



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

OBTENCIÓN DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DE
VELOCIDADES EN UNA REGIÓN DE LA ZONA CENTRO
DE MÉXICO EMPLEANDO RUIDO SÍSMICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

SANTIAGO EMILIO RÁBADE
GARCÍA



DIRECTOR DE TESIS:
DR. LEONARDO RAMÍREZ GUZMÁN
México D.F. 2015



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.

"Noise is that part of the data that we choose not to explain."

Scales & Snieder (1998)

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS

Agradezco y dedico este trabajo a todas las personas que directamente o indirectamente han contribuido a la realización del mismo, en particular a mis padres y en general a mi familia y amigos, su apoyo ha sido invaluable para realizar esta tesis.

También quiero dar las gracias al Dr. Leonardo Ramírez y al Dr. Jorge Aguirre, por el financiamiento de distintas etapas del trabajo y sobre todo por el tiempo dedicado en asesorías que han sido muy importantes para el desarrollo del trabajo. Muy especialmente, quiero agradecer a Moisés Contreras por su aportación al trabajo, sin él no hubiera sido posible esta tesis. Le agradezco las interminables horas en el laboratorio y su infinita paciencia en todos los temas que discutíamos.

Agradezco también, a los miembros de la Unidad de Instrumentación Sísmica y el Grupo de Procesamiento y Análisis Sísmico de la Coordinación de Ingeniería Sísmológica quienes operan la Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería (Citlali Pérez, Ana Laura Ruiz, Rosario Diance, Marco Macías, Héctor Sandoval, Juan Manuel Velasco, Gerardo Castro, Ricardo Vázquez, Luis Alberto Aguilar, Israel Molina, Miguel Torres, Mauricio Ayala y Alejandro Mora).

Victor Hugo Espíndola del Servicio Sísmológico Nacional proporcionó la información de velocidad correspondiente a las estaciones que se discuten en este trabajo.

Esta tesis fue parcialmente financiada por el proyecto DGAPA-PAPIIT TB100313-RR170313 y el proyecto marco Red Sísmica Mexicana (UNAM-SEGOB).

ÍNDICE

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	6
ABSTRACT	7
1. INTRODUCCIÓN	8
2. ANTECEDENTES	10
2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA PARTE CENTRAL DE MÉXICO	11
2.1.1 <i>Sierra Madre del Sur</i>	11
2.1.2 <i>Franja Volcánica Transmexicana</i>	13
2.2 MARCO TECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	14
2.2.1 <i>Geometría de la placa</i>	14
2.2.2 <i>Espesor de la corteza</i>	15
2.3 MODELOS CORTICALES PROPUESTOS	16
3. MARCO TEÓRICO	18
3.1 DESARROLLO HISTÓRICO.	18
3.2 TEORÍA Y MÉTODO DE LA INTERFEROMETRÍA SÍSMICA.	19
3.2.1 <i>Distribución aleatoria de fuentes.</i>	19
3.2.2 <i>Campo difuso</i>	21
3.3 ONDAS SUPERFICIALES	23
3.3.1 <i>Ondas de Rayleigh</i>	24
3.3.3 <i>Ondas de Love</i>	25
4. METODOLOGÍA	26
4.1 DATOS Y EQUIPO	27
4.1.1 <i>Sensibilidad de los sistemas y registro de ruido sísmico</i>	28
4.2 FASE I. PREPARACIÓN DE LOS DATOS POR ESTACIÓN	30
4.2.1 <i>Preprocesamiento</i>	30
4.2.2 <i>Filtrado</i>	31
4.2.3 <i>Normalización en tiempo</i>	32
4.2.5 <i>Blanqueado espectral</i>	32
4.3 FASE II. APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE LA INTERFEROMETRÍA	33
4.3.1 <i>Correlación Cruzada o Cros-correlación</i>	33
4.3.2 <i>Apilado</i>	33
4.4 FASE III Y IV. MEDICIÓN DE LA DISPERSIÓN E INVERSIÓN. SELECCIÓN DE DATOS.	35
4.4.1 <i>Etapa I Filtrado Gaussiano</i>	36
4.4.2 <i>Etapa II y III</i>	37

4.4.2.1 <i>Medición velocidad de grupo</i>	37
4.4.2.2 <i>Medición velocidad de fase</i>	37
4.4.3 <i>Confiabilidad de las mediciones</i>	38
4.4.3.2 <i>Cociente señal ruido</i>	39
4.4.3.3 <i>Comparación con otras mediciones o estimaciones</i>	40
4.5 INVERSIÓN DE VELOCIDADES VS A PARTIR DE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN	40
5. RESULTADOS	42
5.1 COMPARACIÓN VELOCIDAD-ACELERACIÓN.	42
5.2 CORRELACIONES CRUZADAS	43
5.3 COMPARACIÓN INTEGRACIÓN	44
5.4 CURVAS DE DISPERSIÓN	45
5.5 COMPARACIÓN CON TRABAJOS PREVIOS	50
5.6 ISOSISTAS RESPECTO A LA LATITUD	51
5.7 MODELO CORTICAL	53
6. CONCLUSIONES	55
BIBLIOGRAFÍA	57
ANEXO 1 LA CROSCORRELACIÓN O CORREACIÓN CRUZADA	61
ANEXO 2 LA TRANSFORMADA DE HILBERT	62

Resumen

En este trabajo se empleó el método de interferometría sísmica para obtener la estructura cortical de una zona del centro de México. El análisis de ruido sísmico, por medio de esta técnica ha sido utilizado de manera exitosa en varias regiones del mundo, en estudios tanto de escala regional como de escala local. Debido a que en México se cuenta con mayor cantidad de estaciones acelerométricas, en este trabajo se explora esta metodología con ruido sísmico medido en acelerómetros.

El estudio se realizó con 570 días de grabación de ruido de estaciones sísmicas en el centro del país, localizadas en los estados de Guerrero e Hidalgo, así como en el Distrito Federal. Se obtuvieron las curvas de dispersión para todos los pares de estaciones, mismas que se invirtieron para obtener la estructura cortical de velocidad de onda P y onda S.

Los resultados permiten determinar que para un cierto rango de periodos (5-10 segundos) es posible estimar la función de Green utilizando registros de aceleración con el método de interferometría sísmica. Las curvas de dispersión y el modelo de velocidad cortical obtenido con los registros de aceleración es consistente con trabajos anteriores realizados en la misma zona.

Abstract

In this work the seismic interferometry method was used to obtain the crustal velocity structure in a region in central Mexico. Seismic noise analysis using interferometry theory has been successfully applied around the world in regional and local studies. Whereas this technique is commonly performed using velocity records, and because in Mexico greater number of accelerometric stations exists; the objective of this work was to prove that seismic noise crosscorrelations can be performed using seismic noise recorded by accelerometers.

The study was made with 570 continuous recordings of seismic stations deployed in the central area, in the Guerrero and Hidalgo states of México, and the Federal District. For each pair of stations we obtain the dispersion curves which are used to invert for the crustal velocity structure of P and S waves.

With the results of this work, it can be determined that for a given period range (5-10s) it is possible to estimate the Green's function using acceleration records with the seismic interferometry method. The dispersion curves and the crustal velocity model obtained with acceleration records are consistent with previous studies in the area.

1. INTRODUCCIÓN

La República Mexicana se encuentra en una zona de alta sismicidad cuya amenaza o peligro asociado afecta de manera importante la mayoría del territorio. En nuestro país ocurren en promedio 5 sismos de magnitud mayor o igual a 6.5 cada 4 años (Kostoglodov, 1999) y se estima que durante la última mitad del siglo veinte las pérdidas humanas ocasionadas por este fenómeno ascendieron a más de 6,000 decesos y más de 30,000 heridos (Gutiérrez *et al.*, 2005). En consecuencia, comprender las causas de los sismos y poder estimar los posibles efectos, con el fin de mitigarlos, es una tarea de vital importancia para ingenieros, científicos y las entidades gubernamentales encargadas de proteger a la sociedad civil.

En general, el estudio de los sismos y sus efectos es abordado por diversas ramas de la ingeniería y las ciencias. La ingeniería sísmica, por ejemplo, aglutina diversas ramas de la ingeniería civil, geológica y geofísica para proveer criterios de diseño y evaluación del desempeño en estructuras de todo tipo, los cuales parten de información sobre variables relacionadas con el origen y el trayecto por el que la energía sísmica se propaga.

La información anterior, habitualmente estudiada por la ingeniería sísmica y la sismología, lleva implícita tanto incertidumbre aleatoria como epistémica que repercuten en todos los procesos que dependen de ella. La incertidumbre aleatoria es propia del fenómeno y prácticamente imposible de reducir, considerando el estado actual del conocimiento. Sin embargo, la incertidumbre epistémica puede minimizarse al mejorar nuestros modelos matemáticos y los parámetros con los que caracterizamos el fenómeno.

Así por ejemplo, es viable pensar en una reducción sustancial de la incertidumbre epistémica mediante un modelo plausible de las velocidades corticales, el cual puede emplearse para propósitos diversos, e.g. cálculo de la localización y magnitud de sismos, y la predicción de parámetros de movimiento del terreno mediante soluciones numéricas de la ecuación de onda en medio elásticos y viscoelásticos. Es en este espíritu se plantea el presente trabajo, buscando como meta conocer los alcances de la técnica de interferometría sísmica utilizando ruido sísmico medido en acelerómetros para estimar estructura de velocidades.

Existen diversas metodologías para obtener las velocidades de propagación de ondas, las cuales pueden dividirse en dos grandes grupos:

- 1) Las técnicas de fuente activa estudian el subsuelo a partir del análisis de la propagación de las ondas sísmicas producidas artificialmente. Destacan los métodos de refracción y de reflexión sísmica.
- 2) Las técnicas de fuente pasiva se basan en la adquisición de ruido sísmico con diferentes disposiciones de sensores y durante una ventana temporal determinada. Destacan entre estas técnicas el método de correlaciones espaciales (SPAC) y el método de interferometría sísmica.

Recientemente, el método de Interferometría sísmica o correlaciones de ruido sísmico ha cobrado popularidad en la exploración geofísica. Esta técnica utiliza el ruido sísmico para estimar la estructura del interior de la tierra al recuperar la función de Green entre dos receptores mediante la correlación cruzada de las señales de movimiento registradas, permitiendo la obtención de curvas de dispersión de velocidad útiles para inferir la estructura de velocidades de la corteza.

El objetivo del presente trabajo es obtener la estructura de velocidades de la corteza de una región en la zona centro de México por medio de correlaciones de ruido sísmico utilizando registros de aceleración. La elección del tipo de sensor está basada en la expectativa de realizar una tomografía a nivel nacional empleando las estaciones acelerográficas y sismográficas de banda ancha de la UNAM. Considerando que las redes de acelerómetros son más abundantes (el país cuenta con más de 100 estaciones con capacidad de transmitir datos en tiempo real, UNAM-SEGOB, 2012) una tomografía basada en las redes combinadas de la UNAM u otras instituciones podría ayudar a mejorar sustancialmente la resolución espacial de los modelos de velocidades anteriormente desarrollados (e.g. Gaité *et al.*, 2012).

En este trabajo se utilizaron dieciocho meses de grabación de ruido sísmico continuo en sensores de aceleración y el método de interferometría en cinco sitios localizados en los estados de Guerrero e Hidalgo y en el Distrito Federal. Las estaciones forman parte de la Red Sismológica de Banda Ancha (RSBA) del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y de la Red Acelerográfica (RA) del Instituto de Ingeniería (II). Todas las estaciones de la RSBA registran velocidad, lo que permitió comparar el ruido registrado tanto en acelerómetros como en sensores de velocidad de banda ancha.

El trabajo está organizado en 5 capítulos, además de esta introducción. En el capítulo segundo se revisan los rasgos geológicos de México y de la zona de interés, incluyendo un recuento de los terrenos tectono-estratigráficos presentes, la geometría y el espesor de la placa de Cocos subducida, y algunos modelos corticales propuestos en la literatura. El capítulo tercero aborda el desarrollo histórico y los fundamentos teóricos del método de interferometría sísmica. Posteriormente se revisa y discute la metodología utilizada en el procesamiento de los datos junto con el método empleado para obtener curvas de dispersión de velocidad. El análisis de las curvas de dispersión calculadas con registros de aceleración se discute en el capítulo quinto. Finalmente, se presentan las conclusiones y recomendaciones resultado de este trabajo.

2. ANTECEDENTES

México se encuentra localizado en una región de gran actividad sísmica debido a la interacción de las placas tectónicas de Norteamérica, Cocos, del Pacífico, Rivera y del Caribe (Figura 1). En la zona noroeste del país, la interacción entre las placas de Norteamérica y del Pacífico, forman el sistema de fallas transformantes de San Andrés que genera gran actividad en la península de Baja California y la costa norte del Océano Pacífico (Lomnitz, 1970). Cerca de la frontera sur se encuentra el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe, el cual forma el sistema de fallas transformantes Polochic-Motagua (Guzmán-Speziale, 2001). En el centro de México y la costa del Pacífico, del estado de Nayarit a Chiapas, las sismicidad está relacionada a la actividad tectónica caracterizada por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera, por debajo de la placa continental de Norteamérica a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (Ramírez *et al.*, 2010). Consecuencia de esta subducción se originó la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), rasgo característico de la geología nacional que atraviesa el país de este a oeste.



Figura 1. Placas tectónicas en México

La zona centro de México, el foco de este trabajo, es de especial importancia, tanto por aspectos sísmológicos como por la relevancia económica de la región. Más de la mitad de la población y del Producto Interno Bruto de México se concentra y genera en esta zona, respectivamente. A continuación se describe, incluyendo los rasgos geológicos predominantes, como son los terrenos tectono-estratigráficos de la zona sur de México, las

principales características de la FVTM, los espesores de corteza en la parte central de México y la geometría de la placa subducida.

2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA PARTE CENTRAL DE MÉXICO

México se encuentra formado por distintas provincias fisiográficas o unidades morfológicas superficiales de características distintivas de origen y morfología propios (Figura 2). La zona de interés de este trabajo está en las provincias de la Sierra Madre del Sur (SMS) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) delimitadas por Raisz (Raisz, 1959). Estas provincias están formadas por bloques corticales delimitados por fallas principales. Cada bloque está conformado por terrenos tectono-estratigráficos con diferentes rasgos tectónicos y sedimentarios que han sido definidos por distintos autores.



Figura 2. Mapa de la distribución de las provincias fisiográficas en México.

2.1.1 Sierra Madre del Sur

La provincia correspondiente a la Sierra Madre del Sur incluye toda la región montañosa al sur del Eje Neovolcánico desde la porción sur del estado de Oaxaca, abarcando parte de los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Morelos, Puebla, Oaxaca y Veracruz. Esta subdividida en los siguientes terrenos tectono-estratigráficos (Figura 3).

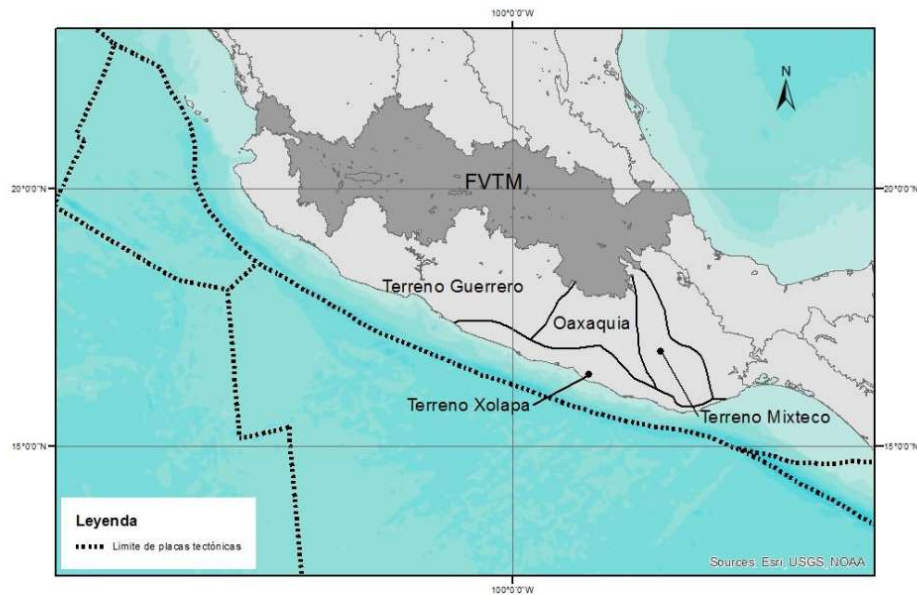


Figura 3. Terrenos tectono-estratigráficos en la provincia fisiográfica de Sierra Madre del Sur. (Modifica de Martini, 2010 b)

- **Terreno Xolapa:** Aflora a ~600 km a lo largo de una franja de 50-80 km de ancho paralela a la costa pacífica del sur de México, desde Zihuatanejo a Huatulco, cortando bruscamente el patrón estructural ~N-S que caracteriza los otros terrenos del sur de México. Está conformado por rocas metamórficas de corteza continental media, y numerosos batolitos (Ortega-Gutierrez, 1981). Las rocas del terreno Xolapa se han interpretado tanto como un arco continental alóctono del Jurásico-Cretácico acrecionado a la margen pacífica de Norte-América, como un arco autóctono, construido directamente sobre una corteza continental afín a la de los complejos Oaxaca y Acatlán.
- **Terreno Guerrero:** Las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas que afloran al oeste de la falla de Teloloapan han sido comúnmente agrupadas dentro del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). De acuerdo con la subdivisión adoptada por Centeno-García *et al.* (2008), en el sur de México, el terreno Guerrero está conformado por los terrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo, desde este a oeste respectivamente.
- **Terreno Mixteco:** Este terreno aflora en la parte central de la Sierra Madre del Sur, entre las fallas de Caltepec y Teloloapan, las cuales representan sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente. Está compuesto por un conjunto de rocas metamórficas, representado principalmente por migmatitas,

metasedimentos, metagranitoides y napas de ofiolita eclogitizada (Ortega-Gutiérrez, 1981). En las rocas de este complejo han sido reconocidos dos eventos orogénicos mayores, relacionados con una interacción compleja entre Laurentia y Gondwana, tanto anterior como durante la consolidación del supercontinente Pangea.

- **Terreno Oaxaquia:** El microcontinente Oaxaquia aflora en la parte oriental de la SMS, entre las fallas de Oaxaca y Caltepec, que representan sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente. Está compuesto por rocas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies granulítica, agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el Complejo Oaxaca. En el sur de México, el Complejo Oaxaca está cubierto en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas, tanto marinas como continentales, para las cuales se han reportado edades comprendidas entre el Cámbrico y el Cenozoico.

2.1.2 Franja Volcánica Transmexicana

La Franja Volcánica Transmexicana (FVTM) está compuesta por un cinturón de 1000 km de longitud y ancho variable de 80 a 230 km, formado en el Cenozoico superior que cruza México con una dirección preferencial E-O en su parte central y oriental, y ONO-ESE en su parte occidental. La FVTM se encuentra construida sobre la parte sur de la placa Norteamericana, la cual está siendo subducida por la placa de Cocos y la placa de Rivera. Además, se encuentra próximo al *rift* continental del Golfo de California donde se está formando corteza oceánica desde hace aproximadamente 3.6 Ma (Ferrari *et al.*, 2011).

Los principales volcanes localizados en esta provincia son el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca y el Nevado de Colima, todos constituidos por emisiones piroclásticas y flujos de lava alternados. También existen conos de ceniza pequeños, como el Parícutín, y volcanes riolíticos como los que se encuentran al suroeste de Guadalajara.

Se han distinguido cuatro regiones geomorfológicas mayores en las que se localizan grandes fosas tectónicas: 1) Tepic-Chapala, 2) Colima, 3) Michoacán, y 4) cuencas de Toluca, de México, de Puebla-Tlaxcala y la Oriental. Estas regiones de grandes planicies contienen sedimentos lacustres, aluviales, fluviales y volcano-sedimentarios (tobas, piroclastos arenosos y brechas); la secuencia sedimentaria está interestratificada e interdigitada con derrames volcánicos de diferente composición mineralógica y química, emitidas en distintas épocas.

La mayor actividad volcánica se manifestó en el Plio-Cuaternario, por lo que se le considera de esta edad. A las rocas volcánicas oligo-miocénicas que les subyacen se les asocia con la prolongación de la Sierra Madre Occidental. Sin embargo, existen evidencias locales en los estados de Michoacán y Jalisco, que señalan que el vulcanismo pre-Plio-Cuaternario y el Plio-Cuaternario forman parte de la FVTM, ya que las secuencias volcánicas estudiadas en esta región son similares al resto de las rocas ígneas que constituyen a la FVTM. Los dos periodos de vulcanismo, del Oligoceno-Mioceno y del

Plioceno-Cuaternario, están separados por una etapa de inactividad volcánica. El intervalo de estabilidad en la región de los Humeros, Michoacán, comprende desde el cese de la actividad, hace 3.5 Ma, hasta su reactivación, hace 1 Ma. Sin embargo, estas desactivaciones volcánicas no son consistentes geocronológicamente, puesto que varían en magnitud y de un lugar a otro, en tiempo y espacio.

Ferrari *et al.* (2011) elaboraron un recuento de la historia de la FVTM y la zona de subducción mexicana que a continuación se sintetiza.

2.2 MARCO TECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

La placa de Cocos subduce debajo de la placa Norteamericana con una velocidad relativa de aproximadamente 5 cm/año, respecto a la placa continental. Lo anterior define una zona de alta fricción sismogénica en la cual se han originado algunos de los sismos más importantes, *e.g.* el Sismo del Ángel del 28 de julio de 1957 de magnitud 7.5, y el Sismo de Petatlán del 14 de marzo de 1979 con magnitud de 7.6.

Recientemente, se llevaron a cabo varios experimentos sísmicos en proyectos conjuntos México-Estados Unidos, lo que ayudó a aumentar la calidad y cantidad de información geofísica de la zona centro de México. Gracias a esta colaboración hoy se conoce la geometría de la placa subducida y el espesor de la placa superior con mayor detalle.

El primero de los experimentos fue el *Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS)*, liderado por la Universidad de Texas en Austin, con la colaboración de la UNAM y la Universidad de Nuevo México. El proyecto MARS desplegó una red sísmica de 50 estaciones de banda ancha en los estados de Jalisco y Michoacán, teniendo cobertura en una región entre la costa y el noroeste de la FVTM. Posteriormente el *MesoAmerican Subduction Experiment (MASE)* fue llevado a cabo por el Instituto Tecnológico de California con la colaboración de la Universidad de California en Los Ángeles y la UNAM. El proyecto MASE desplego 100 estaciones de banda ancha separadas aproximadamente 5 km entre sí, a lo largo de un perfil ortogonal a la trinchera desde Acapulco hasta el norte del estado de Veracruz, cruzando la FVTM cerca de la Ciudad de México. Por último el experimento Veracruz-Oaxaca *Seismic Line (VEOX)*, desarrollado en conjunto por el Instituto Tecnológico de California y la UNAM, empleó 46 estaciones desplegadas en el Istmo de Tehuantepec cada 5 km aproximadamente, en los estados de Oaxaca y Veracruz.

Estos experimentos sísmicos han sido complementados con el uso de otras técnicas geofísicas, como los estudios magnetotéluricos llevados a cabo a lo largo del perfil MASE y en algunos kilómetros del perfil VEOX (Jödicke *et al.*, 2006), el modelado numérico de la estructura térmica de la zona de subducción (Manea, V. y Manea, 2011; Manea *et al.*, 2004), así como también la determinación de la temperatura de Curie debajo del centro de México (Manea, M. y Manea, 2011).

2.2.1 Geometría de la placa

La sismicidad obtenida en el estudio MARS muestra que la placa de Rivera buza con un ángulo de 40° debajo de la zona anterior al arco y en la zona de la FVTM aumenta su ángulo a 70° . La parte poniente de la placa de Cocos buza un poco menos, tanto debajo de la parte anterior al arco como en la FVTM. Las dos placas están separadas por una trinchera ortogonal que inicia al norte del volcán de Colima. La tomografía también indica que la placa subducida deja de existir a los 350 km de profundidad (Figura 4).

Al oriente de los 101°O el buzamiento de la placa de Cocos disminuye marcadamente. Inicialmente la placa buza a 15° hasta los 80 km desde la línea de costa y se allana a los 150 km de profundidad. El bloque plano se extiende hacia el continente por 200 km justo debajo del Moho de la placa superior, implicando que no hay manto litosférico. Posteriormente el bloque buza a 75° .

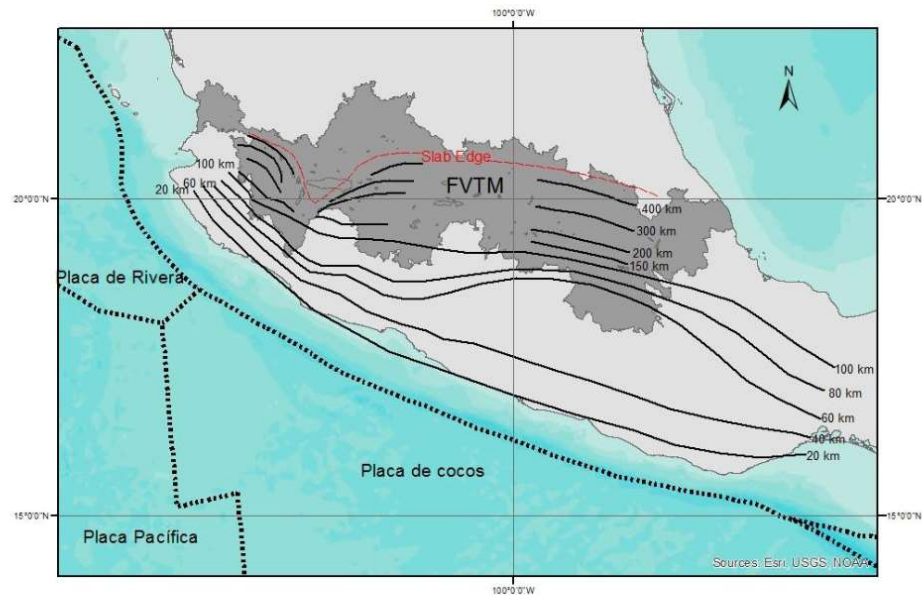


Figura 4. Profundidad del bloque subducido. (Modificada de Ferrari et al, 2012).

2.2.2 Espesor de la corteza

Usando funciones receptor de los estudios MARS, MASE y VEOX, combinados con las estimaciones de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) para las zonas sin información sísmica se estimó el espesor de la corteza (Figura 5).

En el sector este la corteza es más gruesa con valores máximos de 50 km, hacia el extremo oriental el espesor varía entre los 20 y 30 km. Hacia la mitad occidental de la FVTM está la parte más delgada de la corteza, con espesores de entre 35 y 40 km, en la parte sur de este sector correspondiente al terreno Guerrero la corteza tiene un espesor promedio de 30 km.

En el sector poniente los espesores disminuyen rápidamente a espesores de máximo 40 km. En el Istmo de Tehuantepec, existe una zona con espesor de corteza máximo de 40 km el cual va disminuyendo conforme se acerca a la costa, estando entre los 28 y 34 km por debajo de Los Tuxtlas.

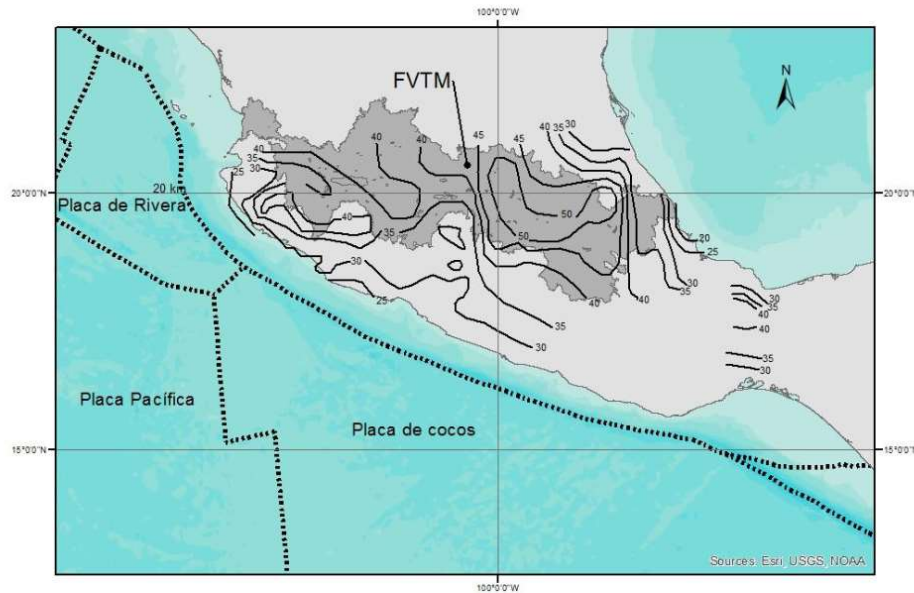


Figura 5. Mapa que muestra el espesor de la corteza debajo y al sur de la FVTM. (Modificada de Ferrari et al, 2012)

2.3 MODELOS CORTICALES PROPUESTOS

A lo largo de los años se han propuesto y mejorado los modelos de velocidad cortical en México, en esta sección se hace un breve recuento de algunos de ellos.

Campillo *et al.* (1996) estimaron la estructura de velocidades de la corteza con trayectorias entre las costas de Guerrero y Michoacán, a lo largo de la zona de subducción y la Ciudad de México. Se obtuvo la estructura de la inversión de datos de dispersión de la velocidad de grupo para registros individuales. La estructura de la corteza media (de 5 a 30 km de profundidad) está bien definida, así como también, la frontera entre la alta y la baja corteza entre 15 y 20 km.

Iglesias *et al.* (2001) estiman la estructura de velocidad en el centro y sur de México por medio de la inversión de ondas superficiales a partir de catorce sismos de subducción, agrupados en dos trayectorias (una perpendicular y otra paralela a la línea de costa), usando los métodos de algoritmos genéticos y recristalización simulada. Los resultados

muestran fuertes diferencias entre ambos modelos corticales, sobre todo, en los parámetros de la capa más somera y en la localización del Moho. Estas diferencias pueden ser explicadas debido a que las trayectorias atraviesan distintos terrenos tectono-estratigráficos.

Iglesias *et al.* (2010) estiman la velocidad de las ondas S usando las componentes verticales de 90 sismos regionales registrados en la red MASE. Una inversión tomográfica obtenida para periodos de 5 a 50 segundos revela diferencias significativas relativas al modelo de referencia, especialmente en periodos mayores a 30 segundos. El modelo de velocidad 2-D de onda S es obtenido de la inversión de curvas locales de dispersión que fueron reconstruidas de las soluciones tomográficas.

Gaite *et al.* (2012) obtienen la estructura cortical de México utilizando registros continuos de ruido sísmico de al menos 100 estaciones de banda ancha en México, Estados Unidos y Centroamérica. Con la inversión tomográfica obtuvieron medidas de dispersión en cuadrículas de $1^\circ \times 1^\circ$, resultando en mapas con resolución mejor a 250 km. Para periodos cortos (8-16 s) los mapas de dispersión tienen buena correlación con las características superficiales. Para periodos intermedios (25-40 s) las anomalías de velocidad están relacionadas con el espesor de la corteza y la temperatura. Para largos periodos (40-60 s) las características más importantes son las diferencias entre anomalías de alta velocidad debajo del Bloque Maya y el Golfo de México, con las anomalías de baja velocidad del Bloque de Chortis y el norte de México.

3. MARCO TEÓRICO

El término interferometría se refiere generalmente al estudio del fenómeno de interferencia entre un par de señales, para obtener información de la diferencia entre ellas. Interferometría sísmica se refiere al estudio de la interferencia de señales de tipo sísmico. En este capítulo se hace un recuento histórico del método de Interferometría Sísmica y los fundamentos teóricos, por medio de fuentes aleatorias y la representación modal del sistema. El resultado fundamental de la teoría descrita es la obtención de la función de Green entre dos estaciones, a partir de la cual es posible obtener una aproximación de la estructura de velocidades empleando diversos procedimientos. En este trabajo se estiman perfiles de propiedades basados en un análisis de dispersión de ondas superficiales, por lo cual al final de esta sección se presenta una revisión sucinta de las mismas.

3.1 DESARROLLO HISTÓRICO.

La investigación de Claerbout (1968) es considerada como el punto de partida de la interferometría, al proponer que la función de Green podía ser reconstruida al autocorrelacionar el campo de ondas proveniente de una fuente ubicada a cierta profundidad. Esta teoría no fue retomada y demostrada hasta casi veinte años después para un medio unidimensional, siendo validada para sismogramas sintéticos (Scherbaum, 1987; Katz, 1990). Posteriormente, hubo varios intentos por parte de Cole (1988, 1995) por demostrar la teoría de Claerbout usando arreglos de ruido. Duvall *et al.* (1993) mostraron que los sismogramas “tiempo vs distancia” podían ser calculados entre un par de lugares en la superficie del Sol, al croscorrelacionar los registros de ruido en la superficie solar obtenidos por el *Michelson Doppler Imager*, llamando a esta técnica Heliosismología. Rickett y Claerbout (1999) retomaron el trabajo de Duvall y resumen la aplicación de la croscorrelación de ruido para la Tierra de la siguiente forma: “al croscorrelacionar dos trazas de ruido grabado en dos lugares de la superficie, podemos construir el campo de onda que sería grabado en uno de los lugares siendo el otro la fuente”.

En la primera década del siglo XXI, esta técnica se convirtió en una práctica común en la sismología. Las primeras demostraciones empíricas fueron logradas por Campillo y Paul (2003), Shapiro y Campillo (2004) y Sabra *et al.* (2005), quienes mostraron que al croscorrelacionar registros de ruido de campos de onda difusos en dos sismómetros, la croscorrelación resultante aproxima los componentes de ondas de la función de Green (Lobkis y Weaver, 2001). Posteriormente Wapenaar (2003, 2004), Snieder (2004) y van Manen *et al.* (2005) demostraron matemáticamente la conjetura de Claerbout para un medio acústico. Van Manen *et al.* (2006) y Wapenaar y Fokkema (2006) extendieron los trabajos para un medio elástico, siendo verificado experimentalmente por Lobkis y Weaver (2001), Weaver y Lobkis (2001), Derode *et al.* (2003) y Larose *et al.* (2005).

3.2 TEORÍA Y MÉTODO DE LA INTERFEROMETRÍA SÍSMICA.

La teoría detrás del método de Interferometría Sísmica puede ser explicada de diferentes maneras, en este trabajo se abordan dos de ellas. La primera desarrollada por Schuster (2004) usa la distribución de fuentes aleatorias para encontrar la función de Green entre las estaciones. La segunda expuesta por Tsai (2010), quien retoma el trabajo de Lobkis y Weaver (2001) para explicar la relación entre las crosscorrelaciones de ruido basadas en la representación modal del sistema dinámico.

3.2.1 Distribución aleatoria de fuentes.

Los elementos de la teoría de la interferometría puede ilustrarse considerando un arreglo de fuentes y receptores como el que se muestra en la Figura 6.a. Los dos receptores o estaciones (sismómetros, geófonos, etc.) ubicados en las posiciones r_1 y r_2 están rodeados de fuentes de energía arbitrariamente colocados alrededor de una frontera S . El campo de ondas que emana cada una de las fuentes se propaga hacia el interior de S y es registrado por los dos receptores. Al efectuar la correlación cruzada o crosscorrelación de los registros en las dos estaciones debido a cada fuente y apilar el conjunto de señales la energía que viaja a lo largo de r_1 y r_2 aumenta constructivamente, mientras que la energía que no viaja a través de este camino se añade destructivamente. La señal resultante se aproxima a la función de Green entre r_1 y r_2 *i.e.* la respuesta observada en r_2 debida a una fuerza en r_1 (figura 6.b).

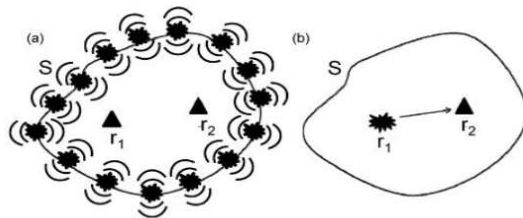


Figura 6. Explicación esquemática del método de interferometría sísmica. a) Dos receptores están rodeados de fuentes que envían campos de ondas en el interior y exterior de S . b) La interferometría sísmica convierte uno de los receptores (r_1) en la fuente virtual de la que se obtiene un sismograma en la otra estación (r_2). (Modificada de Nicolson *et al.* 2012)

En el caso de ruido aleatorio, todas las fuentes de ruido en la superficie S pueden o no estar activas simultáneamente, por lo que las señales grabadas en los receptores ya están sumadas o apiladas naturalmente. Van Manen *et al.* (2006), Wapenaar y Fokkema (2006) y otros autores han demostrado rigurosamente, que para un medio elástico la función de

Green entre los receptores es aproximada por la cros correlación de los registros de ruido, suponiendo que las fuentes de ruido no estén relacionadas.

La demostración del resultado fundamental de la teoría de la interferometría considerando ruido aleatorio, *i.e.* la recuperación de la función de Green, supone un dominio con frontera S , en el que las fuentes tienen una distribución aleatoria a lo largo de la frontera inferior S_{src} y una superficie libre en la frontera superior S_0 tal que $S = \{S_{src}, S_0\}$ (Figura 7).

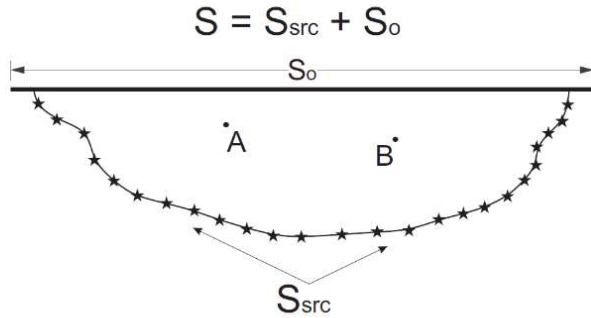


Figura 7. Modelo con la superficie de la Tierra como superficie libre y a lo largo de la frontera irregular con fuentes sísmicas pasivas (estrellas). (Modificada de Schuster, 2009)

Siguiendo la derivación de Schuster (2009), se supone que el espectro de fuente de cada fuente ubicada en $x \in S_{src}$, denotado como $N(x)$, no está relacionado con ninguno de los vecinos, *i.e.*

$$\langle \overline{N(x)N(x')} \rangle = \delta(x - x')S(\omega), \quad (1)$$

donde la barra indica el conjugado y $\delta(x)$ es la función de la delta de Dirac.

La respuesta espectral $P(B)$ grabada en el punto B y excitada por fuentes aleatorias de ruido es la suma de las respuestas en cada punto a lo largo de la frontera S_{src} o

$$P(B) = \int_{S_{src}} G(B, x)N(x)d\Gamma x, \quad (2)$$

en el dominio de las frecuencias, donde $G(B, x)$ es la función de Green para el medio y la integración sobre la superficie de la tierra S_0 no tiene contribución.

Multiplicando la respuesta total en B , con el conjugado de la respuesta en A debida a las mismas fuentes y tomando un promedio ponderado en la fase aleatoria variable en $N(x)$, tenemos:

$$\begin{aligned}
k\langle P(A) * P(B) \rangle &= k \left\langle \int_{S_{src}} \int_{S_{src}} G(B, x) N(x) \overline{G(A, y) N(y)} d\Gamma_x d\Gamma_y \right\rangle \quad (3) \\
k\langle P(A) * P(B) \rangle &= k \int_{S_{src}} \int_{S_{src}} G(B, x) \overline{G(A, y)} \langle \overline{N(y)} N(x) \rangle d\Gamma_x d\Gamma_y \\
k\langle P(A) * P(B) \rangle &= k S(\omega) \int_{S_{src}} \int_{S_{src}} G(B, x) \overline{G(A, y)} \delta(x - y) d\Gamma_x d\Gamma_y \\
k\langle P(A) * P(B) \rangle &= k S(\omega) \int_{S_{src}} G(B, x) \overline{G(A, y)} d\Gamma_x
\end{aligned}$$

donde k es el número de onda. Asumiendo una fuente de banda ancha donde $S(\omega) = 1$, la ecuación anterior se puede reducir a:

$$\begin{aligned}
Im[G(A|B)] &= k \langle \overline{P(A)} P(B) \rangle \quad (4) \\
Im[G(A, B)] &= k \int_{S_{src}} \overline{G(A, x)} G(B, x) d\Gamma_x
\end{aligned}$$

la función de Green en el trayecto AB, es la crosscorrelación en tiempo (producto espectral) de los datos de ruido grabados en A y B, lo anterior es claro si consideramos que la crosscorrelación en tiempo es una función real y existe antisimetría entre la parte causal y no causal de la misma.

3.2.2 Campo difuso

Este enfoque considera que en el sistema dinámico que representa la propagación de ondas en medios elásticos existe una partición de la energía tal que los modos o bases canónicas están excitados de igual forma.

Siguiendo el trabajo de Tsai (2010) supongamos que el sistema de interés puede ser descrito por la ecuación en derivadas parciales:

$$\frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} = \mathcal{L}[u(x, t)] \quad (5)$$

donde x es la variable espacial, t es el tiempo y \mathcal{L} es un operador espacial, y que existen ciertas condiciones de frontera e iniciales.

Por otra parte el problema de valores característicos asociado es:

$$\mathcal{L}[s_k(x)] = \lambda_k s_k(x) = -\omega_k^2 s_k(x) \quad (6)$$

donde las eigenfrecuencias ω_k son reales, $s_k(x)$ son los eigenvectores que satisfacen $\langle s_k, s_{k'} \rangle = \delta_{kk'}$, y cualquier función arbitraria $f(x)$ en la solución puede ser expresada con

$f(x) = \sum_k A_k s_k(x)$. El operador $\langle \cdot, \cdot \rangle$ denota el producto escalar, δ_{ij} es la delta de Kronecker y la suma en k puede ser (o no ser) infinita. Debe notarse que la ecuación de onda acústica y la ecuación de onda elástica satisfacen estas aseveraciones. También, se debe notar que ninguna de estas dos ecuaciones incluye atenuación y están limitadas a medios cerrados o no infinitos (todas las eigenfrecuencias son reales).

Considerando los puntos previos, la separación de variables ordinaria genera la siguiente solución

$$u(x, t) = \sum_k a_k s_k(x) \cos(\omega_k t + \phi_k). \quad (7)$$

donde a_k y ϕ_k son constantes determinadas por las condiciones iniciales. Además, decimos que dos modos l y m están equiparticionados si $a_l = a_m$.

La función de Green $G(x, t; x_0, t_0)$, para un impulso en el lugar x_0 y tiempo t_0 , satisface

$$\frac{\partial^2 G}{\partial t^2} - \mathcal{L}[G] = \delta(x - x_0)\delta(t - t_0). \quad (8)$$

Escogiendo $t_0 = 0$, G puede ser escrito como la suma modal, con coeficientes $a_k = s_k(x_0)/\omega_k$, $\phi_k = -\pi/2$ cuando $t > 0$. Escribiendo esto explícitamente tenemos

$$G(x, t; x_0, 0) = \begin{cases} \sum_k \frac{1}{\omega_k} s_k(x) s_k(x_0) \text{sen}(\omega_k t) & \text{si } t \geq 0, \\ 0, & \text{si } t < 0. \end{cases} \quad (9)$$

Definimos la función de Green extendida como

$$\begin{aligned} G^{Ex}(x, t; x_0, 0) &\equiv G(x, t; x_0, 0) - G(x, -t; x_0, 0) \\ &= \sum_k \frac{1}{\omega_k} s_k(x) s_k(x_0) \text{sen}(\omega_k t) \end{aligned} \quad (10)$$

para toda t . La derivada de tiempo entonces es dada por

$$\frac{dG^{Ex}}{dt} = \sum_k s_k(x) s_k(x_0) \cos(\omega_k t). \quad (11)$$

Por otra parte, definimos la croscorelación

$$C_{fg}^T(t) \equiv \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f(\tau)g(\tau + t)d\tau \quad (12)$$

Para estos límites, la crosocorrelación de señales sinusoidales está bien definida. Suponiendo que la energía está equiparticionada entre todos los modos, i.e. todos los modos tienen la misma amplitud modal, $a_k = \text{constantes} = A$, $u(x, t)$ puede ser escribirse como

$$u(x, t) = A \sum_k s_k(x) \cos(\omega_k t + \phi_k) \quad (13)$$

Si además no existen modos degenerados, esto es que $\omega_k \neq \omega_{k'}$ cuando $k \neq k'$, la crosocorrelación es

$$C_{x_1x_2}(t) = \frac{A^2}{2} \sum_k s_k(x_1)s_k(x_2) \cos \omega_k t. \quad (14)$$

Comparando esta ecuación con la derivada en tiempo se obtiene

$$C_{x_1x_2}(t) = \frac{A^2}{2} \frac{dG^{Ex}(x_1, t; x_2, 0)}{dt} \quad (15)$$

Esto es que la crosocorrelación en un campo difuso o equiparticionado es idéntica a la derivada en tiempo de la función de Green multiplicada de un factor de amplitud. Esta relación se mantiene para un proceso completamente determinista en el que las fases ϕ_k , son arbitrarias y no es necesario hacer una consideración respecto a la aleatoriedad de las fases respecto al tiempo.

3.3 ONDAS SUPERFICIALES

A partir de la función de Green estimada pueden obtenerse curvas de dispersión de velocidad. Para obtener estas curvas de velocidad, se utilizan las ondas superficiales por su naturaleza dispersiva.

Existen dos tipos de ondas superficiales que se propagan en la superficie de la Tierra: ondas de Rayleigh y ondas de Love. La interacción de ondas incidentes P y SV con condiciones de frontera de una superficie libre, da a lugar a una interferencia que viaja a lo largo de la superficie como onda de Rayleigh. La reflexión total de ondas SH en una superficie libre combinado con las capas internas de la Tierra atrapan reverberaciones de

ondas SH, lo que interfiere para producir ondas propagadas horizontalmente llamadas ondas de Love.

Este tipo de ondas difiere de las ondas de cuerpo en varios aspectos, las ondas superficiales viajan más lento, su amplitud decae con el rango a un ritmo menor y su velocidad es dependiente de la frecuencia. La interferencia constructiva de estas ondas superficiales junto con las reverberaciones de las ondas de cuerpo, forman los modos normales u oscilaciones libres de la Tierra (Figura 8).

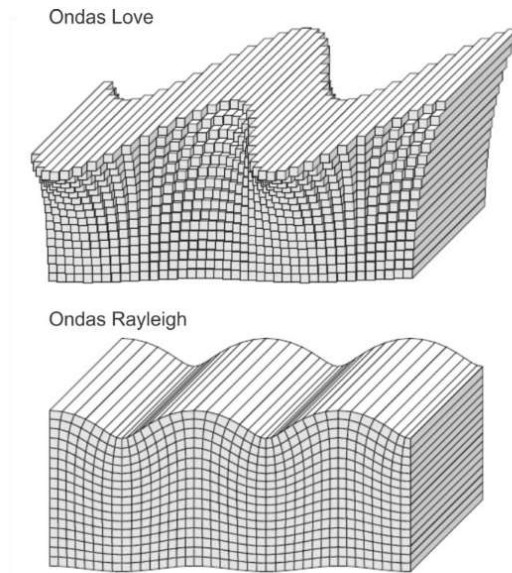


Figura 8. Desplazamiento del modo fundamental de las ondas Love (arriba) y de las ondas Rayleigh (abajo) para una propagación a lo largo de la página. Las ondas Love tienen movimiento puramente transversal, mientras que las ondas Rayleigh tienen movimiento radial y vertical (modificada Shearer, 2009).

3.3.1 Ondas de Rayleigh

Lord Rayleigh encontró que las condiciones de frontera a lo largo de una superficie libre pueden ser satisfechas, lo que lleva a la existencia de una onda acoplada P-SV que viaja a lo largo de la superficie con una velocidad menor a la velocidad de ondas S y con un decaimiento de amplitud exponencial conforme se aleja de la superficie.

El movimiento de este tipo de ondas es en la dirección de propagación y en el plano vertical perpendicular a la propagación. Es generalmente elíptico retrogrado cercano a la

superficie hasta aproximadamente $\lambda/5$, distancia en la cual se vuelve progrado, donde λ es la longitud de onda.

3.3.3 Ondas de Love

La presencia de una superficie libre es suficiente para el acoplamiento de las ondas P-SV que genera las ondas de Rayleigh. Sin embargo, la componente SH de las ondas S, al tener desplazamientos paralelos a la superficie solo puede tener reflexiones totales en una superficie libre.

Las ondas de Love son el resultado de ondas SH atrapadas cerca de la superficie al incidir en ángulos poscríticos. Estas requieren un estructura de velocidad que varía con la profundidad por lo que no pueden existir en un semiespacio como las ondas de Raleigh.

Las ondas Love producen deformaciones tangenciales en el plano horizontal de la superficie libre. El desplazamiento de las partículas se manifestará exclusivamente en la dirección perpendicular al sentido de propagación.

Este tipo de ondas son dispersivas ya que su velocidad aparente a lo largo de la superficie varía con la frecuencia. Esto se debe a que a diferentes periodos, las ondas de Love tiene distintos desplazamiento respecto a la profundidad.

4. METODOLOGÍA

En este capítulo se hace un recuento de los pasos para procesar los datos, obtener las curvas de dispersión y modelos unidimensionales correspondientes a la región cubierta por las estaciones del Instituto de Ingeniería ACP2 y SCT2, y del SSN MEIG, PLIG y DHIG (Figura 9).

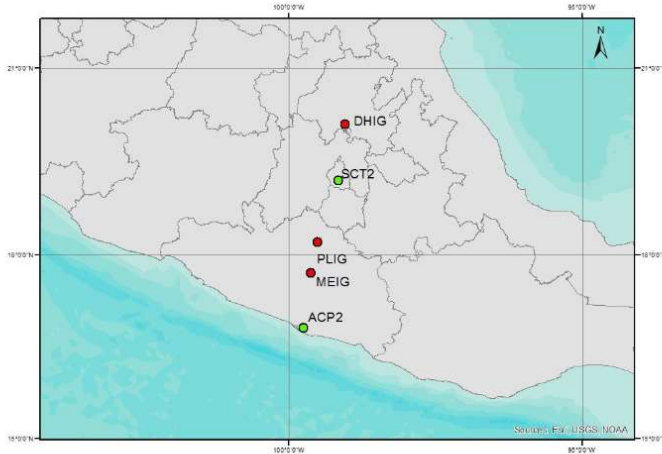


Figura 9. Estaciones utilizadas en el presente trabajo. Las estaciones del SSN y del II se muestran en rojo y verde, respectivamente.

La metodología empleada en este trabajo es, con pequeñas variantes, la propuesta por Bensen *et al* en 2007 (Figura 10).

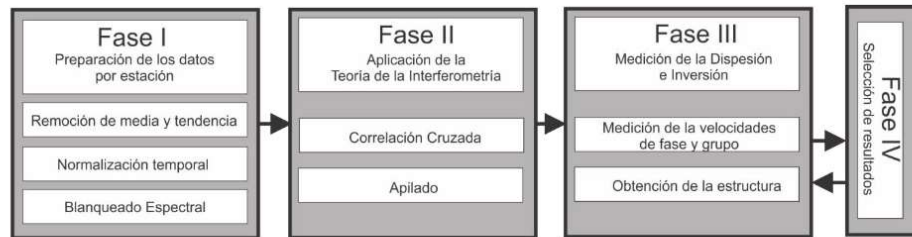


Figura 10. Modificación al diagrama de trabajo propuesto por Bensen *et al*. (2007) empleado en este trabajo.

El procedimiento está seccionado en cuatro fases. La primera se ocupa del tratamiento de las señales continuas por estación, seguida de la aplicación de la Teoría de la Interferometría. En las últimas dos fases se obtienen tanto las curvas de dispersión,

basadas en la funciones de Green calculadas en la fase tres, como la estructura de velocidad incluyendo una iteración para la selección de la información.

4.1 DATOS Y EQUIPO

La información acelerográfica, tanto del Servicio Sismológico Nacional (SSN) como del Instituto de Ingeniería (II), comenzó a almacenarse en abril de 2013 como parte de las actividades del proyecto Red Sísmica Mexicana que de forma conjunta llevan los Institutos de Ingeniería y Geofísica. Hasta noviembre de 2014 se recabaron aproximadamente 600 días de grabación continua (ver Tabla 2) de la aceleración en más de 50 estaciones, de las cuales se seleccionaron cinco a lo largo de una línea, casi recta, entre Guerrero e Hidalgo, ver Figura 9. Tres estaciones, forman parte de la Red Sismológica de Banda Ancha del SSN (MEIG, PLIG y DHIG). Las dos estaciones restantes ACP2 en Acapulco, Guerrero y SCT2 en la delegación Benito Juárez del Distrito Federal, forman parte de la Red de Acelerómetros del II. Además, se obtuvieron algunos registros de velocidad para las estaciones MEIG y PLIG.

Tabla 1. Localización y administrador de las estaciones utilizadas.

Estación	Localidad	Latitud	Longitud	Red
ACP2	Acapulco, Guerrero	16.874	-99.886	II
MEIG	Mezcala, Guerrero	17.926	-99.620	SSN
PLIG	Platanillo, Guerrero	18.393	-99.502	SSN
SCT2	Benito Juárez, D. F.	19.394	-99.147	II
DHIG	Demacu, Hidalgo	20.301	-99.035	SSN

Tabla 2. Datos disponibles de aceleración del SSN y II para obtener la curva de dispersión.

Año	2013												2014								
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
ACP2																					
MEIG																					
PLIG																					
SCT2																					
DHIG																					

Los sensores y muestreo de estaciones sismológicas y acelerográficas se resumen e ilustran en Figura 11 y Tabla 3.

Los sensores de la Red de Banda Ancha del SSN son sismómetros triaxiales Streckeisen STS-2 con una respuesta instrumental plana entre 0.01 y 30 Hz, y capacidad de registrar sismos en una amplia gama de magnitudes, desde sismos locales pequeños hasta sismos lejanos, sin problemas de saturación. Los registradores empleados son Quanterra Q330 y Q680.

Los acelerómetros triaxiales Kinematics FBA-23 (Figura 12), empleados en casi todas las estaciones, permiten registrar las aceleraciones del suelo dentro de un amplio espectro de frecuencias sin saturación de la señal para sismos grandes locales y regionales. La estación SCT2 tiene un acelerómetro modelo Episensor (Figura 13) con un registrador Kinematics K2/156.



Figura 11. Izquierda) Sismómetro STS-2 y acelerómetro FBA-23 en una estación del SSN. Derecha) Estación SCT2 de la Red Acelerométrica del II.

La transmisión de la información en las estaciones de la RBA y del II se lleva a cabo a través de satélite e internet (infinitum), respectivamente.

Tabla 3. Sensores y digitalizadores de las estaciones utilizadas.

Característica/ Estación	ACP2	DHIG	MEIG	PLIG	SCT2
Registrador	Kinematics ETNA	Quanterra Q680 LT/G	Quanterra Q680 LT/G	Quanterra Q330	Kinematics K2
Acelerómetro	Kinematics Episensor FBA-ES	Kinematics FBA-23	Kinematics FBA-23	Kinematics FBA-23	Kinematics FBA-23
Taza de muestreo	100 Hz	80 Hz	80 Hz	100 Hz	100 Hz

4.1.1 Sensibilidad de los sistemas y registro de ruido sísmico

Ya que el interés de este trabajo está centrado en el empleo de registros de aceleración para extraer curvas de dispersión y modelos corticales, es de vital importancia garantizar que la información registrada en los equipos sea confiable y refleje el nivel de ruido en la zona.

La sensibilidad de un sistema se refiere a la menor cantidad de movimiento que puede ser registrada, en este caso ruido ambiental. La sensibilidad total del sistema es una combinación entre la sensibilidad del sensor y la sensibilidad del digitalizador o registrador.

Sensibilidad del digitalizador

En este estudio se utilizan cinco digitalizadores de 24-bits. Para los digitalizadores de 24-bits, idealmente el rango de medición es de -2^{23} a $+2^{23}$ (utilizando un bit para el signo). A pesar de lo reportado en las hojas técnicas por los fabricantes de digitalizadores, comúnmente para un digitalizador de 24-bit, el rango útil es de entre 17 y 22-bit (Havskov, 2001).

Sensibilidad acelerómetros

Los acelerómetros utilizados en este trabajo tienen un rango dinámico desde 135 dB (FBA-23) hasta los 155 dB (Episensor), esto significa que por ejemplo, para un instrumento de 0.25 g (Estación MEIG) la mínima aceleración detectable es $0.25g / (10^{135/20}) = 4.45 \times 10^{-8} g \approx 4.35 \times 10^{-7} m/s^2$. A una tasa de muestreo de 1 Hz, esto corresponde a $1.1 \times 10^{-8} m$ u 11 nm (Havskov, 2006). Para verificar que en las estaciones es posible registrar ruido sísmico calculamos la cantidad mínima medible por los equipos siguiendo el desarrollo anterior. Para verificar lo que se puede medir y lo registrado se obtuvo el promedio absoluto de un día de grabación y se realizó la comparación en la Tabla 4.

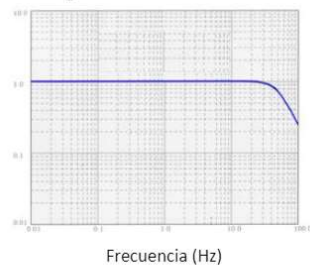


Figura 12. Respuesta en frecuencia de la amplitud para el acelerómetro modelo FBA-23 (Academia Sinica)

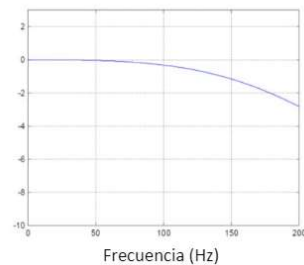


Figura 13. Respuesta en frecuencia de la amplitud para el acelerómetro modelo FBA-ES Episensor (Kinematics, 2005)

Tabla 4. Características técnicas de las estaciones.

Característica/ Estación	ACP2	DHIG	MEIG	PLIG	SCT2
Escala máx. del sensor	± 2 g	± 0.5 g	± 0.5 g	± 0.25 g	± 2 g
Rango dinámico acelerómetro	155 dB	135 dB	135 dB	135 dB	135 dB
Resolución registrador	24 bit	24 bit	24 bit	24 bit	24 bit
Media de ruido (cm/s ²)	0.0064	0.001	0.0023	6.0891 x 10 ⁻⁴	0.0747
Mínimo valor medible (cm/s ²)	3.556 x 10 ⁻⁸	8.8914 x 10 ⁻⁸	8.8914 x 10 ⁻⁸	4.457 x 10 ⁻⁸	3.5566 x 10 ⁻⁷

4.2 FASE I. PREPARACIÓN DE LOS DATOS POR ESTACIÓN

El propósito de la preparación de los datos por estación es enfatizar el ruido ambiental, removiendo los sismos y las irregularidades instrumentales. Dicha preparación se lleva a cabo en tres etapas. Primero se efectúan las correcciones instrumentales y estadísticas o preprocesamiento, posteriormente se hace una normalización en el dominio del tiempo, para terminar realizando un blanqueado espectral a la señal (Figura 14).

4.2.1 Preprocesamiento

La primera fase del procesamiento consiste en preparar los datos de forma individual al removerles los vacíos, la media, la tendencia y filtrarlos. La corrección línea base, que incluye la remoción de la media y la tendencia, tiene por objetivo llevar la señal al eje de las abscisas y remover los cambios graduales en todo el intervalo que se está analizando.

La media y la tendencia se removieron empleando un filtro de promedios móviles con una ventana de un minuto, al sustraer la señal filtrada de la original. El ancho de la ventana se definió de manera heurística. Nótese que este procedimiento es equivalente a un filtro pasa alta frecuencia, con una frecuencia de corte cercana a (1/60 s). Una vez removida la media se identificaron los vacíos en la señal y se removió un minuto antes y después del vacío.

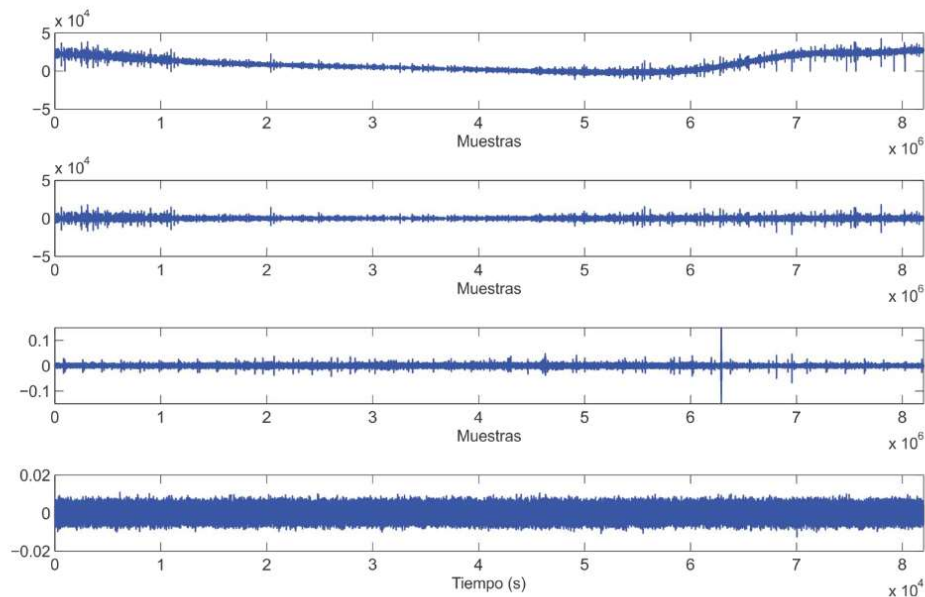


Figura 14. Correcciones ambientales a registros de aceleración. a) 24 horas de grabación de la estación ACP2, b) corrección por línea base, corrección de tendencia y remoción de “glitches”, c) filtrado y regreso de ceros d) normalización en tiempo y blanqueado espectral.

4.2.2 Filtrado

Dependiendo del propósito del análisis, algunas frecuencias pueden ser de mayor interés que otras y resulta útil reducir la amplitud o variaciones de otras frecuencias al filtrarlas antes de analizar las series de tiempo.

El rango de interés de la tomografía con ruido ambiental es de 5 a 50 segundos, banda de periodos en las que se encuentran contenidas las ondas superficiales Love y Rayleigh.

Los datos empleados se procesaron aplicando un filtro Butterworth pasabandas con 4 polos del programa *Seismic Analysis Code* (SAC) desarrollado por *Lawrence Livermore National Laboratory*. El filtro Butterworth es una buena opción para cualquier aplicación ya que tiene una suave transición entre pasabandas y elimina bandas, la respuesta de retraso de grupo es moderada y está diseñado para tener una respuesta máximamente plana en el pasabandas (Figura 15). El filtro Butterworth tiene una caída más lenta y suavizada alrededor de la frecuencia de corte comparado con los filtros de Chebyshev y los elípticos. Conforme aumenta el orden o número de polos del filtro Butterworth la caída es más rápida.

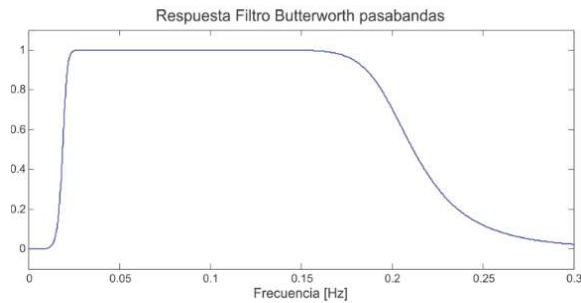


Figura 15. Respuesta del filtro Butterworth pasabandas entre 5 y 50 segundos (0.2 y 0.02Hz) utilizado en el procesamiento de los datos.

Una vez filtradas las señales se submuestran los datos a 1 s empleando una interpolación con un polinomio cúbico, homogeneizando las señales para todas las estaciones.

4.2.3 Normalización en tiempo

El paso más importante de la preparación de los datos es la normalización temporal. Este proceso se efectúa para reducir el efecto de los sismos, irregularidades instrumentales y fuentes de ruido no estacionarias alrededor de las estaciones.

Los sismos son uno de los principales impedimentos para realizar el procesamiento de los datos, ya que, ocurren irregularmente y la mayoría de los temblores de magnitud menor no forman parte de catálogos, por lo que es difícil conocer de forma precisa la localización y tiempo de ocurrencia. También, el tiempo de arribo de ondas superficiales en periodos cortos no es bien conocido, por lo que se tiene que usar un método automatizado de remoción de temblores.

El método utilizado en este trabajo es conocido como normalización "one-bit", que consiste en reemplazar las amplitudes positivas con 1 y las amplitudes negativas con -1. Se ha mostrado que este método aumenta el cociente señal-ruido en experimentos acústicos (Larose *et al.*, 2004) y se ha sido utilizado ampliamente en estudios de ruido ambiental.

4.2.5 Blanqueado espectral

Ya que el ruido ambiental no es plano en el dominio de las frecuencias, es decir, espectralmente blanco, la normalización o blanqueado espectral busca reducir los desequilibrios en el espectro de cada estación. Además, el blanqueado ayuda a ampliar la banda de señal de ruido sísmico en las correlaciones cruzadas. Además, reduce la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes.

La técnica de blanqueo en frecuencia (ver e.g. Lee, 1986) se aplica exclusivamente al espectro de amplitud, permitiendo que el espectro de fase de la señal original se mantenga, de tal forma que la señal blanqueada $w(f)$ en frecuencia es

$$w(f) = \frac{S(f)}{\|S(f)\|^p} \quad (16)$$

donde $S(f)$ es la señal y $\|\cdot\|$ es el módulo y p es un parámetro con el que ajustamos el nivel de blanqueo y varía entre 0 y 1.

4.3 FASE II. APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE LA INTERFEROMETRÍA

4.3.1 Correlación Cruzada o Croscorelación

El siguiente paso es aplicar la croscorelación entre señales, la pincipal operación matemática para el estudio de la interferencia de pares de señales. Sin embargo, recordando las definiciones de la croscorelación y la convolución (ver Anexo 1) existe una relación simple entre ambas

$$C_{fg} = f \star g = f^*(-t) * g, \quad (17)$$

donde \star y $*$ indican correlación y convolución, respectivamente. Es decir, la croscorelación es la convolución con el reverso de una de las dos señales.

Las croscorelaciones se aplicaron en el dominio del tiempo. En el caso de las señales de aceleración, se integró la señal, para convertir las señales a velocidad.

El tamaño de ventana propuesto en la metodología de Bensen es de 24 horas por practicidad, pero en otros estudios se han utilizado tamaños variables de ventana, como 2 horas (Verbeke, 2012), 4 horas (Groos, 2010) o 10 horas (Liang y Langston, 2008). Para este trabajo se utilizan ventanas de 4 horas.

4.3.2 Apilado

Después de realizar la croscorelación en ventanas de cuatro horas, todas son sumadas o apiladas. Los resultados del apilado de las croscorelaciones, son funciones con tiempo positivo, parte causal, y negativo, parte acausal, que corresponden a retrasos positivos y negativos en la correlación. Si las fuentes del ruido ambiental están distribuidas de forma acimutalmente homogénea la parte causal y no causal serían idénticas. Sin embargo, al no cumplirse la condición mencionada se observan amplitudes y contenido espectral asimétrico. Por razones del origen de la fuentes del ruido sísmico en el arreglo empleado,

la crosocorrelación entre estación se realizó de sur a norte para tener en la parte causal la mayor cantidad de energía (Figura 16).

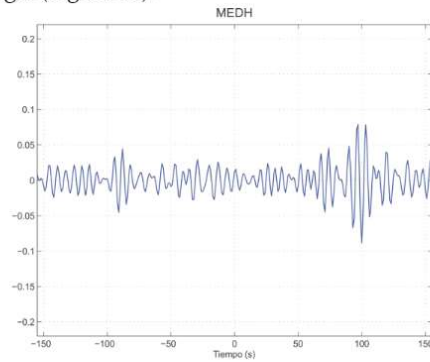


Figura 16. Crosocorrelación entre las estaciones MEDH, en Mezcala, Guerrero y DHIG, en Demacu, Hidalgo, distancia 270 km.

El efecto del tiempo de grabación es relevante, el apilamiento de largas series de tiempo mejora considerablemente la recuperación de la función de Green y, entre otras cosas, el cociente señal-ruido (SNR). La Figura 17 ilustra el proceso de apilado en el que se hace evidente la mejora en la recuperación de la función de Green.

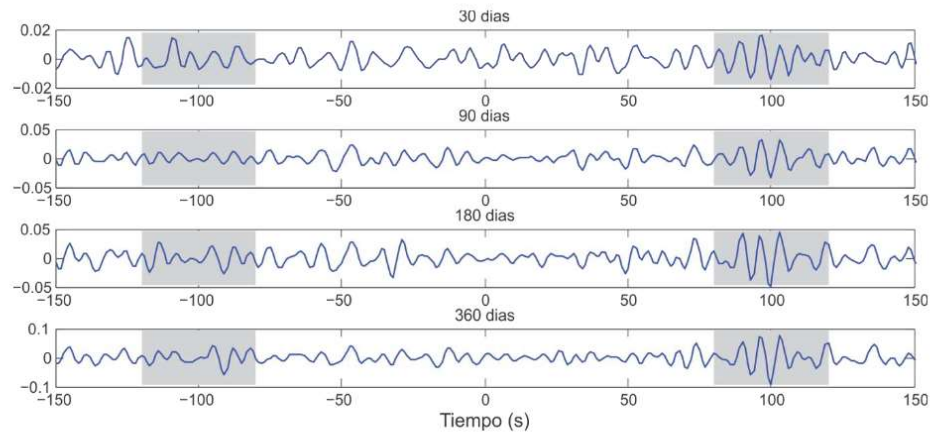


Figura 17. Comparación de distinto número de días apilados de crosocorrelaciones para el par de estaciones ACDH.

Aun cuando el apilado para el estudio que aquí se presenta se llevó a cabo con aproximadamente 600 días, resulta interesante conocer, para futuras investigaciones y

experimentos en la zona, un tiempo mínimo de días grabación para obtener la función de Green. La Figura 18 ilustra el cálculo del porcentaje de la diferencias entre apilados. Estas diferencias se obtuvieron por medio del error cuadrático medio del apilado para un día respecto al día anterior

$$error = \sqrt{(\text{Apilado de los días anteriores} - \text{Apilado día actual})^2} \quad (18)$$

Las Figuras 17 y 18 sugieren que después de 100 días las variaciones en la función de Green pueden considerarse de segundo orden, por lo que puede suponerse que una campaña de medición con este lapso de tiempo sería suficiente.

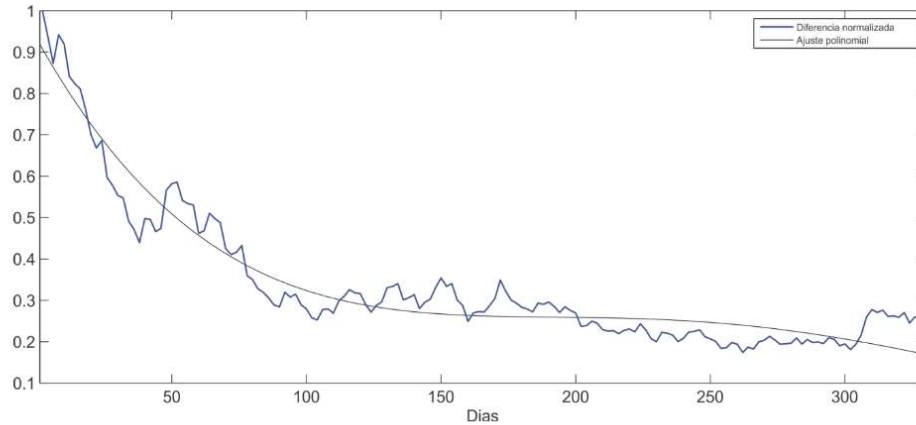


Figura 18. Medición de la diferencia normalizada respecto a los días de croscorelaciones apilados y un ajuste polinomial para el par de estaciones MEDH.

4.4 FASE III Y IV. MEDICIÓN DE LA DISPERSIÓN E INVERSIÓN. SELECCIÓN DE DATOS.

Una vez obtenida la función de Green entre los pares de estaciones se procede al cálculo de las velocidades de grupo y fase, las cuales se estiman en este trabajo utilizando el análisis frecuencia-tiempo (FTAN) (Levshin *et al.*, 1989), siguiendo lo descrito por Bensen *et al.* (2007). La Figura 19 ilustra el procedimiento.

Posterior al análisis FTAN se realiza una selección de los resultados y se procede a la obtención de perfiles de velocidad.

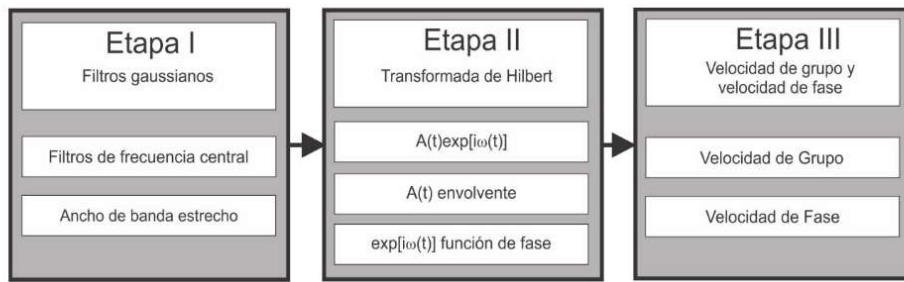


Figura 19. Diagrama de trabajo para obtener las velocidades de grupo y fase a partir de las croscorelaciones de ruido ambiental.

4.4.1 Etapa I Filtrado Gaussiano

Para resaltar la zona de interés de las croscorelaciones, se aplicó un taper cosenoidal en la ventana predicha, que comprende entre el tiempo de viaje de una onda a una velocidad de 2 km/s hasta 5 km/s.

Posteriormente se aplicaron una serie de filtros Gaussianos pasabandas a la función estimada de Green. Como su nombre lo indica, la respuesta del impulso de estos filtros es una aproximación a una función de Gauss, la ventaja de utilizarlos es que tienen un retraso de grupo mínimo (Figura 20). Los filtros que se aplicaron están centrados cada medio segundo entre la banda de periodos 5-20 segundos (los resultado más robustos se obtuvieron solo entre 5 y 10 s), teniendo un ancho de frecuencia estrecho y variable respecto a la distancia r entre el par de estaciones.

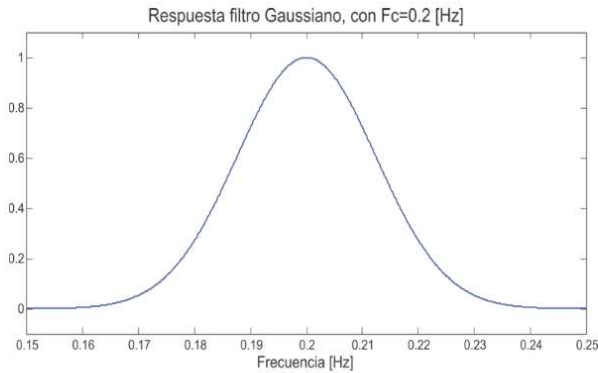


Figura 20. Respuesta del filtro gaussiano para una frecuencia de 0.2 Hz o periodo de 5 segundos.

4.4.2 Etapa II y III

4.4.2.1 Medición velocidad de grupo

La velocidad de grupo se calculó empleando la amplitud instantánea o envolvente de la función de Green filtrada. Al sumar la serie de tiempo resultante del punto 4.4.1, $f(t)$, con el término imaginario $+iF_H(t)$, donde $F_H(t)$ es la transformada de Hilbert de $f(t)$ (ver Anexo 2), el complejo resultante puede expresarse como $A(t)\exp[i\varphi(t)]$. El término $A(t)$ es la envolvente instantánea, que es la trayectoria circundante de la señal, y $\varphi(t)$ es la función de fase.

Al obtener la función envolvente (y de fase) el tiempo de viaje de grupo, t_{max} , se mide directamente del pico de la función. La velocidad de grupo se calcula como r/t_{max} , donde r es la distancia entre las estaciones. La frecuencia instantánea correspondiente a t_{max} , es determinada por $\omega = \left[\frac{\partial \varphi(t)}{\partial t} \right]_{t=t_{max}}$ (Figura 21).

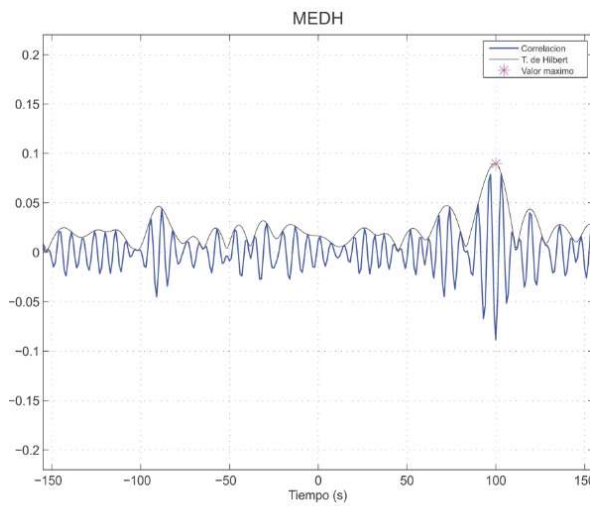


Figura 21. Crosocorrelación filtrada a 5 s de período para el par de estaciones ACDH. El punto azul denota el máximo de amplitud en la ventana de tiempo esperada, correspondiente al tiempo de viaje.

4.4.2.2 Medición velocidad de fase

Teóricamente (ver *e.g.* Lin *et al.*, 2008), para una frecuencia instantánea ω la fase de la función de Green estimada observada en un tiempo t puede ser expresada como:

$$\varphi(t) = kr - \omega t + \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{4} + N \cdot 2\pi + \lambda \quad (19)$$

donde k es el número de onda, $\pi/2$ es el cambio de fase por la derivada de tiempo, $-\pi/4$ es el cambio de fase por la distribución no homogénea de las fuentes, $N \cdot 2\pi$ es la ambigüedad intrínseca de las mediciones de fase, λ es el término de la ambigüedad de fase de la fuente o la fase inicial que viene de la incertidumbre de la distribución de las fuentes y algunos otros factores.

De la ecuación anterior podemos obtener la velocidad de fase c cuando se tiene la función de Green empírica por medio de:

$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{r\omega}{[\varphi(t_{max}) + \omega t_{max} - \frac{\pi}{4} + N \cdot 2\pi + \lambda]} \quad (20)$$

y el tiempo de viaje de fase es r/c . Para obtener resultados de velocidad de fase confiables es necesario determinar N y λ .

El valor de N es determinado en un proceso de dos etapas:

- 1) En la primera se comparan los resultados obtenidos con estudios previos basados en información de sismos para obtener una curva de dispersión preliminar
- 2) El segundo paso es básicamente repetir lo anterior pero utilizando una referencia de una curva de velocidad de fase entre cada par de estaciones.

Se puede tomar $\lambda = 0$ como una buena aproximación ya que la mayoría de las mediciones y tendencias causadas por la distribución no homogénea de fuentes es mínima (Lin *et al.*, 2008).

4.4.3 Confiabilidad de las mediciones

Con el fin de establecer la confiabilidad de las mediciones se utilizan, generalmente, tres criterios: 1) La distancia inter-estación, 2) El cociente señal a ruido, y 3) La coherencia con otras mediciones.

4.4.3.1 Distancia entre estaciones

Para satisfacer las aproximaciones de campo lejano la distancia entre las estaciones Δ debe al menos tres veces la longitud de onda (Bensen *et al.*, 2007) o bien el periodo $T < \Delta/3c$, donde c es la velocidad. Si consideramos una velocidad de fase igual a 4 km/s podemos calcular los periodos en los que el análisis es más confiable. La Tabla 5 indica con barras los periodos en los que el análisis es adecuado. Nótese que los límites son solo un indicador, si consideramos un valor un poco más bajo de c casi todas las barras estarían un nivel arriba.

Tabla 5. Distancia entre estaciones y discriminación por aproximación de campo lejano.

Interestación	Distancia en km	T=5 s	T=10 s	T=15 s	T=20 s
		3λ=60km	3λ=120 km	3λ=180 km	3λ=240 km
ACDH	389.7				
ACSC	289.71				
MEDH	270.03				
PLDH	216.87				
ACPL	172.84				
MESC	170.15				
ACME	119.67				
PLSC	117.12				
SCDH	100.93				
MEPL	53.16				

4.4.3.2 Cociente señal ruido

El cociente señal ruido, en inglés *signal-to-noise ratio* (SNR), provee información sobre la cantidad de energía de un evento (en este caso el generado por una fuente virtual) comparada con la energía del ruido de fondo. Lin *et al.* (2008) proponen calcular el cociente por periodo (la función de Green procesada con el filtro Gausiano) para cada par de estaciones dividiendo el valor pico de la señal y el promedio de la suma de los cuadrados (RMS, por sus siglas en inglés) de la ventana comprendida entre el 500 y 2700 segundos después del tiempo de observación del valor pico. La Figura 22 muestra el SNR para el par de estaciones MEIG y DHIG. En general el compartamiento es el mismo para todos los pares de estaciones, un SNR mayor a 10 que se considera adecuado (Lin *et al.*, 2008).

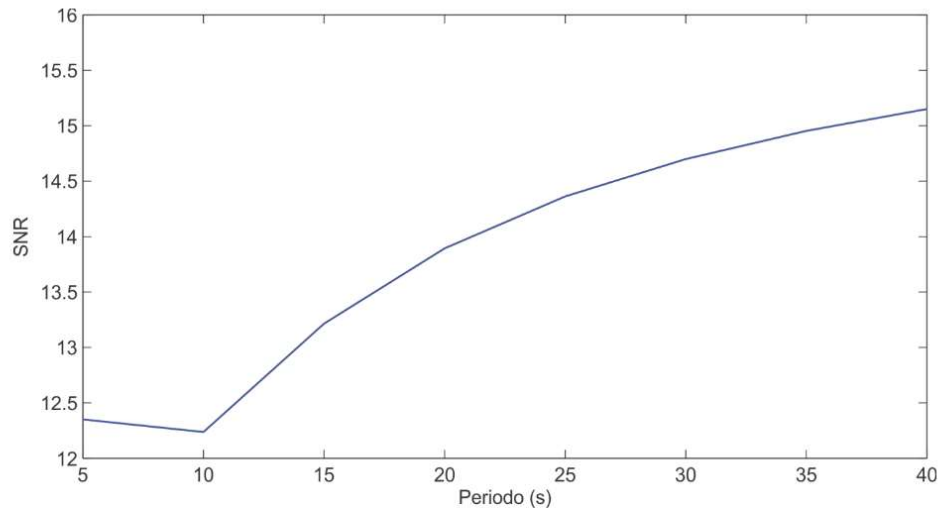


Figura 22. Cociente señal ruido (SNR) para el par MEDH.

4.4.3.3 Comparación con otras mediciones o estimaciones

Para finalizar con la evaluación de las mediciones, buscamos de forma cualitativa similitud con resultados previos. Visualmente se cotejaron los resultados de los mapas de dispersión por periodo de Gaité *et al.* (2012).

4.5 INVERSIÓN DE VELOCIDADES VS A PARTIR DE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN

Para obtener los perfiles de velocidad de onda S se llevó a cabo una inversión de la curva de dispersión, en este trabajo se empleó únicamente la velocidad de grupo, conforme al procedimiento siguiente:

1. Se selecciona la banda de frecuencia 0.1- 0.2 Hz, en la que se garantiza robustez de las funciones de Green.
2. Se define un modelo inicial o de referencia. El modelo adecuado para la región en cuestión es el propuesto por Iglesias *et al.* (2010). Los valores aproximados, y empleados, por región se muestran en las tablas 6 y 7. Se utilizan dos modelos, uno para el Terreno Guerrero y otro para la Franja Volcánica Trans-Mexicana.
3. Utilizando las relaciones empíricas propuestas por Brocher (2005) se obtienen los intervalos de valores de velocidad de onda P y densidad para completar el modelo inicial.

Tabla 6. Valores propuestos para la inversión de velocidad de grupo y fase en velocidad de onda S en el Terreno Guerrero

Capa	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)	Z (km)
Capa 1	4200-5600	2500-3300	2400-2600	0.250-10
Capa 2	5600-7300	3300-4200	2600-3000	10-30
Capa 3	7300-8500	4200-5000	3000-3500	30-60
Semiespacio	8500-9000	5000-5500	3500-4000	

Tabla 7. Valores propuestos para la inversión de velocidad de grupo y fase en velocidad de onda S en el Franja Volcánica Trans-Mexicana

Capa	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)	Z (km)
Capa 1	4200-5000	2000-3000	2400-2500	0.250-10
Capa 2	5000-6300	3000-3700	2500-2800	10-20
Capa 3	6300-7900	3700-4200	2800-3200	20-40
Semiespacio	7900-9000	4200-5000	3200-3500	

4. El perfil de velocidades s se calculó con el módulo Dinver del programa Geopsy (Wathelet *et al.*, 2004). El módulo es una implantación numérica de un algoritmo

de búsqueda del vecino más próximo, en cual se ubican modelos aceptables en el espacio de solución.

5. RESULTADOS

En esta sección se sintetizan e ilustran los cálculos de las curvas de dispersión y las estimaciones de las velocidades a lo largo de línea, casi recta, que definen las estaciones empleadas. Además, se muestra una comparación en el dominio de las frecuencias de un registro de velocidad y aceleración, con el fin de verificar que la técnica de interferometría se puede hacer satisfactoriamente independientemente del instrumento de medición (en una banda de frecuencia dada).

5.1 COMPARACIÓN VELOCIDAD-ACELERACIÓN.

La comparación de los registros de velocidad con los registros de aceleración se realizó en el dominio de las frecuencias, para revisar que el contenido espectral en el rango de frecuencias de análisis (0.1-0.2 Hz) de este trabajo fuera similar. Esta comparación es de gran importancia, ya que como se comenta en la Sección 1, la técnica de Interferometría sísmica es generalmente desarrollada con registros de velocidad.

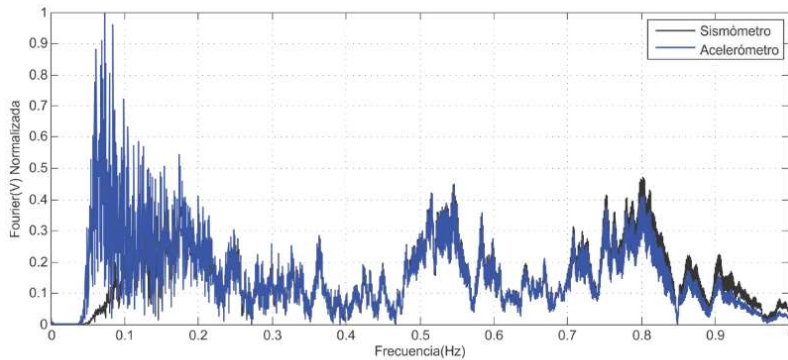


Figura 23. Comparación del contenido de frecuencias de los registros de velocidad (negro) y de aceleración (azul) de la estación PLIG.

Resultado de esta comparación en frecuencia de los registros de aceleración y velocidad, se puede concluir que el nivel de ruido en frecuencias mayores a 0.1 Hz o periodos menores a 10 segundos es similar y se puede realizar el análisis de ruido sísmico medido en acelerómetros. También, se desprende de esta comparación que en frecuencias menores a 0.1 Hz o periodos mayores a 10 segundos, el contenido frecuencial de las señales de aceleración es muy bajo y necesita explorarse la posibilidad de hacer una corrección por respuesta del instrumento para intentar utilizar los datos en dichas frecuencias (Figura 23).

5.2 CORRELACIONES CRUZADAS

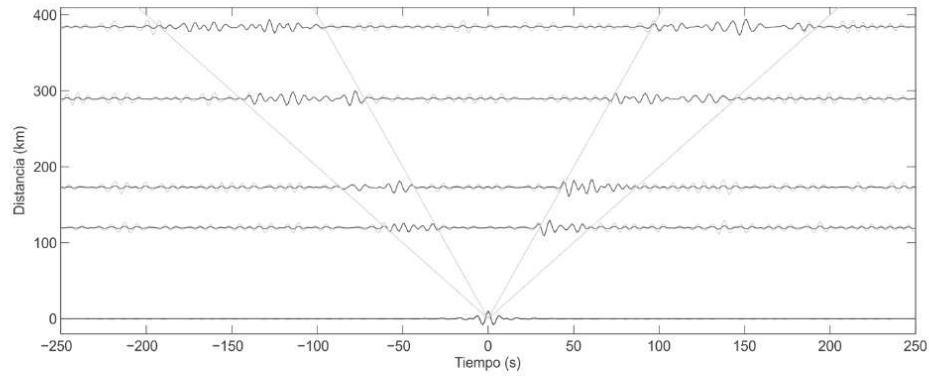


Figura 24. Correlaciones cruzadas a partir de la estación ACP2 hacia el norte. En gris esta la crosocorreación y en negro la misma crosocorreación multiplicada por un taper.

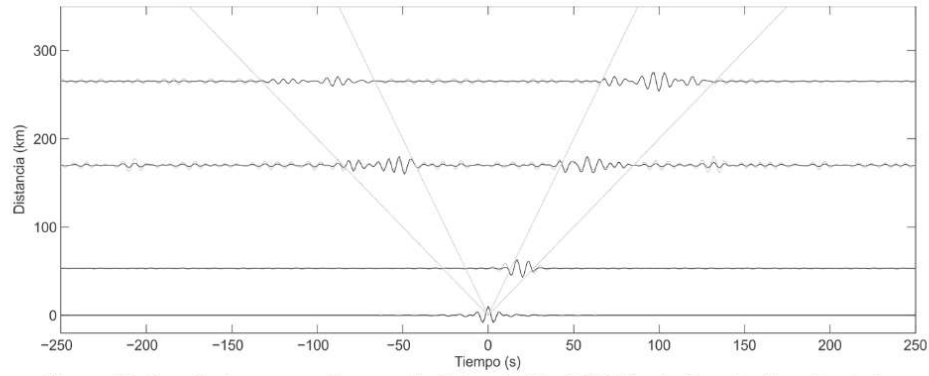


Figura 25. Correlaciones cruzadas a partir de la estación MEIG hacia el norte. En gris esta la crosocorreación y en negro la misma crosocorreación multiplicada por un taper.

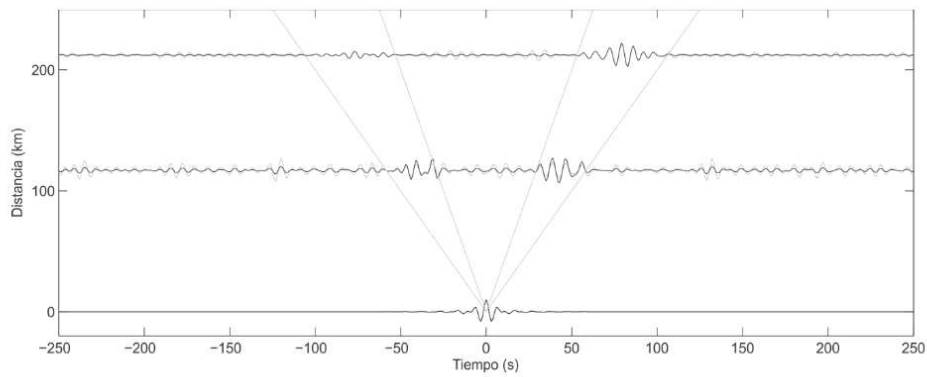


Figura 26. Correlaciones cruzadas a partir de la estación PLIG hacia el norte. En gris esta la crosocorreación y en negro la misma crosocorreación multiplicada por un taper.

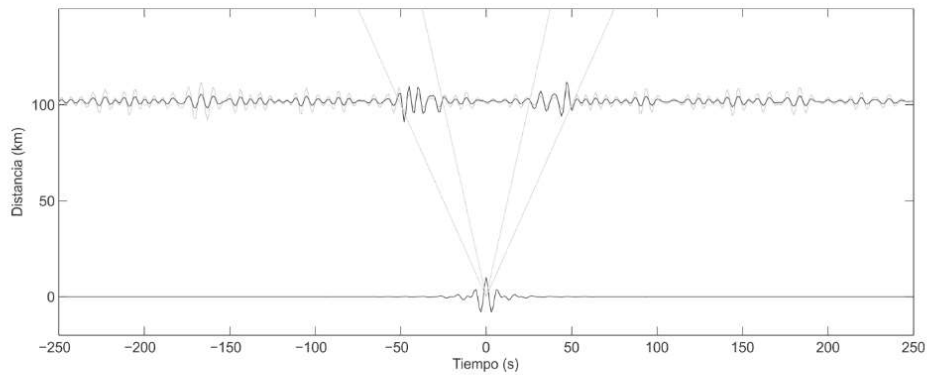


Figura 27. Correlaciones cruzadas a partir de la estación SCT2 hacia el norte. En gris esta la crosocorreación y en negro la misma crosocorreación multiplicada por un taper.

5.3 COMPARACIÓN INTEGRACIÓN

También se compararon los resultados de la técnica FTAN para las funciones de Green de datos de aceleración integrados una o dos veces. El objetivo de esta comparación es explorar la necesidad de integrar en frecuencia una vez la aceleración para llevarla a términos de velocidad, o integrar dos veces en frecuencia para llevarla a términos de desplazamiento y como afecta en la obtención de las curvas de dispersión.

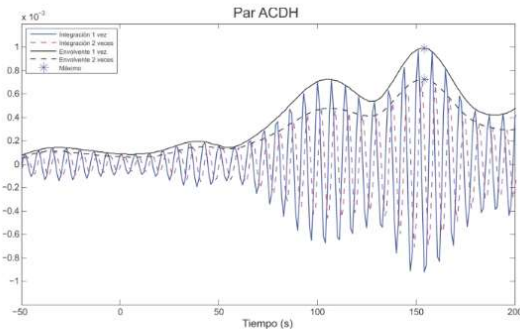


Figura 28. Comparación de la técnica FTAN para un periodo de 7 segundos de las croscorelaciones de los datos de aceleración integrados una vez e integrados dos veces.

Con esta comparación se puede concluir, que es indistinto el integrar una o dos veces la aceleración ya que la única diferencia que se obtiene es un desfase al ser una la derivada de la otra. Este desfase deja de ser importante al aplicar la transformada de Hilbert y buscar el máximo de la envolvente de la señal, ya que las envolventes son prácticamente iguales, y de ahí se toma la velocidad de grupo (Figura 28).

5.4 CURVAS DE DISPERSIÓN

A continuación se presentan las diez curvas de dispersión de velocidad de grupo y velocidad de fase obtenidas en este trabajo para cada par de estaciones. Las curvas de dispersión se estiman utilizando la metodología FTAN (sección 4.4) a partir de las funciones de Green obtenidas por la técnica de Interferometría sísmica (sección 4.3).

Se obtuvieron curvas de dispersión de velocidad entre periodos de 5 a 20 segundos, ver Figura 29. Se presentan de manera individual de 5 a 10, considerando por la comparación ilustrada en la Figura 23, donde se observó que el ruido en acelerómetros en periodos mayores a 10 segundos no está fielmente representado y requiere una investigación posterior.

En las curvas de dispersión donde la velocidad de fase, obtenida también por medio de la metodología de Bensen *et al* (2007), no corresponde con la relación descrita en la ecuación 21, se gráfico con una línea punteada.

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (21)$$

Generalmente en la Tierra la velocidad de fase aumenta monótonicamente con el periodo, por lo que $\frac{dc}{d\lambda} < 0$, esto quiere decir que la pendiente siempre es positiva y $U < c$ (Lay y Wallace, 1995).

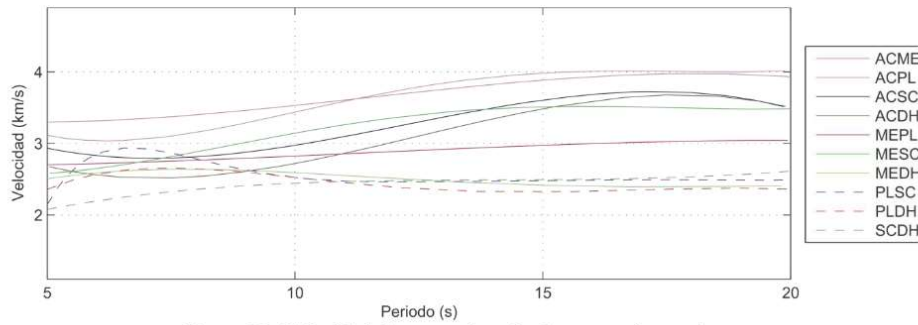


Figura 29. Velocidad de grupo de todos los pares de estaciones.

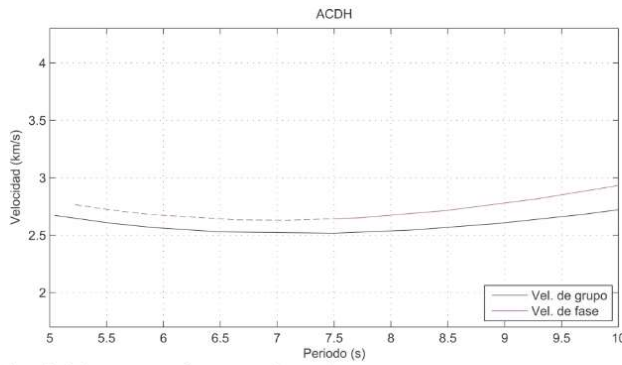


Figura 30. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones ACP2 y DHIG. En punteado esta velocidad de fase que no coincide con lo expuesto en la relación (21)

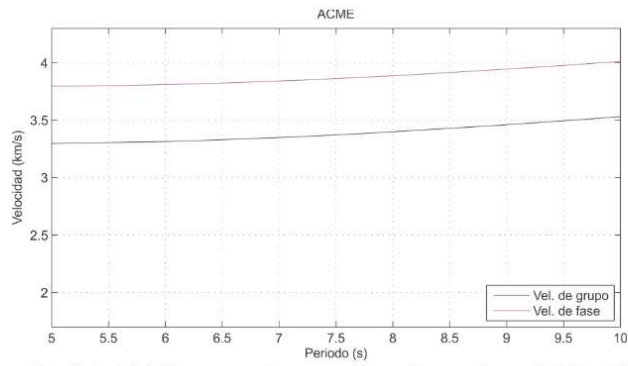


Figura 31. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones ACP2 y MEIG.

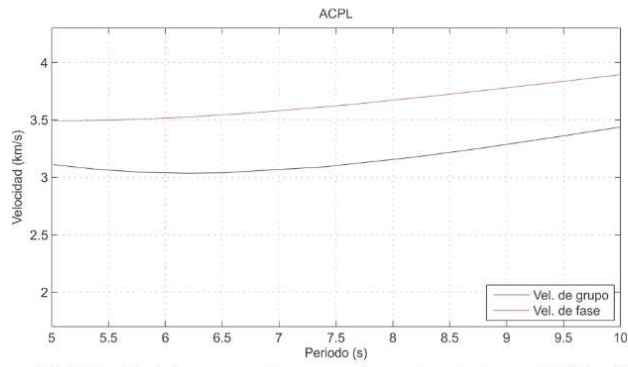


Figura 32. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones ACP2 y PLIG.

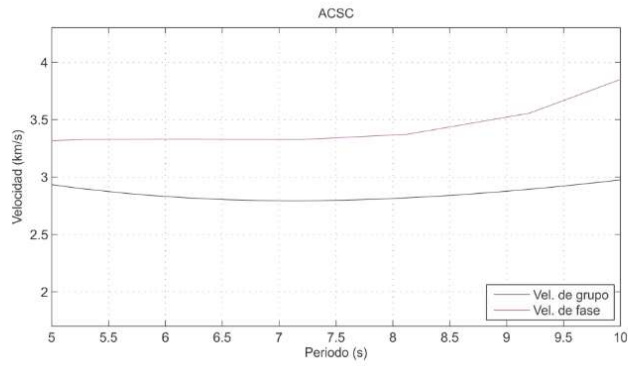


Figura 33. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones ACP2 y SCT2.

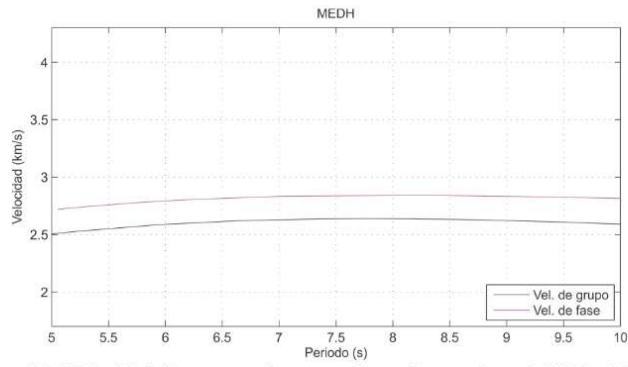


Figura 34. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones MEIG y DHIG.

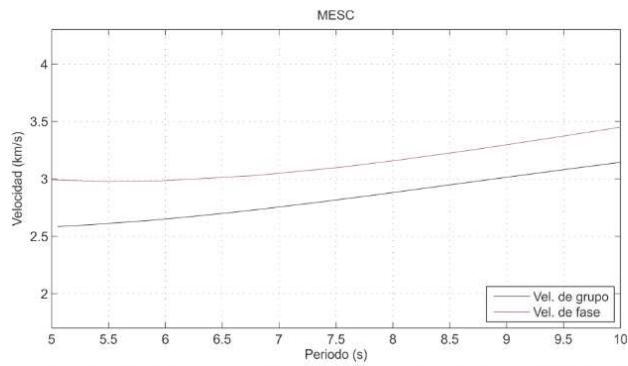


Figura 35. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones MEIG y SCT2.

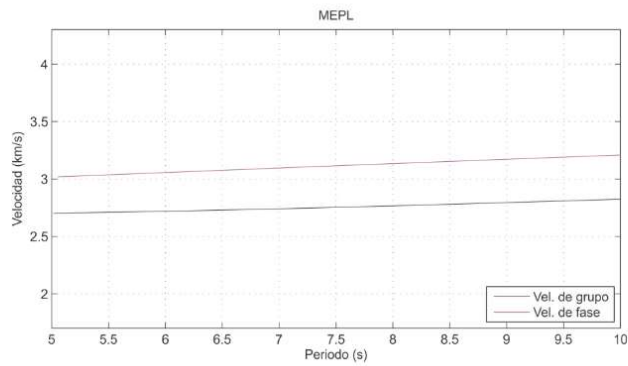


Figura 36. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones MEIG y PLIG.

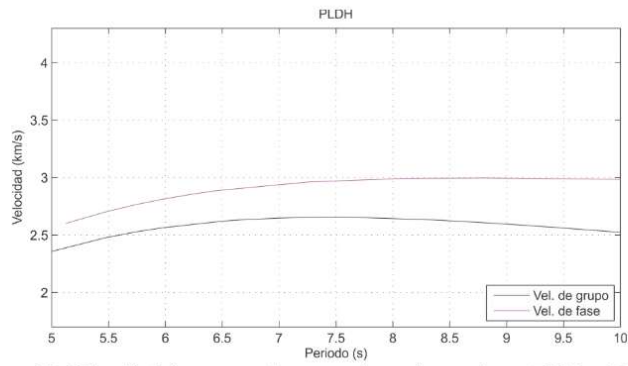


Figura 37. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones PLIG y DHIG.

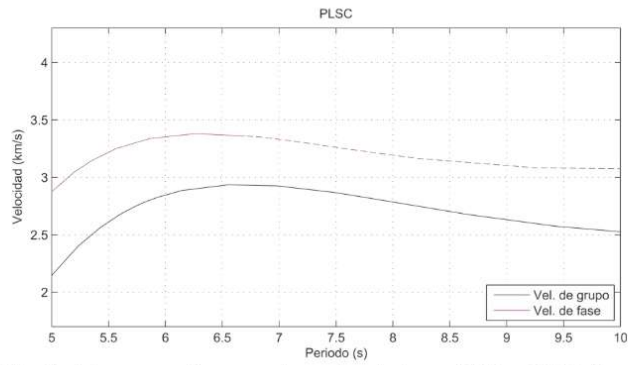


Figura 38. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones PLIG y SCT2. En puntado esta velocidad de fase que no coincide con lo expuesto en la relación (21)

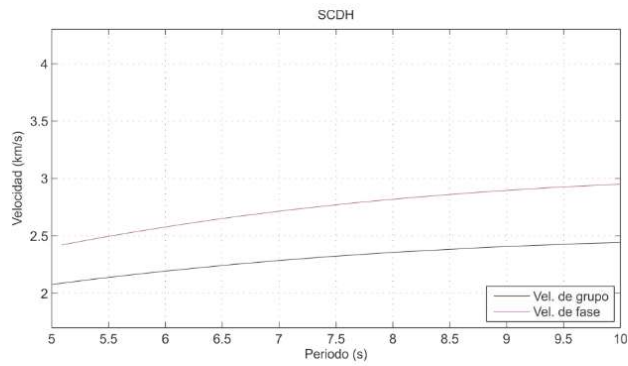


Figura 39. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones SCT2 y DHIG.

5.5 COMPARACIÓN CON TRABAJOS PREVIOS

Se compararon tres curvas de dispersión con trabajos previos en los que se encontró información. La primera comparación es de la curva de dispersión del par de estaciones ACP2 con SCT2, que se compara con la curva de velocidad de grupo obtenida por Campillo *et al* (1996) e Iglesias *et al* (2001) (Figura 36).

Por medio de distintas metodologías, en ambos trabajos obtienen la curva de dispersión entre la costa de Guerrero y estaciones localizadas en el campus de Ciudad Universitaria de la UNAM, en el caso de Campillo *et al* (1996), lo hacen con la estación UNM de GEOSCOPE, una red mundial de estaciones de banda ancha. En el trabajo de Iglesias *et al* (2001), se utiliza la estación CUIG de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional.

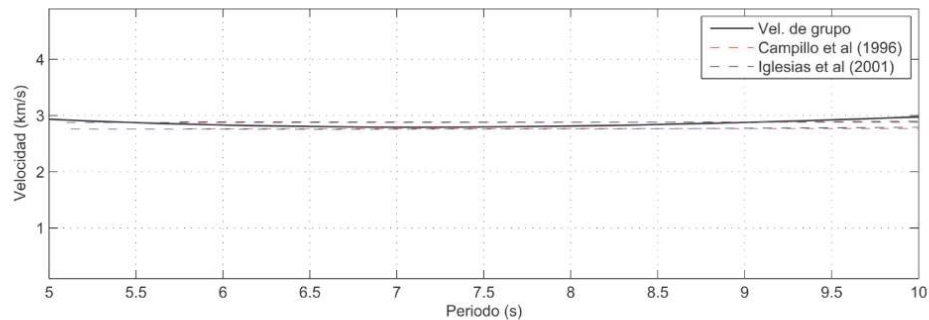


Figura 40. Velocidad de grupo y fase para el par de estaciones SCT2 y DHIG.

Como se puede observar en la Figura 40, hay muy buen acuerdo entre la curva calculada en este trabajo con las curvas obtenidas en 1996 y 2001.

También se realizaron dos comparaciones adicionales con curvas de dispersión sintéticas obtenidas a partir de perfiles de velocidad de onda S por Iglesias *et al* (2010). Solo se realizaron las comparaciones entre curvas de las estaciones ACP2 con MEIG y MEIG con PLIG que corresponde a dos de las estaciones más pequeñas y coinciden con el trayecto de los datos utilizados en dicho trabajo.

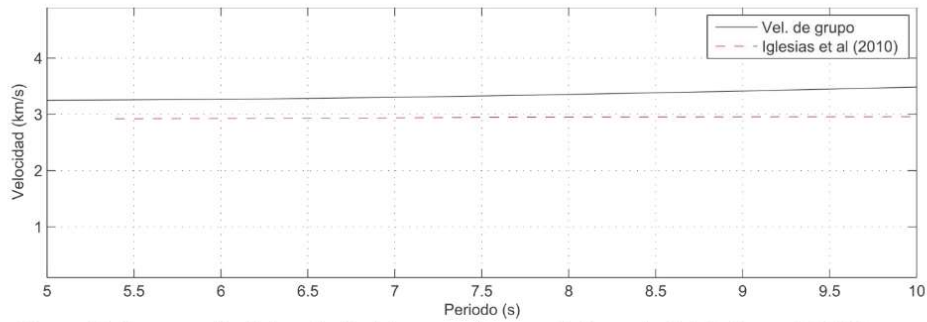


Figura 41. Comparación de la velocidad de grupo de este trabajo con la de Iglesias et al (2010) para el mismo trayecto.

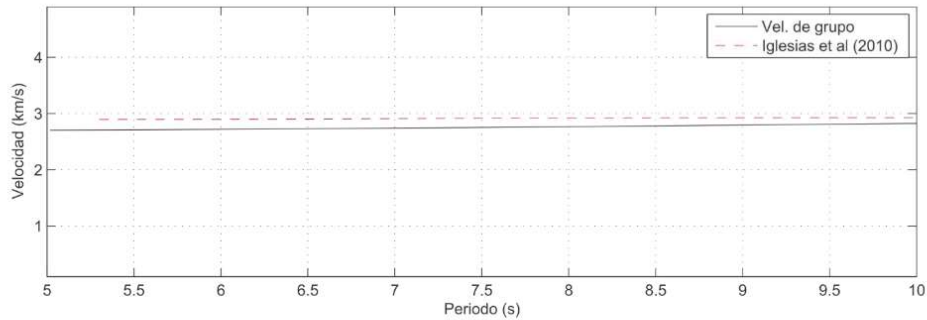


Figura 42. Comparación de la velocidad de grupo de este trabajo con la de Iglesias et al (2010) para el mismo trayecto.

Se observa que la velocidad calculada en este trabajo para el trayecto ACP2 - MEIG es mayor que la de Iglesias *et al* (2010) por 10% aproximadamente, también en este trabajo hay mayor variación conforme el periodo aumenta (Figura 41).

Para el caso de la comparación del trayecto MEIG - PLIG la velocidad calculada en este trabajo también es mayor pero solo por 5% aproximadamente, estando dentro de los rangos de incertidumbre para experimentos de este tipo (Figura 42).

5.6 ISOSISTAS RESPECTO A LA LATITUD

Las isosistas para los periodos de 5 a 10 segundos se calcularon con el propósito de mostrar la variación de la velocidad respecto a latitud por el cambio de la composición del terreno. Con esta imagen se puede comparar directamente con el trabajo previo realizado por Gaité *et al* (2012).

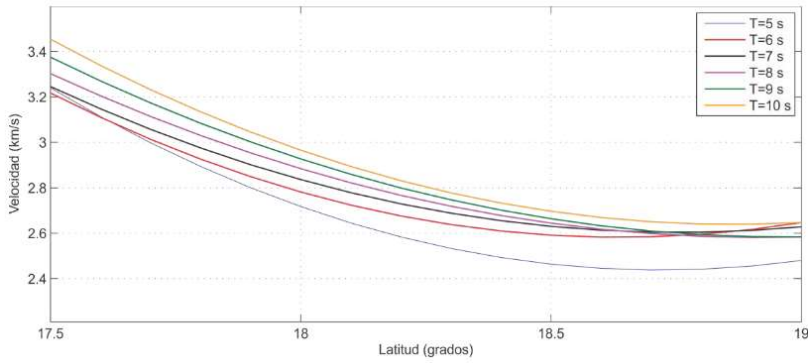


Figura 43. Variación de la velocidad de grupo y fase respecto a la latitud para los periodo de 5, 6, 7, 8, 9 y 10 s.

Se puede observar claramente, tanto en velocidad de grupo, como de fase, el cambio de velocidad gradual conforme se avanza de la costa de Guerrero a la Franja Volcánica Trans-Mexicana (Figura 43). Como se puede observar en la tabla 8 hay una diferencia aproximadamente del 12% entre los valores de velocidad de grupo y fase entre el Terreno Guerrero y la Franja Volcánica Trans-Mexicana, similar al 10% reportado por Gaité *et al.*, (2012) (Figura 44), en periodos de 10 segundos en adelante.

Tabla 8. Comparación de velocidad de grupo para un periodo de 10 segundos entre resultados de este trabajo y Gaité *et al.*, (2012)

	Este trabajo	Gaité <i>et al.</i> , (2012)
Terreno Guerrero	3.1 km/s	3 km/s
FVTM	2.7 km/s	2.8 km/s

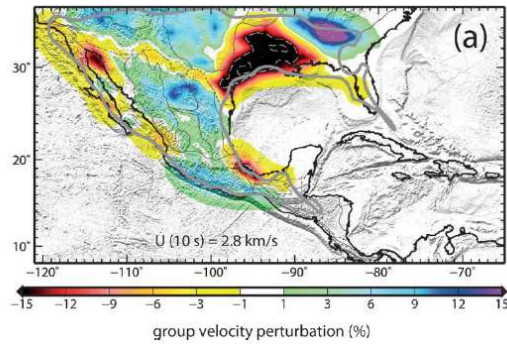


Figura 44. Perfiles Mapa de perturbación de velocidad de grupo para un periodo de 10 segundos (Gaité *et al.*, 2012).

5.7 MODELO CORTICAL

Se obtuvieron cinco perfiles de velocidad de onda P y de velocidad de onda S a partir de la inversión de la velocidad de grupo por medio del software Dinver (sección 4.5).

Los modelos de velocidad obtenidos están contenidos a lo largo línea que forman las estaciones sísmicas utilizadas en este trabajo. Dichos perfiles de velocidad están localizados a los 17.5°, 18°, 18.5°, 19° y 19.5° de latitud, para constatar la variación latitudinal de la velocidad de las ondas sísmicas por el cambio en el subsuelo.

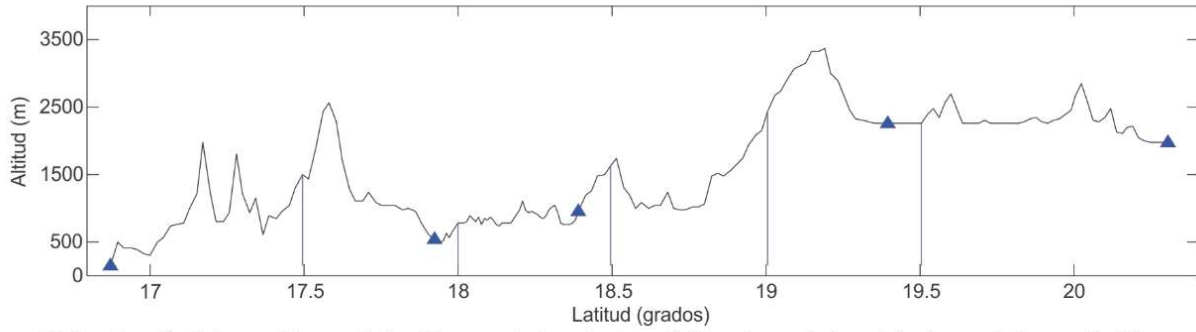


Figura 45. Localización de los modelos corticales (líneas azules) y estaciones (triángulos azules) combinadas con la topografía (línea negra).

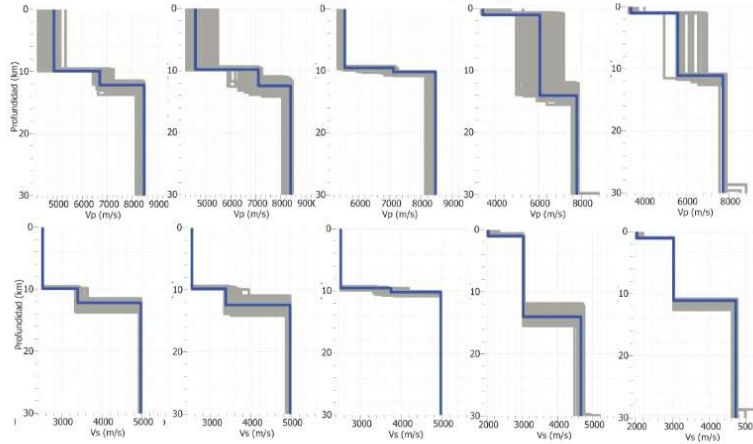


Figura 46. Perfiles de velocidad de onda P en las latitudes 17.5, 18, 18.5, 19 y 19.5 (arriba).
Perfiles de velocidad de onda S en las latitudes 17.5, 18, 18.5, 19 y 19.5 (abajo).

6. CONCLUSIONES

Se analizó la capacidad de medición de los acelerómetros (Tabla 4) y se comparó el contenido en frecuencias entre datos de velocidad y aceleración (Figura 23) encontrándose que acelerómetros pueden registrar ruido sísmico y este ruido tiene un contenido de frecuencias similar al medido en los sismómetros de banda ancha, por lo que se concluye que se puede utilizar el ruido sísmico medido en acelerómetros en la técnica de interferometría.

Para todos los apilados de las correlaciones cruzadas calculadas (Figuras 24 a 27) se encontró una mayor cantidad de energía, un pulso, en la ventana esperada de velocidad entre los 2 km/ y 4 km/s por lo que se procedió a hacer el análisis de FTAN.

Debido a la comparación de la Figura 23 solo se utilizó la banda de periodos de 5 a 10 segundos. Se obtuvieron resultados consistentes de velocidad de grupo de 5 a 20 segundos (Figura 29), pero para la velocidad de fase, solo se obtuvieron resultados físicamente posibles en la banda de periodos de 5 a 10 segundos, esto se atribuye a que para periodos mayores a 10 segundos la respuesta de los acelerómetros es dudable. En un par de casos la velocidad de fase (Figuras 30 y 38) tiene pendiente negativa lo que no coincide con lo observado en la corteza (Lay y Wallace, 1995), donde se ha observado que la velocidad de fase aumenta monotonicamente con el periodo.

Por lo descrito en el párrafo anterior de la velocidad de fase, se concluye que posiblemente la metodología propuesta por Bensen *et al* (2007) y Lin *et al* (2008) no es aplicable a este trabajo. Sin embargo, esto no afecta todas las mediciones de velocidad de grupo realizadas directamente de las envolventes de las correlaciones cruzadas.

Las comparación realizada para el trayecto ACP2 - SCT2 (Figura 40) con los trabajos previos (Campillo *et al*, 1996 e Iglesias *et al*, 2001) es satisfactoria, las diferencias al inicio y final de la banda de periodos de 5 a 10 segundos puede deberse a efectos de filtrado y los límites de grabación del aparato.

Para las comparaciones de los trayectos ACP2 - MEIG (Figura 41) y MEIG - PLIG (Figura 42), se obtuvieron velocidades similares pero mayores un 10%, estos valores están en los rangos de incertidumbre que se pueden esperar para un trabajo de esta naturaleza.

Se realizó la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo en el software Dinver, la profundidad estimada de mapeo para el intervalo que se tiene de periodos es de entre 20 km para 5 segundos y 40 kilómetros para 10 segundos correspondientes a la

longitud de onda de dichos periodos, suponiendo una velocidad de 4 km/s. Se obtienen resultados congruentes con estudios anteriores (Iglesias, *et al.*, 2010), con un ensanchamiento de una capa con velocidad de onda S de 5 km/s conforme se avanza hacia la FVTM. Se observan velocidades menores de onda P y onda S en los modelos correspondientes a la FVTM.

Todos los resultados obtenidos en este trabajo permiten reducir la incertidumbre epistémica en las mediciones de velocidad en los rangos estudiados. Este trabajo sienta las bases para poder realizar una tomografía a nivel regional, ya sea utilizando acelerómetros para frecuencias mayores 0.1 Hz y sismómetros para frecuencias menores a 0.1 Hz, o explorando la posibilidad de resolver el problema de la respuesta instrumental de los acelerómetros en frecuencias menores a 0.1 Hz para utilizar solo acelerómetros.

Como se comentó previamente, la cantidad de acelerómetros mas sismómetros (aprox. 100) midiendo en tiempo real que hay en el país hace atractiva la posibilidad de realizar estos estudios regionales combinando acelerómetros y sismómetros en un trabajo de posgrado.

La obtención de estructuras corticales coincidentes con modelos anteriores, también abre las puertas a que los trabajos de croscorelaciones de ruido ambiental empiecen a realizar la inversiones de las ondas superficiales, en este caso, ondas de Rayleigh, para obtener estructuras corticales, generalmente en la literatura solo se hacen mapas de variación de velocidad de grupo y fase. Se recomienda generar un algoritmo propio para reducir la incertidumbre que representa usar un software comercial.

Conocer y estudiar la estructura del interior de la Tierra es importante para poder mejorar la coexistencia con los fenómenos naturales que se desarrollan en nuestro planeta. El dar continuidad a las bases sentadas en este trabajo es importante para poder simular de manera integral la dinámica de los movimientos de la tierra en México y en el centro del país, donde como se comentó en la Sección 2 vive la mitad de la población y se genera más de la mitad del Producto Interno Bruto, esto, con el fin de poder evaluar de mejor manera el peligro y riesgo asociado a la sismicidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.H., 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.
- Bland, H. (2006). An analysis of passive seismic recording performance, CREWES Research Report, 18.
- Brocher, T. M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bull Seismol Soc Am*, vol. **95** no. 6, 2081-2092.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., Hermann, R. B. (1996). Crustal structure of south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geof. Int.*, **35** No. 4 p.p. 361-370.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America Special Paper*, **436**, 279-308.
- Chávez-García, F. J. and Quintanar, L. (2010), Velocity structure under the Trans-Mexican Volcanic Belt: preliminary results using correlation of noise. *Geophys J Int*, **183**, 1077–1086.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry – Turning noise into signal, *The Leading Edge*, **25**, 1082-1092.
- Feldman, M., (2011). Hilbert transform in vibration analysis. Tutorial Review. *Mech Syst Signal Process*. Vol. **25**, Issue 3, 735-802.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction Zone, *Tectonophysics*, **522-523**, 122-149.
- Gaite, B., Iglesias, A., Villaseñor, A., Herráiz, M., Pacheco, J.F. (2012). Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography. *Geophys J Int*, **188**, 1413–1424.
- Gross, J. C. (2010). *Broadband seismic noise: classification and Green's function estimation* (Tesis doctoral). Karlsruher Inst. für Technologie, Alemania.

- Guzmán-Speziale, M. (2001), Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary, *Tectonophysics*, **337**, 39-51.
- Havskov, J., Alguacil, G. (2006) Instrumentation in Earthquake Seismology. Países Bajos, Springer, Primera edición.
- Herrmann, R. B. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bull Seismol Soc Am.* **63**, 703-711.
- 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**, B06307.
- Iglesias, A., Cruz-Atienza, V.M., Shapiro, N.M., Singh, S.K., Pacheco, J.F. (2001). Crustal Structure of South-Central Mexico Estimated from the Inversion of Surface Wave Dispersion Curves using Genetic and Simulated Annealing Algorithms. *Geof. Int.*, **40** No. 3 p.p. 181-189.
- Kostoglodov, V., Pacheco, J.F. (1999). Cien años de sismicidad en México, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
<http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Lay, T., Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*, San Diego, E.U.A., Ed. Academic Press.
- Lee, M.W., (1986). *Spectral whitening in the frequency domain*. U.S. Geological Survey Open File Report, 86-553.
- Levshin, A.L., Yanovskaya, T.B., Lander, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M.P., Ratnikova, L.I., Its, E.N., (1989). *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, Massachusetts, E.U.A. Ed. Keilis-Borok, V.I., Kluwer.
- Liang, C., Langston C. A. (2008). Ambient seismic noise tomography and structure of eastern North America, *J Geophys Res*, **113**, B03309.
- Lin, F., 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**, 281-298.

- 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.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., Thatcher, W. (1970). Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México. Resultados preliminares, *Geofisc Int*, **10**, 37-48.
- Martini, M., (2010). *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoncán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano* (Tesis doctoral). Centro de Geociencias, UNAM, México.
- Martini, M., Ferrari, L., López Martínez, M., Valencia, V. (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, Southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**, 412-430.
- Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., Shapiro N.M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps, *Geochem., Geophys., Geosys.*, **8**, Q08010.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., Galetti, E. (2012). Seismic Interferometry and Ambient Noise Tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists Association (PGA)*, **123**, Issue 1, 74-86.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981) Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance. *Geofisc Int*, **20**, 112-131.
- Ramírez T., Kostoglodov V., Urrutia-Fucugauchi, J. (2010). Overview of Recent Tectonic Deformation in the Mexican Subduction Zone. *Pure Appl Geophys*, Manuscript Number PAAG-320
- Scherbaum, F., 2001, *Of Poles and Zeros, Fundamentals of Digital Seismology*. Países Bajos, Springer. Segunda Edición.
- Schuster, G.T. (2009). *Seismic Interferometry*, New York, E.U.A., Ed. Cambridge Press.
- Shapiro, N. M., Campillo, M (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys Res Lett*, **31**, L07614.
- Shearer, P.M. (2009), *Introduction to seismology*. Cambridge, U.K. Ed. Cambridge University Press.

- Stein, S., Wysession, M. (2003) *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Massachusetts E.U.A., Ed. Blackwell Publishing.
- The SMA network (n. d.) Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan. Consultado en: <http://www.earth.sinica.edu.tw/~smdmc/sma1/smaintro.htm>
- 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.
- 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.
- Verbeke, J., 2012. *High resolution anisotropic imaging of the central european crust from phase and group velocities using ambient noise surfaces waves* (Tesis doctoral). Universite Joseph Fourier, Grenoble, Francia.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, **93**, 254301, 1-4.
- Wapenaar, K., Fokkema, J. (2006) Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, **71**, SI33-SI46.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surf Geophys*, **2**, 211--221.
- Yao, H., Van Der Hilst, R. D., De Hoop, M. V. (2006) Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps. *Geophys J Int*, **166**, 732-744.

ANEXO 1 LA CROSCORRELACIÓN O CORREACIÓN CRUZADA

La crosacorrelación es una medida de la similitud entre dos señales, frecuentemente usada para encontrar características relevantes en una señal (desconocida) por medio de la comparación con otra (que si se conoce). La crosacorrelación tiene una naturaleza similar a la operación convolución. La diferencia estriba en que la primera no involucra una inversión de señal como ocurre en la convolución.

Propiedades de la crosacorrelación

La crosacorrelación se relaciona con la convolución de la siguiente manera:

$$f \star g = f^*(-t) * g \quad A1.1$$

Si f es Hermitiano, entonces

$$f \star g = f * g \quad A1.2$$

También

$$(f \star g) \star (f \star g) = (f \star f) \star (g \star g) \quad A1.3$$

Análogo al teorema de la convolución la crosacorrelación satisface:

$$F\{f \star g\} = (F\{f\})^* \cdot F\{g\} \quad A1.4$$

donde F denota la transformada de Fourier y el asterisco indica el conjugado complejo.

ANEXO 2 LA TRANSFORMADA DE HILBERT

La transformada de Hilbert (TH) considera cualquier señal como el producto de dos funciones independientes, una relativa a la amplitud, o envolvente y la otra relacionada a la fase instantánea. Por lo que la función puede ser representada como fluctuaciones armónicas moduladas en la amplitud y fase.

La TH es una transformada integral:

$$H[x(t)] = \tilde{x}(t) = \pi^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad \text{A2.1}$$

En el contexto de análisis de señales, la interpretación de la función conjugada de la TH, da la representación analítica de de la señal $X(t)$:

$$X(t) = |X(t)|[\cos\psi(t) + j\text{sen}\psi(t)] = A(t)e^{j\psi(t)} \quad \text{A2.2}$$

Se puede determinar la amplitud instantánea (envolvente)

$$A(t) = \pm|X(t)| = \pm\sqrt{x^2(t) + \tilde{x}^2(t)} = \pm e^{\text{Re}[\ln X(t)]} \quad \text{A2.3}$$

y su fase instantánea

$$\psi(t) = \arctan \frac{\tilde{x}(t)}{x(t)} = \text{Im}[\ln X(t)] \quad \text{A2.4}$$

Propiedades de la transformada de Hilbert

La transformada de Hilbert es una operación lineal.

$$h[a_1x_1(t) + a_2x_2(t)] = a_1\tilde{x}_1(t) + a_2\tilde{x}_2(t) \quad \text{A2.5}$$

La doble transformada da la función original con el signo contrario

$$H(H(u)) = -u \quad \text{A2.6}$$

La derivada de la transformada de Hilbert es la transformada de la derivada

$$H\left(\frac{du}{dt}\right) = \frac{d}{dt}H(u) \quad \text{A2.7}$$

La transformada de Hilbert de una convolución es la convolución de la transformada de Hilbert en cualquier factor

$$H(u * v) = H(u) * v = u * H(v) \quad \text{A2.8}$$