



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“COMPARACION CUANTITATIVA DE MODELOS EXISTENTES
PARA PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS EN EL
TERRITORIO MEXICANO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

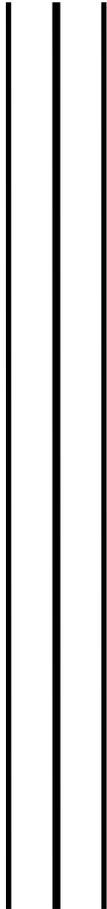
P R E S E N T A:

KETZALLINA FLORES IBARRA

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. VALA HJÖRLEIFSDÓTTIR

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, 2015.



Agradecimientos

Quiero dedicar este trabajo principalmente a Estelita que siempre ha estado conmigo, que me ha apoyado y dado consejo a lo largo de toda mi vida. Te amo y jamás terminaré de agradecer todo lo que has hecho para hacerme feliz.

Agradezco la paciencia e interés que mi tutora, la doctora Vala Hjörleifsdóttir me ha brindado, por apoyarme tanto académicamente como anímicamente y abrir mi panorama de vida. Me siento afortunada de conocerla, pienso que es un gran ser humano, una excelente profesora y una investigadora excepcional.

Quiero dar gracias a Oscar Flores González por brindarme una infancia feliz y cosechar en mí los deseos de ser parte de la UNAM. Lo quiero mucho y me siento orgullosa de ser su hija.

Estoy segura que sin el apoyo de mis dos familias: Flores González e Ibarra Rodríguez, no hubiera podido concluir mis estudios de licenciatura, a cada uno de los integrantes los adoro y me siento afortunada de ser parte de ellos.

A la familia Castañeda Macías quienes me apoyo y abrieron las puertas de su hogar aún con el poco tiempo que tenían de conocerme. En especial agradezco a Esteban, quién ha sido mi más grande amigo y compañero, no sólo de escuela sino de vida. A su lado soy una mejor persona.

También agradezco a mis sinodales, cada uno es parte de mi vida de una forma especial: al M.C. David Escobedo por ser mi guía al iniciar mis estudios en la Facultad de Ingeniería. Al doctor Víctor M. Cruz Atienza quien me encamino al área de sismología y me presento a la doctora Hjörleifsdóttir. Al doctor Gerardo Suarez que me inspira a seguir sus pasos y al doctor Leonardo Ramírez por los consejos que me da.

A mis buenos amigos de carrera, Raymundo, Jonathan, Geovanni, Aideliz, Betty, Emmanuel, Marianna... y todos los compañeros de generación. Pienso en los buenos momentos que pasamos y en mi rostro se dibuja una sonrisa.

Agradezco a Alinne y Félix, por el gran apoyo que me han brindado y por los ratos que hemos compartido. Me siento entusiasmada por continuar trabajando a su lado.

Además doy gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) por apoyar este proyecto. A ExxonMobil y al Institute of International Education por aportar fondos para concluir mi titulación con la beca ExxonMobil para la Investigación 2015 (BEI).

Finalmente agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por la educación que recibí, probablemente sin ella yo no hubiera continuado con mis estudios, a la Facultad de Ingeniería por ser mi segunda casa y al Instituto de Geofísica sitio que me permite conocer la labor científica y que me apoyo económicamente con el Programa de Becas Para Estudiantes de Licenciatura.

Resumen

En este trabajo se evalúa la capacidad predictiva del modelo de velocidades de manto S362ANI (Kustowski, Ekström, & Dziewonski, 2008) en conjunto con el modelo de la corteza Crust 2.0 (Bassin, Laske, & Masters, 2000). La evaluación se concentra en identificar zonas geográficas y períodos donde sismogramas sintéticos sean similares a sismogramas observados.

Se generaron sismogramas sintéticos usando un método de elementos espectrales (SPECFEM3D_GLOBE), que usa parámetros de la fuente de sismos reales registrados por las estaciones del SSN. Los sismogramas sintéticos y sismogramas observados se comparan usando una técnica de ventaneo múltiple (*Thompson, 1982*) en términos de una función de transferencia. La técnica está basada en un grupo de ventanas específicas llamadas “prolate spheroidal eigentapers”. La función de transferencia proporciona el desfase y cociente de amplitud entre los sismogramas sintéticos y observados en función de frecuencia. Posteriormente se realiza un promedio de las medidas de ventaneo múltiple para cada evento.

Se presentan las medidas de ventaneo múltiple (desfase y cociente de amplitud) para 16 parejas de sismogramas sintéticos y observados de un sismo de 21 de enero de 2012. Además se muestran el desfase en cuatro periodos (20 s, 40 s, 50 s y 70 s) de tres eventos: 21 de enero de 2012, 21 de marzo del 2012 y 1 de mayo del 2012.

Nuestros resultados revelan que los sismogramas sintéticos y observados son más semejantes en periodos largos. Debido a que para un periodo de 67.1 s, 63 % de desfases se encuentran en un intervalo de -20 a 20 segundos, para un periodo de 50.3 s, 60 % y para el periodo 18.3 s, el 43 % de los desfases se encuentran en este intervalo. La zona donde el modelo predice mejor el comportamiento de las ondas es cerca de la costa de Chiapas, ya que los promedios que calculamos para esta región están dentro del intervalo de 2s a 4s. Además los sismogramas que se generan del evento (21 de enero de 2012) tienen medidas de ventaneo múltiple cercanas a cero en 40 s, 50 s y 70 s.

Summary

In this thesis we investigate to which degree the mantle speed model S362ANI (Kustowski, Ekström & Dziewonski, 2008) together with the crustal model of the Crust 2.0 (Bassin, Laske, & Masters, 2000) can be used to produce realistic synthetic seismograms. The evaluation focuses on identifying geographic areas and periods where synthetic seismograms are similar to observed seismograms.

Synthetic seismograms were generated using a spectral element method (SPECFEM3D_GLOBE). We use source parameters for earthquakes recorded by stations of the Servicio Sismológico Nacional (SSN) for the simulations. Synthetic seismograms and observed seismograms were compared using a multi-taper technique (Thompson, 1982) in terms of a transfer function. The technique is based on a specific group of windows called "prolate spheroidal eigentapers". The transfer function provides the amplitude anomaly and the time-shift between the observed and synthetic seismograms versus frequency. We then average the multi-taper measurements.

We show multi-taper measurements (the amplitude anomaly and the time-shift) for 16 pairs of observed and synthetic seismograms of an earthquake of January 21, 2012. In addition we show the time-shift three of events: January 21, 2012, March 21, 2012 and May 1, 2012, in four periods (20 s, 40 s, 50 s and 70 s).

Our results reveal that the observed and synthetic seismograms are more similar at long periods. We observe that for a period of 67.1 s, 63% of time-shift are in a range of -20 to 20 seconds, for a period of 50.3 s, 60% and for a period of 18.3 s period, 43% of the time-shift are in this range. The area where the model better predicts the behavior of the waves is near the coast of Chiapas, since the averages calculated for the region are within the range of 2s to 4s. Furthermore, seismograms generated for an event occurring there on January 21, 2012 has averages of multi-taper measurements close to zero in 40 s, 50 s and 70 s.

Índice

Índice	5
Índice de Figuras	7
1 Introducción	9
2 Fundamentos teóricos	11
2.1 Marco geológico.....	11
2.1.1 Estructura de la Tierra	11
2.1.2 Estructura del territorio mexicano.....	13
2.2 Ondas superficiales	16
2.2.1 Onda Rayleigh en un semi-espacio	16
2.2.2 Ondas Love en una capa sobre un semi-espacio	20
2.2.3 Dispersión de ondas Love.....	22
2.3 Dispersión.....	24
2.3.1 Velocidad de fase y grupo	24
2.4 Patrón de radiación para ondas superficiales.....	24
3 Metodología	27
3.1 Datos	27
3.2 Propagación de ondas.....	28
3.3 Modelo de velocidades del manto.....	29
3.3.1 Modelo 1-D de referencia	29
3.4 Modelo de corteza	30
3.5 Ventaneo Múltiple	30
3.5.1 Ventana	31
3.5.2 Combinando medidas	33
3.5.3 Elección de periodos	34
4 Resultados	36
4.1 Descripción de gráficas de medidas de ventaneo múltiple.	37
4.1.1 Estaciones con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos.	38

4.1.2	Estaciones con medidas de ventaneo múltiple con diferencias por arriba de 0.05 Hz.	46
4.1.3	Estaciones con anomalías de amplitud similares y desfase distinto.....	58
4.2	Medida de desfase de tiempo para tres eventos	64
4.2.1	Desfases para el evento del 21 de enero del 2012.	64
4.2.2	Desfases para el evento del 21 de marzo del 2012.....	67
4.2.3	Desfases para el evento del 1 de mayo del 2012.....	69
5	Discusión	72
5.1	Desfases por periodo	72
5.2	Promedios de desfases por evento	74
6	Conclusiones.....	76
7	Bibliografía	77

Índice de Figuras

Figura 1. Mapa simplificado de tectónica en el territorio mexicano y sus alrededores tomado de Gaité et al (2015).....	13
Figura 2. Secciones de estudio del artículo Gaité et al (2015).	14
Figura 3. Profundidad del Moho en las secciones estudiadas en el artículo de Gaité et al (2015). 15	
Figura 4. Geometría para la propagación de las ondas superficiales.....	17
Figura 5. Desplazamiento de las ondas Rayleigh.	19
Figura 6. Geometría para ondas Love sobre un semi-espacio (Shearer, 2009).	21
Figura 7. Desplazamiento de las ondas Love.....	22
Figura 8. Solución gráfica de la relación de dispersión para ondas Love en una capa sobre un semi-espacio (2.25).	23
Figura 9. Mecanismos focales y sus correspondientes patrones de radiación de amplitud.....	26
Figura 10. Estaciones del SSN.....	27
Figura 11. Función caja (Hjorleifsdottir, 2007)	32
Figura 12. Figura 3.3: Prolate Spheroidal Eigentapers (Hjorleifsdottir, 2007).	32
Figura 13. Número de estaciones usadas para distintos periodos de tres distintos eventos (evento 1 color rojo, evento 2 azul y evento 3 verde). En el eje horizontal se muestra los periodos y en el vertical el número de estaciones. En el rango de 10s a 200s el evento descrito con evento 1 usa 5 estaciones, para el mismo rango de periodo el evento 2 usa 13 estaciones. Finalmente en el evento 3, en el rango de 10s a 90s existen 10 estaciones, para periodos mayores el número de estaciones disminuye.	35
Figura 14. Estaciones con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos.	38
Figura 15. Estación LNIG con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos	41
Figura 16. Estación MMIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.	42
Figura 17. Estación MEIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.	43
Figura 18. Estación PLIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.	44
Figura 19. Estación ZIIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.....	45
Figura 20. Estaciones con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.05 Hz.	46
Figura 21. Estación ARIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.07 Hz.	50
Figura 22. Estación CAIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.07 Hz.	51

Figura 23. Estación CJIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.	52
Figura 24. Estación LPIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.	53
Figura 25. Estación PNIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.09 Hz.	54
Figura 26. Estación TLIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.08 Hz.	55
Figura 27. Estación TPIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.	56
Figura 28. Estación TSIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.05 Hz.	57
Figura 29. Estaciones con anomalías de amplitud similares y desfase distinto entre los sismogramas sintéticos.	58
Figura 30. Estación HUIG con desfases es 10 s a 100 s.....	60
Figura 31. Estación MYIG con un rango de 25s de desfases.	61
Figura 32. Estación SCIG con desfases en un rango de 8 s.....	62
Figura 33. Estación ARIG con diferencia de desfase constante entre los sismogramas.	63
Figura 34. Desfase para el evento del 21 de enero del 2012 para 20 s(a), 40 s(b) , 50 s (c) y 70 s(d).	66
Figura 35. Evento del día 21 de marzo del 2012 con los periodos 20 s (a), 40 s (b), 50 s(c) y 70 s(d)	69
Figura 36. Evento del día 1 de mayo del 2012 para los periodos 20 s (a), 40 s (b), 50 s (c) y 70 s (d).	71
Figura 37. Desfase para eventos ocurridos en el año 2012.	73
Figura 38. Medidas de desfase para eventos ocurridos en el año 2012.....	75

1 Introducción

Los sismogramas sintéticos calculados para modelos de velocidades sísmicas 3D son cada vez más importantes en sismología y con los grandes avances en la computación de los últimos años son más accesibles a la comunidad (por ejemplo: en la detección de sismos atípicos (Solano, 2013), en métodos de inversión del tensor de momento sísmico, etc.). Los ingredientes necesarios para generar los sismogramas sintéticos son: un modelo de velocidades sísmicas, información sobre las fuentes y las estaciones, además un algoritmo numérico de propagación de ondas.

Existe una variedad de modelos de velocidades de ondas sísmicas para México, ya sean regionales o globales. En varios de ellos la velocidad sólo varía con la profundidad (1D), otros tienen cambios de velocidad en la profundidad y en una dirección lateral (2D), también hay modelos que varían tanto en profundidad como en las dos direcciones laterales.

El propósito de este trabajo es evaluar el modelo de manto S362ANI (Kustowski, Ekström, & Dziewonski, 2008) en conjunto con el modelo de la corteza Crust 2.0 (Bassin, Laske, & Masters, 2000), aplicando la metodología propuesta en los trabajos de *Hjörleifsdóttir*, (2007) y *Rocher*, (2012) para evaluar modelos de velocidades sísmicas. La evaluación se concentra en identificar zonas geográficas y periodos donde los sismogramas sintéticos sean similares a los sismogramas observados. Los sismogramas sintéticos se calculan usando un método de elementos espectrales (SPECFEM3D_GLOBE), que usa parámetros de la fuente de sismos reales. Los sismogramas sintéticos y sismogramas observados se comparan usando una técnica de ventaneo múltiple (Thompson, 1982) en términos de una función de transferencia. La técnica está basada en un grupo de ventanas específicas llamadas “prolate spheroidal eigentapers”. La función de transferencia proporciona el desfase y cociente de amplitud entre los sismogramas sintéticos y observados en función de la frecuencia.

En el capítulo 2, se plantean los fundamentos teóricos necesarios para interpretar los resultados obtenidos en el trabajo. Se presenta el marco geológico de México, además se plantea la teoría básica de las ondas superficiales, dispersión y patrón de radiación. La metodología del trabajo se explica en el capítulo 3; se describe el origen de los datos usados y las

características del modelo de manto S362ANI (Kustowski, Ekström, & Dziewonski, 2008) y Crust 2.0 (Bassin, Laske, & Masters, 2000). Además se plantean las bases teóricas de la técnica de ventaneo múltiple. En el capítulo 4 se muestran los resultados, usando gráficas donde se observan las medidas de desfase y cociente de amplitud. También se presentan el desfase para tres diferentes eventos en distintos periodos usando mapas, con el fin de identificar las zonas donde el desfase sea más cercano a cero. En capítulo 5 se realiza una discusión sobre la ubicación geográfica de las medidas que muestran menor diferencia entre sismogramas sintéticos y observados. Además se presentan los periodos donde las medidas de ventaneo múltiple son menores. Finalmente en el capítulo 6, se puntualizan los objetivos alcanzados en esta tesis y los trabajos futuros que se sugieren realizar para continuar con el estudio.

2 Fundamentos teóricos

2.1 Marco geológico

2.1.1 Estructura de la Tierra

El planeta Tierra puede ser descrito por su composición química (ver resumen en *Tarbuck et al, 2009*), se divide en tres capas; corteza, manto y núcleo.

La *corteza*, es la capa rocosa externa y más delgada en comparación a las otras capas. Se divide lateralmente en corteza oceánica (70%) y corteza continental (30%). La corteza oceánica tiene alrededor de 7 kilómetros de grosor y está compuesta por basaltos. Por otro lado la corteza continental tiene un grosor medio de entre 35 y 40 kilómetros, pero puede superar los 70 kilómetros en algunas regiones montañosas. La corteza continental no tiene una composición uniforme ya que en ella se encuentran muchos tipos de roca.

El *manto* forma el 82% del volumen de la Tierra. Es una envoltura rocosa sólida que se encuentra después de la corteza hasta una profundidad de 2900 kilómetros. El límite entre la corteza y el manto representa un cambio de composición química, esta zona se caracteriza por su abundante contenido de peridotita.

El *núcleo*, se encuentra en el centro del planeta. Su composición es una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre.

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento en la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad, que afecta las propiedades físicas y, por lo tanto, al comportamiento mecánico de los materiales terrestres. Cuando una sustancia se calienta, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica (resistencia a la deformación) se reduce. Además con el

aumento en presión, aumenta la densidad de fierro y magnesio, hasta el núcleo que se supone está formado de fierro y níquel.

Por otra parte la Tierra puede dividirse en cinco capas principales en función de sus propiedades físicas y, por lo tanto según su resistencia mecánica: *litósfera*, *astenósfera*, *mesósfera (manto inferior)*, *núcleo externo* y *núcleo interno*.

Litósfera, es la capa externa relativamente rígida y fría de la Tierra que está compuesta por la corteza y el manto superior. La litosfera tiene un grosor medio de unos 100 kilómetros pero puede alcanzar 250 kilómetros debajo de porciones más antiguas de continentes. Cerca de las dorsales oceánicas, la litosfera tiene un grosor de tan solo unos pocos kilómetros.

La *Astenósfera* se encuentra en el manto superior, debajo de la litosfera hasta una profundidad aproximada de 660 kilómetros, es una capa con comportamiento plástico.

La *Mesósfera o manto inferior*, se encuentra entre 660 y 2 900 kilómetros de profundidad. Las rocas en la mesosfera son muy calientes y son capaces de fluir de una manera muy gradual.

El núcleo se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas, llamadas: *núcleo interno* y *externo*. El *núcleo interno* es una capa líquida de 2 270 kilómetros de grosor. Las corrientes convectivas del hierro metálico de esta zona, son las generadoras del campo magnético de la Tierra.

Finalmente el *núcleo externo* es una esfera de radio 1 216 kilómetros. Debido a la enorme presión esta parte se comporta como un sólido.

2.1.2 Estructura del territorio mexicano

México es un país con grandes cambios morfológicos y tectónicos, *Gaite et al (2015)* resumen las principales características en un mapa (Figura 1).

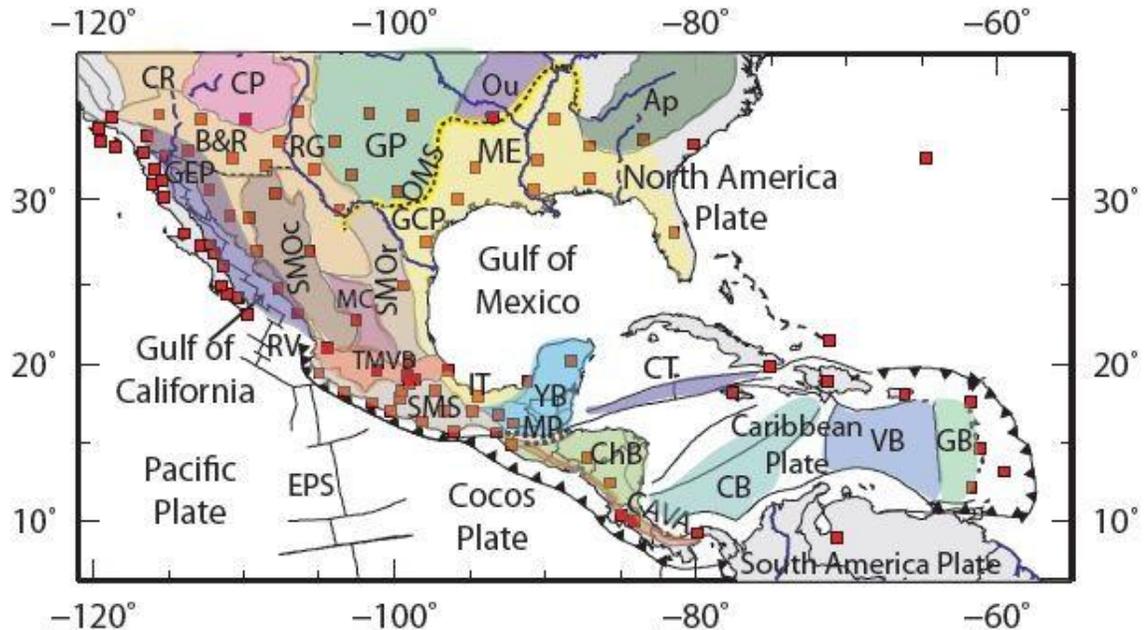


Figura 1. Mapa simplificado de tectónica en el territorio mexicano y sus alrededores tomado de *Gaite et al (2015)*. Las provincias fisiográficas se muestran como líneas grises (Sedlock, 1993; M. MOSCHETTI, comunicación personal, 2011; Marshall, 2007); las estaciones como cuadrados rojos; y límites de las placas como líneas negras (Bird, 2003). Ap denota Provincia de los Apalaches; BR Cuenca y Cordillera; CAVA se refiere al Arco Volcánico de América Central; CB Cuenca colombiana; ChB Bloque de Chortís; CP meseta de Colorado; CR Río Colorado; CT depresión de Cayman; EPS Rise del Pacífico Oriental; GB Cuenca Granada; GCP Llanura Costera del Golfo; GEP Golfo Provincia extensional; GP Grandes Llanuras; TI Istmo de Tehuantepec; ME Ensenada de Mississippi; MC Mesa Central; MP sistema de fallas de Motagua-Polochic; Ou Provincia Ouachita; RG Río Grande; RV Placa de Rivera; SMOc Sierra Madre Occidental; SMOr Sierra Madre Oriental; SMS Sierra Madre del Sur; TMVB Cinturón Volcánico Transmexicano; VB Cuenca Venezuela; y YB Bloque de Yucatán. Las líneas azules indican los principales ríos. Línea discontinua negro-amarillo indica el cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (OMS). Su extensión en México se toma de *Handschy et al. (1987)*. La ubicación GEP se tomó de *Zhang et al. (2007)*.

La Dorsal del Pacífico Oriental (EPS) limita con la placa de Cocos (en el mapa Cocos Plate), Placa del Pacífico (en el mapa Pacific Plate) y la placa de Rivera (RV) (Figura 1). El segmento norte de la EPS ha estado formando nueva corteza oceánica de la placa de Rivera en los últimos 10 Ma (Lonsdale, 1995). La RV y EPS son resultado de la reorganización del sistema de dorsales oceánicas entre las placa del pacífico hace 53 Ma (en el mapa como Pacific Plate) y una antigua placa llamada Farallón, que formó parte del piso oceánico del Pacífico (Atwater, 1970).

El Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) es un arco volcánico continental localizado sobre el margen meridional de la placa de Norteamérica, de unos 1000 kilómetros de longitud, y activo desde el mioceno superior, debido a la placa de Rivera y Cocos (*Ruíz, 2013*). Al sur del TMVB, se ubica la Sierra Madre Occidental (SMOc), la Meseta Central (MC) y la Sierra Madre Oriental (SMOr).

El Bloque de Yucatán (BY), tiene como límites al norte y oeste corteza oceánica del Golfo de México. El BY puede ser definido por el margen de la plataforma carbonatada de Cretácico Inferior (*Buffñer y Sawyer, 1985; Buffler y Thomas, 1994*). Al este y sureste el BY está limitado por el borde continental sumergido de Yucatán.

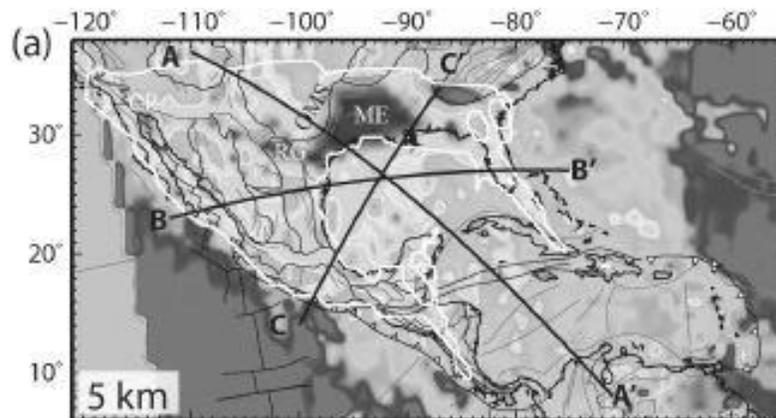


Figura 2. Secciones de estudio del artículo Gaité et al (2015). Las secciones donde se muestra la profundidad del Moho.

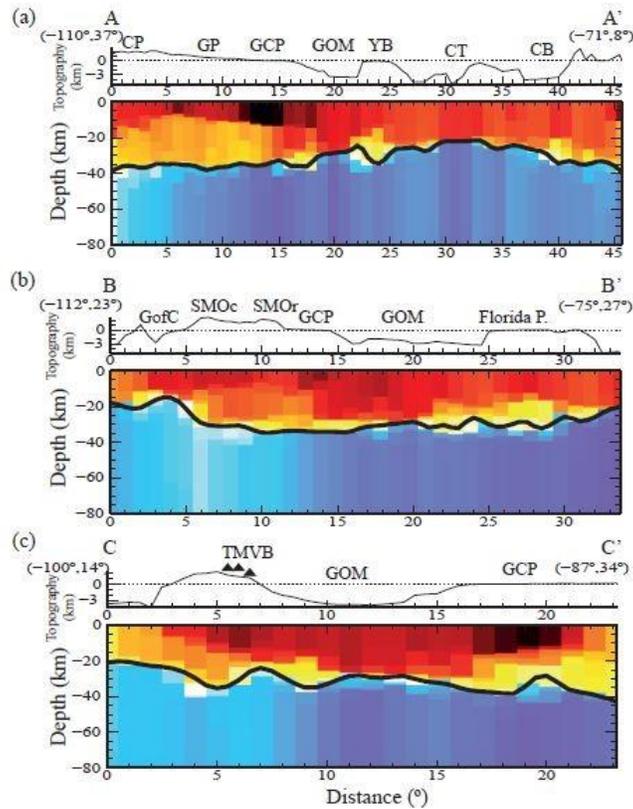


Figura 3. Profundidad del Moho en las secciones estudiadas en el artículo de Gaité et al (2015).
 (a) A-A', (b) B-B', y (c) C-C'. La figura muestra la profundidad Moho (línea gruesa negro), la topografía (línea fina negro por encima del perfil velocidades), y el nivel del mar (línea discontinua), imagen tomada de Gaité et al (2015).

Las secciones (Figura 2) del artículo de Gaité et al (2015) muestran que la capa de Moho tiene profundidades entre 20 y 40 kilómetros (Figura 3). Entre el Golfo de California (GofC) y la Sierra Made Occidental (SMOc) el Moho es más somero con respecto a las otras zonas mostradas, en contraste debajo de la Llanura Costera del Golfo (GCP) se encuentra más profundo.

2.2 Ondas superficiales

Las ondas superficiales llegan después de las ondas de cuerpo y generalmente son registradas de forma más contundente en distancias telesísmicas. La energía de las ondas superficiales está concentrada cerca de la superficie. Se dispersan en las dos direcciones horizontales y decaen con la distancia r de la fuente aproximadamente como r^{-1} . Es decir, la energía decae más lento en las ondas superficiales que en las superficiales.

Una importante característica de las ondas superficiales es la dispersión, fenómeno donde ondas de periodos diferentes viajan en diferentes velocidades. Esto da como resultado, trenes de onda.

Existen dos tipos de ondas de superficie:

- Ondas Love: Es la primera onda superficial en ser detectada por una estación. Se forma con ondas SH atrapadas en la superficie y se polariza en la dirección perpendicular al plano sagital por eso se observan en el plano transversal.
- Ondas Rayleigh: Este tipo de onda superficial es más lenta respecto a la onda Love. Tiene movimiento en plano sagital, por lo que se observa en los componentes radial y vertical. Se forma como una combinación de ondas P y SV.

2.2.1 Onda Rayleigh en un semi-espacio

Las ondas Rayleigh se generan por la interacción de las ondas P-SV en la superficie. Siguiendo el desarrollo de Stein and Wysession, (2003) se desarrollaran las ecuaciones del desplazamiento de las ondas Rayleigh.

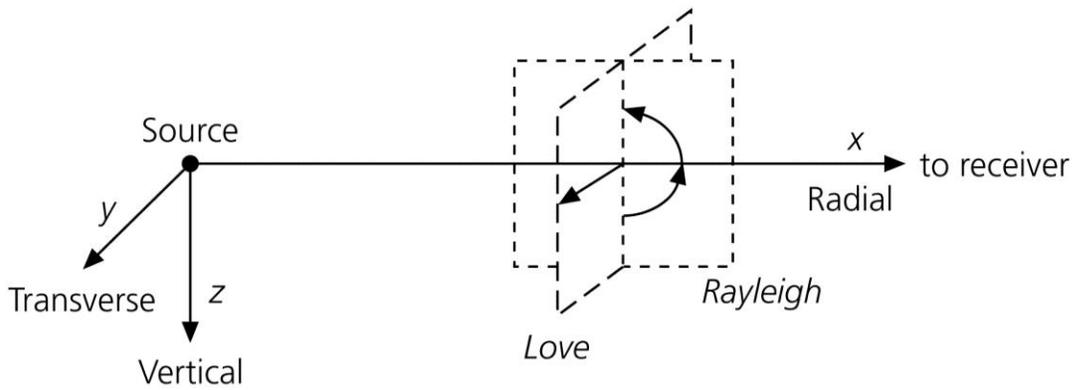


Figura 4. Geometría para la propagación de las ondas superficiales.

Se define la superficie libre como $z = 0$ (Figura 4). Se considera únicamente ondas P y SV que se propagan en el plano xz , porque pueden satisfacer las condiciones de superficie libre y no hay interacciones con ondas SH.

$$\varphi = Ae^{i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)}, \quad (2.1)$$

$$\psi = Be^{i(\omega t - k_x x - k_x r_\beta z)}, \quad (2.2)$$

que representa; φ el potencial de onda P, ψ el potencial de onda SV, A y B son constantes, k_x el vector director, r_α y r_β que es relación de los números de onda vertical y horizontal, ω la frecuencia angular, t el tiempo y z la dirección.

Para que una combinación de éstos potenciales genere una onda atrapada en la superficie se necesitan dos condiciones. La solución debe garantizar que la energía no se propague lejos de la superficie y satisfacer las condiciones de frontera en la superficie libre.

Para cumplir con la primera condición se necesita que los términos exponenciales: $e^{-ik_x r_\alpha z}$ y $e^{-ik_x r_\beta z}$, tengan exponentes reales y negativos. Sabemos que:

$$r_\alpha = \sqrt{\frac{c_x^2}{\alpha^2} - 1}, \quad (2.3)$$

$$r_\beta = \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta^2} - 1}, \quad (2.4)$$

donde c_x es la velocidad aparente horizontal, α es la velocidad de onda P y β es la velocidad de onda S. Esta condición de radiación requiere que $c_x < \beta < \alpha$,

de modo que ambos se convierten en raíces cuadradas imaginarias. Se selecciona el signo de tal manera que:

$$r_\alpha = -i \left(1 - \frac{c_x^2}{\alpha^2} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.5)$$

$$r_\beta = -i \left(1 - \frac{c_x^2}{\beta^2} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2.6)$$

Por lo tanto, la velocidad aparente c_x a lo largo de la superficie, debe ser menor que la velocidad de corte, β .

La otra condición, consiste en la anulación de la tracción en la superficie libre que se origina de la reflexión P-SV de esta superficie. Afirmando que las condiciones de frontera se cumplen con ondas no incidentes. Se usa la reflexión P-SV en una superficie libre, tomando en cuenta que para este caso no existe onda transmitida, además A y B son amplitudes que satisfacen las ecuaciones de continuidad:

$$\sigma_{xz}(x,0,t) = 0 = 2r_\alpha A + (1 - r_\beta^2)B, \quad (2.7)$$

$$\sigma_{zz}(x,0,t) = 0 = [\lambda(1 + r_\alpha) + 2\mu r_\alpha^2]A + 2\mu r_\beta B. \quad (2.8)$$

Eliminando las constantes de Lamé usando $(1 - r_\alpha^2) = c_x^2 / \alpha^2$ y la definición de las velocidades α y β , tenemos un sistema de dos ecuaciones lineales homogéneas para A y B:

$$2(c_x^2 / \alpha^2 - 1)^{\frac{1}{2}} A + (2 - c_x^2 / \beta^2) B = 0 \quad \text{y} \quad (2.9)$$

$$(c_x^2 / \beta^2 - 2) A + 2(c_x^2 / \beta^2 - 1)^{\frac{1}{2}} B = 0. \quad (2.10)$$

Este sistema tiene soluciones no triviales si el determinante es diferente de cero, entonces:

$$(2 - c_x^2 / \beta^2)^2 + 4(c_x^2 / \beta^2 - 1)^{\frac{1}{2}}(c_x^2 / \alpha^2 - 1)^{\frac{1}{2}} = 0. \quad (2.11)$$

Para un semi-espacio con velocidades α y β , de la ecuación (2.11) anterior se puede despejar la velocidad aparente (c_x), que satisface las ecuaciones de superficie libre. El determinante tiene cuatro raíces, una es cero, y una es consistente con $0 < c_x < \beta$. Para un sólido de Poisson, en donde $c_x^2 / \beta^2 = 3$. El determinante es:

$$\left(\frac{c_x^2}{\beta^2}\right)\left[\frac{c_x^6}{\beta^6} - 8\frac{c_x^4}{\beta^4} + (56/3)\frac{c_x^2}{\beta^2} - 32/3\right] = 0 \quad (2.12)$$

Si se rechaza la solución trivial $c_x^2 / \beta^2 = 0$, la ecuación es cúbica en c_x^2 / β^2 , con raíces $c_x^2 / \beta^2 = 4$, $c_x^2 / \beta^2 = 2 + 2\sqrt{3}$ y $c_x^2 / \beta^2 = 2 - 2\sqrt{3}$.

Sólo la última raíz cumple con $c_x < \beta$, que es la condición para ondas atrapadas en la superficie. Por otro lado, la velocidad aparente de ondas Rayleigh en un semi-espacio que es un sólido de Poisson homogéneo es: $c_x = \sqrt{2 - 2\sqrt{3}}\beta = 0.93\beta$, lo que significa que la onda Love tiene una velocidad ligeramente menor que la velocidad de cizalla.

Ahora se puede encontrar la relación entre los constantes A y B, y así encontrar los desplazamientos:

$$u_x = Ak_x \text{sen}(wt - k_x x) [e^{-0.85k_x z} - 0.58e^{-0.39k_x z}], \quad (2.13)$$

$$u_z = Ak_x \text{cos}(wt - k_x x) [-0.85e^{-0.85k_x z} + 1.47e^{-0.39k_x z}]. \quad (2.14)$$

De esta forma se afirma que las ondas Rayleigh se propagan en la componente vertical y radial (Figura 5).

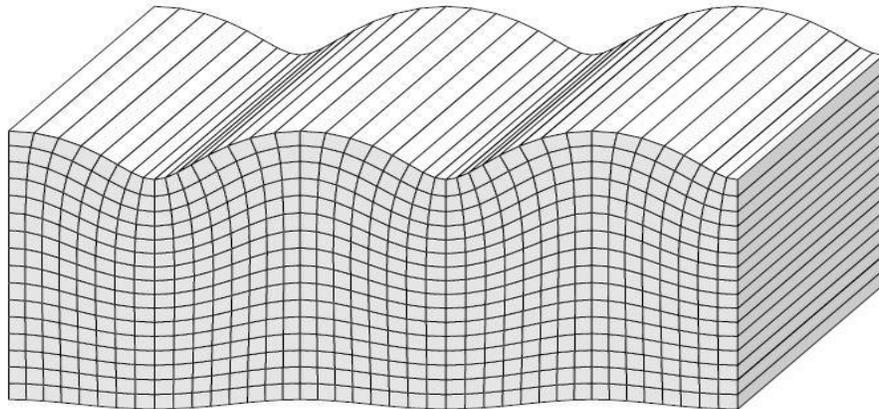


Figura 5. Desplazamiento de las ondas Rayleigh.
Las ondas Rayleigh se propagan en la componente vertical y radial, con desplazamientos oscilatorios.

2.2.2 Ondas Love en una capa sobre un semi-espacio

Las ondas Love no se presentan en un semi-espacio homogéneo, de forma similar a la sección anterior. Usando el desarrollo de Stein and Wysession, (2003) se expresarán las ecuaciones de desplazamiento de ondas Love.

Considerando una capa con velocidad β_1 y espesor h sobre un semi-espacio con velocidad β_2 , donde $\beta_1 < \beta_2$. En la capa el movimiento es una suma de ondas que viajan hacia arriba y abajo;

$$u_y^-(x, z, t) = B_1 e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)} + B_2 e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)}, \quad (2.15)$$

pero en un semi-espacio, sólo se necesita un término ya que sólo existe una onda:

$$u_y^+(x, z, t) = B' e^{i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_2} z)}. \quad (2.16)$$

Como antes, se impone una condición de radiación de frontera que asegura que la energía no viaje dentro del semi-espacio como una onda de propagación. La energía puede ser atrapada cerca de la interface si $e^{(-ik_x r_{\beta_2} z)}$ es un exponencial real negativo que decae como $z \rightarrow \infty$. Esta condición ocurre si la velocidad aparente es menor que la velocidad de corte en el semi-espacio, es decir $c_x < \beta_2$, y:

$$r_{\beta_2} = \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta_2^2} - 1} = -i \sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta_2^2}} = -i r_{\beta_2}^*. \quad (2.17)$$

Las amplitudes se encuentran utilizando las condiciones de frontera, en la superficie libre y en la frontera entre las capas. En la superficie:

$$\sigma_{yz}(x, 0, \tau) = \mu_1 \left(\frac{\delta u_y^-}{\delta z} \right) (x, 0, t) = \mu_1 (i k_x r_{\beta_1}) (B_2 - B_1) e^{i(\omega t - k_x x)} = 0, \quad (2.18)$$

donde u_1 , es un vector unitario en dirección y . Si $B_2 = B_1$, la ecuación se cumple.

En la interfase, $z=h$ (Figura6); el desplazamiento es continuo:

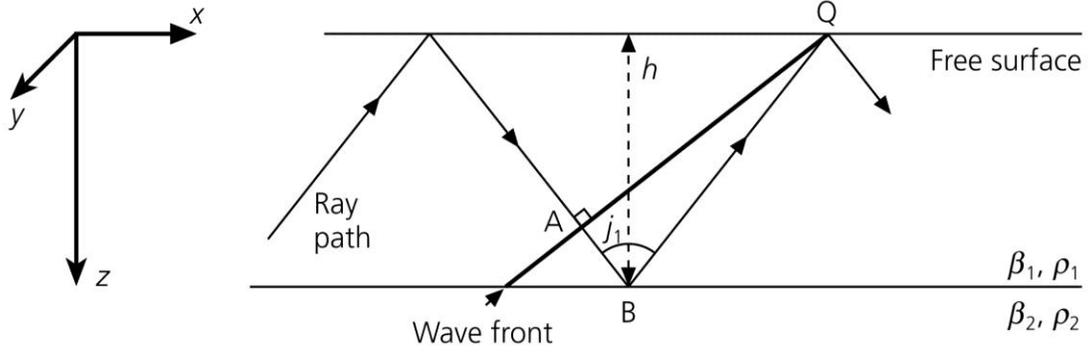


Figura 6. Geometría para ondas Love sobre un semi-espacio (Shearer, 2009).

En la superficie:

$$B_1 \left[e^{-ik_x r_{\beta_1} h} + e^{ik_x r_{\beta_1} h} \right] = B' e^{-ik_x r_{\beta_2} h} = 0. \quad (2.19)$$

Los componentes del esfuerzo σ_{xz} también son continuos:

$$\mu_1 (-ik_x r_{\beta_1}) B_1 \left[e^{-ik_x r_{\beta_1} h} - e^{ik_x r_{\beta_1} h} \right] = \mu_2 (-ik_x r_{\beta_2}) B' e^{-ik_x r_{\beta_2} h}. \quad (2.20)$$

Escribiendo los exponentes en términos de senos y cosenos obtenemos:

$$2B_1 \cos(k_x r_{\beta_1} h) = B' e^{-ik_x r_{\beta_2} h}, \quad (2.21)$$

$$2i\mu_1 r_{\beta_1} \text{sen}(k_x r_{\beta_1} h) = -\mu_2 r_{\beta_2} B' e^{-ik_x r_{\beta_2} h}. \quad (2.22)$$

Dividiendo (2.21) y (2.22).

$$\tan(k_x r_{\beta_1} h) = -\frac{\mu_2 r_{\beta_2}}{i\mu_1 r_{\beta_1}} = \frac{\mu_2 r_{\beta_2}^*}{i\mu_1 r_{\beta_1}}. \quad (2.23)$$

La ecuación anterior (2.23) es la relación entre el número de onda horizontal k_x , y la velocidad aparente horizontal c_x , que se satisface para que las ondas Love existan.

El desplazamiento de las ondas Love, se polarizan de forma perpendicular a su desplazamiento (Figura 7).

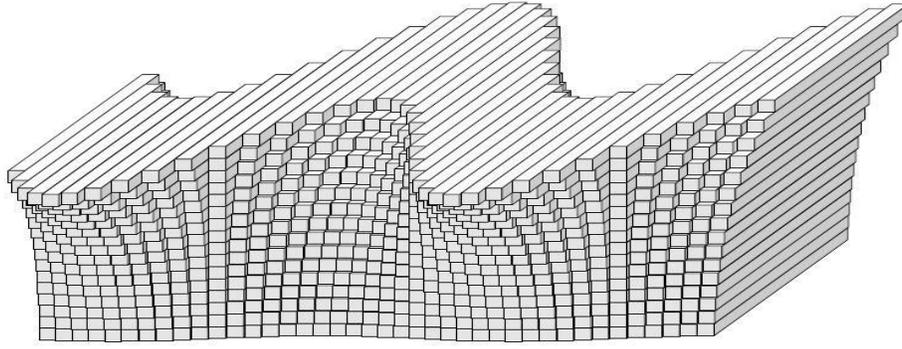


Figura 7. Desplazamiento de las ondas Love.
Las ondas Love se polarizan de forma perpendicular a su desplazamiento.

2.2.3 Dispersión de ondas Love

La relación de dispersión se puede escribir en función de los tres parámetros: velocidad aparente horizontal c_x , frecuencia angular w y número de onda k_x . Para encontrar soluciones de c_x :

$$\tan\left(\frac{wh}{c_x} \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta_1^2} - 1}\right) = \frac{\mu_2 \sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta_1^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta_1^2} - 1}}. \quad (2.24)$$

El término de la izquierda es real y por eso el término de la derecha también. Esto da como resultado la condición en c_x , $b_1 < c_x < b_2$. Se puede definir:

$$\tan(\zeta w) = \frac{\mu_2 \sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta_1^2}}}{\mu_1} \frac{h}{c_x^2 \zeta}. \quad (2.25)$$

para $c_x = b_2$, que representa la relación de dispersión para ondas Love de una capa sobre un semi-espacio (Figura 8).

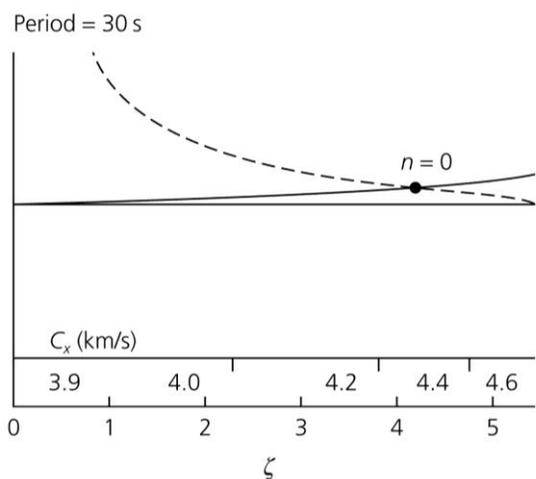
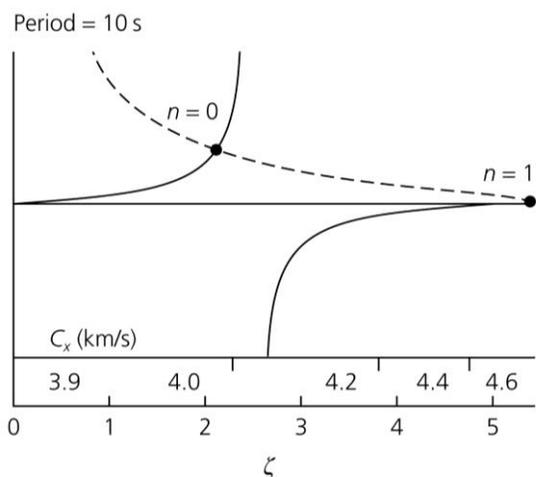
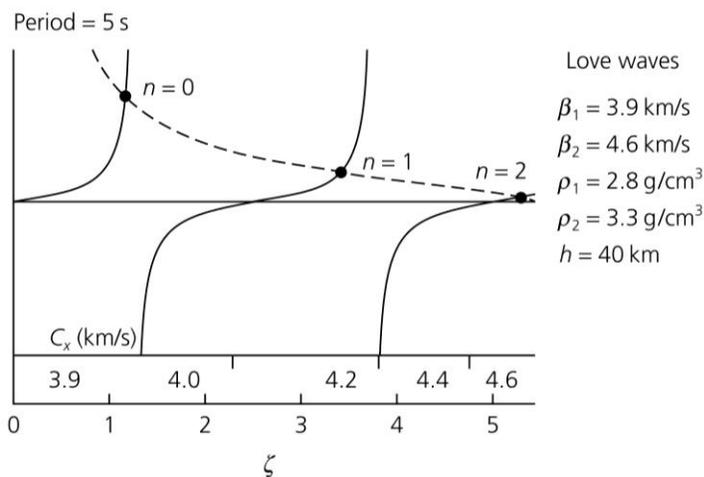


Figura 8. Solución grafica de la relación de dispersión para ondas Love en una capa sobre un semi-espacio (2.25). Las curvas solidas representa la solución grafica de la relación de dispersión para ondas Love en una capa sobre un semi-espacio (2.25) para tres diferentes periodos usando un modelo para la corteza continental y el manto de un espesor de 40 kilómetros con $\beta_1=3.9 \text{ km/s}$ y $\rho_1=2.8 \text{ g/cm}^3$ por un semiespacio con $\beta_2=4.6 \text{ km/s}$ y $\rho_2=3.3 \text{ g/cm}^3$. Para ondas con un periodo de 5s, existen tres soluciones para el rango del rango de la velocidad aparente

En la figura 8 se representa la solución de la relación de dispersión para ondas Love en una capa sobre un semi-espacio (2.25), $\tan(\zeta w)$ es cero para $\zeta = \frac{\pi n}{w}$ y va a infinito para $\zeta = \frac{\pi}{2w}, \frac{3\pi}{2w} \dots etc$.

Las soluciones se encuentran donde las dos curvas se cruzan y nos dan valores de c_x permitidos para valores dados de w . Las soluciones se llaman modos. La primera solución se llama modo fundamental y las otras sobretonos. Sí se calculan las velocidades aparentes de cada modo en función de frecuencia. Se obtienen "las ramas" de los modos.

Considerando distintos periodos (por ejemplo: 5s, 10s y 30s), los ceros de la curva tangente $\zeta = \frac{n\pi}{w}$ incrementan, al igual que el espacio entre las curvas tangentes, $\frac{\pi}{w}$, también incrementa. Como resultado, hay menos curvas

tangentes dentro del rango permitido de ζ , porque es $\frac{n\pi}{w} < \zeta_{\max}$. Esto significa que el decaimiento no depende de w .

2.3 Dispersión

2.3.1 Velocidad de fase y grupo

Como en las secciones anteriores, se sigue el desarrollo de *Stein S., and Wyession M. (2003)*. Se considera dos ondas armónicas con frecuencia y número de onda ligeramente diferentes:

$$u(x,t) = \cos(w_1t - k_1x) + \cos(w_2t - k_2x), \quad (2.26)$$

$$u(x,t) = \cos(wt + \delta wt - kx + \delta kx) + \cos(wt - \delta wt - kx + \delta kx), \quad (2.27)$$

$$u(x,t) = 2\cos(wt - kx)\cos(\delta wt - \delta kx). \quad (2.28)$$

Como $\delta w < w$ y $\delta k < k$, entonces el segundo término tiene una frecuencia más baja y una longitud de onda más larga. Tenemos una onda portadora sobre una envolvente que está puesta o sobrepuesta.

La envolvente se mueve a la velocidad de grupo:

$$u = \frac{\delta w}{\delta k}, \quad (2.29)$$

y la onda portadora con la velocidad de fases:

$$c = \frac{w}{k}. \quad (2.29)$$

Si las ondas armónicas con frecuencias diferentes viajan con velocidades diferentes, la velocidad de grupo de las ondas es diferente a la velocidad de fase de cada una de las frecuencias.

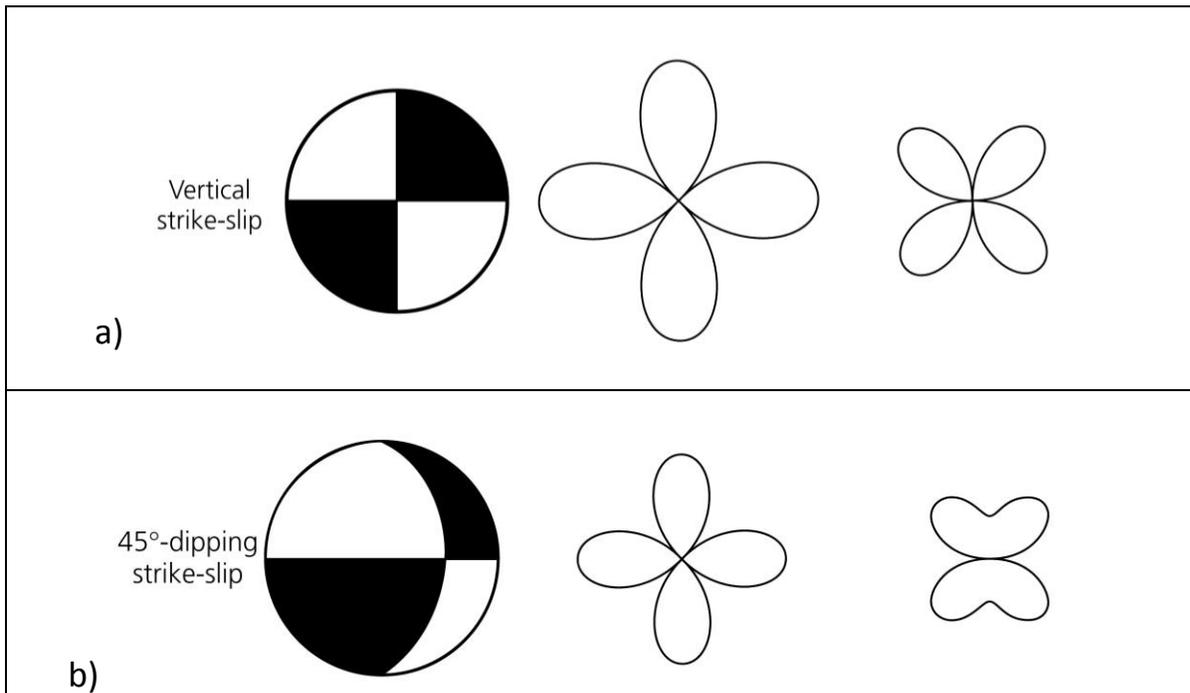
2.4 Patrón de radiación para ondas superficiales

La amplitud y la fase del patrón de radiación para la onda Rayleigh, es afectado significativamente por la estructura local, la profundidad de la fuente y el periodo de la onda. Respecto a las ondas Love, existe poca variación en la forma de los patrones de radiación de amplitud y fase con la

profundidad de la fuente, el periodo de la onda y el modelo utilizado. (Ferreira & Woodhouse, 2006).

Los patrones de radiación de amplitud son distintivos en función al tipo de falla: una falla transcurrente (vertical strike-slip fault, Figura 9a) tiene cuatro lóbulos tanto para la onda Love y la onda Rayleigh. El patrón de la falla de rumbo a 45° (Figura 9b) tiene cuatro lóbulos para la onda Love y dos lóbulos para las ondas de Rayleigh. Un mecanismo con falla oblicua de 45° (dipping oblique-slip, Figura 9c) es intermedia entre una falla inversa y una falla transcurrente (Figura 9 b y d), también los correspondientes patrones de radiación de la onda Love y Rayleigh son entre los de patrones de radiación correspondientes. Una falla vertical (vertical dip-slip, Figura f) tiene dos lóbulos para las ondas Love y Rayleigh, siendo más eficiente en la generación de ondas Rayleigh que Love. Estos patrones se pueden calcular para cualquier geometría de falla y se comparan con las observaciones para encontrar la mejor geometría que ajuste a la fuente.

Cerca de los nodos hay poca radiación de energía, pero es posible que estaciones ubicadas en estos azimuts detecten ondas. Sin embargo, en presencia de fuertes cambios laterales de velocidades sísmicas, el origen de estas ondas puede ser otro azimut, y que por efectos laterales de la estructura se desviaran de su dirección.



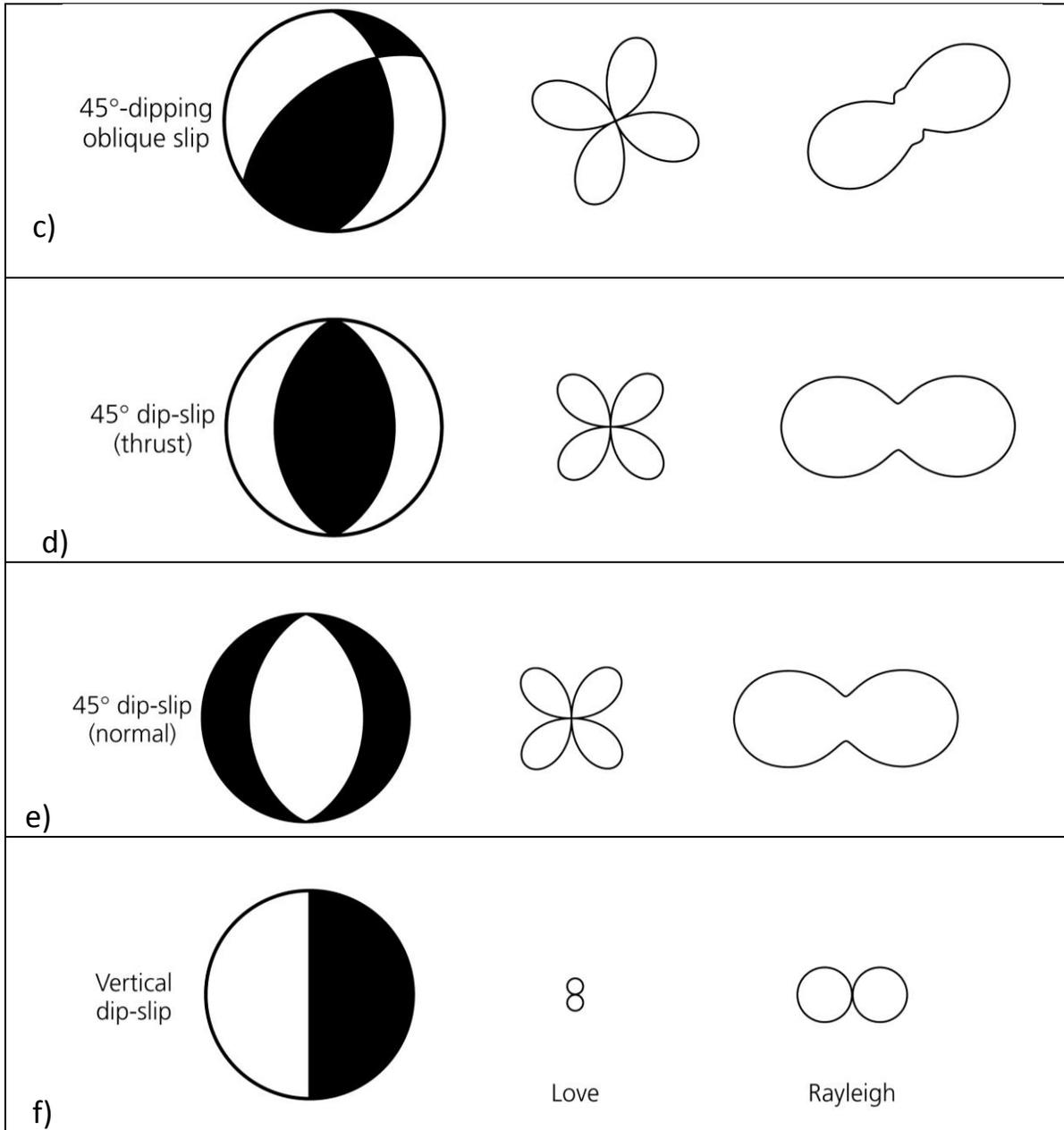


Figura 9. Mecanismos focales y sus correspondientes patrones de radiación de amplitud.
 Se muestra los patrones de radiación de amplitud teóricos para ondas Love y Rayleigh correspondientes a varios mecanismos focales, todos con un plano de falla orientado al norte.

3 Metodología

3.1 Datos

En este trabajo utilizamos sismogramas registrados en las estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Para monitorear la actividad sísmica en el país, el SSN estableció la Red Sismológica de banda ancha. Ésta red tiene más densidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana. La red consiste actualmente de 56 estaciones en operación (Figura 10).

Utilizamos 60 eventos ocurridos en el año 2012 en la República Mexicana. Filtramos los sismogramas usando un filtro pasabanda entre 10s a 80s. La banda se eligió tomando en cuenta que los modelos usados son suaves y los eventos se registran en estaciones cercanas a la fuente, así que los que suponemos que los periodos que se registraran son más largos que 40s. Posteriormente realizamos la corrección por tendencia, corrección de línea base y respuesta de instrumento.

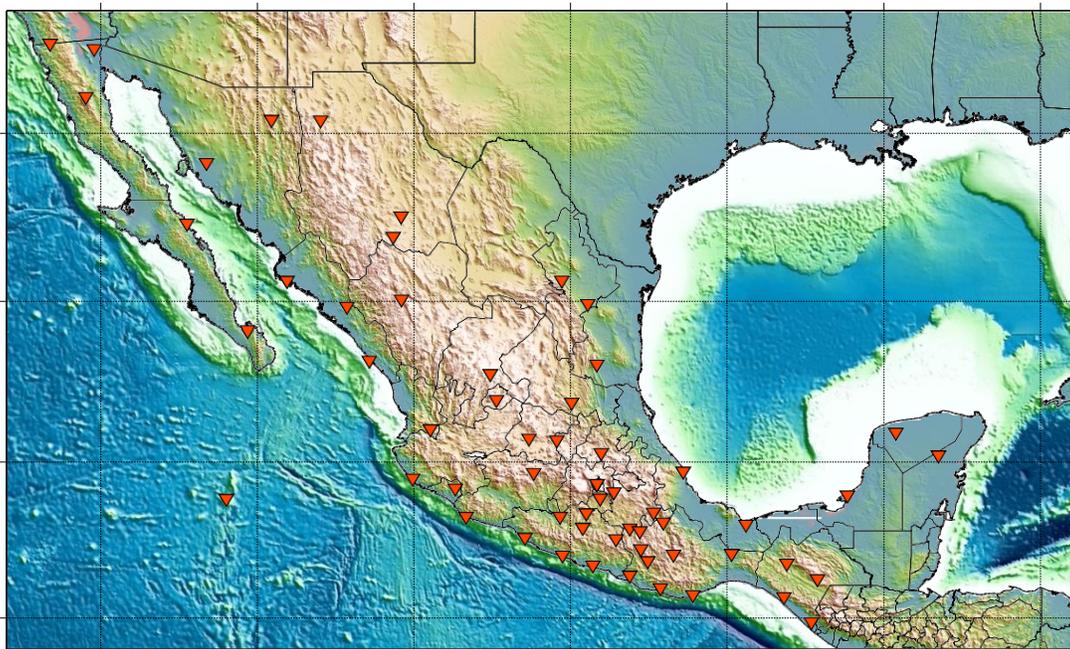


Figura 10. Estaciones del SSN.

3.2 Propagación de ondas

Para simular la propagación de ondas, usamos un método numérico llamado Elementos Espectrales (*SEM*, Komatitsch y Tromp, 2002a,b). Una virtud del método es conjuntar las ventajas del método pseudo-espectral y del método de elemento finito.

Las ecuaciones de movimiento que rigen la propagación de las ondas sísmicas en sólidos elásticos o anelásticos, pueden ser resueltas basadas en una formulación *fuerte* o *débil* (SEM usa la formulación débil). Para la formulación fuerte, se trabaja directamente con las ecuaciones de movimiento y las condiciones de frontera asociadas, escritas en forma diferencial. En la formulación débil, se usa únicamente la forma integral de las ecuaciones de movimiento. Por lo tanto para SEM, las condiciones de frontera no necesitan ser impuestas al igual que la topografía. De esta forma las ondas superficiales son simuladas de una forma más precisa que en los métodos basados en la forma fuerte.

La malla usada considera que el tamaño de los elementos (hexahedros) debe estar en función de la velocidad de propagación. Las funciones de forma de los elementos (hexahedros) están determinadas en término de polinomios de Lagrange de orden superior que a su vez, están definidos en términos de los puntos o nodos de control. La malla usada considera que el tamaño de los elementos (hexahedros) debe estar en función de la velocidad de propagación.

Las interacciones de las ondas sísmicas entre las capas de la Tierra son diseñadas por medio del método de elementos espectrales. Los sismogramas calculados toman en cuenta la topografía y discontinuidades internas, la batimetría, la rotación de la Tierra y la gravedad.

El método SEM emplea el programa libre SPECFEM3D_GLOBE que se puede encontrar en www.geodynamics.org. Este programa usa parámetros de la fuente de sismos reales tales como su localización, duración y tensor de momento. Además tiene implementado en modelo de manto S362ANI y Crust2.0 para la corteza.

3.3 Modelo de velocidades del manto

En este trabajo utilizamos el modelo de manto S362ANI (Kustowski et al 2008) para el cálculo de sismogramas sintéticos. Los autores del modelo combinaron un gran conjunto de datos de anomalías de fase de ondas superficiales, ondas de periodo largo, y tiempos de viaje de la onda del cuerpo. Los datos usados tienen periodos que van de 35 s a 150 s para las ondas superficiales y periodos mayores a 50 s para las ondas de cuerpo. Con lo anterior obtuvieron un modelo tridimensional anisótropo para la velocidad de la onda cortante en el manto de la Tierra.

3.3.1 Modelo 1-D de referencia

El modelo utilizado en la inversión para el nuevo modelo de referencia 1-D, tiene profundidades de la corteza terrestre similares a PREM, una discontinuidad por debajo de la corteza entre 220 y 670 km. Entre el Moho y 220 km de profundidad, el modelo es isotrópico y obtenido por extrapolación lineal de la estructura elástica debajo de la profundidad 220 kilómetros. Se fijaron los límites de la zona de transición en 410 y 650 kilómetros. Se usa la estructura de atenuación del modelo QL6 [Durek y Ekström, 1996], que se ajusta a las ondas de superficie y al modo normal de datos.

Se utilizó una técnica de inversión que permite un mejor ajuste de los datos: En vez de invertir directamente en un modelo con simetría esférica, primero se invierte para un modelo 3-D y luego se calcula el nuevo modelo de referencia 1-D como un promedio esférico del modelo 3-D. Por lo tanto se resolvió de forma independiente para variaciones en 3D de la velocidad de onda de corte y la anisotropía, las variaciones en 1-D en la velocidad de compresión de onda y la anisotropía, y la densidad, así como centroide tensor momento CMT (Dziewonski et al., 1981; Dziewonski y Woodhouse, 1983) para todos los sismos. El nuevo modelo 1D de referencia es llamado STW105.

3.4 Modelo de corteza

Usamos el modelo Crust 2.0 (Bassin et al. 1999) para la corteza, se trata de un modelo global de velocidades y densidad en la corteza. Crust 2.0 usa ETOPO5, que es un modelo mundial del relieve de la superficie terrestre que integra la topografía de la Tierra y la batimetría océano (www.oos.soest.hawaii.edu). El modelo se compone de 360 perfiles 1D donde cada uno de estos perfiles se asigna a una celda de 2 x 2 grados. Cada perfil individual tiene siete capas, que son: hielo, agua, sedimentos blandos, sedimentos duros, corteza superior, corteza media y corteza inferior.

3.5 Ventaneo Múltiple

Después de calcular los sismogramas sintéticos, usamos la técnica de ventaneo múltiple para evaluar el modelo utilizado. El objetivo de la técnica de ventaneo múltiple es medir el desfase en tiempo y la relación de amplitud entre dos trazas, en función de frecuencia, dentro de una ventana de tiempo. Se usaron dos series de tiempo; el sismograma observado $d(t)$ y su correspondiente traza sintética $s(t)$. Es posible usar las tres componentes sin embargo en el presente trabajo únicamente usamos la componente vertical. Siguiendo el procedimiento de *Hjorleifsdottir, (2007)*, para evaluar la diferencia entre $d(t)$ y $s(t)$ se utiliza una función de transferencia, $T(f)$, que satisface:

$$[d(t) - T(f)s(f)]^2 = \min imo, \quad (3.1)$$

donde la solución es:

$$T(f) = \frac{d(f)}{s(f)}. \quad (3.2)$$

Escribiendo la traza sintética como:

$$s(f) = A(f)e^{-i\tau(f)}, \quad (3.3)$$

y los datos:

$$d(f) = [A(f) + \delta A(f)]e^{-i[\tau(f) + \delta\tau(f)]}, \quad (3.4)$$

se puede expresar:

$$d(f) = T(f)s(f) = s(f) \left[1 + \frac{\delta A(f)}{A(f)} \right] e^{-i\delta\tau(f)}, \quad (3.5)$$

con:

$$T(f) = [1 + \delta \ln A] e^{-i\delta\tau(f)}. \quad (3.6)$$

Aproximando $d(f) = s(f) + \delta s(f)$, así $T(f) = 1 + \delta T(f)$, donde: $T(f) = \frac{d(f)}{s(f)}$.

Para $\tau(f)$ muy pequeña (perturbaciones minúsculas), $e^{-i\delta\tau(f)} \approx 1 - i\delta\tau(f)$.

$$\delta\tau(f) = T(f) - 1 = [1 + \delta \ln A(f)] [1 - i\delta\tau(f)] - 1 \approx \delta \ln A - i\delta\tau(f). \quad (3.7)$$

Finalmente, se obtiene:

$$\delta\tau(f) = -\text{Im} \left(\frac{\delta s}{s} \right), \quad (3.8)$$

$$\delta \ln A(f) = \text{Re} \left(\frac{\delta s}{s} \right). \quad (3.9)$$

3.5.1 Ventana

El tipo de ventanas que usa la técnica de ventaneo múltiple, se eligió cuidando el efecto que puede tener sobre las mediciones, especialmente debido a la fuga espectral. La fuga espectral es un problema en el procesamiento de las señales, se puede visualizar en los lóbulos laterales de ventaneo en domino de la frecuencia. Se puede tomar como ejemplo de ventana, una función caja y su respectiva función en frecuencia (Figura 11).

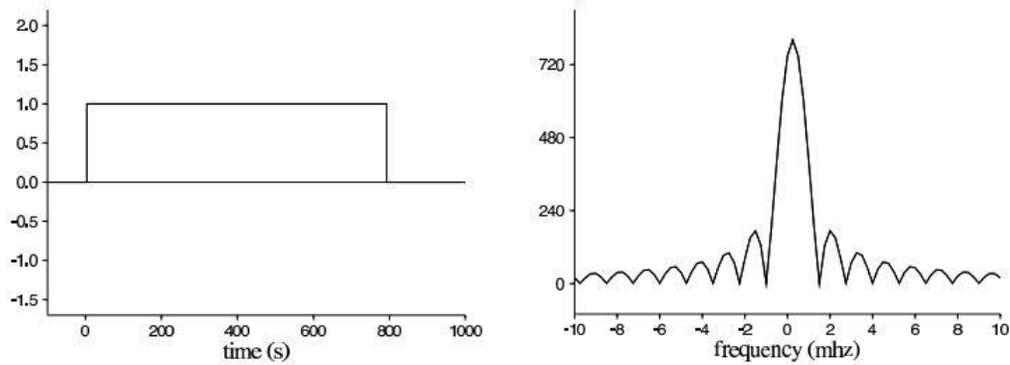


Figura 11. Función caja (Hjorleifsdottir, 2007) .

Para evitar la fuga espectral se suele elegir una función de ventanas sin lóbulos laterales en el dominio de la frecuencia, similar una forma cónica del coseno. Esta opción reduce la fuga espectral, pero crea un nuevo problema, ya que la señal en el centro de la ventana pondera más fuertemente que la señal en los bordes, lo que puede generar sesgo. Con el fin de minimizar la fuga espectral, mientras se mantiene el sesgo en un mínimo, se utiliza una técnica de medición de ventaneo múltiple (Thomson, 1982) con funciones llamadas "Prolate Spheroidal Eigentapers" (Slepian, 1978). Es decir cada uno de los sismogramas serán multiplicados con las cinco primeras funciones "Prolate Spheroidal Eigentapers" (Figura 12) que constituyen una base ortogonal, se estiman las funciones de transferencia de cada una de las señales "ventaneadas". Posteriormente se realiza un promedio de las cinco con las cinco funciones de transferencia y se calcula la varianza, para obtener el $\delta \ln A(\omega)$ y $\delta t(\omega)$, además la incertidumbre de su estimación.

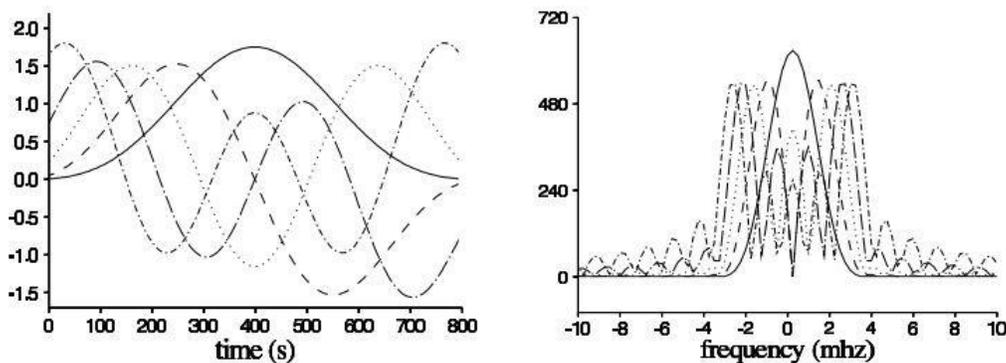


Figura 12. Figura 3.3: Prolate Spheroidal Eigentapers (Hjorleifsdottir, 2007).

3.5.2 Combinando medidas

Para tener una medida que describa el comportamiento de muchas medidas de los sismogramas observados y sintéticos en un evento realizamos un promedio. Se usa el procedimiento de *Hjorleifsdottir, (2007)* para obtener dicho promedio.

Con la función de transferencia es posible obtener dos medidas, $\delta\tau$ desfase en tiempo y $\delta\ln A$ que nos habla de la relación entre amplitudes de los sismogramas observados y sintéticos. Con estas medidas podemos definir, el promedio sobre las estaciones del desfase de tiempo en una frecuencia:

$$\delta\tau(f) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \delta\tau_i(f). \quad (3.10)$$

El promedio del desfase en frecuencia para una estación esta expresada por la ecuación:

$$\delta\tau_i = \frac{1}{f_1 - f_0} \int_{f_0}^{f_1} \delta\tau_i(f) \mathcal{F}. \quad (3.11)$$

Finalmente, el promedio sobre frecuencias y estaciones está dado por:

$$\delta\tau_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{f_1 - f_0} \int_{f_0}^{f_1} \delta\tau_i(f) \mathcal{F}. \quad (3.12)$$

También es posible saber cuánto los datos varían alrededor del promedio. Entonces definimos las variaciones en torno a los promedios sobre estaciones como:

$$\sigma_i(f) = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [\delta\tau_i(f) - \delta\tau(f)]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (3.13)$$

La varianza entorno al promedio sobre frecuencia de los desfases para una estación se expresa:

$$\sigma_i^f(f) = \left\{ \frac{1}{f_1 - f_0} \int_{f_0}^{f_1} [\delta\tau_i(f) - \delta\tau(f)]^2 \mathcal{F} \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (3.14)$$

y la variación de acuerdo a todas las medidas:

$$\sigma^r = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{f_0 - f_1} \int_{f_0}^{f_1} [\delta\tau_i(f) - \delta\tau]^2 df \right\}^{\frac{1}{2}}. \quad (3.15)$$

El procedimiento anterior se sigue de la misma forma para el cociente de amplitudes, $\delta \ln A(f)$.

Resumiendo, de la técnica de Ventaneo Múltiple se obtuvieron dos medidas, que corresponden a $\delta \ln A(f) = \text{Re}\left(\frac{\delta s}{s}\right)$ desfase del tiempo y $\delta\tau(f) = -\text{Im}\left(\frac{\delta s}{s}\right)$ anomalía de amplitud.

Es fácil apreciar las medidas usando la función de transferencia, sí se expresa como:

$$d = A_1 e^{-i\tau_1} \text{ y } s = A_2 e^{-i\tau_2} \quad (3.2).$$

$$T = \frac{A_1 e^{-i\tau_1}}{A_2 e^{-i\tau_2}}, \quad (3.16)$$

$$T = \frac{A_1 e^{i(\tau_2 - \tau_1)}}{A_2}. \quad (3.17)$$

Así se determina:

$\frac{A_1}{A_2}$ Anomalía de amplitud, y $\tau_2 - \tau_1$ desfase en tiempo.

3.5.3 Elección de periodos

La técnica de ventaneo múltiple trabaja con base a los periodos fundamentales de la onda de Rayleigh. Para determinar el rango de los periodos que se toman en cuenta para realizar el promedio, se desarrolló la metodología que continuación se explica.

Usando tres eventos: el sismo del día 20 de marzo de 2012 que llamaremos evento 1, el evento 2 ocurrido el 21 de enero de 2012 y el evento 3 del día 23 de marzo de 2012. Buscamos el número de estaciones que tienen medidas de ventaneo múltiple dentro de distintos periodos en cada evento (Figura 13). Para el evento 1, en el rango de 10s a 200s, existen 5 estaciones que tienen medidas dentro de ese periodo, para el mismo intervalo el evento 2 usa 13 estaciones. Finalmente en el evento 3, el rango de 10s a 90s existen

medidas de 10 estaciones, si usamos un intervalo mayor en el periodo el número de estaciones disminuye. De hecho para los tres eventos el número de estaciones es cero, para periodos mayores a 180 s. Por lo anterior se concluye que el rango más apropiado es 10s a 80s.

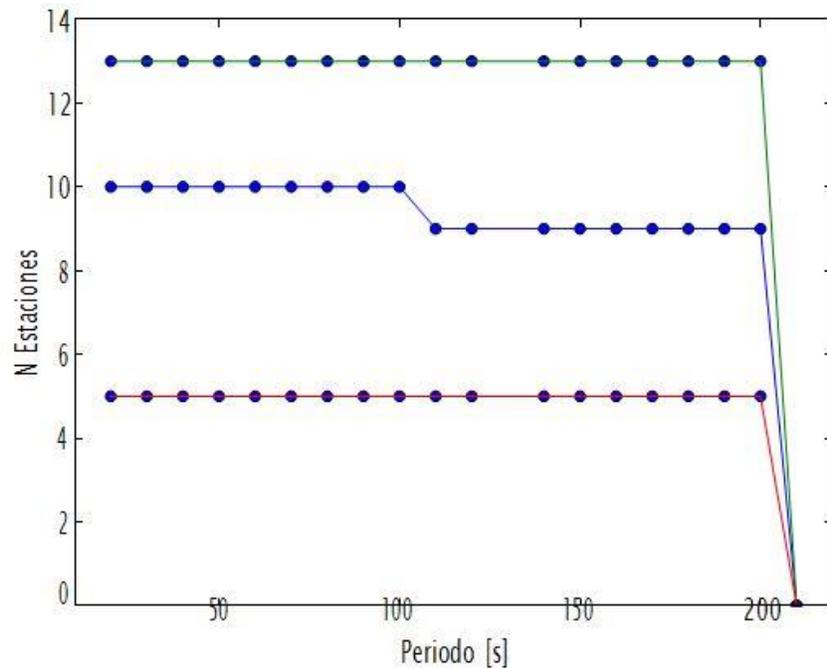


Figura 13. Número de estaciones usadas para distintos periodos de tres distintos eventos (evento 1 color rojo, evento 2 azul y evento 3 verde). En el eje horizontal se muestra los periodos y en el vertical el número de estaciones. En el rango de 10s a 200s el evento descrito con evento 1 usa 5 estaciones, para el mismo rango de periodo el evento 2 usa 13 estaciones. Finalmente en el evento 3, en el rango de 10s a 90s existen 10 estaciones, para periodos mayores el número de estaciones disminuye.

4 Resultados

Los resultados que mostramos en este capítulo los obtuvimos usando sismogramas registrados en las estaciones del SSN, durante el año 2012 de sismos ocurridos dentro del territorio mexicano. Conseguimos la información de los eventos de la página <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>. Los sismogramas observados del SSN son corregidos por tendencia, línea base y respuesta de instrumento. Posteriormente fueron filtrados usando una ventana de 10 s a 80 s. Esta ventana es elegida tomando en cuenta que los modelos usados son suaves, así que los periodos en que se puede detectar ondas superficiales es alrededor de 40 s.

Para calcular los sismogramas sintéticos usamos el método de Elementos Espectrales SEM que está implementado en el algoritmo SPECFEM3D_GLOBE. Este algoritmo usa parámetros de la fuente de los eventos tales como su localización, duración y tensor de momento. SPECFEM3D_GLOBE tiene implementado el modelo de manto S362ANI y Crust2.0 para la corteza.

Posteriormente comparamos la componente vertical de los sismogramas sintéticos y observados, usando la técnica de ventanero múltiple. La técnica de ventaneo calcula el desfase del tiempo $\delta\tau$ y la anomalía de amplitud $\delta \ln A(f)$, para cada una de las estaciones de los eventos en función a los periodos fundamentales de la onda de Rayleigh. Las dos medidas sirven para conocer los periodos y zonas geográficas donde los sismogramas sintéticos son similares a los sismogramas observados, y así evaluar el modelo.

En la primera parte de este capítulo se analizan cuatro tipos de sismogramas: sismograma observado, sismograma sintético, sismograma sintético con la función de transferencia de la técnica de ventaneo múltiple y el sismograma sintético reconstruido con correlación. Los resultados se presentan tomando en cuenta a la diferencia entre las medidas de ventaneo múltiple (desfase y anomalía de amplitud) de los sismogramas sintéticos, de la forma siguiente:

- Estaciones con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos.
- Estaciones con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.05 Hz.
- Estaciones con anomalías de amplitud similares y desfase distinto entre los sismogramas sintéticos.

Para las estaciones que mostramos en esta sección los sismogramas sintéticos con función de transferencia de la técnica de ventaneo múltiple aplicados se sobreponen a los sismogramas observados.

En la segunda parte del capítulo se presenta el desfase de tres eventos en cuatro periodos: 20 s, 40 s, 50 s y 70 s.

4.1 Descripción de gráficas de medidas de ventaneo múltiple.

En esta sección describiremos las medidas obtenidas con la técnica de ventaneo múltiple del evento ocurrido el día 21 de enero de 2012 con magnitud 6.2, producido por una falla inversa cerca de la costa de Chiapas (Figura 14).

Las figuras que mostramos a continuación se componen de cuatro gráficas. En la gráfica superior es posible apreciar los sismogramas observados, sintéticos y la reconstrucción del sismograma sintético tomando en cuenta la función de transferencia de la medida de ventaneo múltiple. Para todas las estaciones que se exponen en esta sección el sismograma sintético que toma en cuenta las medidas de ventaneo múltiple se sobreponen al sismograma observado. Por esta razón únicamente se mencionará el sismograma observado.

En la primera gráfica inferior (de izquierda a derecha) se muestra la energía que tienen los sismogramas sintéticos y observados. A continuación la gráfica central inferior tiene el cociente de amplitudes de los tres sismogramas sintéticos. Finalmente en la gráfica inferior izquierda se aprecia los mismos sismogramas para la medida de desfase.

4.1.1 Estaciones con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos.

Las estaciones que se describen en esta sección se distinguen porque el cociente de amplitud y desfase son similares entre los sismogramas sintéticos (Figura 14).

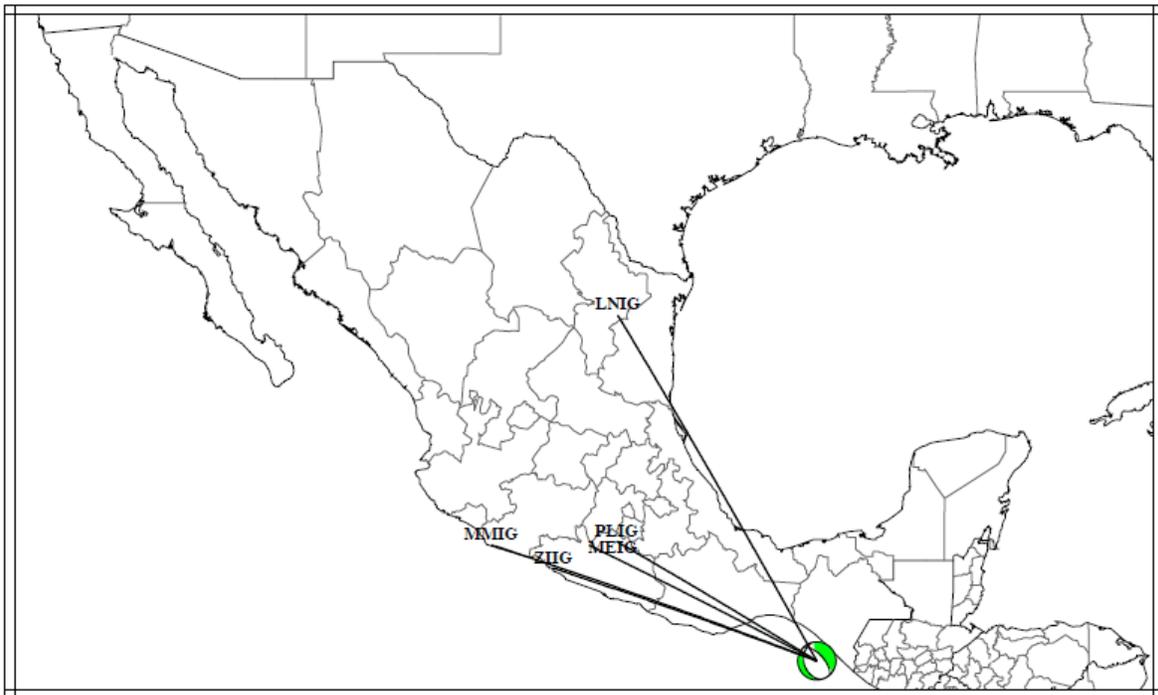


Figura 14. Estaciones con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos.

La estación LNIG (Figura 15) se encuentra en Linares, Nuevo León. El sismograma sintético y el sismograma observado son similares hasta 100 s, donde se pueden apreciar que existen pequeñas diferencias respecto a las amplitudes y cierto desfase. En la gráfica que representa la energía (Power and data synthetics) el sismograma sintético es similar al sismograma observado, ambos tienen un máximo cercano a 0.0010 aunque en el caso del sismograma observado tiene dos curvas y el rango de mayor energía en ambos es de 0 Hz a 0.06 Hz aproximadamente. El rango de las medidas de amplitud va de -1.5 s a 0 s, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de las cercanas a 0.1 Hz donde la medida que se refiera a la correlación sale del

rango. Para la medida de desfase, el rango de las medidas es de 3 s a 15 s, lo que habla de un rango que podemos llamar amplio.

La estación MEIG (Figura 16) se encuentra en Mezcala, Guerrero. El sismograma sintético y el sismograma observado son similares hasta 50 s aproximadamente. La gráfica de la energía (Power and data synthetics) del sismograma sintético y el observado es similar, el punto máximo para el sismograma sintético es 0.0012 y para el sismograma observado es 0.0014, el rango de energía para el sismograma sintético es de 0 Hz a 0.1 Hz y para el sismograma observado es 0 Hz hasta 0.08 Hz. El rango de los cocientes de amplitud va de -1 s a 1 s. Las medidas del desfase son similares sin embargo están dentro del rango de -5 s a 25 s, lo que representa un gran intervalo.

En la costa de Michoacán se encuentra la estación MMIG (Figura 17), el sismograma sintético y el observado son similares hasta 50 s. En la gráfica de energía (Power and data synthetics), en la frecuencia de 0.05 Hz la energía del sismograma observado es cercana a 0.008 y para el sintético de 0.006, estos puntos representan el punto máximo de energía para los sismogramas, el intervalo donde se concentra la energía de los sismogramas sintéticos es 0 Hz a 0.1 Hz y para los observados es 0 Hz a 0.7 Hz. Por otro lado la medida que representa el cociente de amplitud tiene un rango entre -2 y 1, sin grandes diferencias entre ellas. Finalmente en las medidas de desfase, los tres sismogramas sintéticos son similares y el rango de las medidas va de -20 s a 15 s.

La estación de PLIG (Figura 18) está cerca de Iguala, Guerrero, se puede observar que el sismograma sintético es similar al sismograma observado hasta antes de 50 s. Después las amplitudes del sismograma sintético son menores respecto al sismograma observado. Sobre la gráfica de energía (Power and data synthetics), en la frecuencia de 0.04 Hz la energía del sismograma observado tiene su punto máximo en 0.0014 y el sintético en 0.0012, el intervalo donde se concentra la energía es 0 Hz a 0.8 Hz para el sismograma observado y de 0 Hz a 9 Hz para los sintéticos. El intervalo donde se concentra la energía es 0 Hz a 0.8 Hz para el sismograma observado y 0 Hz a 0.9 Hz para el sintético. Los cocientes de amplitud están en un rango entre -1 y 1, sin grandes diferencias entre ellos. Las medidas de desfase para esta estación, son similares en los tres sismogramas. Sin embargo el rango de las medidas va de -5 s a 25 s aproximadamente.

La estación llamada ZIIG (Figura 19) se encuentra en Zihuatanejo, Guerrero. El sismograma que reporta esta estación es similar al sintético hasta 50 s aproximadamente, también se aprecia que el sismograma observado está retrasado respecto al sintético. En la gráfica de energía (Power and data synthetics), en la frecuencia 0.05 Hz la energía del sismograma observado es aproximadamente de 0.0012, que representa su punto más alto, por otro lado el punto máximo de los sismogramas sintéticos esta en 0.003 Hz y llega a 0.0010, el intervalo donde hay mayor energía para el sismograma sintéticos es 0 Hz a 0.10 Hz y para el observado es 0 Hz a 0.075 Hz. Las medidas de amplitud están en un rango entre -1 s y 0.5 s. Finalmente en las medidas de desfase tienen un rango entre -14s y 16s, en este intervalo los tres sismogramas son similares.

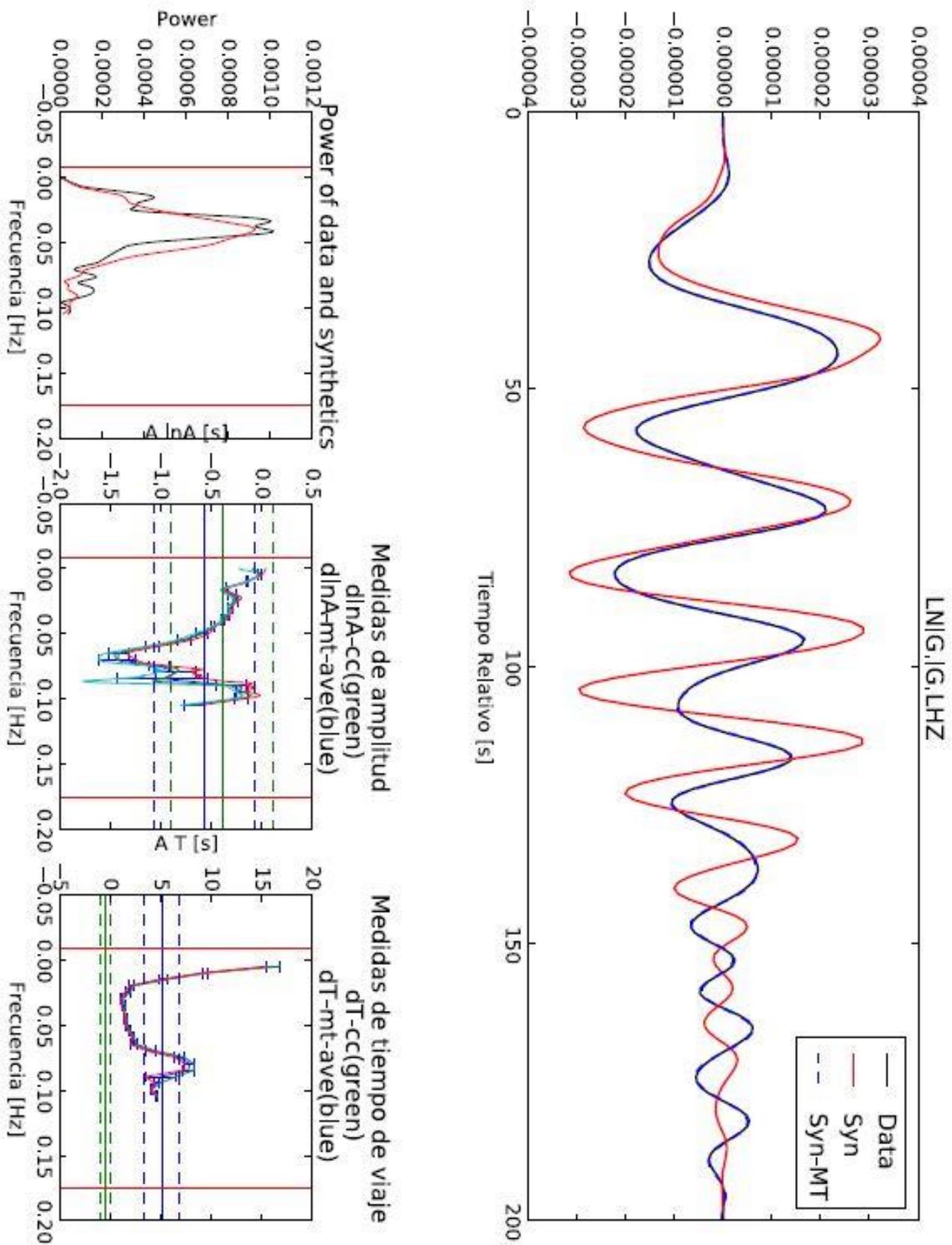


Figura 15. Estación LNIG con medidas de ventaneo múltiple similares entre los sismogramas sintéticos

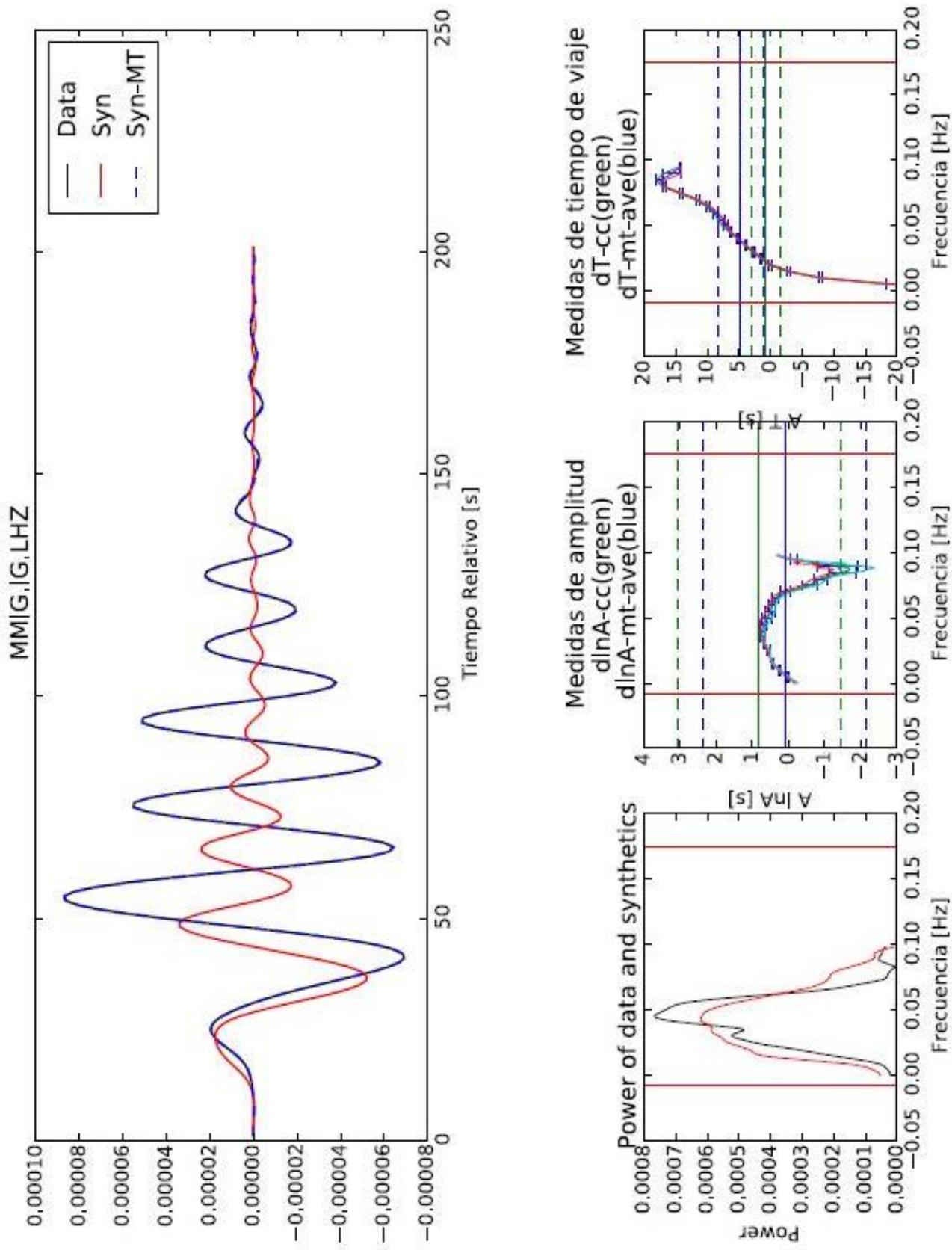


Figura 16. Estación MMIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.

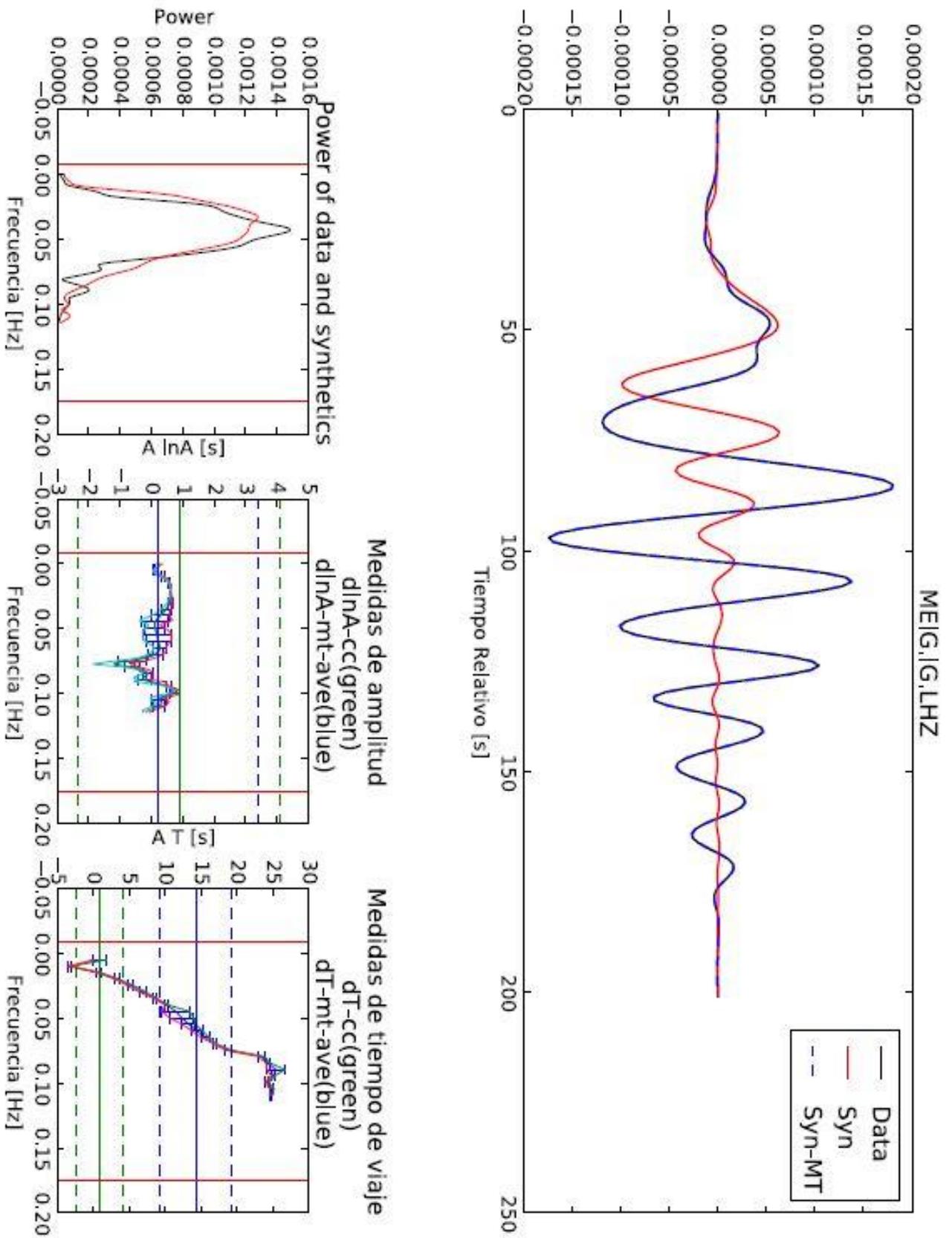


Figura 17. Estación MEIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.

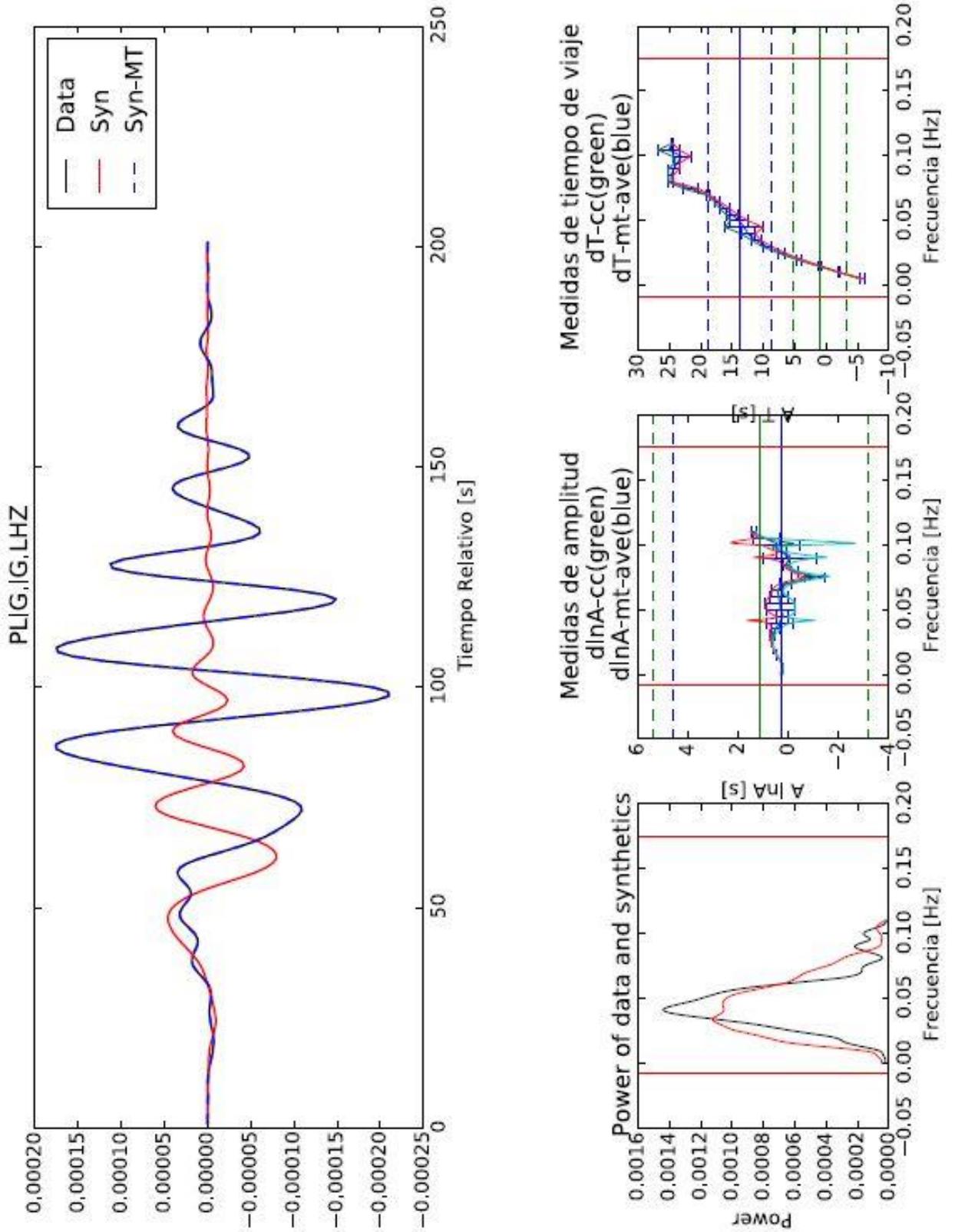


Figura 18. Estación PLIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.

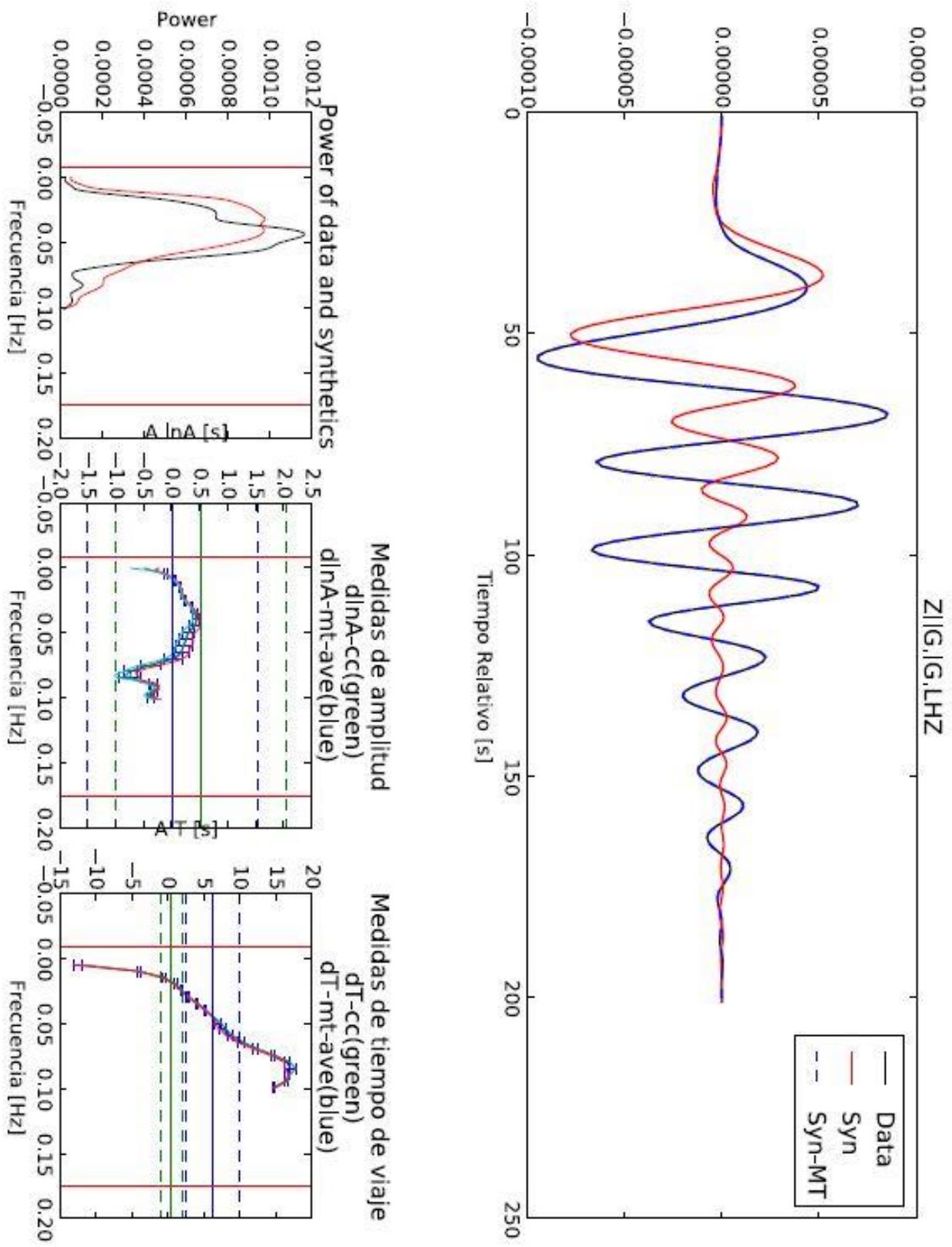


Figura 19. Estación ZIIG con medidas similares entre los sismogramas sintéticos.

4.1.2 Estaciones con medidas de ventaneo múltiple con diferencias por arriba de 0.05 Hz.

Las estaciones que se muestran en esta sección tienen las medidas de ventaneo múltiple con diferencias por arriba de 0.05 Hz (Figura 20).

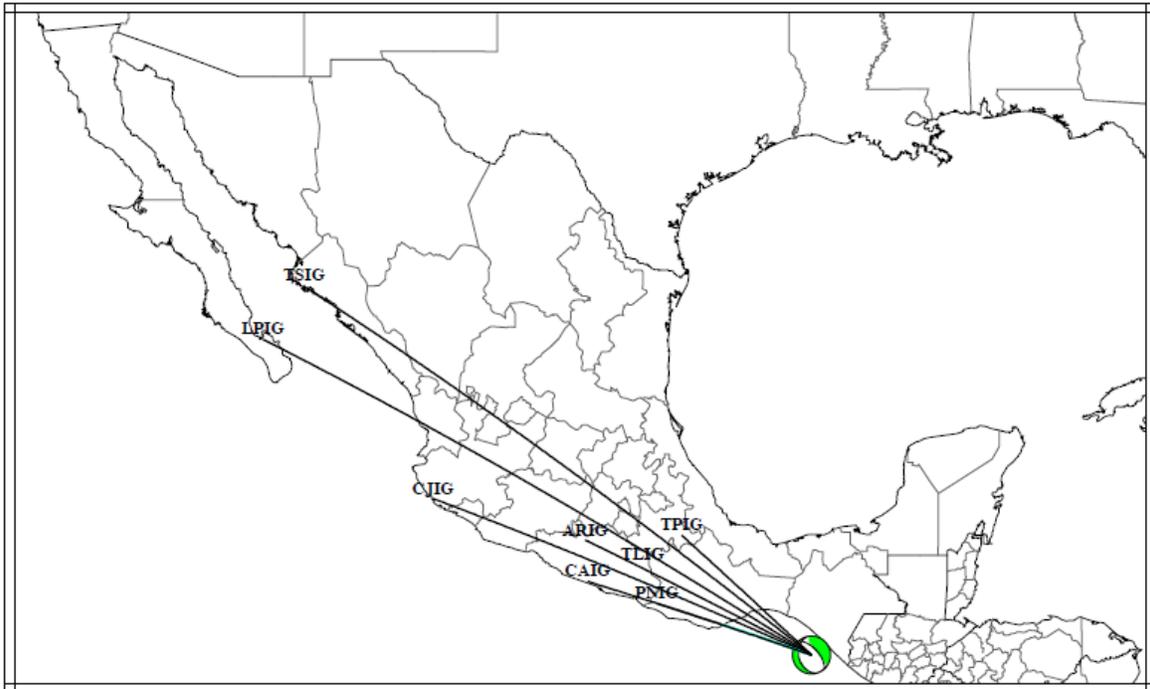


Figura 20. Estaciones con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.05 Hz.

En la estación ARIG (Figura 21) cercana a Arcelia, Guerrero, se puede observar que el sismograma sintético es similar al sismograma observado hasta antes de 50s después las amplitudes del sismograma sintético son menores respecto al sismograma observado. Lo anterior se reafirma en la gráfica de energía (Power of data and systhetics) donde se muestra que el sismograma observado tienen un punto máximo aproximadamente en 0.0016 y el intervalo donde se concentra la energía es de 0 Hz a a 0.75 Hz. El sismograma sintético en tiene como punto máximo 0.0012 y el intervalo donde se concentra la energía es de 0 Hz a 10 Hz. Por otro lado las medidas de amplitud están en un rango entre -1 y 1, para los tres tipos de

sismogramas comparados, solo se nota una separación de los sintéticos con medida de ventaneo múltiple en 0.8Hz. Finalmente en las medidas de tiempo de viaje, los tres sismogramas son similares, hasta 0.09Hz donde las diferencias se vuelven significativas.

La estación CAIG (Figura 22) se encuentra en la costa de Guerrero, en El Cayaco. El sismograma sintético y el sismograma observado muestran desfase entre ellos; el sismograma observado está retrasado respecto al sismograma sintético. El sismograma observado es parecido al sismograma observado hasta 50 s. La energía del sismograma sintético se concentra entre las frecuencias de 0 Hz a 0.1 Hz aproximadamente al igual que el observado sin embargo éste tiene un punto máximo en 0.0014 mientras para el sismograma observado llega a 0.0016, esto puede explicar que la amplitud del sismograma observado es mayor al sintético. El rango de las medidas de cociente de amplitud va de -2.8 a 0.4, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de las cercanas a 0.1 Hz donde la medida que se refiera a la correlación sale del rango. Las medidas de desfase son similares hasta la frecuencia 0.07, después las medidas se separan.

Al sur de Jalisco se encuentra la estación CJIG (Figura 23), la estación reporta un sismograma con amplitud mayor y adelantado respecto al sismograma sintético. La gran amplitud del sismograma observado tiene presencia en la energía, ya que tiene un punto máximo en 0.0065 y el sintético en 0.0045. Los sismogramas discrepan en el intervalo de energía ya que para el sismograma sintético el intervalo es 0 Hz a 0.1 Hz y para el observado es 0 Hz a 0.07 Hz. Por otro lado las medidas de cociente de amplitud están en un rango entre -6 y 1, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de las cercanas a 0.1 Hz donde la medida que se refiera a la correlación sale del rango. Finalmente en las medidas de desfase, los tres sismogramas son similares, hasta 0.07Hz donde las diferencias aumentan con la frecuencia. El rango de las medidas es muy grande, ya que es va de -28 s a -20 s aproximadamente.

La estación LPIG (Figura 24) ubicada en La Paz, Baja California Sur, a simple vista el sismograma sintético es muy distinto al sismograma observado. La amplitud de las ondas en el sismograma observado es mayor que el sismograma sintético, por esta razón la energía del sismograma sintético tiene como punto máximo 0.0027 y el sismograma observado 0.0029. El intervalo donde se concentra la energía es para el sintético de 0.027 Hz a

0.10 Hz y para el observado de 0 Hz a 0.1 Hz. Existe separación en las medidas de amplitud en 7Hz, sin embargo en el resto de las frecuencias las medidas son semejantes. En esta estación las medidas de desfase son similares sin embargo existen medidas menores a -20s y a partir de 0.06Hz la medidas son muy distintas, con diferencias aproximadas a 20s.

La estación de PNIG (Figura 25) está ubicada en Santiago Pinotepa Nacional en el estado de Oaxaca, se puede observar que el sismograma sintético es similar al sismograma observado hasta antes de 50s después las amplitudes de los sismogramas sintéticos son menores respecto al sismograma observado e inicia un desfase. En la gráfica de energía, se aprecia que el intervalo donde se concentra la energía es para el sismograma sintético de 0 Hz a 0.09 Hz y para el observado de 0 Hz a 0.075 Hz, en la frecuencia de 0.03 Hz la energía del sismograma observado es de 0.0020 y para el sintético de 0.0018, mientras que para frecuencias mayores a 0.05Hz la energía del sintético es mayor que el sismograma observado. Por otro lado la medidas de amplitud están en un rango entre -3 y 1, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de las medidas entre 0.1 Hz y 0.15 Hz donde la medida que se refiera a la correlación sale del rango. Finalmente en las medidas del desfase, los tres sismogramas son similares, hasta 0.08Hz donde las diferencias aumentan con la frecuencia.

En la estación TLIG (Figura 26) ubicada al noreste de Guerrero, se puede observar que el sismograma sintético tiene una forma de onda similar al sismograma observado, pero el sismograma observado está retrasado respecto al sintético. Las amplitudes del sismograma observado son mayores a las amplitudes del sismograma sintéticos. Lo anterior se reafirma en la gráfica de energía (Power of data and systhetics) donde se muestra que el sismograma observado tienen un punto máximo aproximadamente en 0.0016 y el sismograma sintético en 0.0014. El intervalo donde se concentra la energía es para el sintético de 0.0 Hz a 0.10 Hz y para el observado de 0 Hz a 0.075 Hz. Por otro lado la medida de amplitud están en un rango aproximado de -1s y 1s, para los tres tipos de sismogramas comparados, solo se nota una separación de este rango del sintético con medida de ventaneo múltiple en 0.8Hz y 0.1Hz. Finalmente respecto a los desfases, los tres sismogramas son similares, sin embargo el rango de medidas que presentan es muy grande, ya que va de 5s a 25s.

Al este de Puebla en el poblado de Tehuacán se encuentra la estación TPIG (Figura 27), la estación reporta sismogramas con amplitud mayor y respecto al sismograma sintético. La gran amplitud del sismograma observado tiene presencia en la energía, ya que tiene un punto máximo en 0.0014 y el sintético siempre permanece abajo de la curva del observado. Se aprecia que el intervalo donde se concentra la energía es para el sismograma sintético y observado es de 0 Hz a 0.08 Hz. Por otro lado las medidas de cociente de amplitud están en un rango entre 0 y 1, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de 0 Hz y 0.075 Hz donde la medida que se refiera a la correlación sale del rango. En esta estación los desfases de los sismogramas son similares hasta 0.05 Hz aproximadamente. El rango de valores es muy amplio, ya que tiene valores desde -50 a 20s.

La estación TSIG (Figura 28) se encuentra en la costa suroeste de Sinaloa. El sismograma observado tiene amplitudes mayores respecto al sismograma observado y a simple vista se aprecia desfase entre los sismogramas. La energía del sismograma sintético tiene un punto máximo cercano a 0.0045 y el sismograma observado parece tener dos puntos máximos también cercanos al mismo punto. El intervalo donde se concentra la energía es para el sintético de 0.025 Hz a 0.10 Hz y para el observado de 0 Hz a 0.1 Hz. El rango de las medidas de amplitud va de -2 s a 2 s, sin grandes diferencias entre ellas. Las medidas de tiempo de viaje son similares hasta la frecuencia 0.03 Hz, después las medidas se separan. Además el rango de las medidas es aproximadamente de 100 s hasta 30 s.

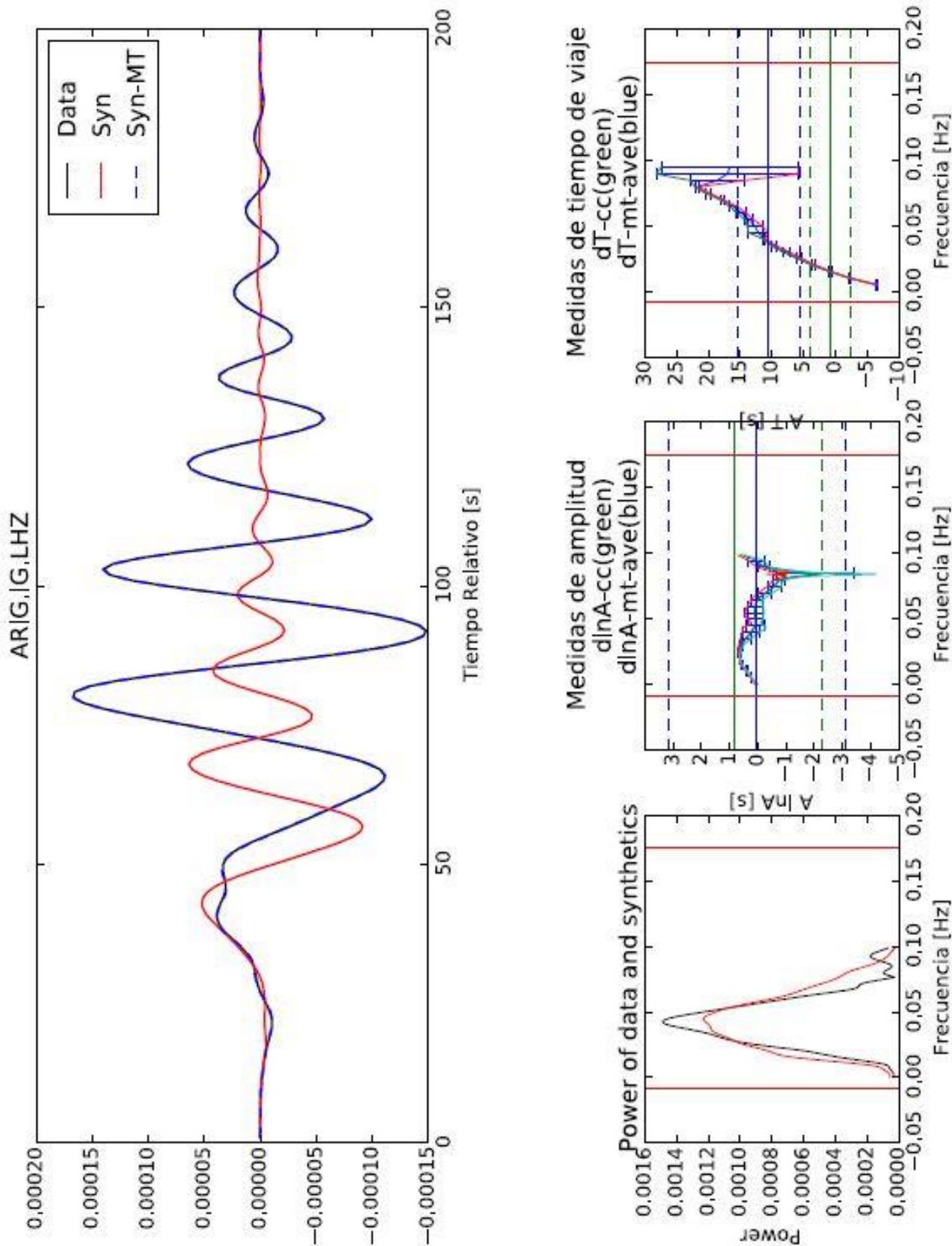


Figura 21. Estación ARIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.07 Hz.

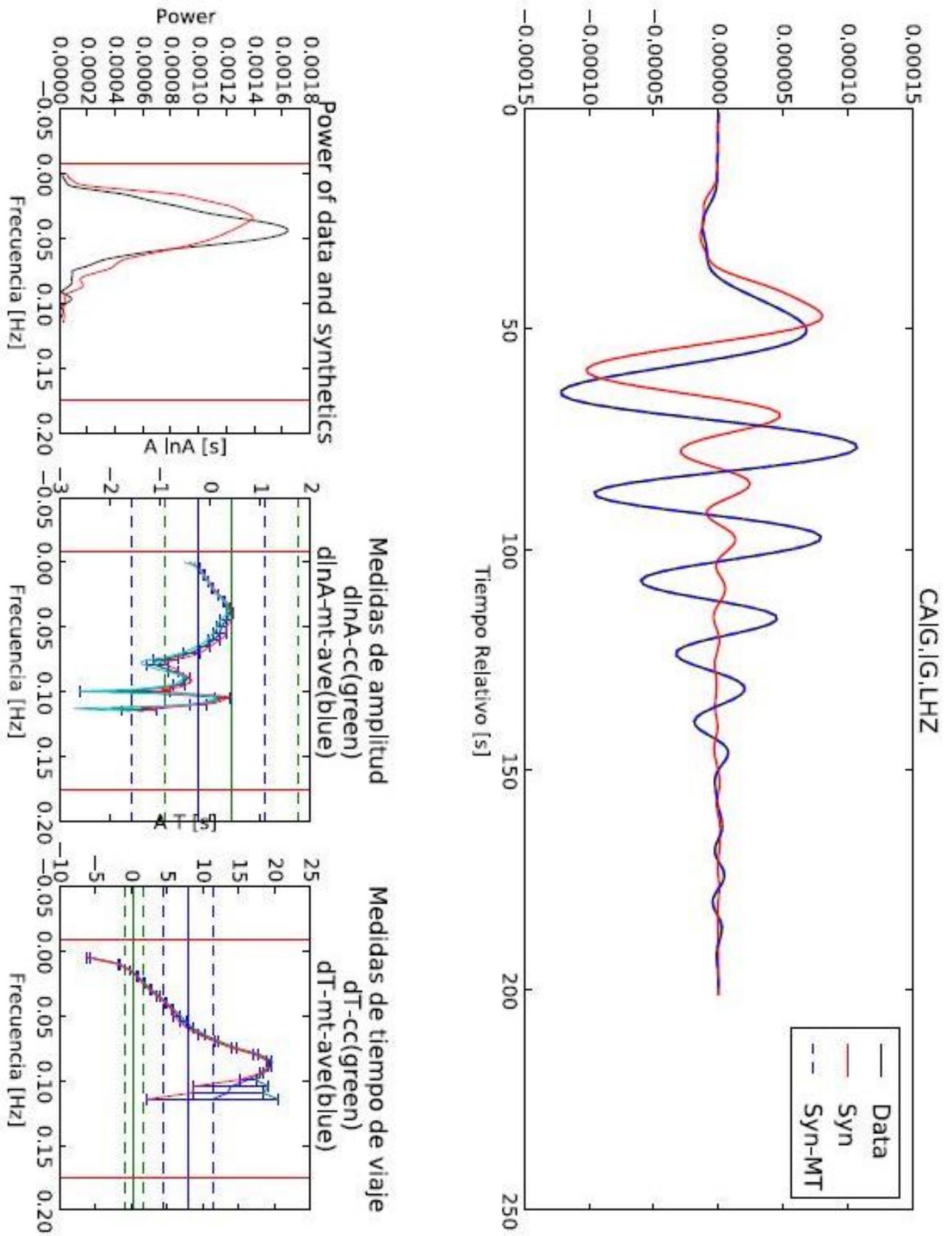


Figura 22. Estación CAIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.07 Hz.

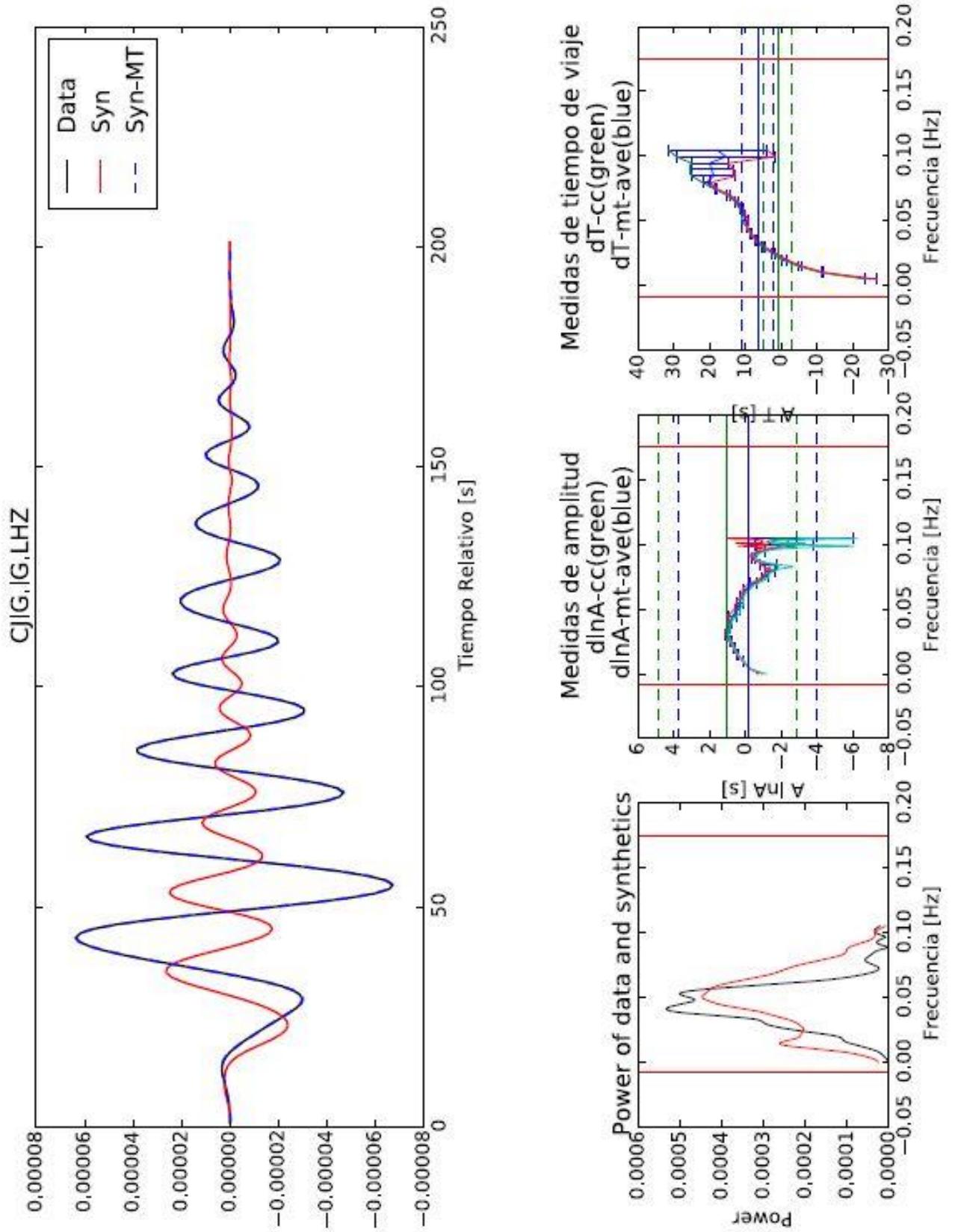


Figura 23. Estación CJIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.

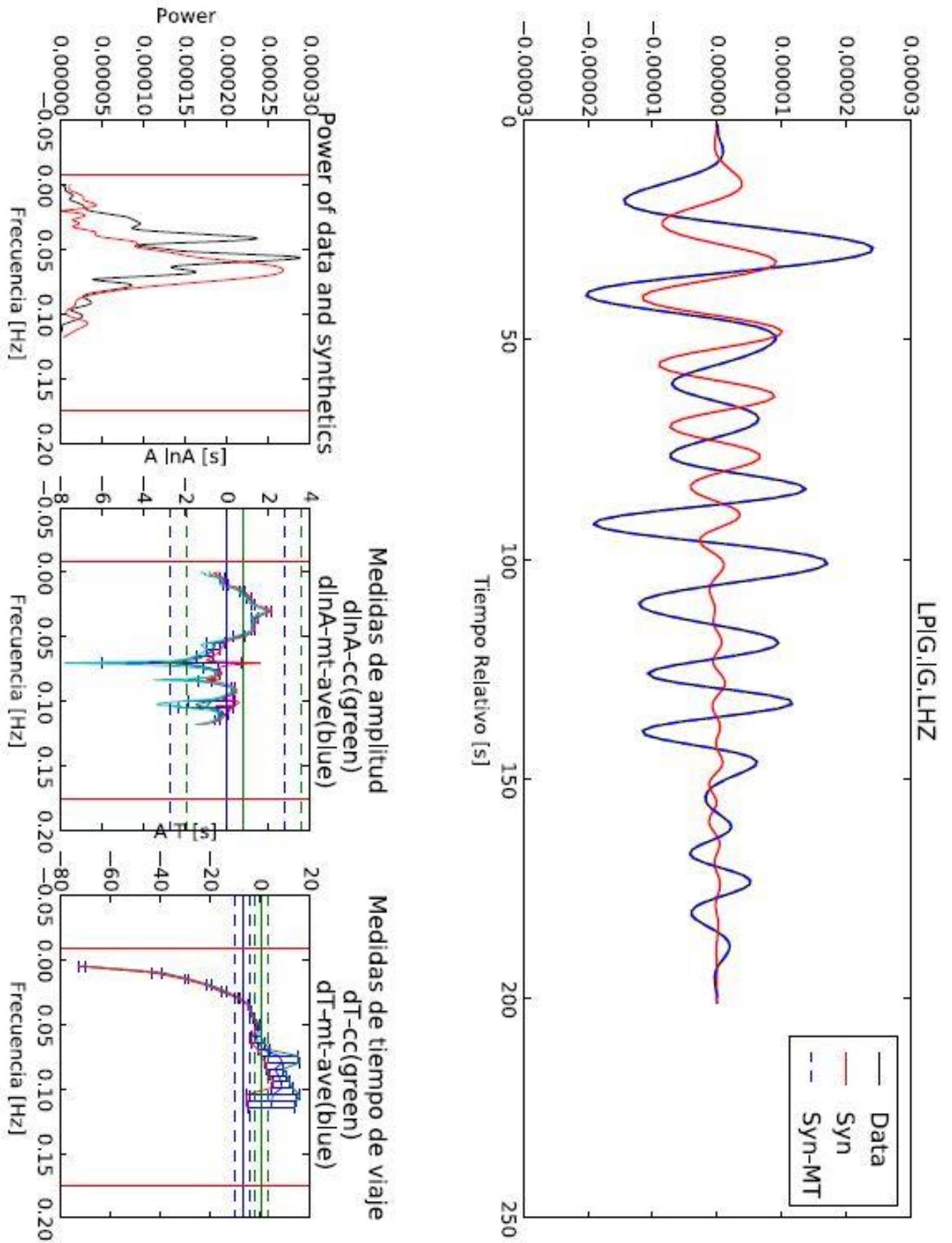


Figura 24. Estación LPIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.

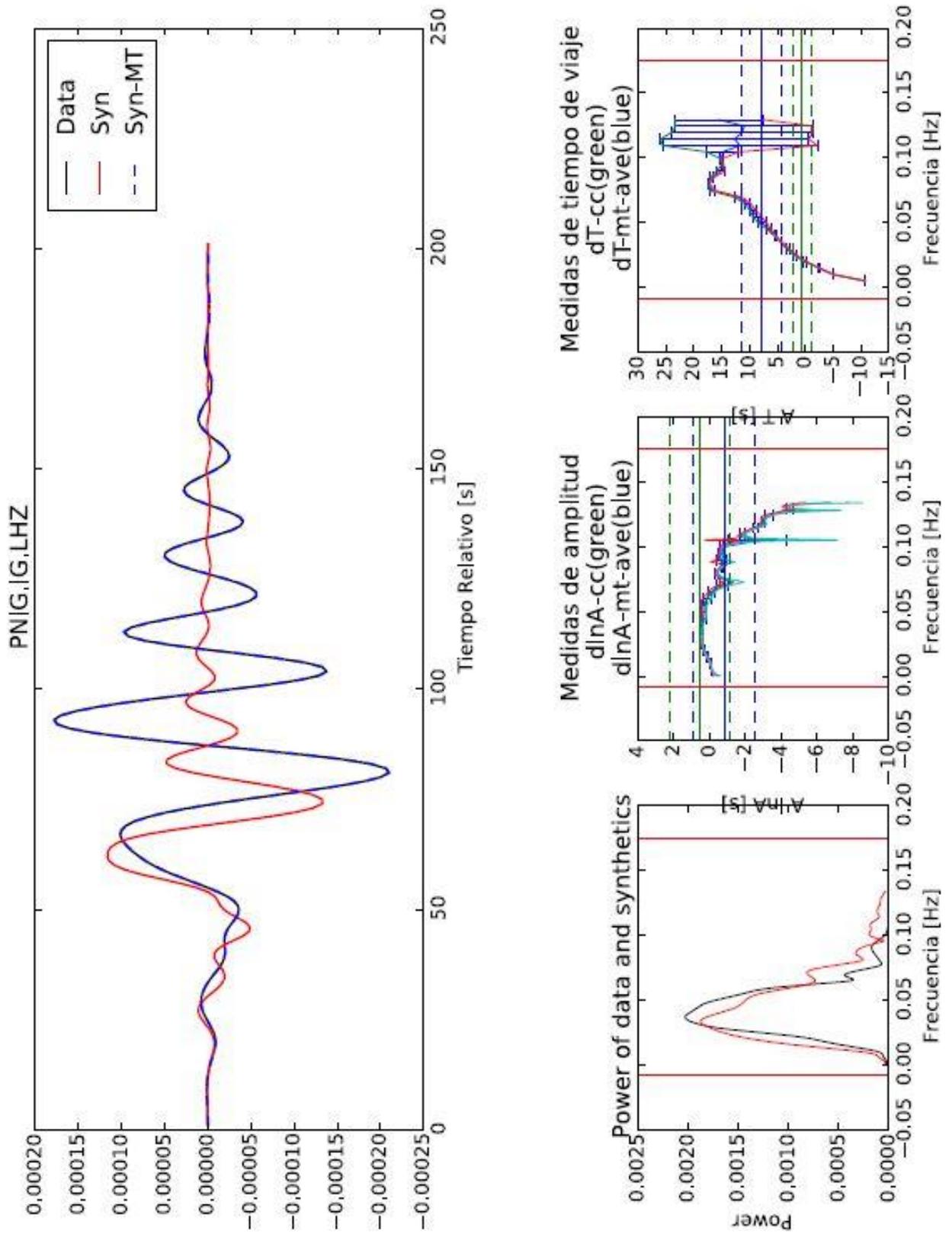


Figura 25. Estación PNIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.09 Hz.

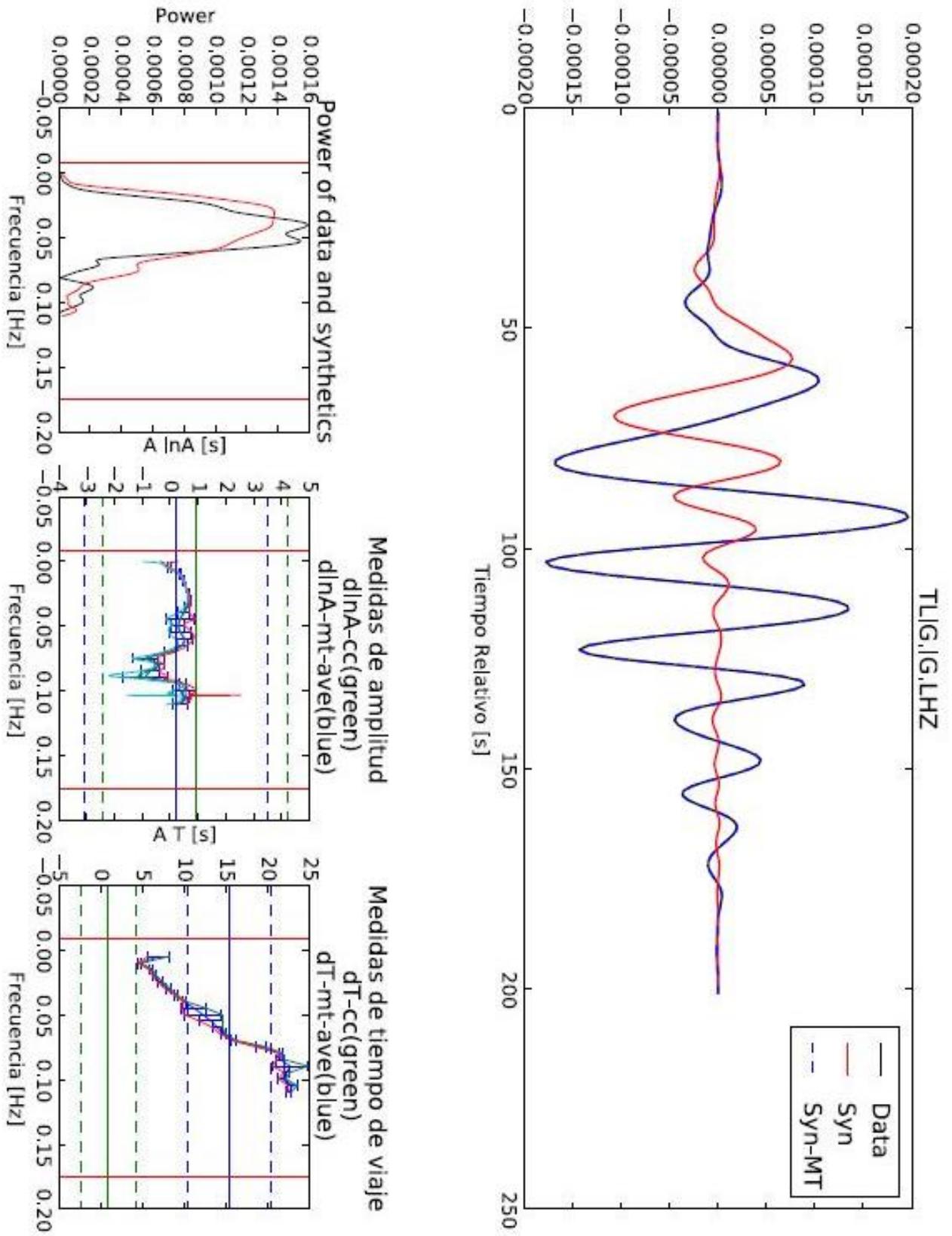


Figura 26. Estación TLIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.08 Hz.

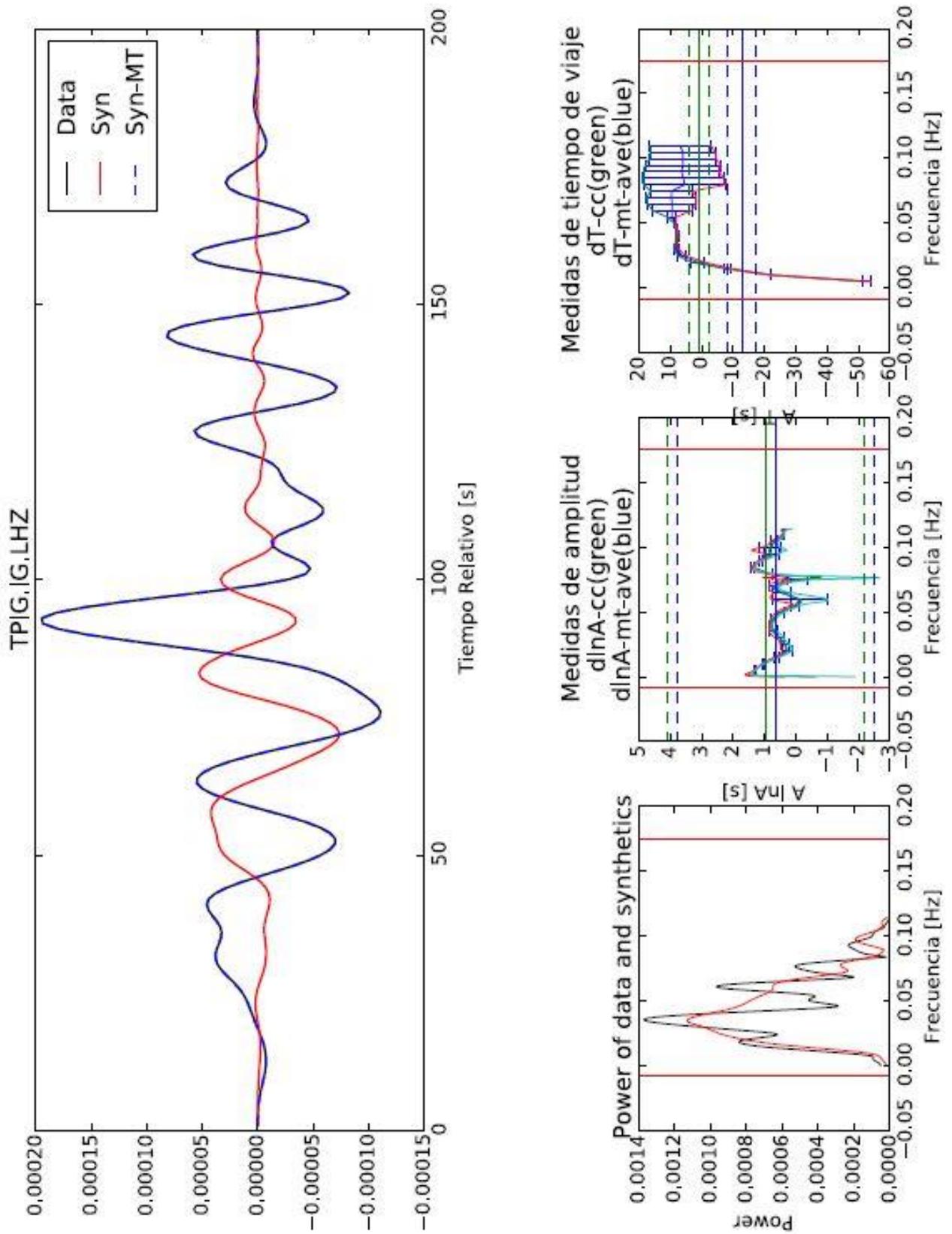


Figura 27. Estación TPIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.06 Hz.

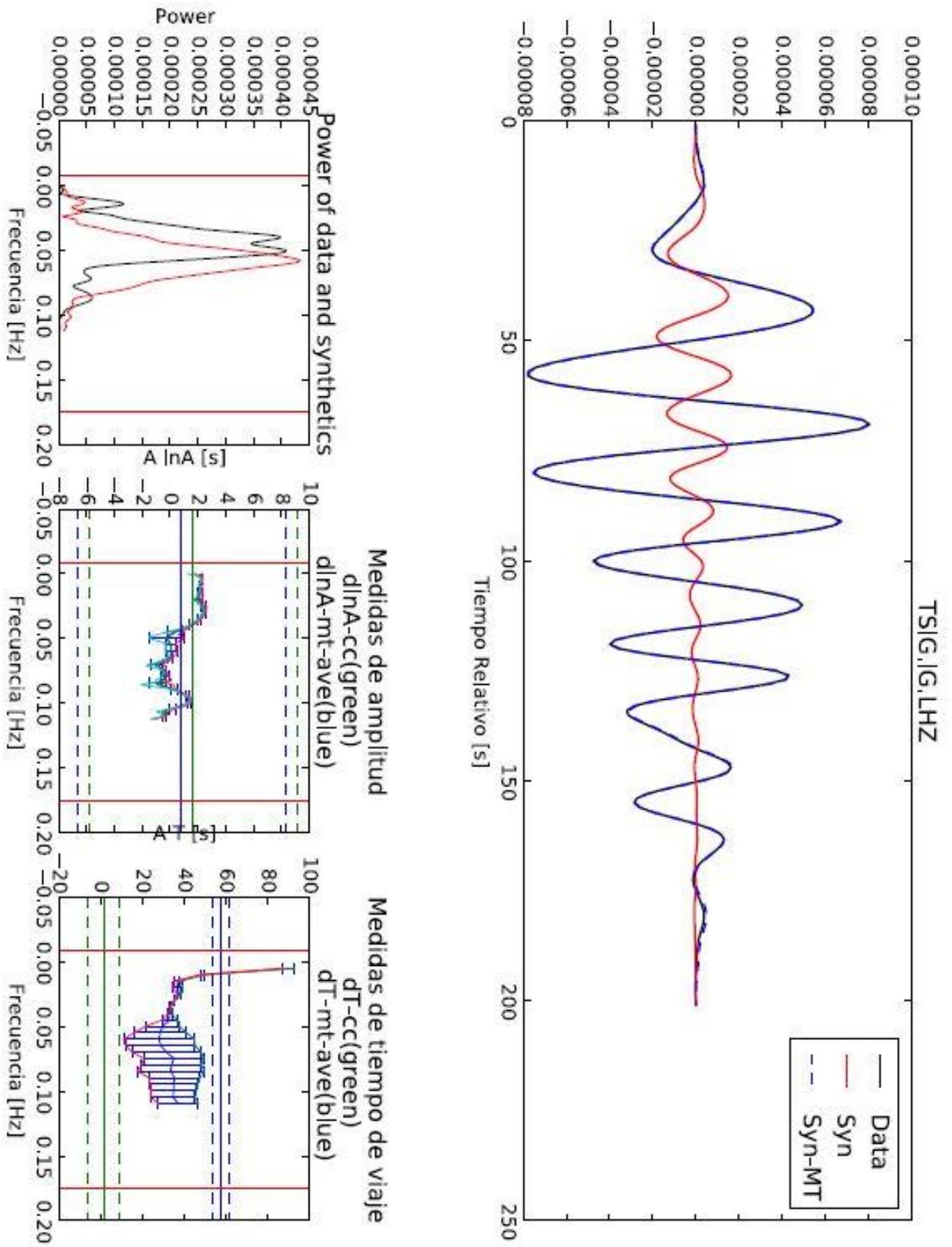


Figura 28. Estación TSIG con medidas de ventaneo múltiple con diferencias entre los sismogramas sintéticos por arriba de 0.05 Hz.

4.1.3 Estaciones con anomalías de amplitud similares y desfase distinto.

A continuación se trabajará con estaciones que coinciden en tener grandes diferencias respecto al desfase (Figura 29).

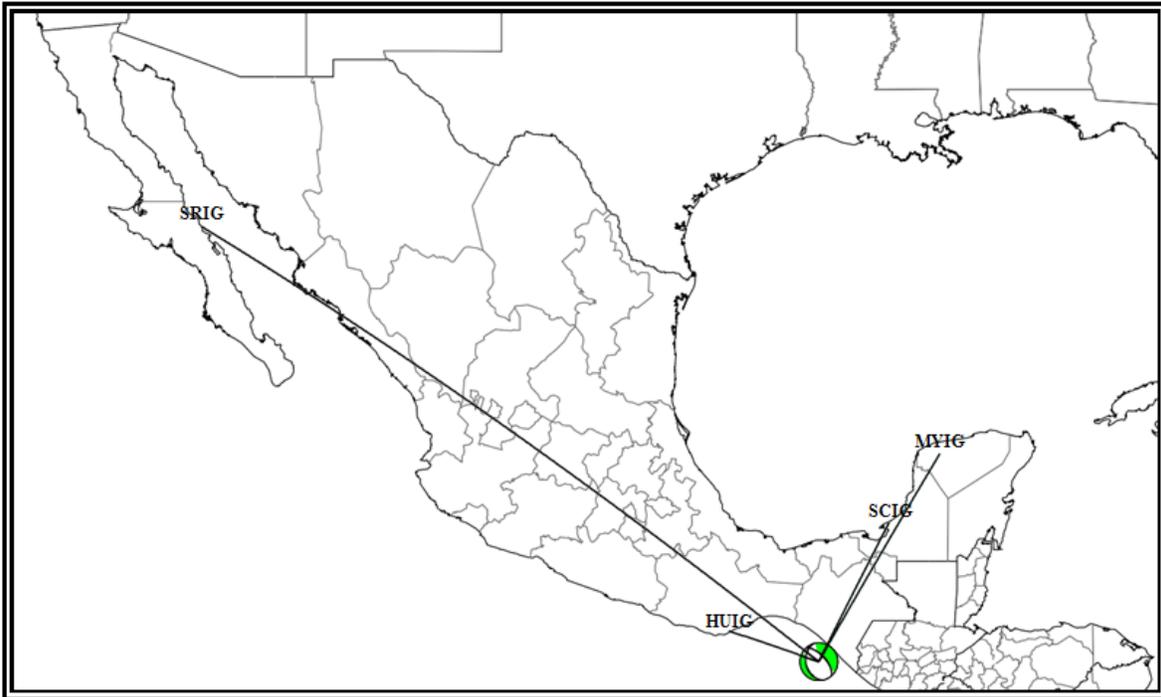


Figura 29. Estaciones con anomalías de amplitud similares y desfase distinto entre los sismogramas sintéticos.

La estación HUIG (Figura 30) se encuentra en Huatulco. El sismograma sintético y el sismograma observado son similares hasta 60s aproximadamente. Posteriormente el sismograma observado tiene amplitudes más grandes respecto al sintético. La energía del sismograma sintético y el observado es similar los dos concentran su energía en un intervalo aproximado de 0 Hz a 0.1 Hz, ambos tienen un punto máximo cercano a 0.0025, aunque para el sismograma sintético antes y para el observado después de 0.05Hz. Después la frecuencia de 5 Hz el sismograma sintético tiene mayor energía que el observado. El rango del cociente de amplitud va de 1 a 0.15, sin grandes diferencias entre ellas a excepción de las cercanas a 0.07 Hz.

Los desfases son similares hasta la frecuencia 0.07, después las medidas se separan entre ellas un promedio de 30s. El rango de los desfases es 10 s a 100 s.

En Mérida, Yucatán se encuentra la estación MYIG (Figura 31), donde el sismograma sintético y observado tienen amplitudes semejantes. En el rango de tiempo de 50s a 100s son visiblemente similares. En la gráfica de energía, en la frecuencia de 0.03 Hz la energía del sismograma observado es de 0.0035 y para el sintético de 0.0030, estos puntos representan el punto máximo de ambos sismogramas. El intervalo donde se concentra la energía es para el sintético de 0 Hz a 0.14 Hz y para el observado de 0 Hz a 0.12 Hz. Por otro lado las medidas de cociente de amplitud están en un rango entre -6 a 1, sin grandes diferencias entre ellas. Finalmente en las medidas de desfase, los tres sismogramas son similares, hasta 0.07Hz donde las diferencias aumentan en un rango de 25s.

La estación SCIG (Figura 32) se encuentra en la costa de Sabancuy en Campeche. Los sismogramas sintéticos y el sismograma observado muestran forma de onda similar, además el segmento que va de 25s hasta antes de 100s, parece ser un periodo similar para ambos sismogramas. La energía del sismograma sintético y el observado se concentra en el intervalo de 0 Hz a 0.13 Hz y de 0 Hz a 0.10 Hz respectivamente, tiene un punto máximo en 0.0044 mientras para el sismograma observado llega a 0.0035, esto puede explicar que la amplitud del sismograma observado es mayor al sintético. El rango del cociente de amplitud va de -6s a 1s, sin grandes diferencias entre ellas sin embargo el rango en que se encuentran es muy grande, ya que va de 0.5 s a 6 s. Los desfases son similares hasta la frecuencia 0.06 Hz, después las medidas se separan en un rango de 8s.

La estación SRIG (Figura 33) es la estación que se encuentra al norte de Baja California Sur del lado del mar de Cortés. El sismograma observado tiene amplitudes mayores respecto al sismograma observado. La energía del sismograma observado tiene dos puntos máximos cercano a en 0.0045 al igual que el punto máximo del sismograma sintético. El intervalo donde se concentra la energía es para el sintético de 0.04 Hz a 0.1 Hz y para el observado de 0.01 Hz a 0.07 Hz. El rango de las medidas de cociente de amplitud va de -1 s a 2 s, sin grandes diferencias entre ellas. Las medidas de desfase son similares hasta la frecuencia 0.02 Hz, después las medidas se separan.

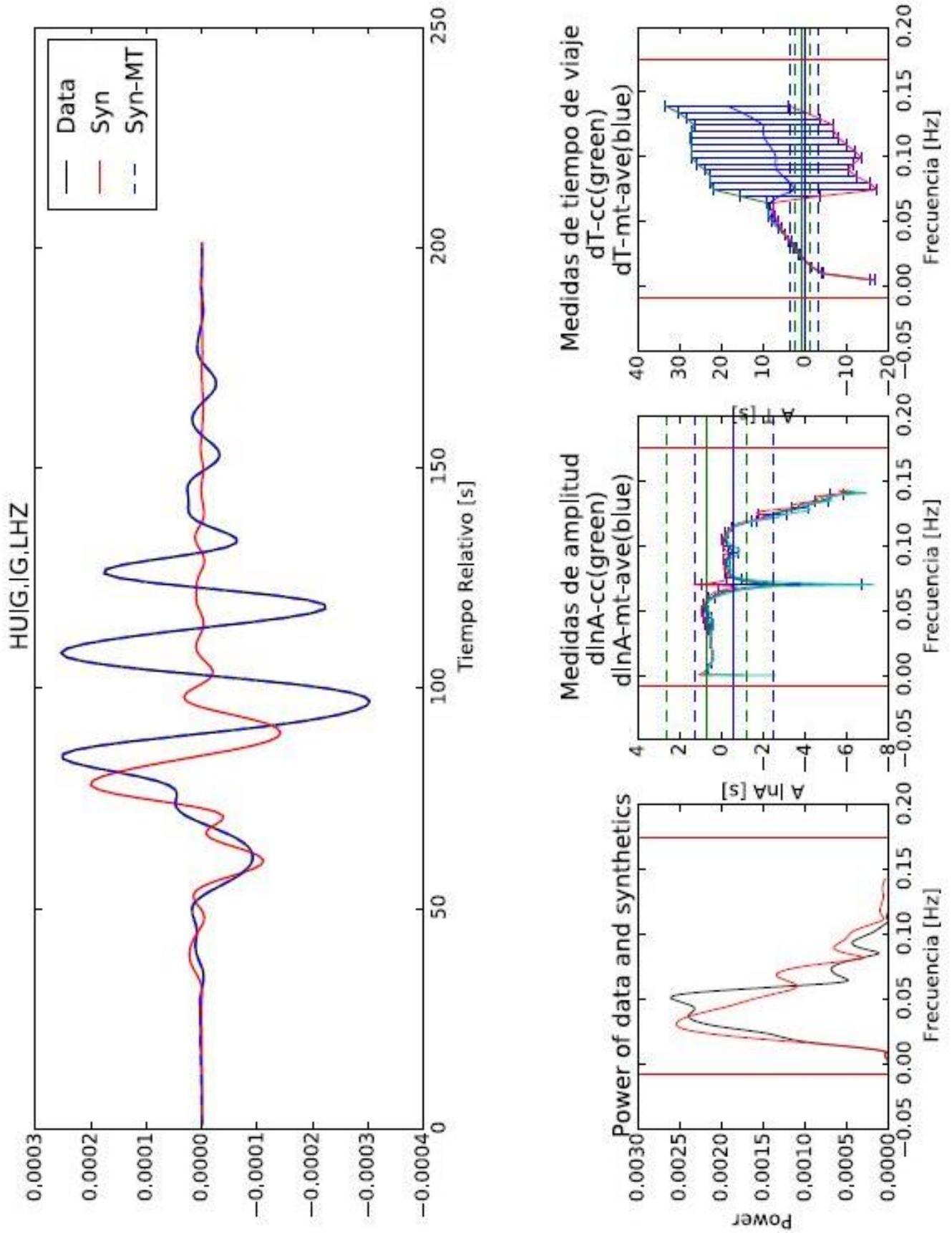


Figura 30. Estación HUIG con desfases es 10 s a 100 s.

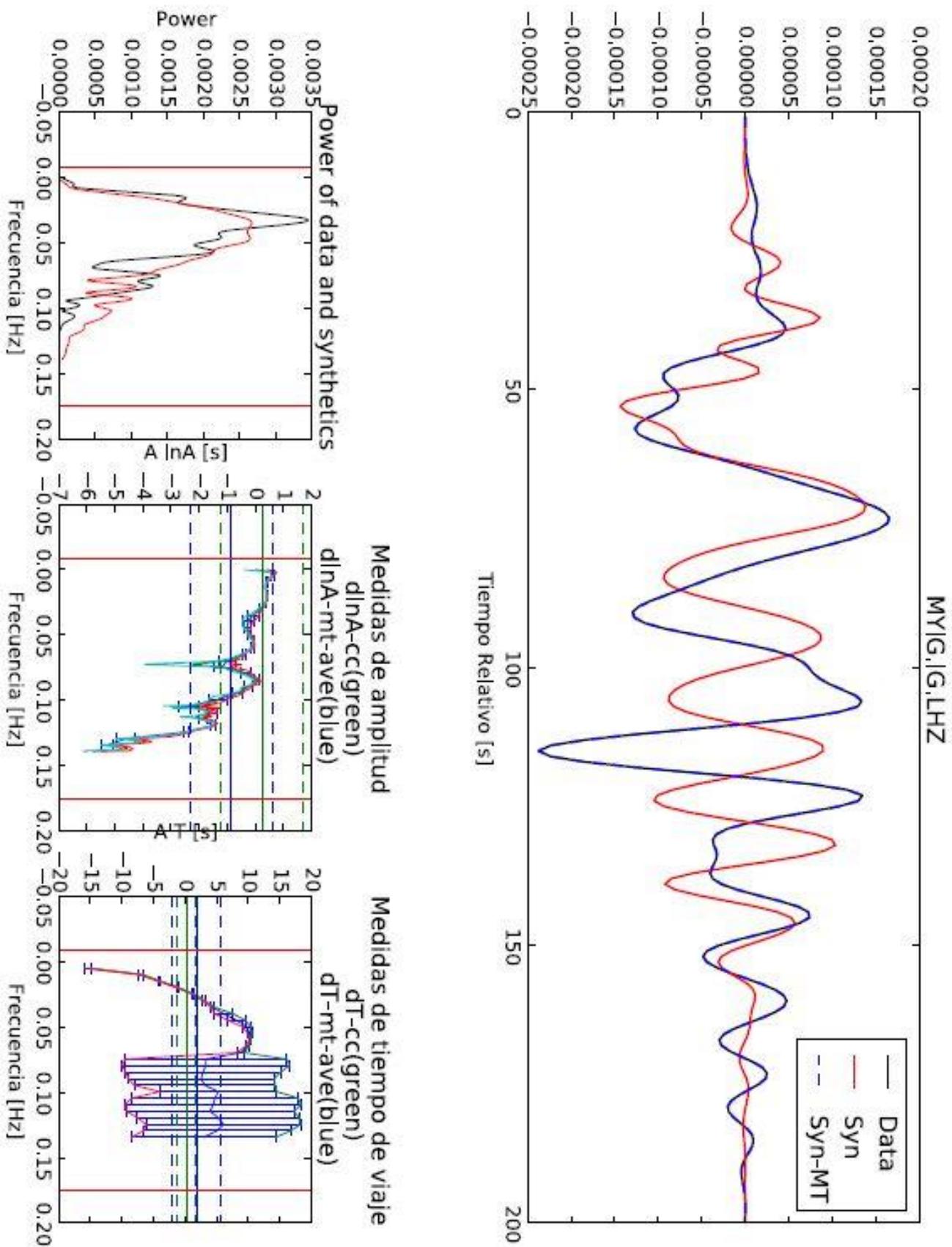


Figura 31. Estación MYIG con un rango de 25s de desfases.

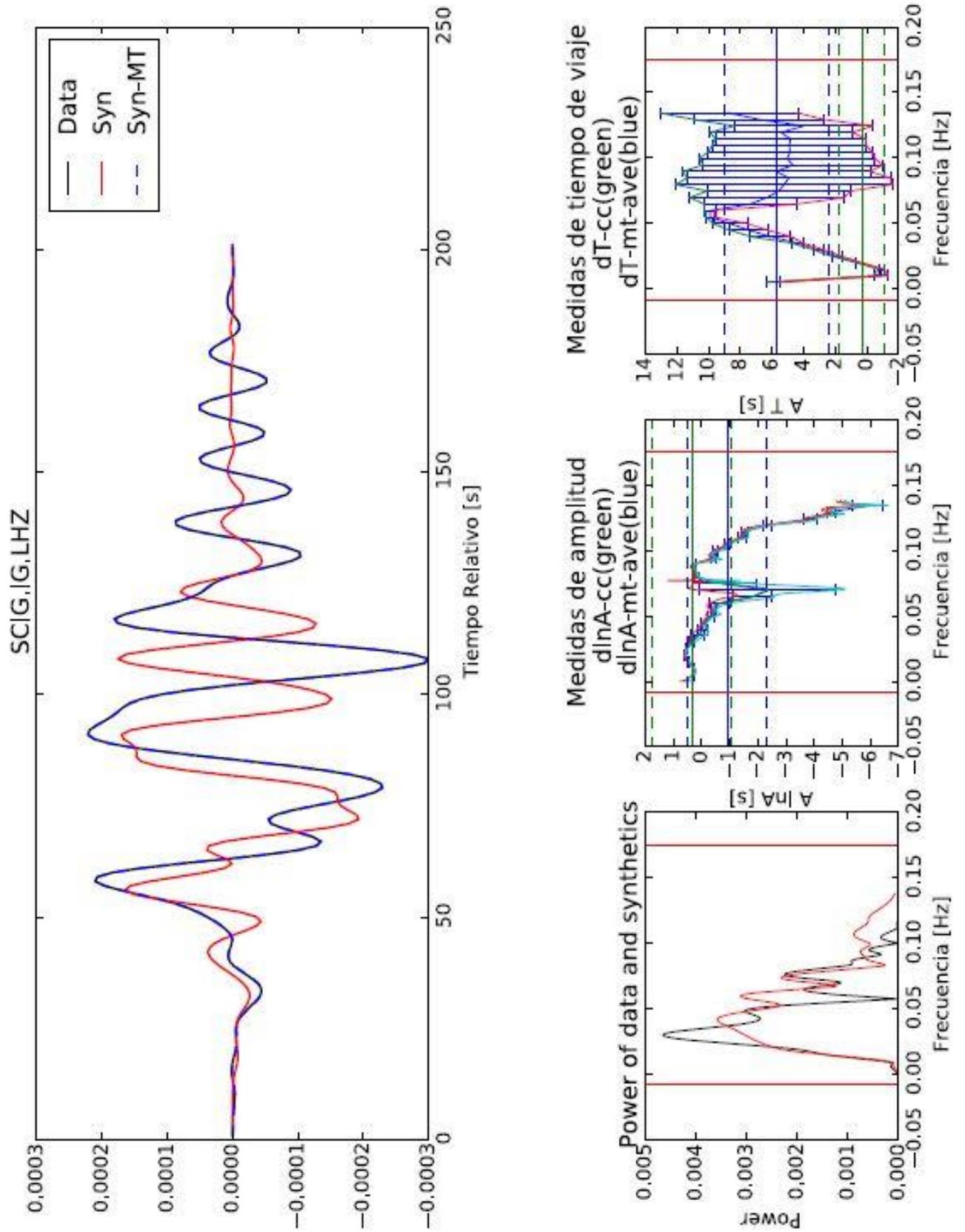


Figura 32. Estación SCIG con desfases en un rango de 8 s.

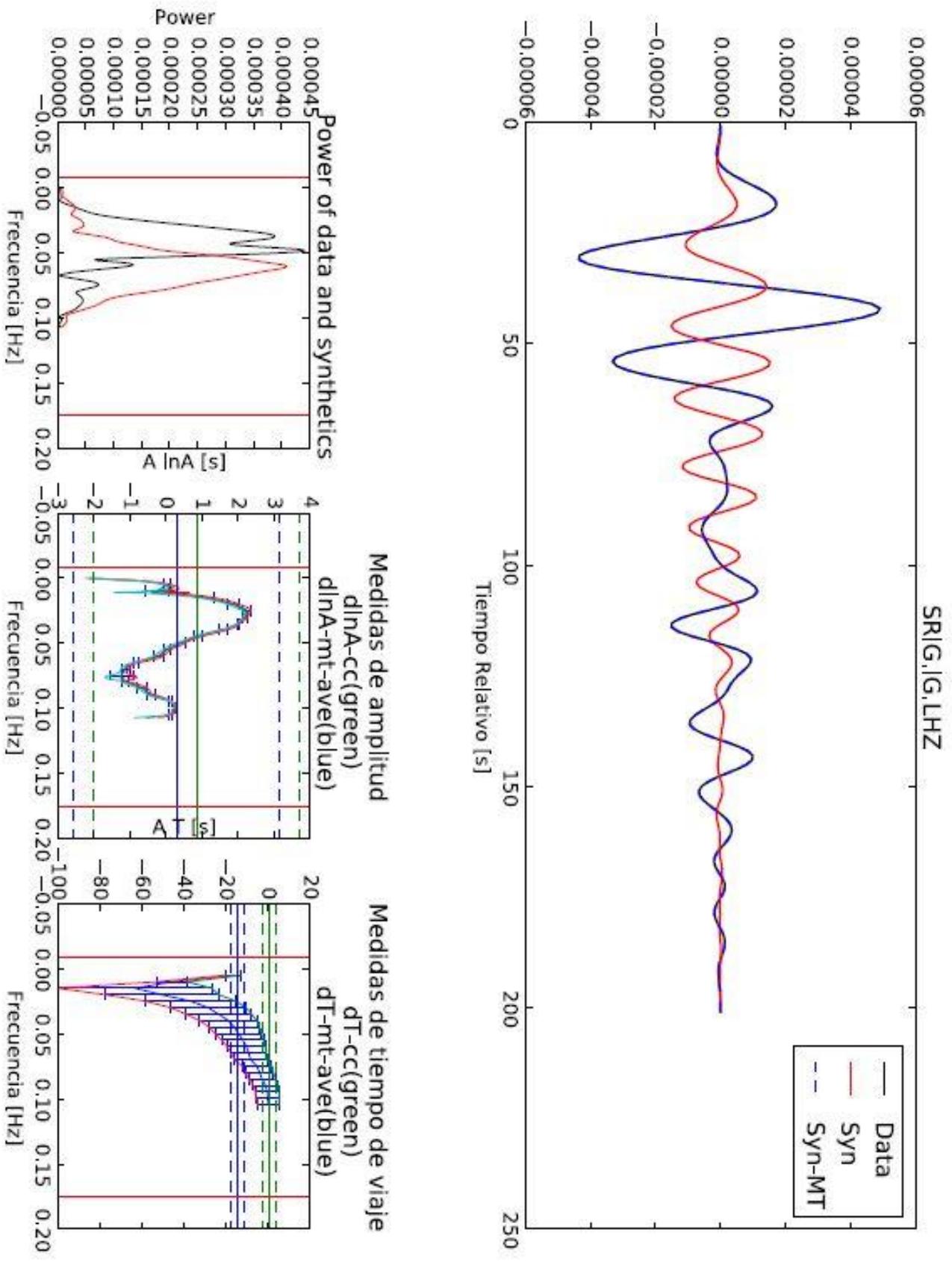


Figura 33. Estación ARIG con diferencia de desfase constante entre los sismogramas.

4.2 Medida de desfase de tiempo para tres eventos

En esta sección mostraremos las medidas de tiempo de viaje de tres eventos en diferentes periodos, con el fin de identificar eventos que tengan menor desfase. Los mapas muestran el desfase un periodo (20 s, 40 s, 50 s y 70 s) para un evento. Acotamos la medida de desfase en un rango de -20 s a 20 s.

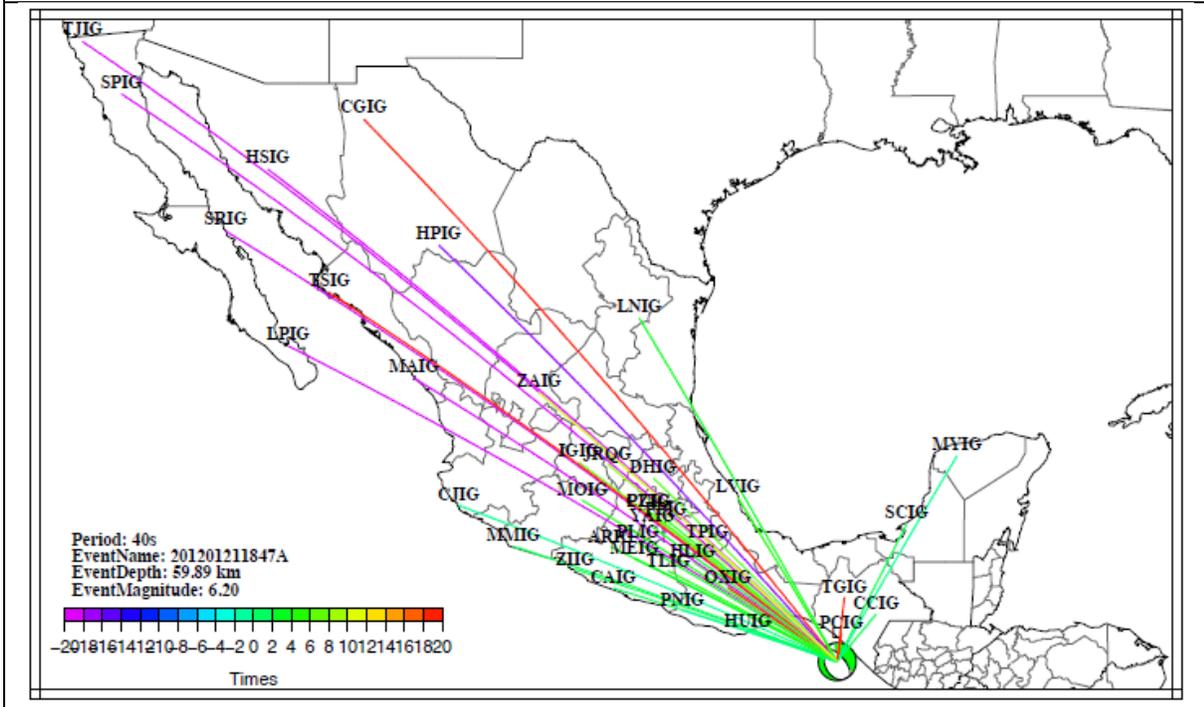
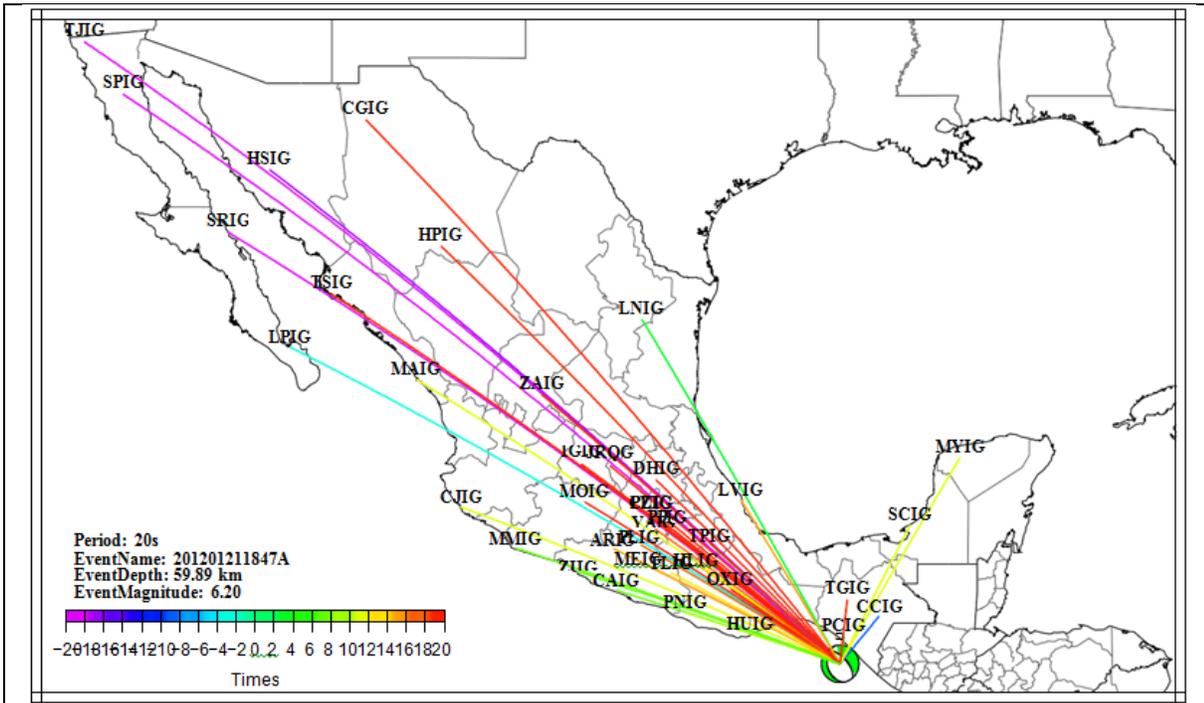
4.2.1 Desfases para el evento del 21 de enero del 2012.

El primer evento ocurrió el día 21 de enero del 2012, fue producido por una falla inversa cerca de la costa de Chiapas.

Para el periodo de 20 s (Figura 4.34 a), los colores de rayos en tonos verdes y amarillos son abundantes para estaciones relativamente cercanas; lo que indica que los desfases van desde 4 s a 12 s. Por otro lado, los rayos con tonalidades moradas abundan en estaciones ubicadas al norte del territorio y estos indican desfase de -18s a -20s.

En los periodos 40 s, 50 s y 70 s (Figura 34 b, c y d); se aprecian desfases que van de -6 s a 0 s para estaciones ubicadas cerca del evento. Por otra parte para estaciones al norte del territorio la medida tiene valores de -16 s a -20 s.

Por el patrón de radiación de ondas superficiales, es posible que los sismogramas que registran las estaciones centrales del país tengan grandes errores. A causa de que en esta zona la energía es poca con respecto a las otras estaciones.



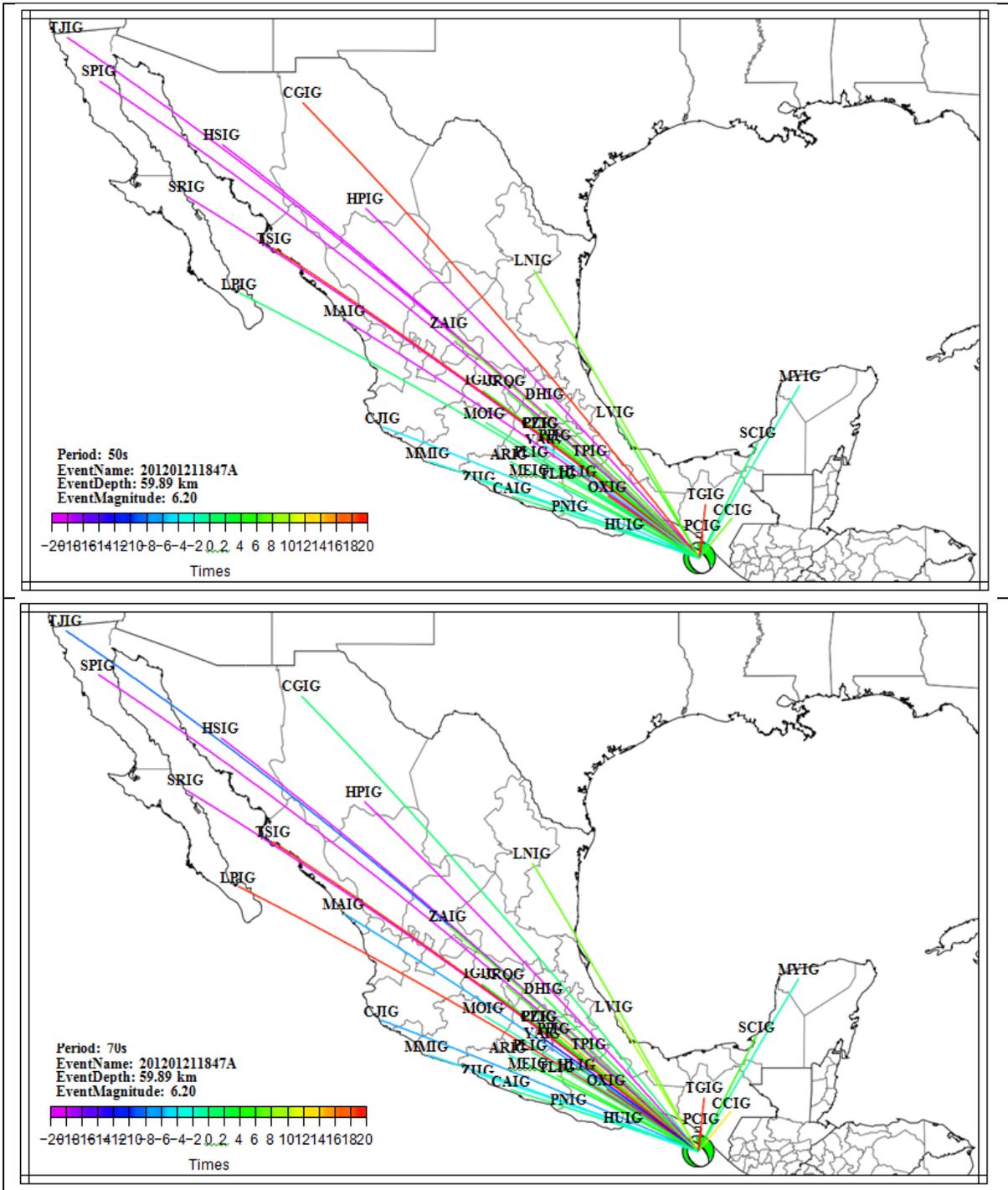


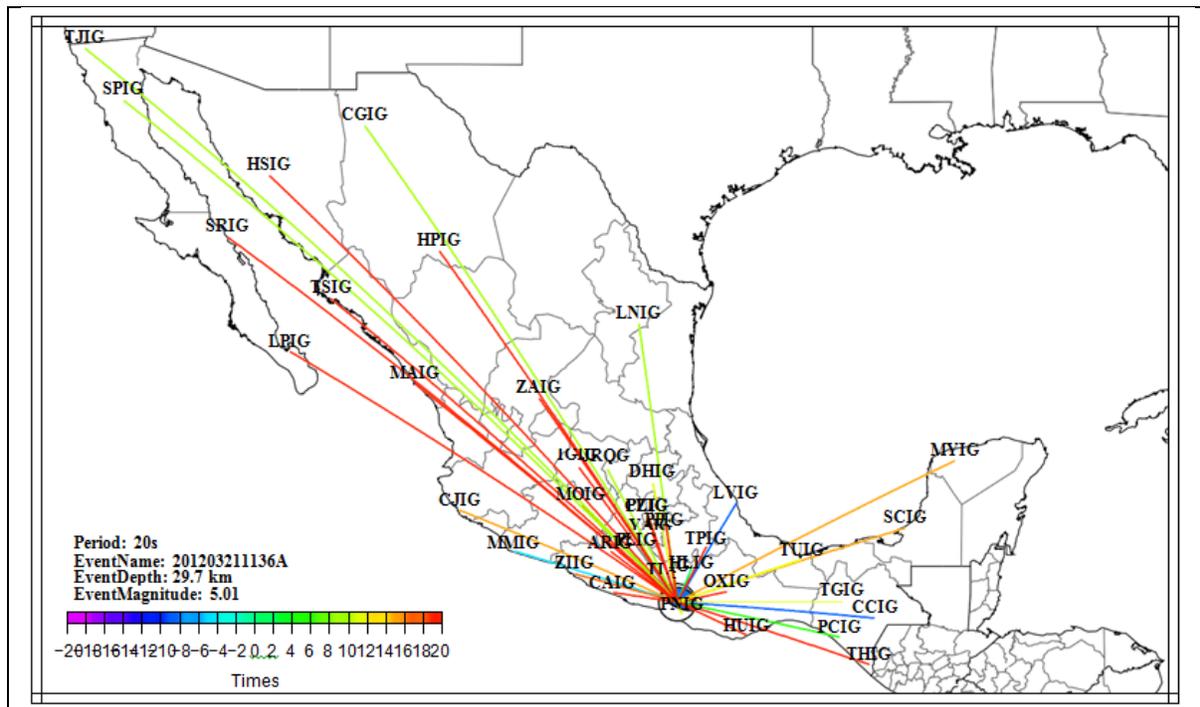
Figura 34. Desfase para el evento del 21 de enero del 2012 para 20 s(a), 40 s(b) , 50 s (c) y 70 s(d).

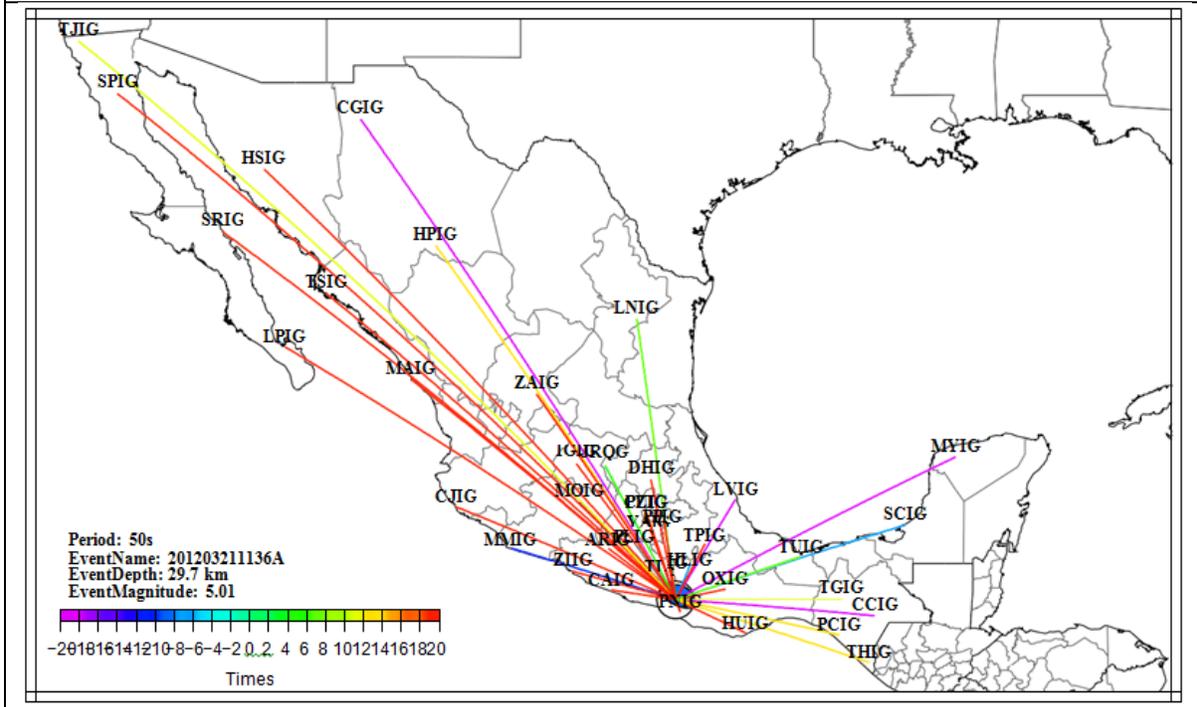
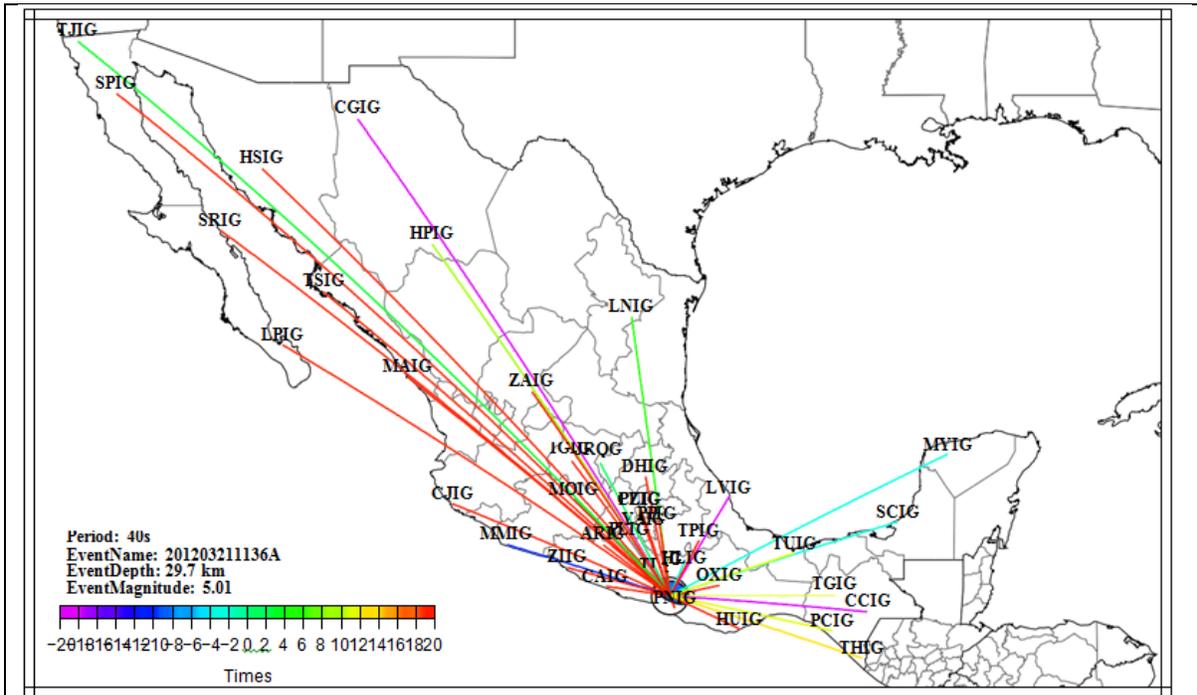
4.2.2 Desfases para el evento del 21 de marzo del 2012.

A continuación se presenta el evento correspondiente al día 21 de marzo del 2012, con un mecanismo focal que muestra falla inversa ubicada en la costa de Oaxaca.

Para el periodo correspondiente a 20s (Figura 35 a); los desfases positivos van de 8 s a 6 s y de 18 s a 20 s. Los periodos 40 s, 50 s y 70 s (Figura 36 b, c y d) la cantidad de rayos rojos aumenta con respecto al periodo de 20s. Lo que indica que las medidas de desfase están entre 18 s y 20 s.

Por el patrón de radiación de ondas superficiales, es posible que los sismogramas que registran las estaciones de los estados de Chiapas y Guerrero tengan grandes errores, ya que la energía es casi nula.





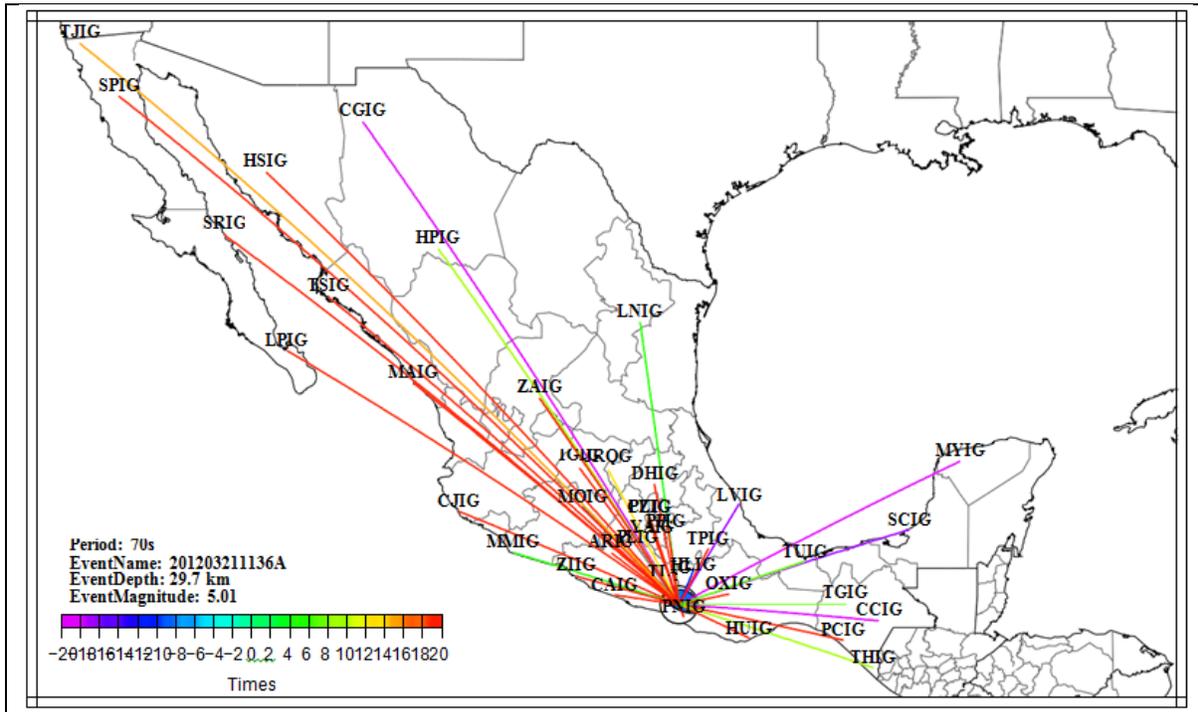


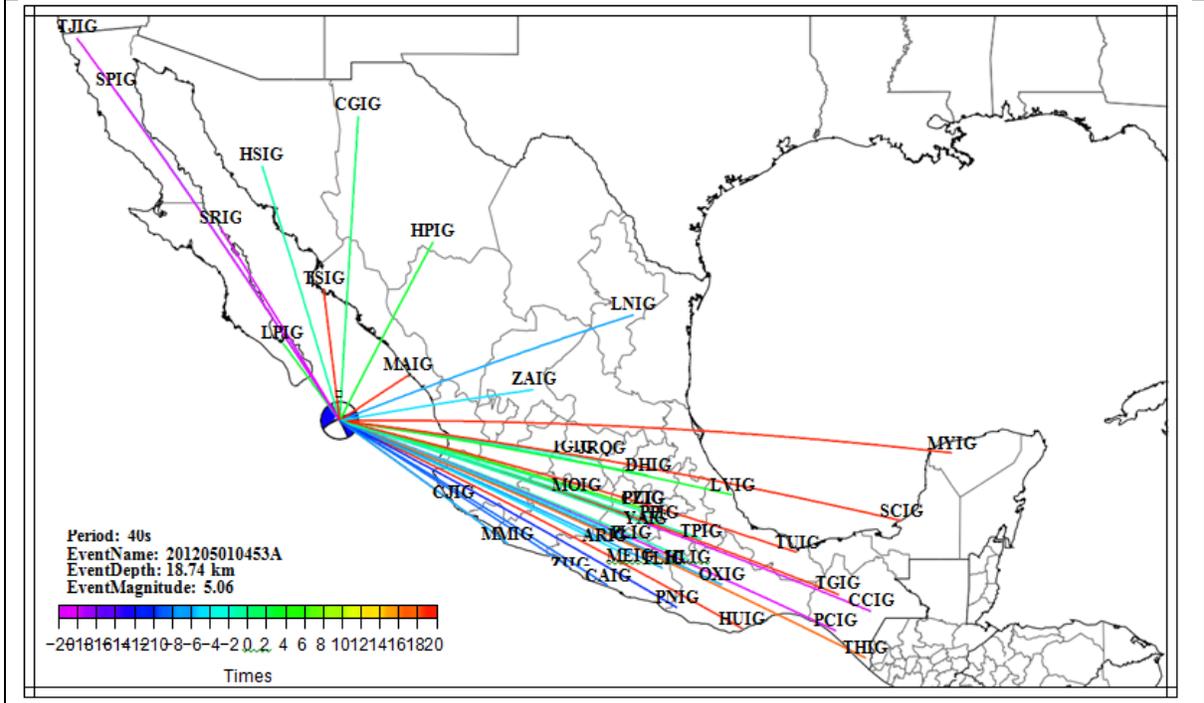
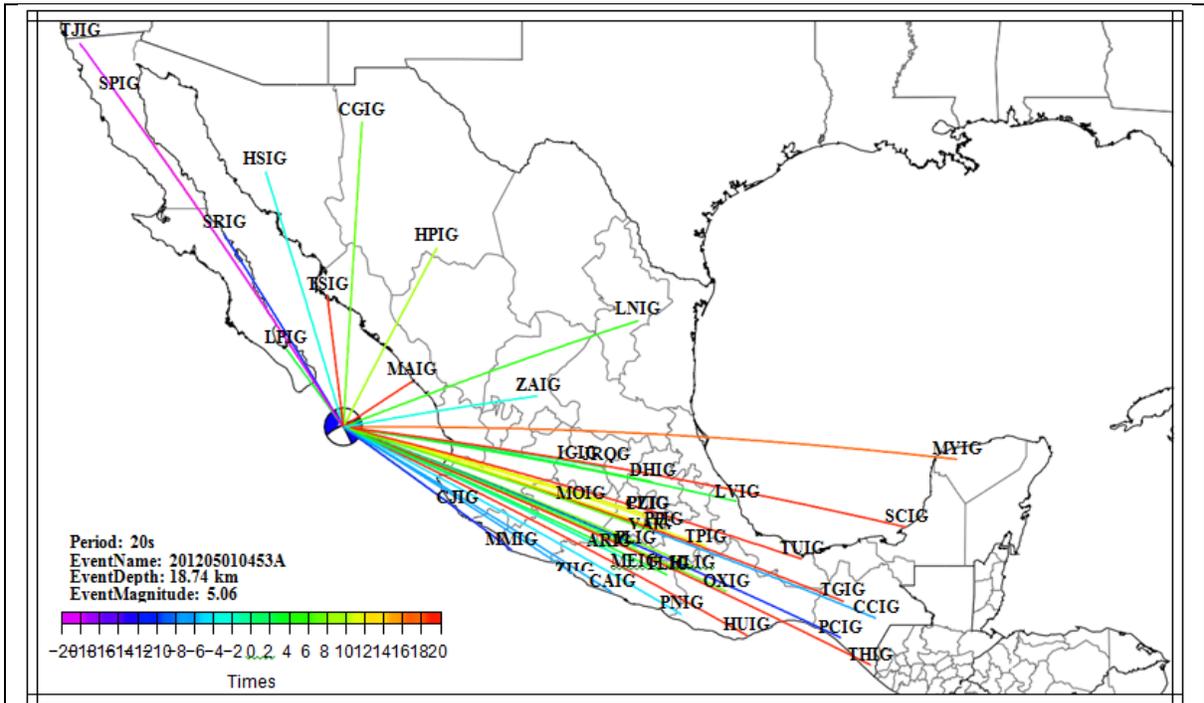
Figura 35. Evento del día 21 de marzo del 2012 con los periodos 20 s (a), 40 s (b), 50 s(c) y 70 s(d) .

4.2.3 Desfases para el evento del 1 de mayo del 2012.

En esta sección se aborda el evento correspondiente al 1 de mayo de 2012 originado por una falla transformante al sur de Baja California Sur (Figura 36).

En el periodo de 20s (Figura 36 a) los desfases entre 18s y 20s están ubicados en las estaciones cerca de la Península de Yucatán. Además se aprecia que existe un gran número de estaciones con medidas entre -6s y 8s. Para los periodos que corresponden a 40s y 50s (Figura 4.23 b y c) los desfase representantes de la zona centro van de -6s a 2s, mientras que los tonos rojos de la figura 2.25 parecen mantenerse. Para el periodo (Figura 4.23 d) correspondiente a 70s; el desfase aumenta, ya que hay medidas ente -10s a 2s.

Por otro lado tomando en cuenta el patrón de radiación para ondas superficiales, las ondas tienen mayor amplitud en las estaciones ubicadas al noroeste del mecanismo focal.



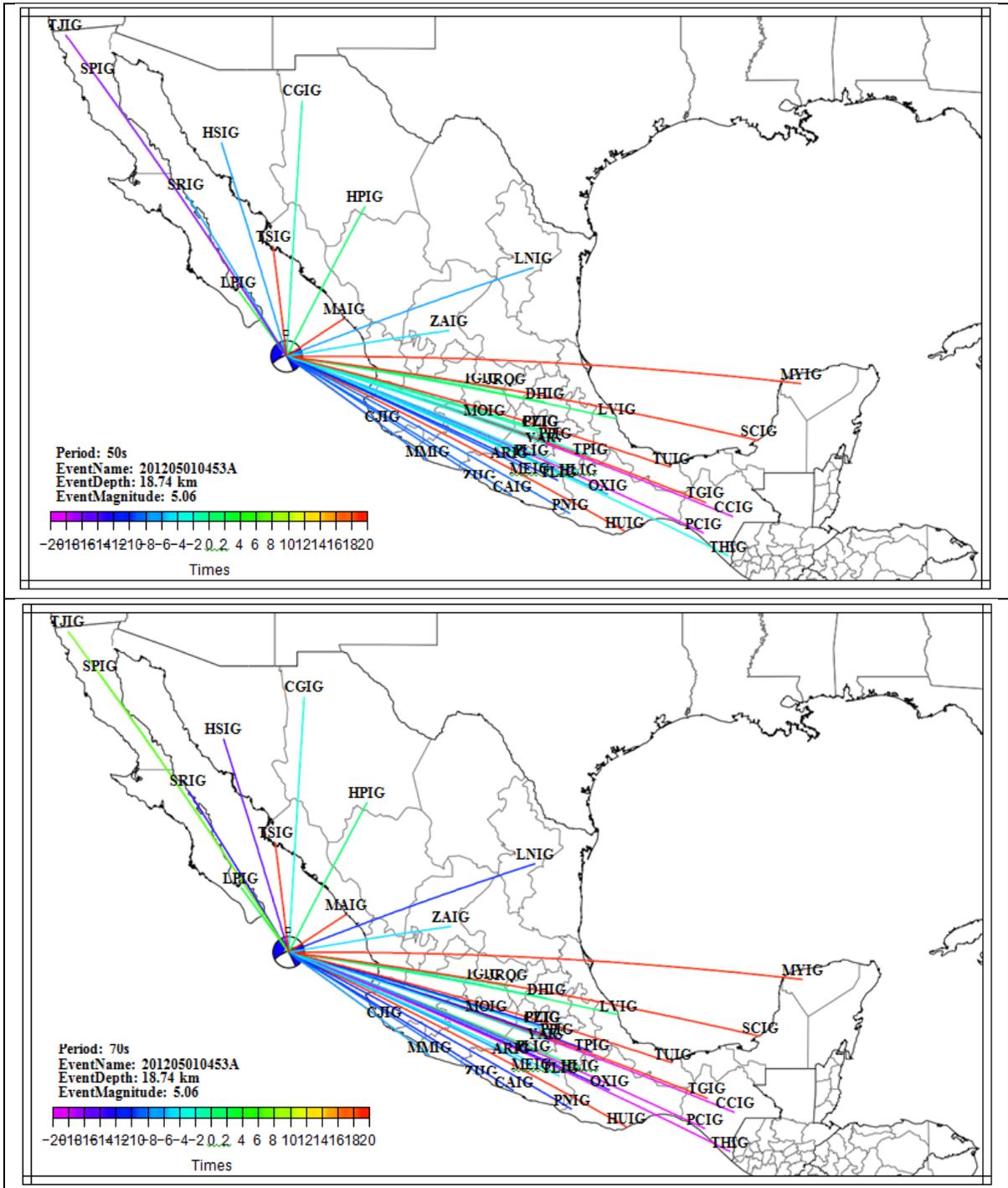


Figura 36. Evento del día 1 de mayo del 2012 para los periodos 20 s (a), 40 s (b), 50 s (c) y 70 s (d).

5 Discusión

5.1 Desfases por periodo

El objetivo de esta sección es conocer los periodos donde los sismogramas sintéticos sean similares a los datos.

De acuerdo a los resultados observados en el capítulo 4.1 donde se describe de forma detallada cada una de las medidas para algunas de las estaciones del SSN para el evento del día 21 de enero del 2012. La mayoría de las estaciones tienen grandes rangos en los desfases, sin embargo es posible observar que en casos como MEIG (Figura 16), MMIG (Figura 17), PLIG (Figura 18) y ZIIG (Figura 19) las medidas de los tres sismogramas son semejantes y el desfase es cercano a cero. Estos desfases coinciden en frecuencias menores a 0.05 Hz. Las estaciones ARIG (Figura 4.8), CAIG (Figura 22), CJIG (Figura 23) y PNIG (Figura 25) también siguen esta tendencia sin embargo en frecuencias superiores las medidas de los sismogramas son totalmente distintas.

Para localizar los periodos donde los sismogramas sintéticos son similares a los sismogramas observados se realizaron histogramas del número de estaciones que tienen desfases en distintos periodos (Figura 5.1). Se aprecia que la cantidad de estaciones con desfase cercano a cero es mayor en periodos entre 100 s y 25 s, mientras que para periodos más bajos la distribución de las estaciones es más uniforme. Las medidas de desfase se concentran en el intervalo de intervalo de desfase -20 s a 20 s.

Retomando las gráficas que son mostradas en el capítulo 4.1, el valor de desfase de los sismogramas de las estaciones MEIG (Figura 4.3), MMIG (Figura 4.4), PLIG (Figura 4.5) y ZIIG (Figura 4.6) aumenta con la frecuencia.

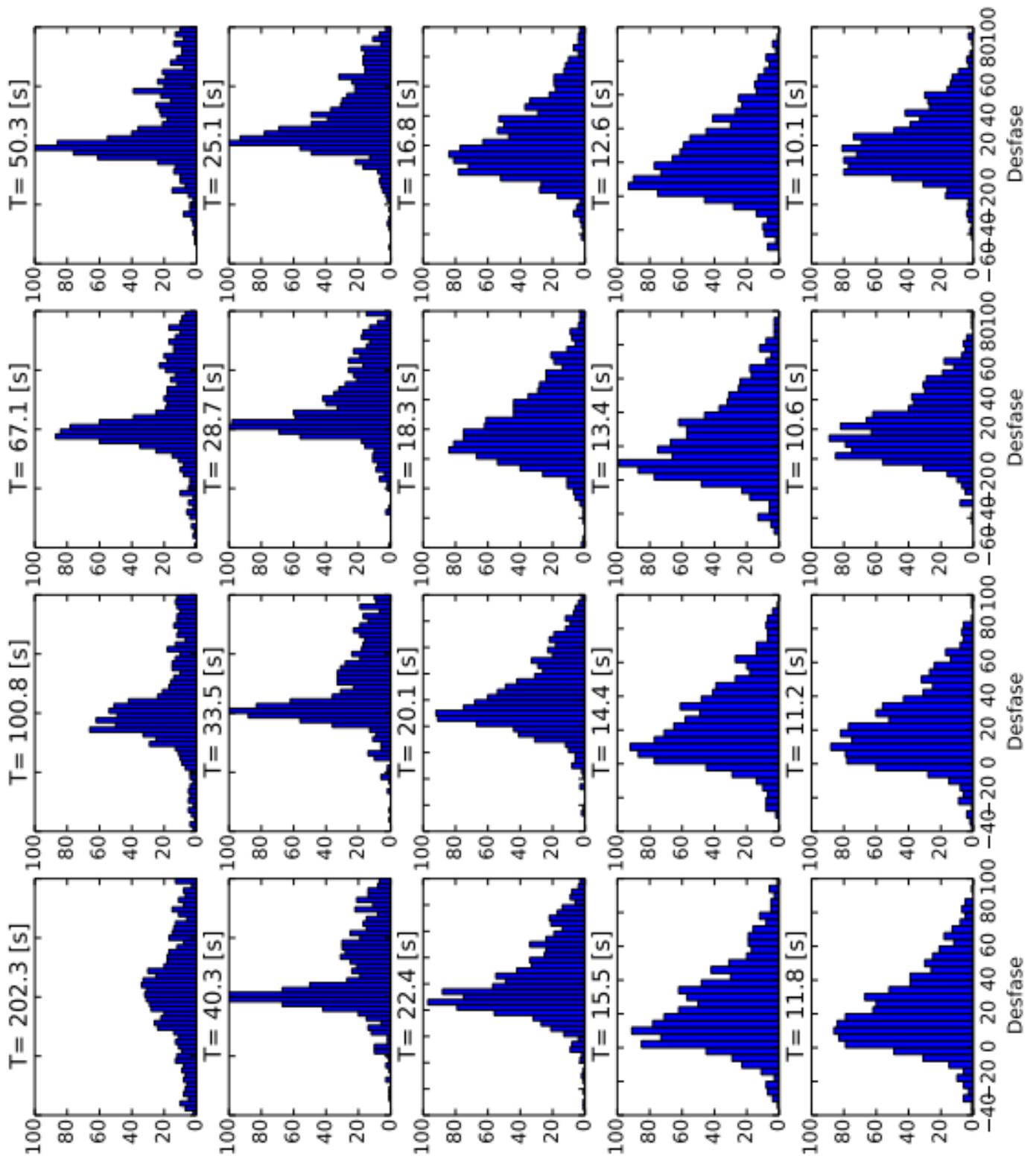


Figura 37. Desfase para eventos ocurridos en el año 2012.

5.2 Promedios de desfases por evento

Para seleccionar las zonas del territorio mexicano donde el modelo predice de forma más precisa el comportamiento de las ondas, se muestran los promedios de los desfases obtenidas con la técnica de ventaneo múltiple, para cada uno de los eventos usados.

Los círculos representan el promedio de un evento y se localiza en el epicentro. Los promedios de desfase para eventos del año 2012 están en el rango de 2 s a 6 s. Los eventos que muestran un promedio cercano a cero están localizados al oeste de Sinaloa y en la costa entre Guerrero y Oaxaca.

Analizando de forma independiente el evento del 21 de enero del 2012, podemos notar que los rayos con menor desfase se ubican cercanos al evento; para los periodos de 40 s y 50 s (Figura 4.21 b y c) y en el periodo de 70 s (Figura 4.21 d) aumentan el número de estaciones con desfases cercanos a cero, sobre todo en las estaciones lejano (LNIG y LPIG).

Tomando en cuenta las imágenes mostradas en este trabajo; se puede concluir que la zona donde el modelo predice mejor el comportamiento de la ondas es la costa entre Guerrero y Oaxaca, ya que muestra un promedio menor al resto en el mapa de promedios de desfases (Figura 5.2), y coincide con los mapas del evento del 21 de enero del 2012 (Figura 4.21). Se puede añadir que en las estaciones cercanas al epicentro del sismo mencionado el desfase es cercano a cero, sin embargo para los desfases del día 21 de Marzo (Figura 4.22), esto no se cumple, ya que en gran cantidad de estaciones el desfase es mayor a 14s.

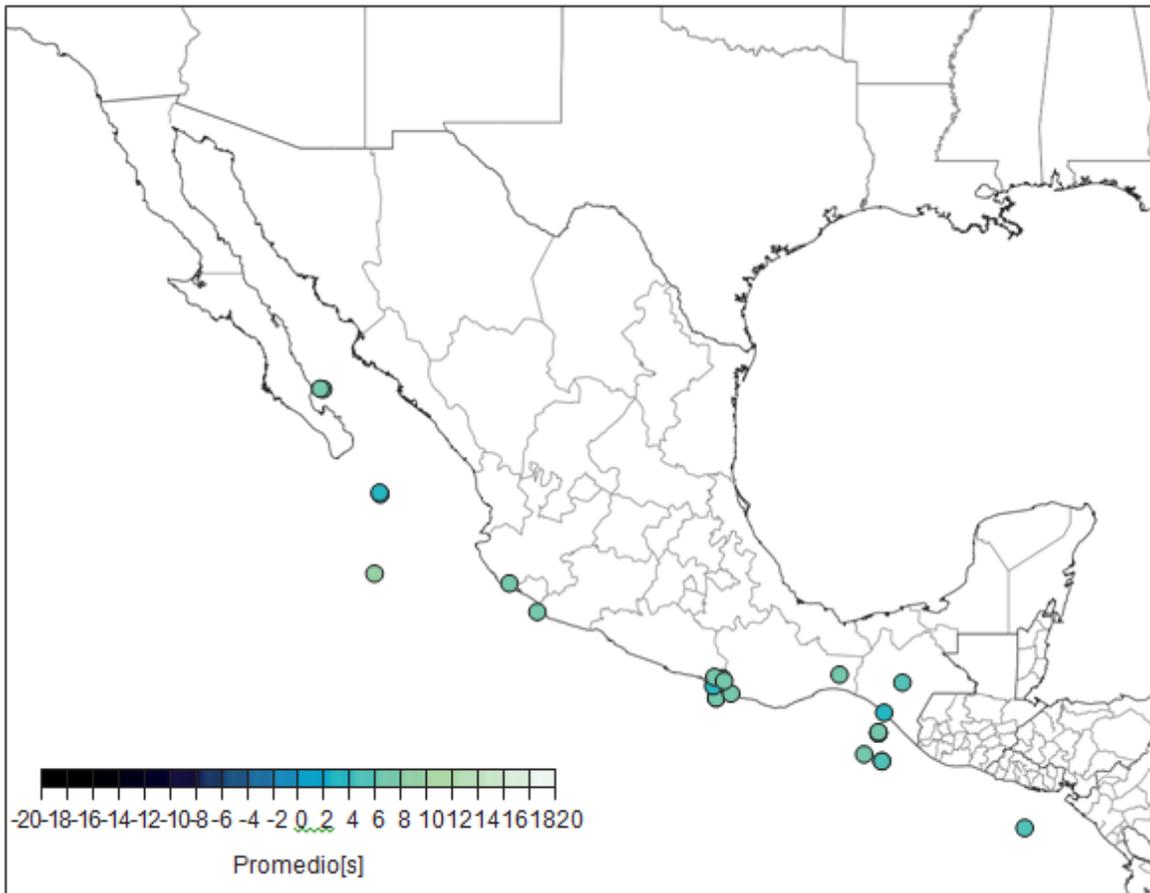


Figura 38. Medidas de desfase para eventos ocurridos en el año 2012.

6 Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten concluir lo siguiente: los sismogramas sintéticos generados a escala regional en México asumiendo una estructura constituida por el modelo de manto S362ANI (Kustowski, Ekström, & Dziewonski, 2008) y el modelo de corteza Crust 2.0 (Bassin, Laske, & Masters, 2000), son semejantes a los sismogramas observados en periodos largos para sismos de subducción mexicanos.

La semejanza fue cuantificada a partir de medidas con ventaneo múltiple del desfase de las señales entre -20 y 20 segundos para distintos períodos. Los porcentajes de señales con desfases en este rango son: 63% para un período de 67.1 segundos, 60% para un período de 50.3 segundos, y 43% para un período de 18.3 segundos. Como es de esperarse esto revela que, para períodos más cortos, el porcentaje de las medidas en este intervalo disminuye (i.e., las predicciones teóricas empeoran) (Figura 5.1). La región geográfica donde el modelo predice mejor el comportamiento de las ondas es a lo largo de la costa de Chiapas. Ahí, los promedios de desfase están dentro del intervalo de 2 a 4 segundos (Figura 5.2). Además, los sismogramas sintéticos para el evento del 21 de enero de 2012 (M6.20 localizado en dicha región), tienen medidas de ventaneo múltiple cercanas a cero para períodos de 40, 50 y 70 segundos (Figura 4.21 b, c y d).

Este trabajo demuestra el poder y utilidad de las medidas por ventaneo múltiple para la evaluación de estructura de propagación tridimensionales, y su validez para la predicción sísmica en frecuencias específicas de interés. Asimismo, los resultados obtenidos constituyen un primer esfuerzo hacia la validación de un modelo estructural completo para la propagación de ondas en la República Mexicana.

7 Bibliografía

- Bassin, C., Laske, G., & Masters, G. (2000). The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans AGU*, S12A-03.
- Bird, P. (2003). *An updated digital model of plate boundaries*. *Geochem, Geophys. Geosyst.*
- Ferreira, A., & Woodhouse, J. (2006). Long-period seismic source inversions using global tomographic models. *Geophysics. J. Int.*, 15.
- Gaite, B., Villaseñor, A., Iglesias, A., Herraiz, M., & Jimenéz-Munt, I. (2015). A 3-D shear velocity model of the southern North American and Caribbean plates from ambient noise and earthquake tomography. *Solid Earth*.
- Hjorleifsdottir, V. (2007). *Earthquake source characterization using 3D numerical modeling*. California Institute of Technology: Dissertation (Ph.D.).
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (1999). Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation. *Geophys. J.*, 139.
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (2002a). Spectral-element simulation of global seismic wave propagation I. *Geophys. J.*, 149.
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (2002b). Spectral-element simulation of global seismic wave propagation II. 3-D models, oceans, rotation, and self-gravitation. *Geophys. J.*, 150.
- Kustowski, B., Ekström, G., & Dziewonski, A. (2008). Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model. *J. Geophys. Res.*, 113.
- Peréz, D. A. (2009). *Geometría de la placa de Cocos usando funciones de receptor a lo largo de la línea MASE*. . Universidades Autónoma de México: Instituto de Geofísica.
- Rocher, A. (2012). Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México. . *Universidad Autónoma de México*, Instituto de Geofísica.
- Sedlock, R. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology*. CAMBRIDGE.
- Solano, E. (2013). *Estudio y metodología para la detección de sismo atípicos*. UNAM.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell.
- Tarback, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología física*. Universidades Autónoma de Madrid: Pearson .

- Thompson, D. (1982). Spectrum estimation and harmonic analysis. *IEEE proc*, 1055-1096.
- Zhang, X., Paulsen, H., Lebedev, S., & Meier, T. (2007). Surface wave tomography of the Gulf of California. *Geophys*.
- Zhou, Y. (2004). *Surface wave propagation in laterally heterogeneous media: with application to global upper-mantle tomography*, P.h.D thesis. Princeton.