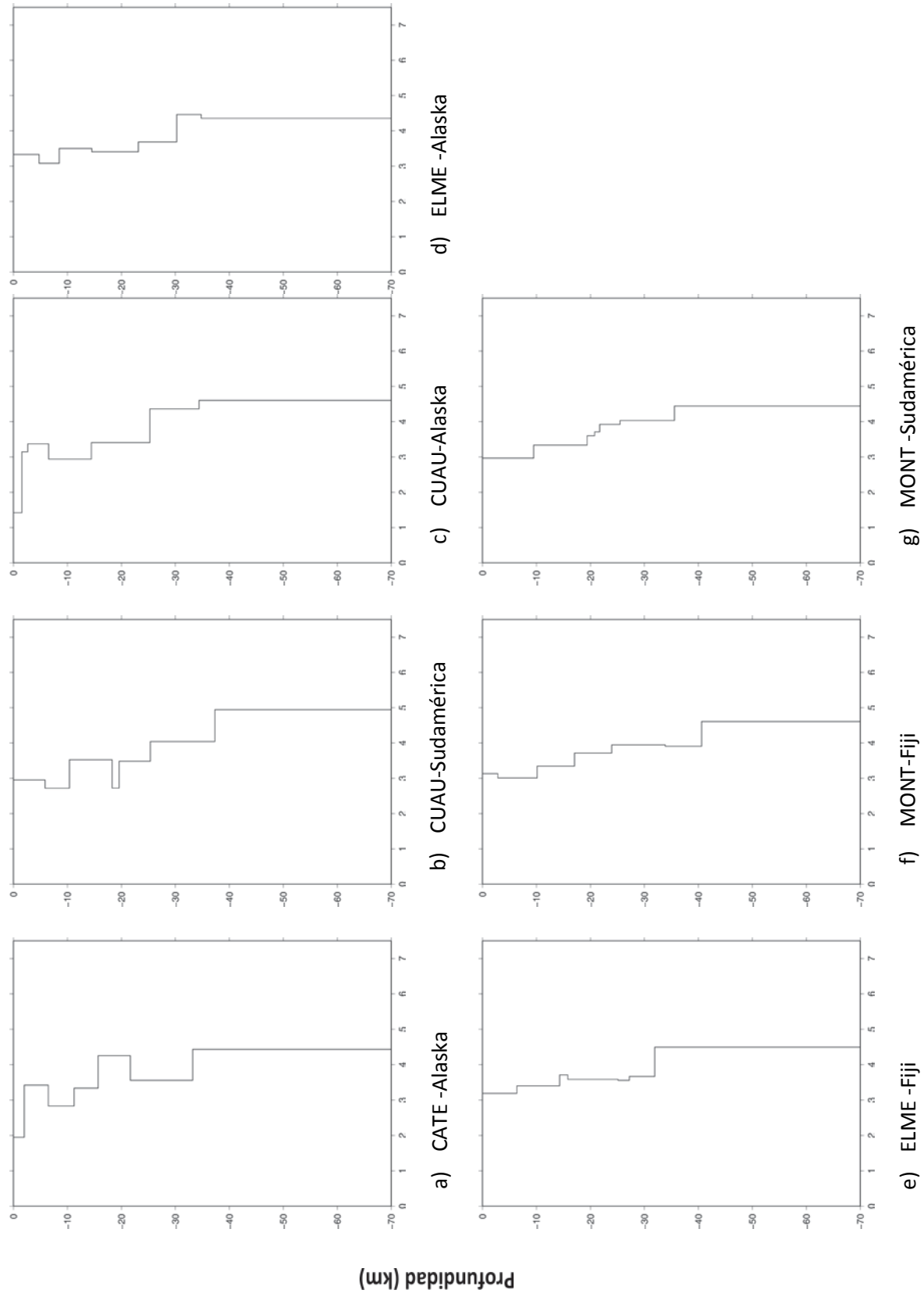


Figura 4.18 Gráficas de modelos con el mejor ajuste obtenidos para cada una de las trayectorias analizadas en el presente trabajo.

Tabla 4.8 Parámetros calculados para los grupos epicentrales utilizados en la estación ELME.

Estación y Grupo	Delta (Δ)		Profundidad (km)		Ángulo de Incidencia		Azimut inverso		Número de eventos
	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	Prom.	σ	
Alaska	68.94	9.88	34.13	40.77	18.88	2.32	90.57	15.01	8
Atlántico	42.10	13.68	78	97.58	24.93	2.86	280.28	3.71	2
Fiji	90.75	2.43	130.50	198.76	14.05	0.41	71.70	0.88	6
Sudamérica	38.80	9.15	88.58	95.43	25.63	1.86	324.28	3.40	12

Es importante señalar que la nube de modelos en cada ejercicio calculado refleja solo aquellos que cumplen con los criterios simultáneos impuestos en los archivos de entrada de la inversión y que influyen sobre ambos conjuntos de datos (curvas de dispersión y funciones receptor). En el Capítulo V se discuten los resultados de este ejercicio.

Tabla 4.9 Espesores de capas y su velocidad de ondas S para los modelos con el mejor ajuste de las trayectorias previamente calculadas.

CATE-Alaska		CUAU-Sudamérica		CUAU-Alaska	
Vs (km/s)	Espesor (km)	Vs (km/s)	Espesor (km)	Vs (km/s)	Espesor (km)
1.9455	1.9894	2.9540	5.8708	1.4198	1.5703
3.4201	4.4784	2.7172	4.5131	3.1445	1.0624
2.8293	4.7719	3.5249	7.8919	3.3722	3.8908
3.3338	4.4456	2.7223	1.3128	2.9395	7.9260
4.2542	5.9863	3.4823	5.7921	3.4050	10.819
3.5551	11.5470	4.0430	11.934	4.3634	9.1039
4.4309	∞	4.9417	∞	4.6018	∞
ELME-Alaska		ELME-Fiji		MONT-Fiji	
Vs (km/s)	Espesor (km)	Vs (km/s)	Espesor (km)	Vs (km/s)	Espesor (km)
3.3283	4.7425	3.1887	6.3761	3.1297	2.8564
3.0806	3.7307	3.4014	7.9201	3.0087	7.2918
3.5028	6.0633	3.7088	1.5189	3.3428	6.8971
3.4053	8.6035	3.5819	9.2776	3.7132	6.8971
3.6834	7.1357	3.5546	2.1152	3.9469	9.9214
4.4632	4.5196	3.6637	4.7249	3.9071	6.7411
4.3533	∞	4.4960	∞	4.6080	∞
MONT-Sudamérica					
Vs (km/s)	Espesor (km)				
2.9645	9.4868				
3.3315	9.8948				
3.6019	1.3974				
3.7112	0.94861				
3.9241	3.7620				
4.0326	10.067				
4.4424	∞				

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En esta sección analizamos los resultados de la tomografía sísmica y la inversión conjunta de curvas de dispersión y funciones receptor con la finalidad de correlacionarlos con las principales características geológicas y tectónicas del área de estudio, además de estudios previos. El objetivo de realizar la inversión tomográfica del mismo conjunto de datos a través de dos técnicas diferentes fue corroborar la congruencia de los resultados obtenidos, tomando en cuenta que la cantidad de datos involucrados permitió obtener imágenes tomográficas de la región con una resolución sin precedentes. A su vez, la inversión conjunta de los datos dio lugar al modelado de la estructura cortical de algunos puntos en la región oriental de México y el Istmo de Tehuantepec.

5.1 Comparación de los resultados de la inversión tomográfica con otros estudios

Debido a la alta resolución de la tomografía sísmica obtenida en este trabajo, es posible distinguir detalles de menor escala que permiten una mejor interpretación de la estructura cortical. Estos resultados son consistentes con algunos rasgos superficiales entre los que destaca la presencia de una anomalía de baja velocidad en la zona de los Tuxtlas, que por sus dimensiones, también fue observada en otros estudios. A continuación, por su relevancia, se describen brevemente dos de ellos.

En un estudio de tomografía sobre la estructura 3D de la atenuación de ondas P y S , V_p/V_s y V_p de la zona de subducción de la placa de Cocos, en el que se utilizaron eventos registrados por los arreglos temporales MASE y VEOX además de estaciones locales, Chen y Clayton (2012) encontraron que la anomalía baja-velocidad/alta-atenuación más prominente se localiza en la corteza bajo la Cuenca de Veracruz, cerca del Istmo de Tehuantepec. Esta anomalía también muestra un alto cociente (V_p/V_s). En la Figura 5.1 se presenta un mapa con la localización de las estaciones y los sismos utilizados por Chen y Clayton (2012) para su estudio y en la Figura 5.2 los resultados donde se visualizan las perturbaciones de la velocidad de onda P en el que sobresale la zona del CVLT.

Alternativamente, en estudios magnetotelúricos realizados a lo largo de una línea de aproximadamente 150 km al oeste del arreglo VEOX, se muestra la existencia de una zona de baja resistividad que también se localiza bajo la Cuenca de Veracruz al oeste del CVLT (Jödicke *et al.*, 2006), cuya profundidad se estima alcanza una profundidad ~ 40 km, que es el mismo rango donde Chen y Clayton (2012) observan alta atenuación, baja- V_p y alto V_p/V_s , y argumentan que esta anomalía puede estar relacionada principalmente con la Cuenca de Veracruz en la corteza superior. Si la anomalía se extiende a la corteza inferior,

su origen no está bien entendido, y puede asociarse a algún volcanismo extinto en esta compleja región tectónica (Jödicke *et al.*, 2006).

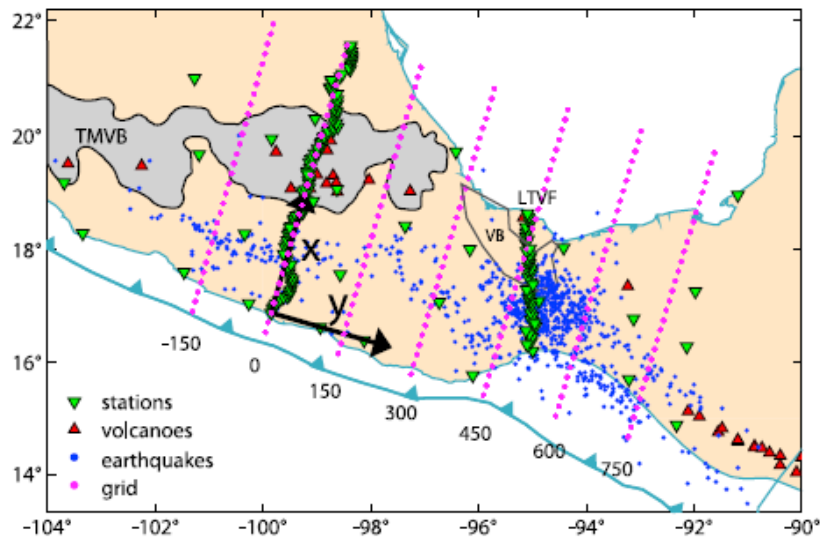


Figura 5.1 Cuadrícula, sismos y estaciones empleados en la inversión de velocidad y atenuación efectuada por Chen y Clayton (2012). La cuadrícula está espaciada 150 km a lo largo de la trinchera (eje-y), 20 km perpendicular a la trinchera (eje-x), y 20 km en la dirección de la profundidad. Los números denotan las coordenadas y de la cuadrícula en kilómetros. TMVB, VB y LTVF corresponden respectivamente a la Faja Volcánica Transmexicana, Cuenca de Veracruz y Campo Volcánico de los Tuxtlas (por sus siglas en inglés). Tomada de Chen y Clayton (2012).

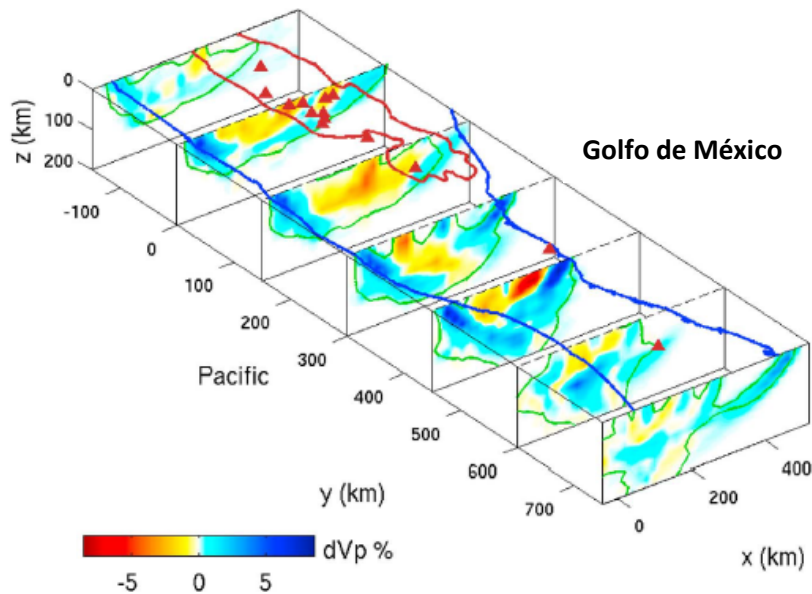


Figura 5.2 Resultados de la perturbación en la velocidad de la onda P. Los volcanes están marcados con triángulos rojos. La FVTM y las costas se muestran en rojo y azul respectivamente. Las líneas verdes son los contornos de la suma ponderada de la derivada de 1000 e indican el área con buena resolución. Modificada de Chen y Clayton (2012).

Por su parte, Gaité *et al.* (2012) en su inversión tomográfica para datos de ruido y sismos para México y Centroamérica obtuvieron los mapas de velocidad de grupo y de fase que se muestran en la Figura 5.3. Estos autores determinaron que las anomalías de alta velocidad que se observan en sus resultados en los periodos cortos corresponden adecuadamente con las estructuras geológicas superficiales, en tanto que las anomalías de baja están relacionadas a cuencas sedimentarias, lo cual es posible distinguir en los mapas de velocidad de grupo para los periodos $T=10$ y 20 s y el mapa de velocidad de fase para $T=10$ s.

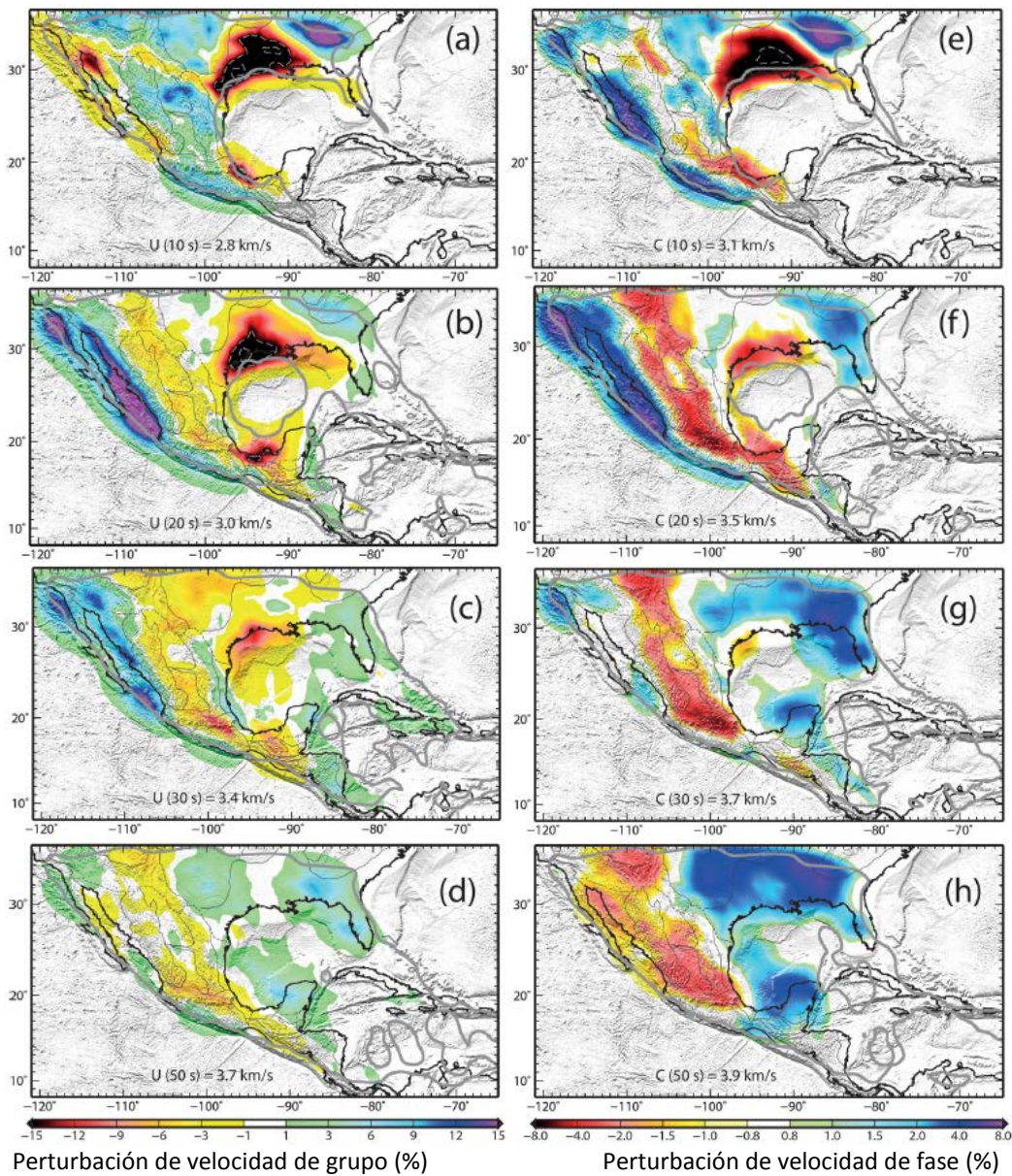


Figura 5.3 Mapas de velocidad de grupo (izquierda) y fase (derecha) para los periodos $T=10$, 20 , 30 y 50 s. Tomada de Gaité *et al.* (2012).

En lo que respecta a la inversión tomográfica realizada en este trabajo, se observó que los periodos cortos (menores de 15 s) están asociados a las características más superficiales de las estructuras geológicas. En general, las anomalías de baja velocidad muestran una correspondencia con cuencas sedimentarias, mientras que las de alta velocidad están asociadas con los principales rasgos fisiográficos (*e.g.*, Gaité *et al.*, 2012). Los mapas tomográficos de velocidad de grupo obtenidos presentan una buena correlación con las estructuras geológicas más prominentes del área de estudio. La principal anomalía de baja velocidad que se observa en nuestras inversiones tomográficas dentro de este intervalo de periodos (y que se extiende hasta $T=25$ s), se ubica en la planicie costera del Golfo, en el sureste del estado de Veracruz y en Tabasco (Figura 3.10).

Esta zona corresponde a la denominada Cuenca Deltaica de Veracruz, donde el rasgo superficial más distintivo es el CVLT, en el que se encuentran el volcán activo San Martín Tuxtla y el extinto Santa Marta, además de más de doscientos conos de escoria. Este campo volcánico también está caracterizado por una anomalía de Bouguer positiva (Zamora-Camacho, 2007), con un máximo de 130 mGal, que cubre todo el campo volcánico y se extiende hacia el Golfo de México (De la Fuente *et al.*, 1994a). La distribución de esta anomalía elongada en dirección N50W coincide con la alineación de los conos de ceniza como se observa en el mapa de anomalía regional de la Figura 5.4. De acuerdo con Zamora-Camacho (2007), la anomalía magnética presente en la misma región es debida a la alta susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas que forman el CVLT.

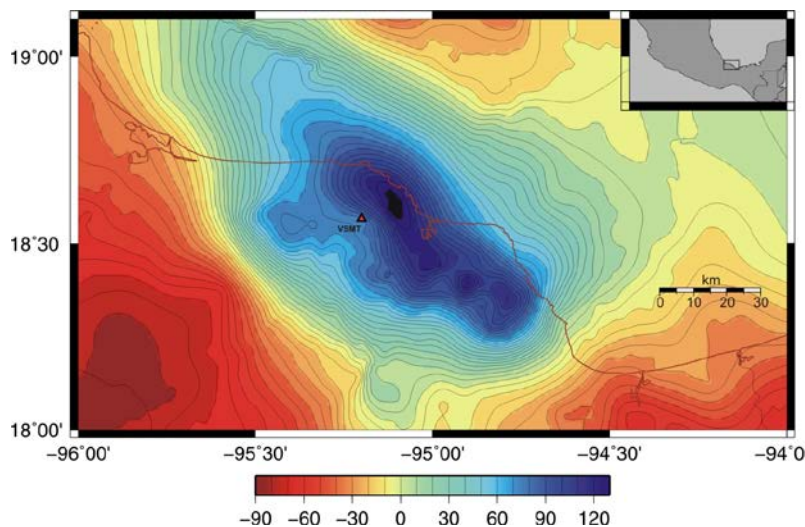


Figura 5.4 Anomalía gravimétrica presente en el CVLT que se ubica próxima al área donde las inversiones tomográficas calculadas en este estudio identifican una anomalía de baja velocidad de ondas sísmicas. Los contornos están expresados en mGals (Modificada de La Fuente *et al.*, 1994a).

La Figura 5.5 ejemplifica las variaciones de la anomalía de baja velocidad en la zona del CVLT para cuatro periodos diferentes (columna a la izquierda), en tanto que la derecha se

representa la misma anomalía con la imagen superpuesta de la Figura 5.4 para efectos de comparación.

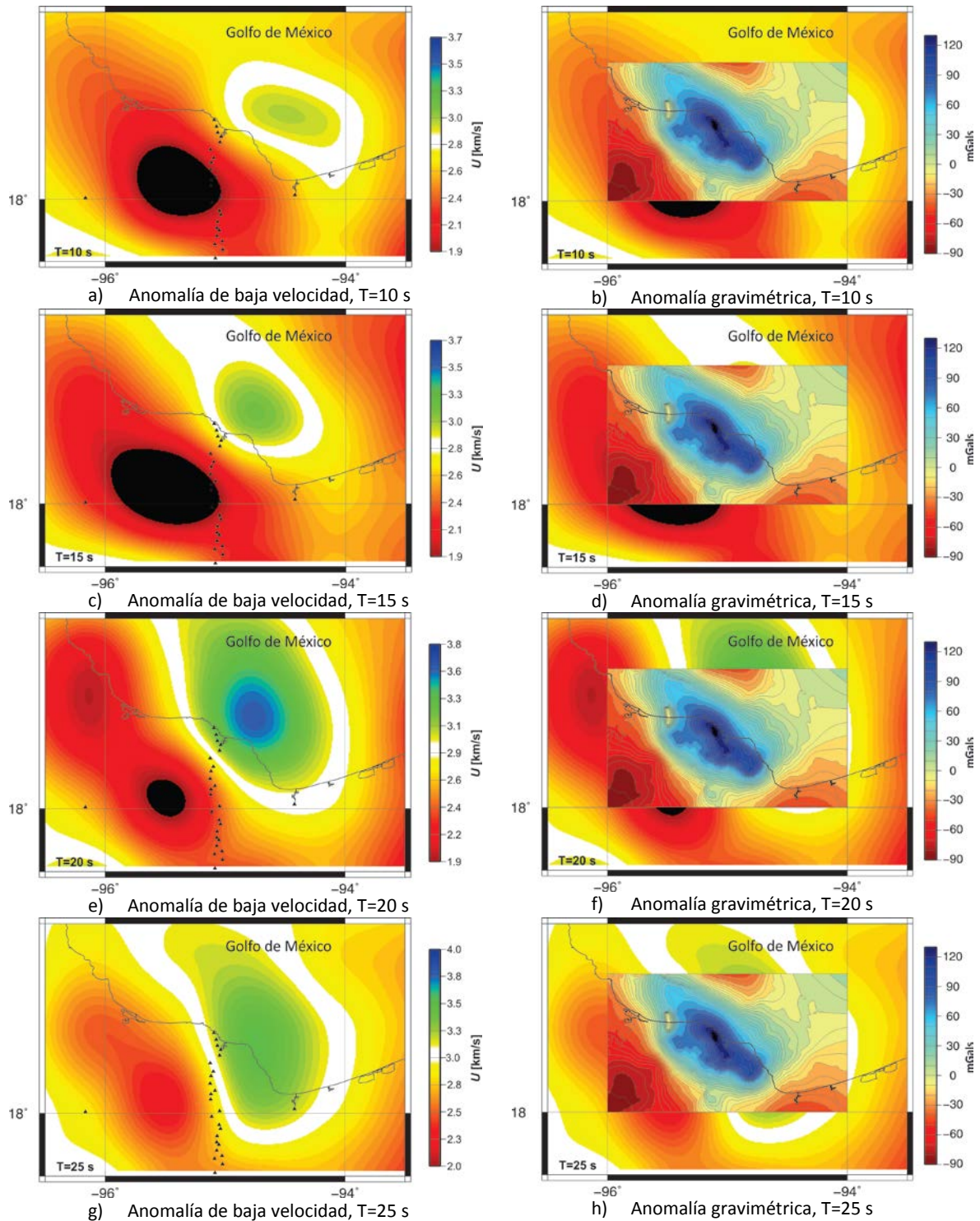


Figura 5.5 A la izquierda, se presentan los mapas de la anomalía de baja velocidad observadas en este estudio para la zona del CVLT en los periodos $T=10$, 15, 20 y 25 s. En la columna de la derecha, las mismas gráficas con la superposición de la anomalía gravimétrica mostrada en Figura 5.4.

Se puede observar que la anomalía gravimétrica residual negativa presente en la región (De la Fuente *et al.*, 1994b), corresponde con la anomalía que se muestra en los mapas tomográficos. Esto es un indicativo de la presencia de grandes espesores de sedimentos. Sin embargo, se considera necesario que se lleven a cabo estudios geofísicos que permitan una mejor comprensión y expliquen las diversas anomalías observadas.

En contraparte, las anomalías de alta velocidad que aparecen en los periodos $T=5-15$ s están asociadas a las cadenas montañosas correspondientes a la Sierra Madre Oriental, Sierra Madre del Sur y la Sierra Madre de Chiapas. También se observan anomalías de alta velocidad que no tienen relación con cordilleras pero que coinciden en general con las provincias geológicas del Mesozoico y el Paleozoico en la región.

En el caso de los periodos intermedios (20 a 40 s), se encuentra que su sensibilidad principal obedece al espesor de la corteza y a la velocidad de las ondas de corte en la corteza inferior y en el manto superior. Dentro de este intervalo de periodos, se considera que las anomalías de baja velocidad se relacionan con una corteza gruesa o con alta temperatura, material parcialmente fundido y/o contenido de fluidos.

La anomalía de baja velocidad más pronunciada se observa claramente en el centro y SE de la FVTM a 30 y 40 s. En esta zona se concentra la mayor parte de los estratovolcanes formados en el último millón de años (Ferrari *et al.*, 2012) y es donde se obtienen los mayores espesores de corteza de la FTVM (~50 km). El análisis de FR realizado por Espíndola-Castro (2009) para esta región determinó que la corteza presenta espesores elevados del orden de 40 km, lo cual es congruente con otros estudios (*e.g.*, Cruz-Atienza, 2000 para la estación CUIG), además que en estaciones localizadas hacia el centro de la FTVM (DHIG, MOIG, CUIG y PPIG) no se encuentran fases asociadas con la placa subducida, lo que permite suponer que de encontrarse, se sitúa a una gran profundidad, como lo sugieren Pérez-Campos *et al.* (2008). Los resultados de Iglesias *et al.* (2010) muestran una zona de baja velocidad bien definida bajo la parte activa de la FVTM (que también se observa en nuestros mapas tomográficos), lo que apunta a la presencia de una cuña del manto. Otras anomalías de baja velocidad se concentran en las zonas volcánicas correspondientes al volcán San Martín en el CVLT, el Chichón en el Arco Volcánico Chiapaneco Moderno (AVCM) y el Arco Volcánico de Centroamérica (AVCA).

En esta misma gama de periodos se observa otra anomalía de baja velocidad que se ubica en la corteza de Oaxaca. De acuerdo con las columnas litológicas y las densidades inferidas para los terrenos tectonoestratigráficos presentada por Ortega *et al.* (2008), los terrenos Zapoteco y Plataforma de Morelos tienen el mayor espesor de corteza en la región sur del

país (~46 km), y les sigue el Mixteco con una profundidad > 40 km. Esto parece ser congruente con la inversión tomográfica, particularmente en T=30 s, donde la distribución de la anomalía de baja velocidad estaría muestreando la corteza gruesa que se describe en el trabajo mencionado.

Las altas velocidades a estos periodos indican una corteza delgada (corteza continental adelgazada o corteza oceánica), que es el caso de las anomalías de alta velocidad que se observan principalmente en las costas de Guerrero y parte de Oaxaca. En el caso de periodos mayores a los 50 s, las imágenes tomográficas deben ser capaces de mostrar estructura con profundidades mayores a los 50 km. Dado que el rango de frecuencias utilizadas en el presente estudio (5 a 50 s) es relativamente amplio, se considera suficiente para muestrear profundidades que van desde la corteza superior hasta el manto superior. Las características más notables para los periodos largos (> 40 s) son las diferencias entre las anomalías de alta velocidad debajo del bloque Maya y el Golfo de México, mientras que las anomalías positivas en el Istmo de Tehuantepec coinciden con la ausencia de volcanismo en esa zona de la trinchera de subducción Mesoamericana.

5.2 Estructura cortical en el oriente de México y el Istmo de Tehuantepec

La corteza oceánica en la zona occidental y parte de la cuenca se originaron durante el Jurásico tardío como consecuencia de la separación entre la corteza subyacente, entre lo que hoy se conoce como Península de Yucatán (bloque de Yucatán) y América del Norte. La apertura dio paso a la formación de un sistema de grábenes alargados en la parte que corresponde al occidente de la ubicación actual de esta cuenca. En esas depresiones se depositaron sedimentos carbonatados de varios kilómetros de espesor sobre las extensas plataformas someras que bordeaban la cuenca. Posteriormente, dichas depresiones fueron cubiertas por aguas marinas que depositaron grandes volúmenes de sal durante el Calloviano (164-159 Ma). El área del actual Golfo de México estaba entonces ocupada por el Bloque de Yucatán, mismos que se desplazó continuamente hacia el sur-sureste, en el orden de 400 km, hasta la posición que ocupa actualmente, lo que originó un desequilibrio isostático importante que provocó largos periodos de subsidencia en la parte central del Golfo de México, acompañados de importantes levantamientos en las áreas continentales y en los bordes de la cuenca oceánica.

Existen diversos estudios en esta región, enfocados principalmente al estudio de yacimientos, entre los que destaca el de Sawyer *et al.* (1991), quienes utilizando datos de reflexión, refracción y análisis de subsidencia, estiman de forma general, profundidades al Moho y basamento en la cuenca del Golfo de México. Ellos mencionan que el basamento cortical bajo la cuenca del Golfo de México se puede dividir en tres tipos: transicional

gruesa, transicional delgada y oceánica. Estas divisiones reflejan la manera en que la corteza fue creada o bien modificada por la apertura en el Mesozoico. La diferencia principal desde el punto de vista mecánico, radica en que la velocidad de propagación de ondas longitudinales en la corteza transicional se encuentra en el rango de 6.4 y 6.8 km/s, y los valores más altos para el tipo oceánico de 6.8-7.2 km/s. La corteza transicional en términos generales, está cubierta con depósitos sedimentarios carbonatados que pueden ir de 3 a poco más de 10 km de espesor y una velocidad promedio de 4.3 km/s.

Para el sureste del estado de Veracruz, Cruz-Atienza (2000) calculó funciones receptor de la estación TUIG (Tuzandepetl, perteneciente al SSN), encontrando que el espesor de la capa de sedimentos bajo dicha estación, que también se localiza dentro del área de influencia de esta anomalía de baja velocidad que se visualiza en las inversiones tomográficas del presente, es de aproximadamente 16 km. En la Figura 5.6 se presenta el modelo obtenido en ese estudio.

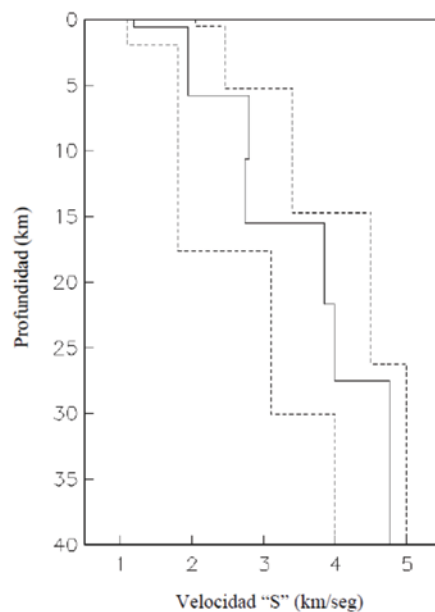


Figura 5.6 Modelo promedio de las inversiones realizadas por Cruz-Atienza (2000) para la estación TUIG correspondientes al apilado de funciones receptor del grupo Sudamérica.

En la región de la cuenca del Golfo de México, se encuentran ubicadas las estaciones LVIG, TUIG, SCIG y TEIG. Esta región posee características geológicas ligadas con los procesos tectónicos que dieron lugar a la apertura de la cuenca del Golfo de México. Los modelos obtenidos por Espíndola-Castro (2009) para estas estaciones se muestran en la Figura 5.7. En ella se pueden observar las principales diferencias de la corteza dentro del terreno tectonoestratigráfico Maya.

Del análisis efectuado en la región Golfo y Sureste por Espíndola-Castro (2009), los resultados para TUIG y CMIG muestran una profundidad al Moho menor que el resto de las estaciones de ambas regiones, lo que posiblemente sea consecuencia del adelgazamiento en la región del Istmo de Tehuantepec (Meritano-Arenas, 1972 y Ponce *et al.*, 1992).

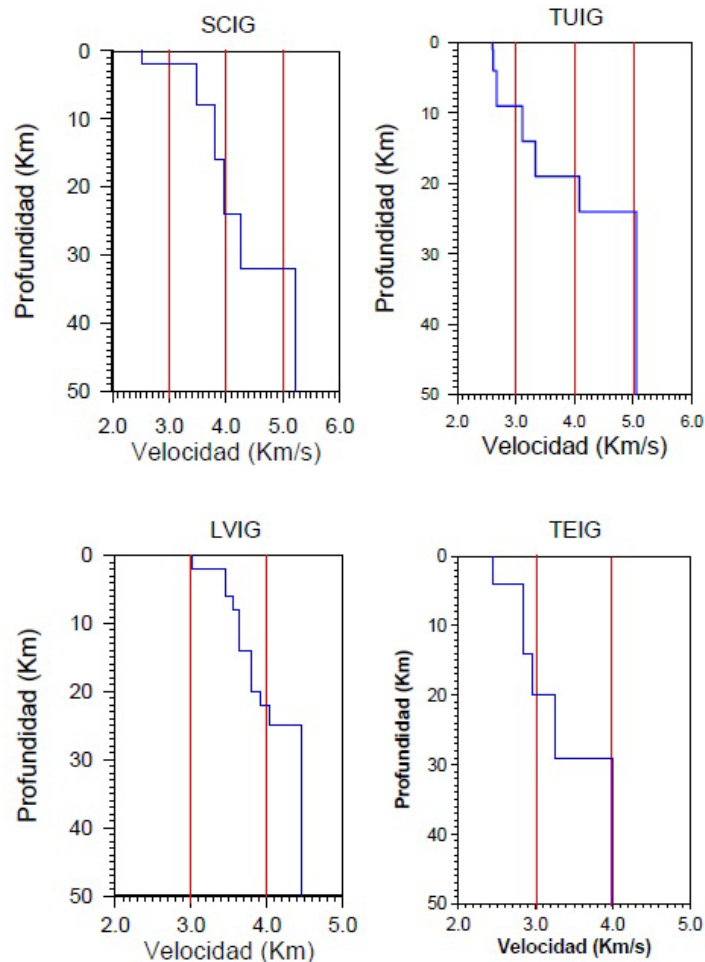


Figura 5.7 Modelos de velocidad obtenidos para las estaciones del SSN: SCIG, TUIG, LVIG y TEIG. Tomado de Espíndola-Castro (2009).

En la zona de los Tuxtlas, Zamora-Camacho *et al.* (2010) utilizaron funciones receptor para calcular la corteza bajo el CVLT y estimaron que es relativamente delgada: la profundidad del Moho se encuentra aproximadamente entre 28 y 34 km. Los análisis que realizaron sugieren la presencia de una interfase “intracorteza” a profundidades entre 10 y 14 km, lo cual según estos autores, podría corresponder al contacto entre la corteza transicional cristalina en la base y la capa sedimentaria encontrada en muchas otras partes del Golfo de México.

Esta interfase no pudo ser identificada por Zamora Camacho *et al.* (2010) en la estación CHTU (Figura 5.8) argumentando que esto es debido a la intensa actividad magmática, la cual ha estado probablemente caracterizada por intrusiones de diferente geometría, vertical y planar que complican las funciones receptor. En el caso de la estación RATU, ubicada en el flanco norte del volcán San Martín (Figura 5.8), los valores que obtuvieron de la profundidad del Moho para los grupos epicentrales fueron 27.7 km para los eventos al NO, 33.5 km para los de Sudamérica y 33.5 km para los telesismos pertenecientes al grupo del este.

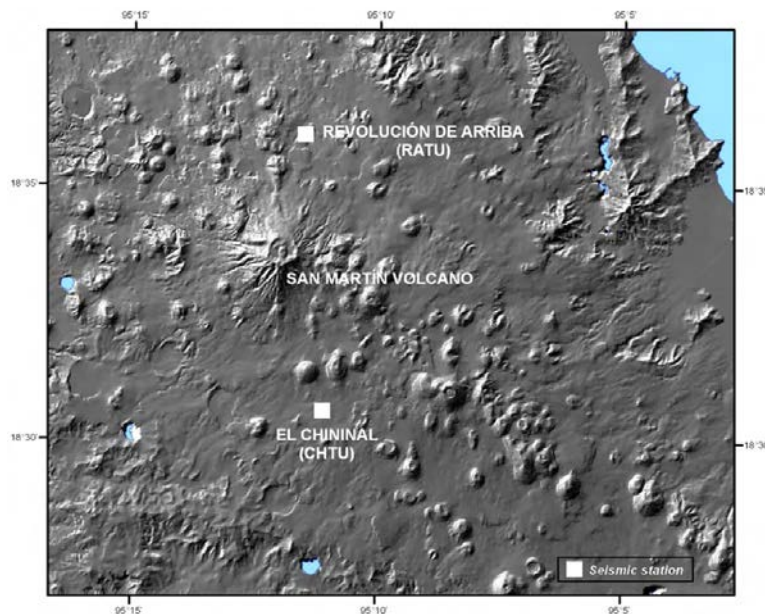


Figura 5.8 Modelo topográfico del Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT) donde se presenta la ubicación del Volcán San Martín Tuxtla y las dos estaciones empleadas en un estudio de espesor de la corteza del CVLT. Tomada de Zamora-Camacho *et al.* (2010).

En la carta presentada por Sawyer *et al.* (1991) en la Figura 7 del trabajo referido, el CVLT se localiza entre las isopacas de espesor de corteza entre 30 y 35 km y las de 8 y 10 km que denotan la profundidad al basamento, que se compone de corteza transicional delgada.

En su estudio acerca de la topografía del Moho y la corteza oceánica subducida, Melgar y Pérez-Campos (2011) señalan que existen variaciones sutiles en la profundidad del Moho a lo largo del transecto VEOX, desde el norte hasta el sur (Figura 5.9): el Moho inicia con una profundidad promedio de 30 km que se incrementa a 45 km cerca de la latitud 18°N (~275 km de la trinchera) para después volverse menos profundo (~28 km) en la costa del Golfo de México. Un ejemplo de lo anterior lo constituye la profundidad estimada del Moho en las proximidades del CVLT: las posiciones del Moho estimadas de FR en el rango de azimuts inversos de 270°-360°, cuyas trayectorias atraviesan el centro del CVLT, son

considerablemente más profundas que las estimadas del cuadrante 90°-180°, la cuales recorrerían al margen del CVLT. De acuerdo con Melgar y Pérez-Campos (2011), lo anterior puede explicarse al considerar que el CVLT consta de dos conos volcánicos principales (San Martín y Santa Marta), ambos con una altitud mayor a los 1,700 sobre el nivel medio del mar, rodeados por una topografía esencialmente plana de la cuenca de Veracruz. En consecuencia, la compensación isostática de esta carga se traduciría en algo parecido a la evidente geometría tridimensional.

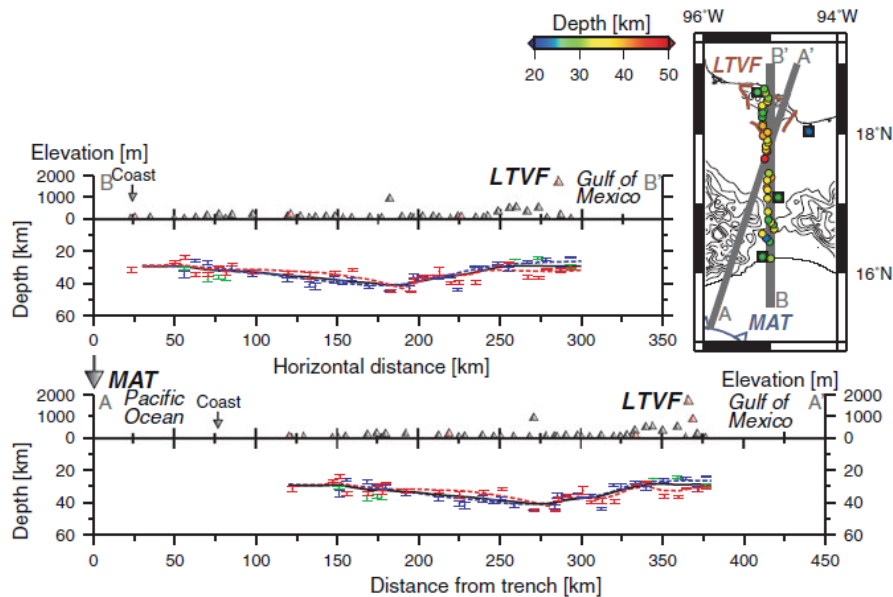


Figura 5.9 Geometría del Moho a lo largo del arreglo VEOX. El mapa de la derecha ilustra la distribución espacial de las estimaciones de la profundidad del Moho (círculos en color). Los cuadrados negros corresponden a estaciones de otros estudios. Los puntos de colores denotan la profundidad estimada (con barras de error) para cada estación por cuadrante. La línea sólida en color negro corresponde al Moho interpolado usando todos los cuadrantes.

Sin embargo, Melgar y Pérez-Campos (2011) enfatizan en la necesidad de una verificación independiente de las profundidades del Moho mediante técnicas geofísicas alternativas. Los estudios de gravedad parecen centrarse en la porción del mar del Istmo de Tehuantepec y la estructura de la Dorsal de Tehuantepec (*e.g.* Couch y Woodcock, 1981; Manea *et al.*, 2003; Manea *et al.*, 2005b). Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) obtienen espesores de corteza de 25 km para la plataforma continental del Golfo de México inmediatamente adyacente al continente y de 30 km para la parte continental de la costa, que es aproximadamente consistente con los resultados presentados por Melgar y Pérez-Campos (2011).

En su trabajo para determinar la estructura sísmica debajo de una estación en Tuxtepec, Oaxaca, Rodríguez (2013) identificó la discontinuidad entre la corteza y el manto superior

(Moho) a los 30.6 (28.2, 33.6 km de profundidad). La semejanza de los resultados que obtuvo para cada uno de los grupos epicentrales utilizados permitió concluir que debajo de la estación TUXT puede representarse como una discontinuidad horizontal, lo que implica que el modelado de corteza no acusa dependencia azimutal. El resultado obtenido en este trabajo para la estación TUXT, aunque se encuentra fuera de la línea principal del perfil VEOX, es congruente con los espesores de la corteza continental (30-50 km), reportados por Melgar y Pérez-Campos (2011). También lo es con los espesores estimados por Espíndola-Castro (2009) en las estaciones del Servicio Sismológica Nacional TPIG (Tehuacán, Puebla) al noroeste de TUXT, OXIG (Oaxaca, Oaxaca) al suroeste y TUIG (Tuzandepetl, Veracruz) aproximadamente al este, con valores de 35.9, 41.8 y 23.7, respectivamente.

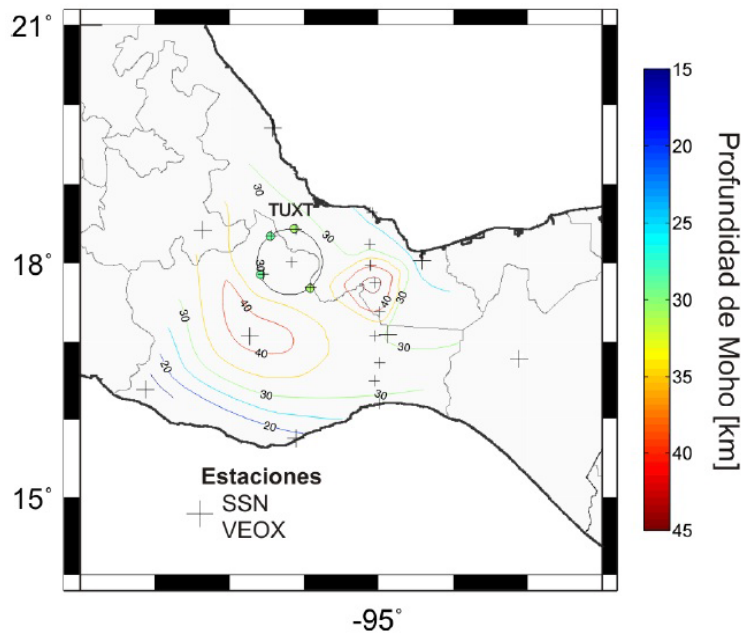


Figura 5.10 Curvas de isoprofundidad del Moho para el área circundante a la estación TUXT. El círculo en contorno negro alrededor de TUXT representa la distancia horizontal donde se llevan a cabo las conversiones de las fases en las discontinuidades y los rellenos en color verde, la profundidad estimada en función del azimut inverso. Tomada de Rodríguez (2013).

Las gráficas de perfil del Moho por cuadrante obtenidas por Melgar y Pérez-Campos (2011) para el arreglo VEOX, muestran una diferencia en la profundidad del Moho de hasta 12 km, lo que sugiere que el Moho no es una interfase horizontal.

En lo que respecta a los modelos de estructura de velocidades que se obtuvieron mediante la inversión conjunta de funciones receptor y curvas de dispersión, se observan, de acuerdo con los tres casos analizados en el capítulo anterior, algunos aspectos relevantes que se analizan brevemente a continuación.

Para la zona que comprende predominantemente al Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVLT), donde se utilizaron las estaciones MONT, EBTT, CATE e INUV (mapa de la Figura 4.11), se calcularon tres modelos de estructura que resultan significativos en su interpretación. Dos de ellos corresponden a la estación MONT (Monte Pío, Veracruz) y tercero a la estación CATE. Para MONT, se utilizaron los apilados de las funciones receptor con respecto a los grupos de Sudamérica y Fiji. Después de haber calculado las curvas de dispersión promedio para las trayectorias respectivas, en el primer caso (Sudamérica) se observa que el modelo obtenido que se presenta en la Figura 4.18g está conformado por una serie de capas con un gradiente positivo de v_s , que presenta similitudes importantes con respecto al modelo determinado por Cruz-Atienza (2000) para la estación TUIG (Tuzandepetl, Veracruz) que se muestra en la Figura 5.6.

La parametrización utilizada por Cruz-Atienza (2000) consistió en la propuesta de un modelo del medio de seis capas y 7 velocidades y la estructura de velocidades calculada, permitió tener una referencia acerca de la complejidad geológica de esta región del Golfo de México, por lo que en este trabajo se llevaron a cabo varias pruebas considerando el números de capas y velocidades, para definir el espacio de soluciones más adecuado.

Dos diferencias importantes se derivan de la comparación de los modelos de MONT y TUIG correspondientes a ambos estudios y con respecto al mismo grupo epicentral; la primera de ellas se distingue con respecto a la capa más somera, donde el modelo de la estación MONT refleja un espesor de aproximadamente 10 km y una velocidad $v_s < 3$ km/s (que representa una baja velocidad), en tanto que para TUIG, la capa más superficial es menor a 1 km de profundidad; además, como se visualiza en la Figura 5.6, las velocidades menores a los 3 km/s para esta estación, se extienden hasta una profundidad de cercana a los 16 km. En este sentido, Cruz-Atienza (2000) sugiere que esta capa de baja velocidad corresponde a la presencia de sedimentos; sin embargo, para la estación MONT es necesario considerar que su localización se encuentra dentro de un campo volcánico, lo que plantea interrogantes relacionadas también con la presencia de material fundido. La segunda diferencia para los dos modelos se refiere a la profundidad del Moho, dado que el encontrado para la estación MONT con respecto al grupo de Sudamérica (~ 35 km) se encuentra a una profundidad mayor al determinado para TUIG (~ 25 km).

El modelo que se calculó para la estación MONT con el apilado de los eventos telesísmicos del clúster Fiji, representa un segmento que “atraviesa” la estructura volcánica más prominente del CVLT: el volcán San Martín Tuxtla. Por esta razón, el modelo resultante es interesante debido a que como se observa en la Figura 4.18f, localiza una capa somera de unos 3 km de profundidad posiblemente relacionada con productos derivados de la

actividad volcánica reciente, seguida por una de baja velocidad similar a la que se distingue en la estación MONT (con respecto al clúster de Sudamérica), en cuanto a su espesor y velocidad. El tercer ejercicio de modelado que se presenta para esta zona corresponde a la estación CATE (Catemaco, Veracruz) y se determinó utilizando el apilado de los telesismos de Alaska. Aquí se observa (Figura 4.18a) que la anomalía de baja velocidad ($v_s < 3$ km/s) se presenta en la primera y tercera capas que abarcan una profundidad de ~ 12 km, entre las que se encuentra una capa intermedia de unos 5 km y una $v_s \sim 3.5$ km/s. Para esta trayectoria se muestrea la corteza cercana al volcán San Martín. Es importante señalar que estos resultados son congruentes con las imágenes tomográficas obtenidas en este estudio que señalan la presencia de bajas velocidades de ondas sísmicas en la corteza más somera. La Figura 5.11 muestra las diferencias significativas que existe entre los apilados de FR para las estaciones en el CVLT que se emplearon en este estudio, lo cual es un claro indicativo la complejidad geológica de la región.

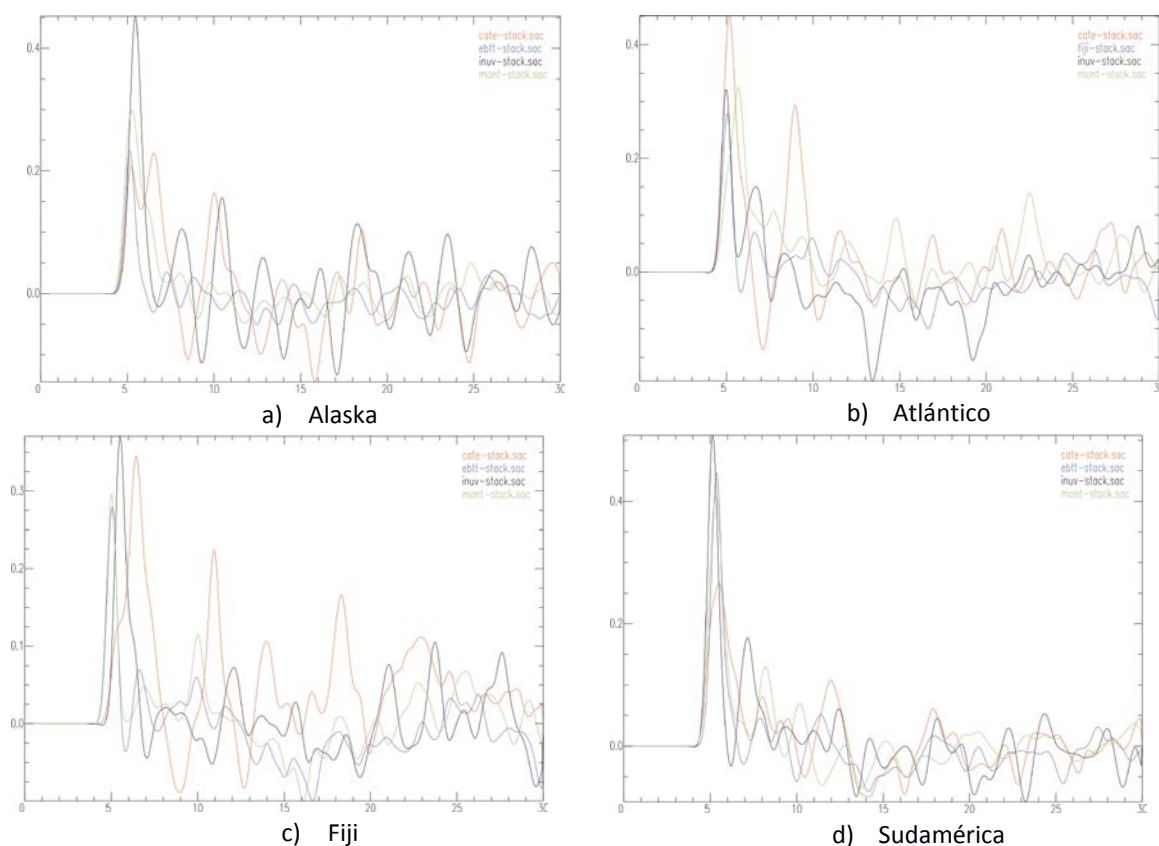


Figura 5.11 Apilados de las FR para las estaciones del arreglo VEOX: CATE, EBTT, INUV y MONT con respecto a los cuatro grupos epicentrales considerados.

Los modelos obtenidos para la estaciones del CVLT parecen mostrar la interfase descrita por Sawyer *et al.* (1991) y mencionada como “intracorteza” por Zamora-Camacho (2010), la cual se compone de corteza transicional delgada.

La estación CUAU (Cuauhtémoc, Municipio de San Juan Evangelista, Oaxaca), se ubica cerca del punto medio del transecto definido por la ubicación de las estaciones del arreglo VEOX, cerca de los límites con el estado de Veracruz (Figura 4.14). Al igual que en el caso de la estación MONT, para CUAU se determinaron los modelos considerando los clústers disponibles. Los mejores modelos que se obtuvieron se presentan en la Figura 4.18 (para las trayectorias en la dirección de los grupos de Sudamérica y Alaska). En el modelo de la Figura 4.18b, para el caso Sudamérica, es evidente que la capa de baja velocidad prevalece hasta una profundidad cercana a los 10 km. Otra observación que surge para este modelo, es que posiblemente la geología que describe es de menor complejidad, pudiéndose representar con un modelo con un número de capas menor. Por otra parte, en el modelo de la Figura 4.18c es el resultado de la inversión conjunta con el apilado de la estación Alaska. Es notoria, pese a la distancia con la estación CATE, la semejanza de los modelos de ambas estaciones con relación al mismo grupo de telesismos. Se desprende de las observaciones anteriores, que la zona de baja velocidad que señalan las imágenes tomográficas, se encuentra también presente en los modelos de corteza para de esta estación. Es importante señalar, como la apuntan Melgar y Pérez-Campos (2011) que las variaciones más grandes ocurren entre las estimaciones de profundidad del Moho al NO y SE cercanas al CVLT. Un problema que existe en la identificación del Moho al norte de la latitud 17°N se encuentra en una capa de rocas sedimentarias correspondientes a unidades clásticas de de las dos principales provincias geológicas en esta parte del transecto: las cuencas de Veracruz y Tehuantepec (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Estas producen múltiplos de magnitud considerable en las FR que llegan directamente después de la conversión del Moho, lo que lo que puede inducir a error en la interpretación de su profundidad. Particularmente en el caso de este estudio, el modelado de estructura debajo de la estación CUAU mediante la inversión conjunta no obtuvo los ajustes deseados en la función receptor sintética, lo cual se debe a la complicada forma que presenta su apilado observado.

En lo que se refiere a la estación ELME (El Mezquite, Asunción Ixtaltepec; Oaxaca) ubicada en las cercanías a la costa del Pacífico de acuerdo con el mapa la Figura 4.16, se muestran los modelos calculados para los apilados de funciones receptor de los clústers Alaska y Fiji (Figuras 4.18d y 4.18e respectivamente). Destaca que la simplicidad de los modelos obtenidos con respecto a los determinados para la estación MONT, lo que revela una estructura de la corteza diferente a la descrita por los modelos de las estaciones previamente analizadas y con espesores que evidencian su adelgazamiento, que también se observa en estaciones cercanas del SSN (HUIG y CMIG) de acuerdo con el trabajo de Espíndola-Castro (2009). Como era de esperarse y en congruencia con los mapas tomográficos, en estos modelos no se observan anomalías de baja velocidad.

CONCLUSIONES

1. Dentro de los resultados más importantes derivados del presente trabajo, es importante destacar la contribución de la cantidad de registros de eventos y ruido sísmico que permitió contar con los elementos necesarios para obtener una alta resolución en los mapas tomográficos. De igual forma, el uso de dos técnicas diferentes corroboró que las inversiones tomográficas son muy similares entre sí, lo cual da lugar a interpretaciones fidedignas de los resultados obtenidos que además aseguran su contribución adecuada en el modelado de estructura cortical.
2. En lo que respecta a la interpretación de la tomografía sísmica, se encontró que mostró una buena correlación con estudios previos enfocados a la caracterización de la corteza terrestre, desde distintos enfoques que comprenden aspectos tectónicos, geológicos y sismológicos. Por otra parte, la determinación de modelos de estructura de velocidades a partir de la inversión conjunta de estos datos tomográficos y las funciones receptor del arreglo VEOX contribuyeron a obtener una mejor comprensión de la complicada geología en el oriente de México (particularmente el sur de Veracruz) y el Istmo de Tehuantepec. Cabe destacar que las restricciones que impone mutuamente el método de inversión conjunta implementado contribuye a la obtención de modelos consistentes con los datos observados y permite tener un mayor detalle en los modelos de estructura de la corteza resultantes que se obtienen al considerar ambas técnicas en su determinación.
3. Finalmente, un aspecto sobre el que es necesario poner atención es el estudio desde diferentes áreas del conocimiento de la zona de sur del estado de Veracruz, donde se ha evidenciado a través de este estudio una tectónica compleja y la presencia de un importante bloque de sedimentos que abarca un área considerable actualmente con una infraestructura urbana, industrial y portuaria significativa, donde para estas condiciones específicas, no existe una evaluación del peligro asociado.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, University of Tokio, 35, 415-156.
- Aki, K., Richards, P.G., (1980), Quantitative seismology, theory and methods. *Edit. W. H. Freeman and Company*, New York, U.S.A.
- Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G. (1990), On the nonuniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15 303-15 318.
- Ammon, C.J., Zandt, G. (1993), Receiver structure beneath the southern Mojave block, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 737-755.
- Anderson, T.H., Erdlac, R.J., Sandstorm, M.A. (1985), Late Cretaceous and post Cretaceous strike-slip displacement along the Cuilco-Chixoy-Polochic fault, Guatemala, *Tectonics*, 4, 453-475.
- Andreani, L., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., LeRoy, C., Aranda García, M., Le Pichon, X., Peterson-Rodriguez, R. (2008), The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 179(2), 195-208.
- Atwater, T. (1989), Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, en Winterer, E., Hussong, D., Decker, R. (eds.), *The northeastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, CO, Geological Society of America, The geology of North America*, N, 21-72.
- Baig, A.M., Campillo, M., Brenguier, F. (2009), Denoising seismic noise cross correlations, *J. Geophys. Res.*, 114 (B8), B08310, doi:10.1029/2008JB006085.
- Bakulin, A., Calvert, R. (2006), The Virtual Source method: theory and case study, *Geophysics*, 71, S1139-S1150.
- Barckhausen, U., Ranero, C.R., Von Huene, R., Cande, S.C., Roeser, H.A. (2001), Revised tectonic boundaries in the Cocos plate of Costa Rica: implication for the segment of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, 106(B9), 19, 207-19, 220.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y. (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Berteussen, K.A. (1977), Moho depth determination based on spectral ratio analysis of NORSAR long period P waves, *Phys. Earth Planet.*, 31, 313-326.
- Bravo, H., Rebolgar, C., Uribe, A., Jimenez, O. (2004), Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, *J. Geophys. Res.*, 109, doi: 10.1029/2003JB002854.

- Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A. (2008), Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nature Geosci.*, 1, doi:10.1038/ngeo104, 126-130.
- Campa, M.F., Coney, P.J. (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campillo, M., Gariel, J.C., Aki, K., Sánchez-Sesma, F.J. (1989), Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path and site effects during the great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1718-1735.
- Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J., Hermann, R.B. (1996), Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofis. Int.*, 35(4), 361-70.
- Campillo, M., Paul, A. (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547-549.
- Chávez-Pérez, S., Calderón-Macías, C. (1991), Inversión Lineal de Ondas Superficiales, Segundo Informe Técnico de Avance al Departamento del Distrito Federal, Centro de Investigación Sísmica, A.C. de la Fundación Javier Barros Sierra, 71-83.
- Chen, T., Clayton R.W. (2012), Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. Res.*, 117, B09302, doi:10.1029/2012JB009233.
- Cho, K.H., Hermann, R.B., Ammon, C.J., Lee, K. (2007), Imaging the Upper Crust of the Korean Peninsula by Surface-wave Tomography, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 198-207, 2007.
- Couch, R., Woodstock, S. (1981), Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840.
- Cruz-Atienza, V.M. (2000), Inversión global con Algoritmos Genéticos y Cristalización Simulada aplicada a funciones de receptor: modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 215 pp.
- Dahlen, F.A., Tromp, J. (1998), Theoretical global seismology, *Princeton University Press*, 944 pp.
- de Kool, M., Rawlinson, N., Sambridge, M. (2006), A practical grid based method for tracking multiple refraction and reflection phases in 3d heterogeneous media, *Geophys. J. Int.*, 167, 253-270.
- De la Fuente M., Mena, M., Aiken, C. (1994a), Cartas Gravimétricas de la República Mexicana, 1 Carta de Anomalía de Bouguer, UNAM.
- De la Fuente, M., Aiken, C., Mena, M., Simpson R.W. (1994b), Cartas Gravimétricas de la República Mexicana, 3 Carta de Anomalía Residual Isostático, UNAM.

- Deaton, B.C., Burkart, B. (1984), Times of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala, *Tectonophysics*, 102, 297-313.
- Debayle, E., Sambridge, M. (2004), Inversion of massive surface wave data sets: model construction and resolution assessments, *J. Geophys. Res.*, 109, B02316, doi:10.1029/2003JB002652.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourim, A., Campillo, M., Fink, M. (2003), Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium, *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2973-2976.
- Du, Z.J., Foulger, G.R. (1999), The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves, *Geophys. J. Int.*, 139, 419-432.
- Dunkin, J.W. (1965), Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 12, 335-358.
- Duvall, T.L., Jefferies, S.M., Harvey, J.W., Pomerantz, M.A. (1993), Time distance helioseismology, *Nature*, 362, 430-432.
- Dziewonski, A.M., Bloch, S., Landisman, M. (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Einstein, A. (1905), On the movement of small particles suspended in stationary liquids required by the molecular-kinetic theory of heat, *Analen der Physik*, 17, 549-560.
- Espíndola-Castro, V.H. (2009), Modelos de velocidad cortical utilizando funciones de receptor aplicado a estaciones de banda ancha del SSN, México, Tesis de Doctorado, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 120 pp.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M. (2012), The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, Invited review paper, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Fix, J. E. (1975), The crust and upper mantle of central Mexico, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 453-500.
- Gaite, B., Iglesias, A., Villaseñor, A., Herraiz, M., Pacheco, J.F. (2012), Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, 188, 1413-1424, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05339.x.
- Gaite Castrillo, B. (2013), Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 204 pp.
- Goffe, W.L. (1996), SIMANN: A Global Optimization Algorithm using Simulated Annealing, *Studies in Nonlinear Dynamics & Econometrics*, 1 (3).

- Gomberg, J.S., Priestley, K.F., Masters, T.G., Brune, J.N. (1988), The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico, *Geophys. J. Int.*, 94(1), 1-20.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Verdière, Y.C., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F.J., Shapiro, N.M., Weaver, R.L. (2008), Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications, *Geophys Prospecting*, 56, 375-393. doi: 10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x.
- Groos, J.C., S. Bussat, Ritter, J.R.R. (2012), Performance of different processing schemes in seismic noise, *Geophys. J. Int.*, 188, 498-512, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05288-x.
- Gudmundsson, O., Sambridge, M. (1998), A regionalized upper mantle (RUM) seismic model, *J. Geophys. Res.*, 103, 7121-7136.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W., Matumoto, T. (1989), The triple junction of the Northamerica, Cocos and Carribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J. (2000), The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico, *J. S. Am. Earth. Sci.*, 13, 459-468.
- Harmon, N., Rychert, C., Gerstoft, P. (2010), Distribution of noise sources for seismic interferometry, *Geophys. J. Int.*, 183 (3), 1470-1484, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04802.x.
- Haskell, N.A. (1964), Radiation pattern of surface waves from point sources in multilayered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 377-393.
- Herrin, E.E., Goforth, T.T. (1977), Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1259-1275.
- Herrmann, R.B. (1987), Computer programs in seismology Rep., St. Luis University, St. Luis, Missouri.
- Husker, A., Davis, P.M. (2009), Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *J. Geophys. Res.*, 114. doi:10.1029/2008JB006039.
- Iglesias-Mendoza, A. (2000), Aplicación de Algoritmos Genéticos y Simulated Annealing para invertir la dispersión de ondas superficiales: modelos promedio de la corteza terrestre en el sur de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 147 pp.
- Iglesias, A., Cruz-Atienza, V.M., Shapiro, N.M., Singh, S.K., Pacheco, J.F. (2001), Crustal structure of southcentral Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geoffs. Int.*, 40, 181-190.
- Iglesias, A., Clayton, R.W., Pérez-Campos, X., Singh, S.K., Pacheco, J.F., García, D., Valdés-González, C. (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 115, no. B06307, doi 10.1029/2009JB006332.

Instituto de Geología, 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª edición, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., Rüpke, L. (2006), Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.*, 111, B08102, doi:10.1029/2005JB003739.

Julià, J., Vila, J., Macià, R. (1998), The receiver structure beneath the Ebro basin, Iberian Peninsula, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 1538-1547.

Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Correig, A.M. (2000), Joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.

Kanjorski, M.N. (2003), Cocos plate structure along the Middle America Subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity, Tesis de Doctorado, University of California San Diego, 190 pp.

Kedar, S., Longuet-Higgins, M.S., Webb, F., Graham, N., Clayton, R., Jones, C. (2008), The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Proceedings of the Royal Society A*, 464, 777-793.

Keilis-Borok, V.I., Levshin, A.L., Yanovskaja, T.B., Lander, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M., Ratnikova, L., Its, E.N. (1989), Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth, edited *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, Netherlands. 293 pp.

Kennett, B.L.N. (1983), Seismic Wave Propagation in Stratified Media. *Cambridge University Press*, Cambridge, England.

Kim, Y., Clayton, R., Keppie, F. (2011), Evidence of a collision between the Yucatan Block and Mexico in the Miocene, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05191.x.

Klitgord, K.D., Mammerickx, J. (1982), Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, 87, 6725-6750.

Kos, S., Littlewood, P. (2004), Statistical physics: Hear the noise, *Nature*, 431, 29, doi: 10.1038/431029a.

Langston, C.A. (1979), Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.

Larose, E., Derode, M., Campillo, M., Fink, M. (2004), Imaging from one-bit correlation of wide-band diffuse wavefield, *Journal of Applied Physics*, 95, 8393-8399.

Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A. (1997), Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities, *J. Geophys. Res.*, 102, 469-483.

Levshin, A.L., Pisarenco, V.F., Pogrebinsky, G.A. (1972), On a frequency-time analysis of oscillations, *Annales Geophysicae*, 28, 211-218.

Leg 206 (2003), Preliminary report: An in situ section of upper oceanic crust formed by superfast seafloor spreading, *Ocean Drilling Program*, Texas A&M University, 205 pp.

Levshin, L., Yanovskaya, T.B., Lander, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M.P., Ratnikova, L.I., Its, E.N. (1989), Recording, identification, and measurement of surface wave parameters, in *Seismic Surface Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*, edited by V.I. Keilis-Borok, 131-182, *Kluwer Acad.*, Dordrecht, Netherlands.

Levshin, A.L., Ratnikova, L., Berger, J. (1992), Peculiarities of surface wave propagation across central Eurasia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.

Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H. (2001), Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves, *Pure appl. Geophys.*, 158(8), 1531-1545.

Levshin, A.L. (2010), Lectures on surface-wave seismology, Advanced School on Direct and Inverse Problems of Seismology, Center of Theoretical Physics, Trieste, Italy.

Li, C., van der Hilst, R.D., Engdahl, E.R., Burdick, S. (2008), A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(5), 1-21.

Lin, F.C., Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M. (2006), Is ambient noise tomography across ocean basins possible?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14304, doi:10.1029/2006GL026610.

Lin, F.C., Ritzwoller, M.H., Townend, J., Bannister, S., Savage, M.K. (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 170 (2), 649-666, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x.

Lin, F.C., Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H. (2008), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 173 (1), 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.

Lines, L.R., Treitel, S. (1984), Tutorial, a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.

Lobkis, O.I., Weaver, R.L. (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.

Lomax, A., Sneider, R. (1995), The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the East European Platform and tectonic Europe obtained with genetic algorithm inversion of Rayleigh-wave group dispersion, *Geophys. J. Int.*, Vol. 123, 169-182.

Lonsdale, P. (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore peninsular California, en Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.), *The gulf and the peninsular province of the Californias*: Tulsa, OK, *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir, 47, 87-125.

Malcom, A.E., Scales, J.A. (2004), Extracting the Green function from diffuse, equipartition waves, *Phys. Rev. E*, 70 (015601 (R)), doi: 10.1103/PhysRevE.70.015601.

Manea, M., Manea, V.C., Kostoglodov, V. (2003), Sediment fill in the Middle America trench inferred from gravity anomalies, *Geofísica Internacional*, 42(4), 603-612.

Manea, M., Manea, V.C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W. (2005a), Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge, *Earth Planet. Sci.*, 238, 64-77.

Manea, M., Manea, V.C., Kostoglodov, V., Guzmán-Speziale, M. (2005b), Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec Ridge, *Geofísica Internacional*, 44(2), 157-168.

Manea V.C., Manea, M. (2006), Origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models, *Volcanic Hazards in Central America*, Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, W., Patiño, L.C., y Vallance eds., *J. Geol. Soc. Am.*, 411, 27-38.

MASE (2007): Meso America Subduction Experiment. Caltech. Dataset. doi:10.7909/C3RN35SP.

Matsu'ura M., Hirata, N. (1982), Generalized least-squares solutions to quasi-linear inverse problems with a priori information, *J. Phys. Earth*, 30, 451-468.

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

Meneses-Rocha, J.J. (1985), Tectonic evolution of the Strike-slip Fault province of Chiapas, Mexico: Master's thesis, University of Texas at Austin, 315 pp.

Menke, W., (1984) *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Edit. Academy Press, Orlando, Florida, U.S.A.

Meritano-Arenas, J. (1972), Estudio tectónico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite-Erts-1, *Anales del Instituto de Geofísica*, UNAM, 108-116.

Metropolis, N., Rosenbluth, A.W., Rosenbluth, M.N., Teller, A.H., Teller E. (1953), Equation of state calculations by fast computing machines, *Journal Chemical Physics*, 21, 1087-1092, doi: <http://dx.doi.org/10.1063/1.1699114>.

Mitchell, B.J., Herrmann, R.B. (1979), Shear velocity structure in the eastern United States from the inversion of surface wave group and phase velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69(4), 1133-1148.

Molnar, P., Sykes, L.R. (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.

Montagner, J. (1986), Regional three-dimensional structures using long period surface waves, *Ann. Geophys.*, 4, 283-294.

Mulargia, F. (2012), The seismic noise wavefield is not diffuse, *Journal Acoust. Soc. Am.*, 131 (4), 2853-2858.

- Nelson, S.A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T.K. (1995), Constrains on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 191-211.
- Nishida, K., Montagner, J.P., Kawakatsu, H. (2009), Global surface wave tomography using seismic hum, *Science*, 326, 5949, 112, doi:10.1126/science1176389.
- Ortega, F., Mitre, L.M., Alaniz, S.A., Roldán, J., Aranda, J.J., Nieto, A.F., Morán, D.J. (1991). Geologic provinces of Mexico; a new proposal and basis for their modern definition, en Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía; Memoria, R.R. Kogan, A.L. Carreno (editores). UNAM, México D.F., 143-144.
- Ortega, F., Mitre, L.M., Roldán, J., Aranda, J.J., Morán, D., Alaniz, S.A., Nieto, A.F. (1992), Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2000000, Instituto de Geología, UNAM; México D.F.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C. (1994), Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R.C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, CO, Geological Society of America, *DNAG Continent-Ocean Transect Series*, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G. (2008), On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 346-364.
- Owens, T.J., Zandt, G., Taylor, S.R. (1984), Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.
- Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., Brune, J.N. (1997), Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 183-189.
- Pardo, M., Suárez, G. (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12357-12373.
- Parker, R.L. (1994), *Geophysical Inverse Theory*, Princeton University Press, Princeton N.J.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M. (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophys Res. Lett.*, 35. doi:10.1029/2008GL035127.
- Persaud, P., Pérez-Campos, X., Clayton, R.W. (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 170, 687-699.
- Ponce, D., Gaulon, R., Suárez, G., Lomas, E. (1992), Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico; *Geophys. Res. Lett.*, 19, 73-776.

- Prieto, G.A., Lawrence, J.F., Beroza, G.C. (2009), Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field, *J. Geophys. Res.*, 114 (B7), B07303, doi: 10.1029/2008JB006067.
- Rawlinson, N., Sambridge, M. (2003), Seismic traveltimes tomography of the crust and lithosphere, *Advances in Geophysics*, 46, 81-198.
- Rawlinson, N., Sambridge, M. (2004), Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method, *Geophys. J. Int.*, 156, 631-647.
- Rawlinson, N., Sambridge, M. (2005), The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media, *Explor. Geophys.*, 36, 341-350.
- Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., Bard, P.Y. (2010), Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation, *J. Geophys. Res.*, 115 (F3), F03032, doi: 10.1029/2009JF001538.
- Rickett, J., Claerbout, J. (1999), Acoustic daylight imaging via spectral factorization: helioseismology and reservoir monitoring, *Leading Edge*, 18, 957-960.
- Rickett, J., Claerbout, J. (2000), Calculation of the acoustic solar impulse response by multi-dimensional spectral factorization, *Solar Phys.*, 92(1/2), 203-210.
- Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. (1998), Surface wave tomography of Eurasia: group velocities, *J. geophys. Res.*, 103, 4839-4878.
- Ritzwoller, M., Shapiro, N., Levshin, A., Leahy, G. (2001), Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans, *J. Geophys. Res.*, 106, 30, 645-30, 670.
- Rodríguez Domínguez, M.A. (2013), Estructura sísmica debajo de la estación sismológica de Tuxtepec, Oaxaca, mediante funciones de receptor, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México; México, D.F., 69 pp.
- Roux, P., Kuperman, W.A. (2004), Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean, *J. Acoust. Soc. Am.*, 116 (4), 1995-2003, doi: 10.1121/1.1797754.
- Roux, P., Sabra, K.G., Kuperman, W.A., Roux, A. (2005), Ambient noise cross correlation in free space: theoretical approach, *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 97-84.
- Russell, D.W., Herrman, R.B., Hwang, H. (1988), Application of frequency variable filters to surface wave amplitude analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 339-354.
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C. (2005a), Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C. (2005b), Surface wave tomography from microseism in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14311, doi:10.1029/2005GL023155.

- Sambridge, M., Braun, J., McQueen, H. (1995), Geophysical parametrization and interpolation of irregular data using natural neighbours, *Geophys. J. Int.*, 122, 837-857.
- Sambridge, M., Faletič, R. (2003), Adaptive whole earth tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1022, doi:10.1029/2001GC000213.
- Sánchez-Sesma, F.J., Campillo, M. (2006), Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96 (3), 1182-1191, doi: 10.1785/0120050181.
- Sánchez-Sesma, F.J., Pérez-Ruiz, J.A., Campillo, M., Luzón, F. (2006), Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem, *Geophys. Res. Lett.*, 33 (13), L13305, doi: 10.1029/2006GL026454.
- Sawyer, D.S., Buffler, R.T., Pilger, R.H. (1991), The crust under the Gulf of Mexico basin, ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, *Geological Society of America*, Geology of North America, 53-72.
- Schimmel M., Paulssen, H. (1997), Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks, *Geophys. J. Int.* 130, 497-505.-505.
- Schimmel, M., Gallart, J. (2007), Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data, *J. Geophys. Res.*, 112, B04303, doi:10.1029/2006JB004680.
- Schimmel, M., Stutzmann, E., Gallart, J. (2010), Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x
- Schuster, G.T., Yu, J., Sheng, J., Rickett, J. (2004), Interferometric/daylight seismic imaging, *Geophys. J. Int.*, 157, 838-852.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. (1993), Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico, Boulder, CO, *Geological Society of America*, Special Paper, 278, 153 pp.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U. (2006), Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21302, doi:10.1029/2006GL027797.
- Shapiro N.M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S.K., Jongmans, D., Sánchez-Sesma, F.J. (1997), Surface wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic wave amplification in the valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, 128, 151-166.
- Shapiro, N.M., Singh, S.K. (1999), A systematic error in estimating surface-wave group-velocity dispersion curves and a procedure for its correction, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1138-1142.
- Shapiro, N.M., Campillo, M. (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.

Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M.H. (2005), High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615-1618.

Shapiro, N.M., Ritzwoller, M.H., Bensen, G.D. (2006), Source location of the 26 sec microseism from cross correlations of ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18310, doi:10.1029/2006GL027010.

Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69(4), 046610, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.

Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N.M. (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111 (B10), B10306, doi: 10.1029/2005JB004237.

Stein, S., Wysession, M. (2003), An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, *Blackwell Publishing*, 1a. Ed, E.U., 498 pp.

Stockwell, R.G., Mansinha, L., Lowe, R.P. (1996), Localization of the complex spectrum: the S transform, *IEEE Trans. Signal Process*, 44 (4), 998-1001.

Tarantola, A., Valette, B. (1982a), Generalised nonlinear inverse problems solved using the least square criterion, *Rev. Geophys.*, 20, 219-232.

Tarantola, A., Valette, B. (1982b), Inverse problems: Quest of information, *Journal of Geophysics*, 50, p. 159-170.

Tarantola, A. (1987), Inverse Problem Theory, *Elsevier Science*, Amsterdam.

Tsai, V.C. (2009), On establishing the accuracy of noise tomography travel-time measurements in a realistic medium, *Geophys. J. Int.*, 178 (3), 1555-1564, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04239.x.

Tsai, V.C. (2010), The relationship between noise correlation and the Green's function in the presence of degeneracy and the absence of equipartition, *Geophys. J. Int.*, 182, 1509-1514, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04693.x.

Tsai, V.C., Moschetti, M.P. (2010), An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results, *Geophys. J. Int.*, 182, 454-460, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04633.x.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H. (1996), Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico, *International Geology Review*, 38, 176-194.

Valdés, C., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, B.T., Lewis, B.T.R., Mena, M. (1986), Crustal structure of Oaxaca, Mexico from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 547-564.

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

- Van der Lee, S., Nolet, G. (1997), Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon Plate, *Nature*, 386, 266-269.
- Vdovin, O., Rial, J.A., Levshin, A., Ritzwoller, M.H. (1999), Group velocity tomography of South America and the surrounding oceans, *Geophys. J. Int.*, 136, 324-340.
- VEOX (2010): Veracruz-Oaxaca Subduction Experiment. Caltech. Dataset. doi:10.7909/C3MW2F2C.
- Verma, S. (2002), Absence of Cocos plate subduction related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?, *Geology*, 30, 1095-1098.
- Verma, S. (2006), Extension related origin of magmas from a garnet bearing source in the Los Tuxtlas Volcanic Field, Mexico, *Int. J. Earth Sci.*, 95, 871-901.
- Walker, S.C. (2012), Coherence and interference in diffuse noise: On the information and statistics associated with spatial wave correlations in directional noise fields, *J. Acoust. Soc. Am.*, 131 (3), 1987-1998.
- Wang, C.Y. (1981), Wave theory for seismogram synthesis, Ph.D. Thesis, Saint Louis University, Saint Louis, 235 pp.
- Wang, C.Y., Herrmann, R.B. (1980), A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1015-1036.
- Wapenaar, K. (2004), Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 93, 254301, doi:10.1103/PhysRevLett.93.254301.
- Wapenaar, K., Slob, E., Snieder, R. (2006), Unified Green's function retrieval by cross-correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 97, 234301, doi:10.1103/PhysRevLett.97.234301.
- Weaver, R.L., Lobkis, O.I. (2001), Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Physical Review Letters*, 87 (13), 134301, doi: 10.1103/PhysRevLett. 87.134301.
- Weaver, R.L. (2005), Information from seismic noise, *Science*, 307, 1568-1569.
- Wegler, U., Sens-Schönfelder, C. (2007), Fault zone monitoring with passive image interferometry, *Geophys. J. Int.*, 168, 1029-1033.
- Yamanaka, H., Ishida, H. (1996), Application of Genetic Algorithms to an Inversion of Surface-Wave Dispersion Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 436-444.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Shapiro, N.M. (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, 168, 259-274.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H. (2008), Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9 (2), Q02008, doi: 10.1029/2007GC001814.

Yao, H., van der Hilst, R.D., de Hoop, M.V. (2006), Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I.-Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 166, 732-744, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.

Zamora-Camacho, A. (2007), Estudio vulcanológico del área del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz, México, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, 94 pp.

Zamora-Camacho, A., Espíndola, V.H., Pacheco, J.F., Espíndola, J.M., Godínez, M.L. (2010), Crustal thickness at the Tuxtla Volcanic Field, (Veracruz, Mexico) from receiver functions, *Phys. Earth Planetary Int*, 182, 1-9.

Zeng, X., Ni, S. (2010), A persistent localized microseismic source near the Kyushu Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37 (24), L24307, doi:10.1029/2010GL045774.

Zhang, X., Paulssen, H., Lebedev, S., Meier, T., (2007), Surface wave tomography of the Gulf of California, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15305, <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030631>.

APÉNDICE A

Ubicación de las estaciones del arreglo temporal de banda ancha VEOX

Tabla A.1 Localización geográfica de las estaciones sísmicas de banda ancha que conformaron el arreglo VEOX.

#	Estación	Poblado	Sitio	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msnm)
1	TO.3MAY	3 de mayo, Ver.	Esc. Prim. "Prof. Porfirio Pasos Onorte"	18.6387	-95.0944	0
2	TO.AGUA	Aguapinole, Oax.	Escuela Telesecundaria "Josefa Ortiz de Domínguez", clave: 30DTV0797L	18.5842	-95.0740	196
3	TO.AGUC	Aguacatillo, Oax.	Esc. Primaria Rural "Ignacio M. Altamirano", clave: 30DPR0759J	18.5371	-95.0636	0
4	TO.CANU	Campo Nuevo, Oax.	Esc. Telesecundaria "Sor Juana Inés de la Cruz", clave: 30DTV0608C	18.5040	-95.0352	35
5	TO.CATE	Carretera Federal Catemaco-Acayucan, Ver.	Campamento Adventista de la Iglesia del séptimo día	18.4595	-95.0458	503
6	TO.CAUD	La Caudalosa, Oax.	Esc. Telesecundaria "Salvador Díaz Mirón", Clave 30DTV0757K	18.3997	-95.1238	334
7	TO.CERQ	La Cerquilla, Oax.	Escuela Telesecundaria "Emiliano Zapata"	18.3329	-95.0976	520
8	TO.CHIL	Chigola, Oax.	Esc. Sec. "Rosa Elvira de Álvarez", clave: 20DTV0923L	18.2969	-95.1174	495
9	TO.CHIV	Chivela, Asunción Ixtaltepec, Oax.	Esc. Sec. Téc. No. 111	18.2375	-95.1247	344
10	TO.CONU	Corral Nuevo, Ver.	Esc. Primaria "Josefa Ortíz de Domínguez", clave: 30DPR1538F	18.1808	-95.0838	135
11	TO.COYO	Coyol de Domínguez, Mpio. de Hueyapan de Ocampo, Ver.	Esc. Primaria Federal "Cuitlahuac", clave: 30DPR3256L	18.1530	-95.1177	58
12	TO.CUAU	Cauhtémoc, Municipio de San Juan Evangelista, Oax.	Jardín de Niños "Salvador Díaz Mirón", Clave 30DJN2958F	18.1106	-95.1196	63
13	TO.DONA	Donají, Oax.	Esc. Sec. Téc. 104	18.0176	-95.0466	110
14	TO.EBTT	Reserva ecológica de Los Tuxtlas, Ver.	Estación de Biología Tropical "Los Tuxtlas", UNAM	18.0121	-96.1642	23
15	TO.EGIP	Egipto, Chis.	Esc. Sec.	17.9735	-95.1114	38
16	TO.ELME	El Mezquite, Asunción Ixtaltepec, Oax.	Esc. Prim. "Benito Juárez", clave 20DPR0035Z	17.9083	-95.0494	53
17	TO.ESMA	Esperanza Malota, Municipio de Acayucan, Ver.	Esc. Telesecundaria "Cauhtémoc", clave: 30DTV0150X	17.8777	-95.0371	115
18	TO.ESPE	La Esperanza, Oax.	Escuela Primaria Federal "Leona Vicario", clave: 20DPR0239O	17.8204	-95.0667	106

#	Estación	Poblado	Sitio	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msnm)
19	TO.GUIV	Guivicia, Sta. Ma. Petapa, Oax.	Esc. Prim. "Benito Juárez"	17.7704	-95.0698	63
20	TO.GUVI	Guadalupe Victoria, Oax.	Esc. Telesecundaria "Justo Sierra"	17.7516	-95.0518	70
21	TO.INUV	Carretera Federal Catemaco - Montepío, Nanciyaga, Ver.	Instituto de Neuroetología de la Universidad Veracruzana INUV	17.7052	-95.0709	87
22	TO.IXTA	Asunción Ixtaltepec, Oax.	Esc. Prim. Urb. Mat. "Margarita Maza de Juárez", clave 20DPR0028Q; Esc. Prim. Urb. Vesp. "Ignacio Ramírez"	17.6637	-95.0266	37
23	TO.IXTE	Ixtepec, Oax.	Universidad del Istmo, campus Ixtepec	17.6398	-95.0886	902
24	TO.JECA	Jesús Carranza, Ejido de Santa Lucrecia, Oax.	Centro de salud Jesús Carranza	17.5964	-95.0210	36
25	TO.JUCH	Juchitán de Zaragoza, Oax	CONALEP No. 243 Plantel Juchitán	17.5269	-95.0848	63
26	TO.LACU	La Cumbre ó Martín Dehesa, Oax., Mpio. Matías Romero	Escuela Primaria Rural Federal "José María Morelos y Pavón", clave: 20DPR0242H	17.4307	-95.0240	42
27	TO.MACA	Macaya, Ver.	Esc. Primaria Bilingüe "Benito Juárez García"	17.3801	-94.9888	53
28	TO.MANG	Los Mangos, Municipio de Hueyapan de Ocampo, Ver.	Esc. Primaria Bilingüe "Eugenio López Martínez", clave: 30DPB0677Z	17.3334	-95.0497	117
29	TO.MARO	Matías Romero Avendaño, Oax. Col. El Bajío	Centro de Bachillerato Tecnológico Industrial y de Servicios, CBTis 31	17.2929	-95.1064	0
30	TO.MAZH	Mazahua, Asunción Ixtaltepec, Oax.	Esc. Prim. Rur. Fed. "Plan de Once Años", clave 20DPR1639X	17.2648	-91.9752	119
31	TO.MEAG	Medias Aguas, Municipio de Sayula, Oax.	Escuela Telesecundaria "Sor Juana Inés de la Cruz", clave:	17.2301	-95.0592	73
32	TO.MOGO	Mogoñé Viejo, Mpio.San Juan Guichicovi, Oax.	Esc. Prim. Bilingüe "Rubén Jaramillo"	17.1950	-95.0466	45
33	TO.MONT	Monte Pío, Ver.	Centro Regional de Educación y Salud	17.1414	-95.0659	114
34	TO.NUMO	Nuevo Morelos, Mpio de Jesús Carranza, Oax.	Esc. Sec. Téc. No. 38, clave: 30DST0038P	17.0742	-95.0460	106
35	TO.PALO	Palomares, Oax.	Esc. Prim. Rur. Est. "Miguel Hidalgo y Costilla", clave 20DPR3072Y	17.0054	-95.0283	106
36	TO.PARE	Paso Real, Sarabia, Oax.	Esc. Prim. "Emiliano Zapata", clave 20DPR0703A	16.9512	-94.9621	136
37	TO.RACI	Rancho Cerro del Indio. Camino Hueyapan-Coyol-Sabaneta. Ver.	Rancho Cerro del Indio	16.8820	-95.0362	210

#	Estación	Poblado	Sitio	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msnm)
38	TO.RIVA	Rincón Vaquero, Oax.	Esc. Prim. "Benito Juárez", clave 20DPR005	16.8317	-95.0023	0
39	TO.ROLI	Santa Rosa de Lima, Oax.	Centro de Educación Preescolar Bilingüe "Margarita Maza de Juárez", clave: 20DCC1125T	16.7643	-95.0289	189
40	TO.SAJO	San José, Mpio Sn Juan Evangelista, Ver.	Esc. Prim. "Guadalupe Victoria"	16.7311	-94.9947	0
41	TO.SAMM	San Mateo del Mar, Tehuantepec, Oax.	Telebachillerato del Edo. de Oax. Plantel 40, clave 20ETH0041P	16.6939	-94.9577	210
42	TO.SARO	Santa Rosa, Mpio. de Hueyapan de Ocampo, Oax.	Esc. Prim. Rural del estado "Pedro A. Carvajal", clave: 38EPR7248B	16.6325	-94.9474	149
43	TO.SONT	Sontecomapan, Mpio. Catemaco, Ver.	Esc. Prim. Rur. Del Estado "Rafael Aguirre Cinta", clave: 30EPR0421Z	16.5635	-95.1223	64
44	TO.SUCH	Suchilapan, Ver.	Esc. Telesecundaria "Ignacio Zaragoza", Clave 30DTV095OP	16.5036	-95.0591	0
45	TO.TOLO	Tolosita, Oax.	Esc. Sec. Téc. 194	16.4497	-95.0122	0
46	TO.TUXT	Tuxtepec, Oax.	Universidad del Papaloapan, campus Tuxtepec	16.3677	-95.0234	0
47	TO.XADA	Santa María Xadani, Oax.	Telebachillerato del Edo. De Oax. Plantel 86, clave 20ETH0086L	16.3151	-95.1020	65
48	TO.ZAPO	Zapoapan de Cabañas, Ver.	Esc. Primaria del Estado "Emiliano Zapata"	16.2082	-94.9944	0

APÉNDICE B

Catálogo de eventos locales y regionales

Tabla B.1 Sismos locales y regionales registrados en el arreglo VEOX que fueron utilizados para obtener la tomografía de ondas superficiales de Rayleigh.

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
1	2007	6	01	19	50	17.0	18.776	-104.030
2	2007	6	09	06	33	27.7	14.226	-93.383
3	2007	6	11	02	18	39.8	14.228	-93.444
4	2007	6	12	06	08	11.8	15.921	-91.848
5	2007	6	12	08	20	20.0	16.263	-98.522
6	2007	6	12	09	35	2.2	19.106	-105.495
7	2007	6	12	23	40	32.9	17.259	-100.796
8	2007	6	14	11	22	0.2	13.282	-90.571
9	2007	6	18	04	44	18.2	12.953	-91.044
10	2007	6	23	08	54	46.7	13.313	-91.231
11	2007	6	23	18	28	8.5	13.275	-92.432
12	2007	6	24	14	58	47.8	13.350	-91.136
13	2007	6	24	18	53	39.9	13.629	-92.310
14	2007	6	25	00	36	22.2	13.913	-91.437
15	2007	6	27	18	20	12.0	13.567	-92.350
16	2007	7	14	02	20	12.9	16.439	-98.477
17	2007	7	17	11	37	37.2	15.615	-92.435
18	2007	7	18	15	13	37.2	17.859	-101.491
19	2007	7	19	16	17	13.0	15.921	-98.227
20	2007	7	21	07	07	18.4	13.915	-91.411
21	2007	7	23	22	30	6.4	14.202	-91.305
22	2007	7	28	09	15	1.2	14.139	-92.777
23	2007	7	28	13	45	23.9	18.078	-100.877
24	2007	7	28	19	11	18.1	19.749	-109.180
25	2007	8	01	03	11	5.2	24.458	-102.437
26	2007	8	01	15	15	52.0	13.908	-93.117
27	2007	8	02	08	42	39.1	13.403	-91.141
28	2007	8	07	01	25	38.0	13.841	-92.547
29	2007	8	12	06	13	35.7	13.819	-91.806
30	2007	8	15	20	18	50.7	19.663	-109.268

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
31	2007	8	19	17	34	37.4	13.587	-92.106
32	2007	8	20	12	38	9.5	24.850	-109.608
33	2007	8	23	09	16	43.2	14.474	-90.796
34	2007	8	24	00	37	3.2	13.332	-91.382
35	2007	8	25	00	12	43.2	14.409	-93.334
36	2007	8	25	00	54	23.6	14.326	-93.478
37	2007	8	26	17	18	48.7	16.237	-98.103
38	2007	8	29	14	49	5.9	13.923	-92.350
39	2007	8	30	04	05	34.7	13.672	-91.578
40	2007	8	30	12	54	30.8	15.680	-93.906
41	2007	9	01	19	14	20.2	24.910	-109.969
42	2007	9	05	03	07	33.9	24.881	-110.656
43	2007	9	06	03	42	38.8	19.391	-105.415
44	2007	9	07	03	25	41.0	24.362	-110.985
45	2007	9	08	11	45	1.9	16.703	-99.713
46	2007	9	09	01	25	42.1	13.458	-91.026
47	2007	9	10	00	20	26.9	24.465	-109.989
48	2007	9	11	01	44	44.2	13.344	-91.751
49	2007	9	12	05	04	55.9	13.970	-92.001
50	2007	9	12	17	47	42.0	15.477	-92.272
51	2007	9	17	00	16	33.2	24.654	-109.866
52	2007	9	17	08	02	46.8	24.500	-110.878
53	2007	9	17	22	29	31.5	15.847	-93.910
54	2007	9	19	11	35	8.9	13.454	-92.747
55	2007	9	20	22	28	57.9	13.228	-91.945
56	2007	9	22	02	06	3.1	13.278	-91.485
57	2007	9	23	23	07	5.1	13.599	-91.593
58	2007	9	24	00	02	05.1	13.603	-91.413
59	2007	9	24	01	49	58.9	24.419	-109.809
60	2007	9	28	04	36	53.4	16.048	-91.169
61	2007	10	01	02	42	54.3	18.662	-93.789
62	2007	10	01	14	41	52.4	17.261	-94.355
63	2007	10	01	19	52	48.8	16.209	-98.417
64	2007	10	02	12	42	46.3	17.491	-98.902

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
65	2007	10	03	17	47	58.5	18.413	-101.318
66	2007	10	05	09	38	55.9	19.288	-108.291
67	2007	10	08	10	39	10.7	14.028	-91.988
68	2007	10	11	14	52	3.0	13.897	-92.082
69	2007	10	11	16	17	1.4	13.795	-92.251
70	2007	10	11	16	29	3.7	13.598	-92.327
71	2007	10	11	16	50	41.5	13.671	-92.275
72	2007	10	11	17	45	41.6	13.650	-92.201
73	2007	10	12	03	32	25.7	18.078	-99.845
74	2007	10	12	09	41	34.8	13.406	-92.783
75	2007	10	16	20	25	4.8	14.299	-93.306
76	2007	10	16	23	01	29.0	14.271	-93.340
77	2007	10	23	01	37	2.1	19.569	-108.386
78	2007	10	23	18	22	53.1	13.384	-91.803
79	2007	10	25	16	19	14.4	14.477	-93.383
80	2007	10	26	18	28	28.1	14.109	-92.501
81	2007	10	29	04	31	9.2	14.772	-91.023
82	2007	10	30	09	45	3.3	17.211	-93.365
83	2007	10	30	23	45	58.7	14.555	-93.479
84	2007	11	01	13	55	37.3	23.444	-110.215
85	2007	11	06	06	35	40.9	16.934	-100.105
86	2007	11	13	09	17	0.2	16.141	-98.040
87	2007	11	14	17	35	41.4	13.633	-90.913
88	2007	11	17	23	09	41.9	13.828	-91.899
89	2007	11	20	01	06	30.3	15.112	-96.795
90	2007	11	21	15	00	12.4	16.145	-97.195
91	2007	11	23	23	14	12.6	16.107	-99.208
92	2007	11	24	07	05	14.7	15.741	-96.183
93	2007	11	25	17	32	14.2	14.137	-92.805
94	2007	11	26	17	41	40.7	15.281	-93.357
95	2007	11	26	21	56	12.8	18.653	-101.701
96	2007	11	26	22	04	34.1	18.672	-101.715
97	2007	11	27	00	50	9.7	17.911	-101.651
98	2007	11	29	17	42	13.3	17.943	-93.218

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
99	2007	12	07	06	00	2.2	16.583	-98.409
100	2007	12	07	11	13	41.5	14.723	-94.347
101	2007	12	11	01	28	53.2	15.718	-96.890
102	2007	12	13	02	36	45.4	16.046	-98.273
103	2007	12	13	17	08	55.6	17.218	-96.728
104	2007	12	16	11	06	4.0	14.109	-92.488
105	2007	12	17	09	05	19.0	13.371	-91.057
106	2007	12	20	06	16	22.3	13.060	-90.437
107	2007	12	25	11	51	38.9	14.012	-92.701
108	2007	12	31	22	00	25.5	13.264	-91.430
109	2008	1	01	07	58	35.3	13.270	-91.419
110	2008	1	05	01	56	45.8	13.831	-92.125
111	2008	1	06	16	55	20.0	14.020	-92.025
112	2008	1	07	17	27	1.2	13.698	-91.651
113	2008	1	11	16	39	27.6	13.492	-90.638
114	2008	1	21	10	30	31.4	24.718	-110.169
115	2008	1	26	05	20	36.4	13.391	-91.152
116	2008	1	29	21	36	56.5	12.131	-88.887
117	2008	1	31	07	36	42.5	13.255	-92.528
118	2008	1	31	15	10	15.3	16.764	-98.651
119	2008	2	01	03	28	52.0	15.668	-92.740
120	2008	2	06	16	39	17.7	13.649	-92.813
121	2008	2	10	18	09	36.1	15.865	-104.206
122	2008	2	13	22	23	35.8	14.641	-93.348
123	2008	2	22	08	15	30.5	14.297	-93.114
124	2008	2	22	16	29	49.9	18.080	-101.978
125	2008	3	01	04	44	15.4	16.864	-100.211
126	2008	3	07	17	49	53.6	13.688	-92.313
127	2008	3	09	02	30	32.4	19.656	-108.512
128	2008	3	12	04	51	52.0	15.183	-93.019
129	2008	3	13	23	01	17.2	14.157	-93.891
130	2008	3	13	23	14	45.4	14.199	-93.821
131	2008	3	19	20	34	41.8	23.704	-109.235
132	2008	3	21	02	29	22.9	25.152	-110.345

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
133	2008	3	29	19	34	57.3	15.147	-93.119
134	2008	3	30	15	17	27.1	13.780	-92.360
135	2008	3	31	21	18	16.6	14.124	-91.741
136	2008	4	04	12	11	55.5	13.898	-91.567
137	2008	4	15	03	03	6.3	13.282	-91.002
138	2008	4	15	03	14	33.4	13.047	-91.343
139	2008	4	15	03	56	2.1	13.389	-91.053
140	2008	4	15	07	31	43.9	18.324	-100.983
141	2008	4	16	04	53	33.6	14.450	-93.035
142	2008	4	16	10	53	42.8	14.584	-92.723
143	2008	4	17	01	52	60.0	15.442	-93.502
144	2008	4	17	15	46	31.6	16.807	-100.171
145	2008	4	18	05	13	53.6	14.101	-93.128
146	2008	4	19	05	30	2.0	13.136	-89.928
147	2008	4	20	04	54	8.5	13.145	-91.241
148	2008	4	27	09	51	54.3	13.291	-92.543
149	2008	4	28	00	06	28.1	17.813	-100.163
150	2008	4	28	08	18	2.4	16.598	-100.431
151	2008	4	29	10	56	44.2	18.422	-101.139
152	2008	4	30	10	47	10.8	15.243	-92.874
153	2008	5	17	20	04	8.9	16.229	-98.036
154	2008	5	24	22	29	23.8	18.824	-105.197
155	2008	5	25	05	45	12.7	15.288	-91.894
156	2008	5	31	08	05	30.5	16.319	-90.651
157	2008	6	05	05	11	25.9	15.749	-93.752
158	2008	6	12	11	29	58.5	15.577	-93.370
159	2008	6	13	03	00	48.7	14.186	-91.800
160	2008	6	19	09	27	58.7	13.911	-93.136
161	2008	6	28	15	43	3.9	14.135	-93.272
162	2008	6	29	09	42	19.0	13.801	-93.276
163	2008	6	29	16	53	20.7	13.912	-93.365
164	2008	6	29	21	51	52.6	14.085	-93.401
165	2008	6	30	11	49	22.3	14.448	-93.052
166	2008	6	30	18	48	27.5	13.995	-93.416

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
167	2008	7	01	08	49	17.8	16.450	-90.663
168	2008	7	02	02	19	47.1	14.194	-93.178
169	2008	7	07	04	43	59.2	13.575	-91.876
170	2008	7	19	15	21	10.9	23.023	-109.022
171	2008	7	20	00	02	22.6	18.574	-102.906
172	2008	8	07	02	18	14.7	26.915	-111.054
173	2008	8	09	14	23	37.4	13.094	-91.468
174	2008	8	15	08	30	6.4	12.820	-89.742
175	2008	8	17	14	25	9.8	14.408	-92.215
176	2008	8	21	16	13	1.0	12.311	-89.407
177	2008	8	23	11	19	45.9	14.065	-93.731
178	2008	8	24	09	00	6.2	11.025	-92.078
179	2008	8	25	12	05	5.5	13.024	-91.417
180	2008	8	27	12	08	29.5	14.323	-92.936
181	2008	9	06	17	48	15.2	13.689	-92.501
182	2008	9	16	02	53	26.7	13.461	-91.645
183	2008	9	16	05	37	43.4	14.780	-94.625
184	2008	9	20	04	52	27.1	14.281	-92.619
185	2008	9	20	16	30	11.7	15.384	-91.864
186	2008	9	22	05	55	50.6	16.459	-100.148
187	2008	9	23	22	46	15.9	16.449	-100.110
188	2008	9	24	02	32	58.0	17.297	-105.892
189	2008	9	26	03	39	21.1	17.985	-105.900
190	2008	10	03	16	04	36.2	13.859	-92.431
191	2008	10	04	18	50	28.1	14.141	-93.629
192	2008	10	05	13	29	25.1	24.883	-107.428
193	2008	10	09	03	23	6.7	14.149	-93.028
194	2008	10	16	19	41	25.0	14.046	-92.864
195	2008	10	20	05	01	2.2	17.172	-101.366
196	2008	10	28	09	10	19.0	17.159	-100.070
197	2008	10	29	18	12	0.5	14.457	-93.474
198	2008	10	31	13	34	52.4	26.711	-111.096
199	2008	11	01	19	04	27.6	13.141	-90.981
200	2008	11	02	23	19	29.6	13.721	-92.416

#	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Prof. (km)	Latitud	Longitud
201	2008	11	11	11	02	6.9	16.575	-100.523
202	2008	11	11	15	05	55.7	13.735	-91.121
203	2008	11	11	20	11	42.6	23.820	-108.465
204	2008	11	11	22	54	30.7	23.927	-108.738
205	2008	11	13	18	43	18.5	24.015	-109.287
206	2008	11	15	23	03	14.3	12.200	-89.098
207	2008	11	19	10	23	20.2	14.208	-93.049
208	2008	11	19	23	27	54.6	14.102	-93.027
209	2008	11	23	09	34	31.8	18.595	-106.014
210	2008	11	23	18	06	39.1	17.137	-94.088
211	2008	11	24	07	04	36.2	13.721	-93.375
212	2008	11	24	08	22	12.0	18.002	-103.077
213	2008	11	24	08	33	45.1	17.880	-103.085
214	2008	12	09	23	44	13.8	17.952	-98.481
215	2009	1	05	10	59	30.6	23.816	-108.938
216	2009	1	07	05	12	13.7	13.411	-92.959
217	2009	1	17	02	57	31.6	15.724	-92.760
218	2009	1	19	16	11	26.3	17.243	-101.406
219	2009	1	19	23	50	51.0	23.042	-111.087
220	2009	1	22	14	03	13.2	15.201	-91.874
221	2009	1	24	16	15	47.9	12.481	-90.165
222	2009	1	26	18	37	30.5	18.389	-102.569
223	2009	1	28	17	24	41.8	12.734	-90.389
224	2009	1	31	13	24	58.0	17.656	-101.936
225	2009	2	05	19	27	8.4	22.462	-110.169
226	2009	2	09	19	33	34.5	13.996	-93.894
227	2009	2	13	23	00	15.0	16.453	-99.636
228	2009	2	18	05	41	35.3	16.777	-94.748
229	2009	2	20	00	22	47.3	17.405	-94.716
230	2009	2	24	0	150	35.3	14.956	-93.188

APÉNDICE C

Catálogo de eventos telesísmicos

Tabla C.1 Telesismos registrados en el arreglo VEOX cuyas funciones receptor fueron utilizadas en la inversión conjunta, los tiempos de origen están en horario GMT.

#	Día	Mes	Año	Hora	Minuto	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	M _w	Grupo
1	15	07	2007	13	08	52.65	-168.09	21	6.0	ALA
2	21	07	2007	15	34	-22.33	-65.81	280	6.3	SUD
3	02	08	2007	03	21	51.31	-179.97	21	6.7	ALA
4	15	08	2007	20	22	50.32	-177.55	9	6.4	ALA
5	15	08	2007	23	40	-13.39	-76.60	39	8.0	SUD
6	16	08	2007	05	16	-14.28	-76.13	23	6.3	SUD
7	17	08	2007	13	18	-13.60	-76.60	48	5.9	SUD
8	18	08	2007	02	52	-13.81	-76.29	30	6.0	SUD
9	19	08	2007	01	22	-13.63	-76.62	26	5.9	SUD
10	20	08	2007	22	42	8.04	-39.25	10	6.5	ATL
11	26	09	2007	04	43	-3.92	-79.23	99	6.2	SUD
12	02	10	2007	18	00	54.53	-161.71	32	6.3	ALA
13	02	10	2007	18	03	54.42	-161.70	48	5.8	ALA
14	05	10	2007	07	17	-25.23	-179.43	523	6.5	FIJ
15	14	11	2007	15	40	-22.23	-69.88	40	7.7	SUD
16	15	11	2007	15	03	-22.84	-70.32	27	6.1	SUD
17	15	11	2007	15	05	-22.92	-70.19	26	6.8	SUD
18	16	11	2007	03	13	-2.27	-77.80	123	6.8	SUD
19	17	11	2007	17	54	-23.06	-70.58	16	5.8	SUD
20	19	11	2007	23	30	-22.79	-70.77	29	5.9	SUD
21	20	11	2007	17	55	-22.90	-70.41	19	6.1	SUD
22	29	11	2007	19	00	14.97	-61.26	147	7.4	ATL
23	09	12	2007	07	28	-26.00	-177.51	152	7.8	FIJ
24	13	12	2007	07	23	-23.20	-70.55	19	6.2	SUD
25	16	12	2007	08	09	-22.95	-70.18	45	6.7	SUD
26	19	12	2007	09	30	51.36	-179.52	29	7.1	ALA
27	21	12	2007	07	24	51.36	-178.98	30	6.3	ALA
28	25	12	2007	16	20	-19.44	-69.05	112	5.8	SUD
29	26	12	2007	22	04	52.58	-168.20	35	6.4	ALA
30	09	01	2008	14	40	51.65	-131.18	10	6.1	ALA
31	04	02	2008	17	01	-20.17	-70.04	43	6.3	SUD
32	08	02	2008	09	38	10.67	-41.90	9	6.9	ATL
33	22	03	2008	21	24	52.18	-178.72	132	6.2	ALA
34	24	03	2008	20	39	-20.04	-68.96	120	6.2	SUD
35	15	04	2008	22	59	51.87	-179.36	10	6.4	ALA
36	16	04	2008	05	54	51.87	-179.16	13	6.6	ALA
37	02	05	2008	01	33	51.86	-177.53	14	6.6	ALA
38	23	05	2008	19	35	7.31	-34.90	9	6.5	ATL
39	25	05	2008	19	18	55.91	-153.51	20	6.0	ALA
40	26	06	2008	21	19	-20.77	-173.34	38	6.2	FIJ

41	08	07	2008	09	13	-15.99	-71.75	123	6.2	SUD
42	26	08	2008	21	00	-7.64	-74.38	154	6.4	SUD
43	10	09	2008	13	08	8.09	-38.72	10	6.6	ATL
44	29	09	2008	15	19	-29.75	-177.68	36	7.0	FIJ
45	11	10	2008	10	40	19.16	-64.83	23	6.1	ATL
46	12	10	2008	20	55	-20.12	-64.97	352	6.2	SUD
47	19	10	2008	05	10	-21.86	-173.82	29	6.9	FIJ
48	09	12	2008	06	23	-31.23	-176.92	18	6.8	FIJ
49	18	12	2008	21	19	-32.46	-71.73	18	6.2	SUD
50	24	12	2008	09	11	-17.29	-171.91	9	6.0	FIJ
51	02	02	2009	17	53	-13.58	-76.56	21	6.0	SUD
52	09	02	2009	14	09	-6.57	-81.15	15	6.0	SUD
53	15	02	2009	10	04	-5.85	-80.90	21	6.1	SUD
54	18	02	2009	21	53	-27.42	-176.33	25	6.9	FIJ