



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Discontinuidades sísmicas
corticales en la Ciudad de México**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Olivia Dianara Pita Sllim

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Xyoli Pérez Campos



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

Agradecimientos

A mi madre Olivia Sllim Jaimes, por el infinito amor y apoyo que me has brindado. Te agradezco el que siempre hayas confiado en mis capacidades y el haber creído en mi cuando yo dudaba. Gracias por haberme brindado la mejor educación que pude haber recibido, pues me enseñaste a ser una persona noble, honesta y me inculcaste valores.

A mi padre Carlos Pita de la Paz, por haberme enseñado a tener pasión por lo que uno hace. Te agradezco que hayas compartido conmigo tu pasión por la geofísica, pues gracias a eso encontré algo que me apasiona. Gracias por empujarme a ir más allá de mi zona de confort y apoyarme en mis metas y sueños.

Gracias a mi familia, a mis tíos, tías, abuelas y primos por el apoyo que me brindan siempre, son parte importante en mi vida y estoy muy feliz de compartir este logro con ustedes. Gracias Rosario por tus consejos y lecciones.

Agradezco a mi tutora, la Dra. Xyoli Pérez Campos, por haber dirigido este trabajo de tesis, por su apoyo, su tiempo y todos los consejos que me ha dado. Le agradezco el haber aceptado darnos clase de Mecánica del Medio Continuo, pues fue una de las clases que más disfruté y en la que surgió mi curiosidad e interés por la sismología.

A Miguel A. Rodríguez Domínguez por toda la ayuda para poder realizar este trabajo. Te agradezco el tiempo y la paciencia que me brindaste para poder instalar todos los programas y hacer que este trabajo fuera posible.

A todos los amigos que hice en estos cinco años de universidad, sin ustedes no habría disfrutado tanto mi carrera. A Jimena y Carmen por ser mis compañeras de módulo y compartir mi pasión por la sismología. A Kelly y Marco por su gran amistad. A Alethia, por todos estos años de amistad y por siempre estar presente.

Al Dr. Jorge Aguirre González, al Dr. Josué Tago Pacheco, al Dr. Luis Quintanar Robles y al Dr. Martín Cárdenas Soto por la revisión de este trabajo.

Le agradezco a la Unidad de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería y al personal del Servicio Sismológico Nacional por la instalación y mantenimiento de las estaciones empleadas, además de la adquisición y distribución de los datos usados en este trabajo. Un especial agradecimiento a Adriana González, Delia Bello y Arturo Cárdenas por su apoyo con los datos de

la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), la Red Sísmica del Valle de México (RSVM) y la estación del Zócalo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haberme dado la oportunidad de estudiar. Siempre serás mi alma mater.

Este trabajo fue patrocinado por la Secretaria de Ciencia, Tecnología e Innovación (SECITI) de la Ciudad de México. Proyecto SECITI/073/2016 y el programa de becas del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Índice

Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción	3
2. La Ciudad de México y su corteza	6
2.1. Marco geológico	7
2.1.1. Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	7
2.1.2. Sierra de Guadalupe	8
2.1.3. Sierra de Las Cruces	9
2.1.4. Sierra Santa Catarina	11
2.1.5. Sierra Nevada	11
2.1.6. Sierra Chichinautzin	11
2.1.7. Relleno de la Cuenca de México	13
2.1.8. Zonificaciones de la Ciudad de México	15
2.2. Redes sísmicas en la Ciudad de México	17
2.2.1. Red del Instituto de Ingeniería (IINGEN)	19
2.2.2. Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)	19
2.2.3. Red Sísmica del Valle de México (RSVM)	20
2.2.4. MesoAmerican Subduction Experiment (MASE)	22
2.2.5. Estación Zócalo (ZOCA)	24
3. Metodología: Funciones de receptor	25
3.1. Procesamiento de datos	25
3.1.1. Deconvolución	29
3.1.2. Deconvolución en el dominio de la frecuencia	29
3.1.3. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo	30
3.1.4. Interpretación	33
4. Discontinuidades sísmicas en la Ciudad de México	39
4.1. Principales discontinuidades sísmicas	40
4.2. Variaciones azimutales	43
4.3. Perfiles con funciones de receptor	49

5. Discusión y conclusiones	53
5.1. Discusión	53
5.1.1. Principales discontinuidades	53
5.1.2. Variaciones azimutales	54
5.1.3. Correspondencia con la geología	56
5.2. Conclusiones	58
Referencias	60
Anexo 1 – Localización de estaciones y eventos telosísmicos usados	64
Tabla A1.1. Localización de estaciones y número de FR obtenidas por estación	64
Tabla A1.2. Eventos telosísmicos usados	66
Anexo 2 – Funciones de receptor por estación	73
Anexo 3 – Perfiles	105

Resumen

En más de una ocasión se han visto los estragos que ocasiona el paso de las ondas sísmicas por la Ciudad de México. Desde sismos de subducción ocurriendo en las costas del Pacífico a más de 350 km de distancia, hasta sismos intraplaca cercanos como el del 19 de septiembre de 2017 en Puebla-Morelos, en la Ciudad de México hemos vivido los efectos de estar asentados en una cuenca sedimentaria que amplifica las ondas sísmicas. Por lo anterior, el conocimiento sobre el subsuelo de la Ciudad de México es imprescindible.

Para conocer la estructura sísmica del subsuelo, se obtuvieron funciones de receptor de telesismos en las cuales es posible identificar las fases de las ondas convertidas en las discontinuidades sísmicas del subsuelo. Se utilizaron datos de 64 estaciones sismológicas de banda ancha localizadas en el Valle de México pertenecientes a cinco redes distintas: 33 estaciones corresponden a estaciones temporales colocadas por el Instituto de Ingeniería, UNAM, entre 2017 y 2018; 12 pertenecen al MesoAmerican Subduction Experiment (MASE) realizado entre 2014 y 2015; 21 corresponden a estaciones permanentes de la Red Sísmica del Valle de México (RSVM), una a la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), y finalmente una estación temporal instalada en el Zócalo de la Ciudad de México de junio a julio de 2018.

En las funciones de receptor se identificaron las ondas convertidas *Ps* correspondientes a la discontinuidad de Mohorövicic bajo la Ciudad de México. Además, se encontraron discontinuidades sísmicas a diferentes profundidades en la corteza e importantes variaciones azimutales en estaciones individuales. También, se identificaron las trayectorias de los eventos que cruzaron por capas someras de muy baja velocidad, de aquellas que no, pudiendo diferenciar la presencia de sedimentos del lago.

Abstract

We have seen, on more than one occasion, the damage caused by the passage of seismic waves through Mexico City. From subduction earthquakes occurring on the Pacific coasts more than 350 km away to nearby intraplate earthquakes, such as that of September 19, 2017, in Puebla-Morelos, in Mexico City, we have experienced the effects of being settled on a sedimentary basin that amplifies seismic waves. Therefore, the knowledge about the subsoil of Mexico City is essential.

In order to know the structure of the subsoil, we obtain receiver functions where it is possible to identify the phases of the converted waves at seismic cortical discontinuities. We use data from 64 broadband seismological stations located in the Valley of Mexico belonging to five different networks: 33 stations correspond to temporary stations placed by UNAM Institute of Engineering between 2017 and 2018; 12 belong to the MesoAmerican Subduction Experiment (MASE) carried out between 2014 and 2015; 21 correspond to permanent stations of the Valley of Mexico Seismic Network (RSVM), one to the National Seismological Service (SSN) network and finally, a temporary station installed in the Zócalo of Mexico City.

By means of receiver functions, we identify the converted waves P_s corresponding to the discontinuity of Mohorövicic under Mexico City. In addition, we find seismic discontinuities and azimuthal variations. Also, the trajectories of the events that have cross shallow layers of very low velocity were identified from those that did not, being able to differentiate the presence of lake sediments.

1. Introducción

Muchos de los sucesos que vivimos en la superficie, están relacionados con lo que se encuentra debajo de nosotros. Este es el caso de los sismos, a pesar que no es posible verlos, podemos sentirlos y pueden afectar nuestras vidas en el día a día. La Ciudad de México se ha visto afectada en diversas ocasiones por el paso de las ondas sísmicas generadas por sismos. La Ciudad de México se encuentra asentada en una cuenca sedimentaria donde las ondas sísmicas se amplifican al pasar y en más de una vez han causado estragos en la superficie. Por esta razón, es importante conocer cómo interactúan las ondas sísmicas con las estructuras en el subsuelo de la ciudad.

El objetivo principal de este trabajo es identificar las diferentes discontinuidades sísmicas corticales en las funciones de receptor obtenidas, para de esta forma contribuir al conocimiento acerca de la estructura sísmica de la corteza bajo la Ciudad de México. Adicionalmente, para las discontinuidades que sea posible, se correlacionarán con lo que se conoce geológicamente de la corteza para poder inferir sus orígenes. A pesar de que a lo largo de los años se ha incrementado lo que sabemos sobre el subsuelo, es necesario ampliarlo y en este caso complementarlo con conocimiento de las estructuras sísmicas para poder reducir incertidumbres en modelaciones y diversos análisis sísmicos.

La Ciudad de México se encuentra asentada sobre una cuenca sedimentaria formada debido a diversos procesos tectónicos y volcánicos de gran intensidad. El proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica ha dado origen a lo que hoy es la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), la región tectonoestratigráfica donde se ubica la Ciudad de México. Diversos procesos volcánicos asociados con la FVTM son el origen de las estructuras montañosas que hoy en día rodean la Ciudad de México. De acuerdo con Mooser (1978), en el periodo Neógeno se formaron la Sierra de Guadalupe al Norte de la cuenca, la Sierra de las Cruces ubicada en el Oeste y la Sierra Nevada al Este. Estas sierras desarrollaron una red fluvial que descargaba el agua hacia el Sur de la cuenca hasta que a finales del Plioceno se empezó a formar la Sierra de Chichinautzin al sur de la cuenca. De esta forma la cuenca se cerró y empezaron a formarse lagos, de los cuales aún quedan vestigios. Por medio de perforaciones de pozos y estudios geológicos

se ha encontrado que el basamento de la cuenca está conformado por calizas, con diversas unidades volcánicas compuestas de rocas piroclásticas y finalmente capas de sedimento lacustre compuestas principalmente por limos y arcillas (Mooser, 1978).

En el Capítulo 2 de este trabajo, se provee un marco geológico de la Ciudad de México. Se expondrán las principales características de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, las principales características geológicas de las sierras que rodean la Cuenca de México y sobre el relleno de esta. También se describirán de forma general la zonificación sísmica y geotécnica de la Ciudad de México, las cuales dan un primer acercamiento para conocer la relación entre las ondas sísmicas y la geología del subsuelo. Al final de este capítulo, se describen las cinco redes sísmicas de las cuales se obtuvieron los datos, pues es importante conocer la ubicación de las estaciones y el ruido registrado al momento de analizar los resultados.

Las funciones de receptor son una serie de tiempo que representa la respuesta relativa de la estructura del subsuelo por debajo de la estación de registro. Estas están compuestas por una serie de pulsos que se correlacionan con las discontinuidades sísmicas del subsuelo. La metodología llevada a cabo se explica en el Capítulo 3, donde se detalla el procedimiento llevado a cabo para obtener las funciones de receptor usadas, los fundamentos teóricos del método y una breve descripción de cómo interpretar lo que se observa en las funciones de receptor.

En la Ciudad de México se han realizado estudios previos con funciones de receptor: el proyecto MASE tuvo la finalidad de determinar la geometría de la placa de Cocos y algunas de las estaciones se colocaron en la Ciudad de México. Adicionalmente, Cruz-Atienza et al. (2010), y Espíndola et al. (2017) caracterizaron la profundidad de la discontinuidad de Mohorövicic por medio de funciones de receptor, las cuales invirtieron para obtener un espesor de la corteza. En el caso de Cruz-Atienza et al. (2010), también obtuvieron un modelo de velocidades. Estos estudios previos proveen un contexto sobre los resultados que se esperan en este trabajo. Sin embargo, hasta la realización de este trabajo, no se habían usado tantas estaciones localizadas en la Ciudad de México (64 estaciones) ni se habían obtenido tantas funciones de receptor para esta zona (1037 funciones de receptor).

Los resultados obtenidos en este trabajo se presentan en el Capítulo 4, donde se muestran las funciones de receptor de algunas de las estaciones y una breve descripción de las discontinuidades sísmicas corticales que se observan en ellas. También se describen discontinuidades sísmicas que se caracterizan por tener dependencia azimutal y se propone una ubicación espacial de las estructuras que las producen. Para finalizar el capítulo, se muestran dos de los cinco perfiles donde se proyectaron las funciones de receptor y donde es posible observar cómo varían las discontinuidades en profundidad en referencia a un modelo de velocidades global.

En el Capítulo 5 se cierra este trabajo con la discusión de los resultados obtenidos y conclusiones finales. En la discusión se proponen posibles explicaciones para algunas de las estructuras identificadas y se establecen posibles relaciones entre la geología y lo observado en las funciones de receptor. Finalmente, en las conclusiones se exponen los principales puntos de este trabajo y una breve descripción del trabajo a futuro para dar seguimiento a esta investigación.

2. La Ciudad de México y su corteza

La Ciudad de México es la sede del gobierno federal y la ciudad más poblada del país. Se encuentra asentada en una cuenca sedimentaria denominada Cuenca de México (CM) (Figura 2.1), que ha sido el origen de las amplificaciones de las ondas sísmicas. Por este y muchos otros problemas asociados a factores de tipo geológico, es de suma importancia conocer la naturaleza del subsuelo profundo, las características geológicas, estructurales y los procesos que dieron origen al subsuelo de la Ciudad de México.

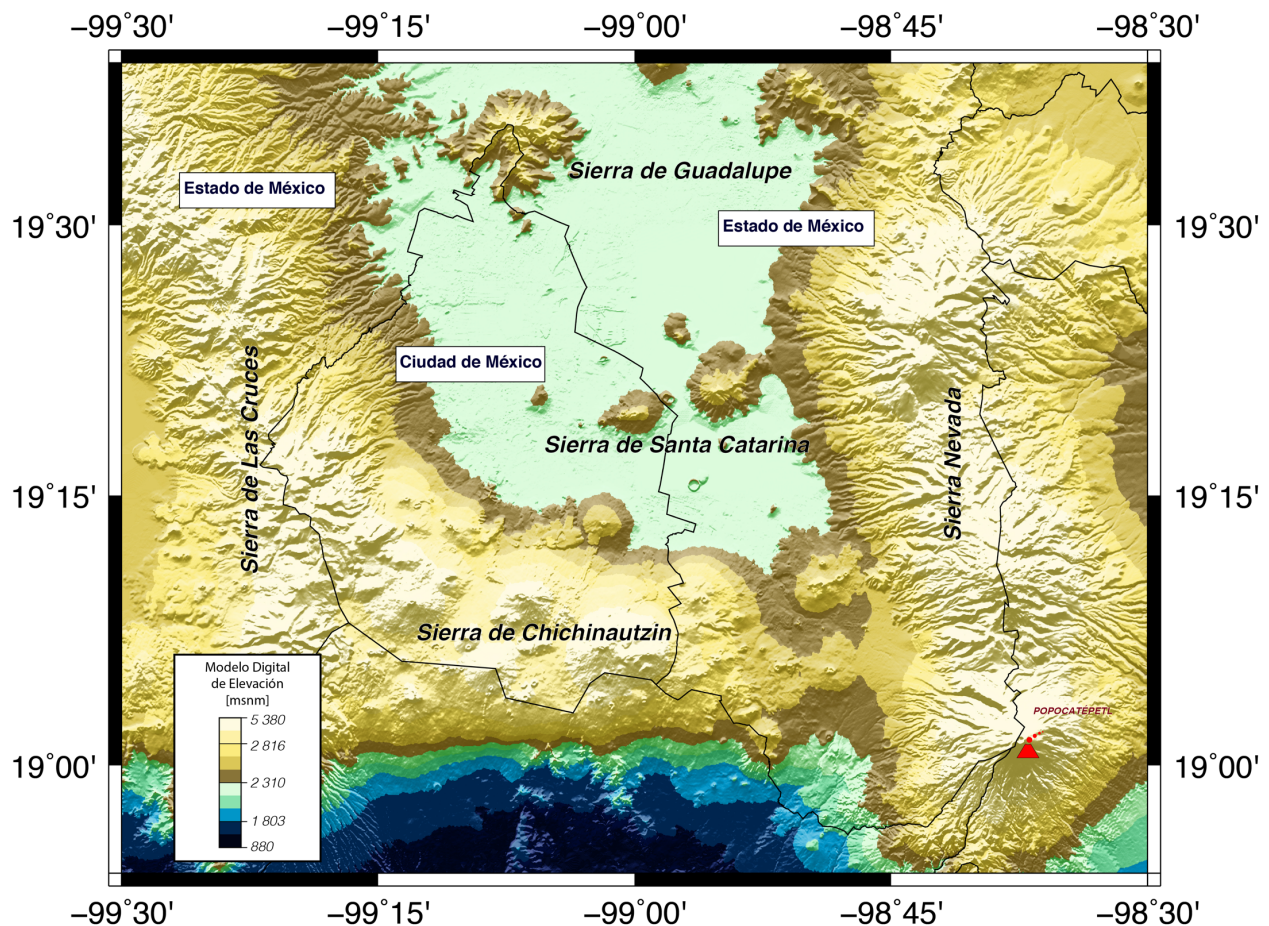


Figura 2.1 Modelo digital de elevación (REFERENCIA) que muestra la localización de la zona de estudio en el que se indican las sierras que limitan a la ciudad: Sierra de las Cruces, Sierra Nevada, Sierra de Chichinautzin, Sierra de Santa Catarina y Sierra de Guadalupe.

2. 1. Marco geológico

Según Mooser (1978), la Cuenca de México se encuentra dentro de la FVTM y debe su origen a procesos geológicos, tectónicos y volcánicos de gran intensidad, por los cuales se formó el conjunto de montañas que se muestran en la Figura 2.1 y que rodean a la planicie lacustre donde aún quedan restos de lo que alguna vez fueron lagos. Estos procesos inician a mediados del Oligoceno con la subducción de placas oceánicas en el Pacífico, dando origen al vulcanismo que seguimos observando en la actualidad. Durante el periodo Neógeno se formaron la Sierra de Guadalupe, la Sierra de Las Cruces y la Sierra Nevada; desarrollando una red fluvial que drenaba hacia el sur, hacia lo que hoy es Cuernavaca y Cuautla. Desde finales del Plioceno y hasta el Cuaternario superior se erigió la Sierra de Chichinautzin, caracterizada por más de 120 conos cineríticos, que cerró la Cuenca de México y provocó la formación de lagos donde se depositaron productos volcánicos y depósitos lacustres y fluviales como arcillas, limos y arenas.

2.1.1. Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

El terreno tectonoestratigráfico al que pertenece la Cuenca de México, y por lo tanto también la Ciudad de México, es la Faja Volcánica Trans-Mexicana. La FVTM es un arco volcánico con una extensión de casi 1000 km en el centro de México y formado sobre provincias magmáticas del Cretácico y Cenozoico y diversos terrenos tectonoestratigráficos. Este arco empezó a desarrollarse en el Mioceno temprano (~19 Ma) y tiene una dirección E-W (Ferrari et al., 2012).

De acuerdo con Ferrari et al. (2012), la Ciudad de México se encuentra en el sector Este de la FVTM y en este sector ha habido actividad relacionada con la FVTM desde sus inicios hace aproximadamente 19 Ma y hasta el día de hoy. El basamento que establecen para este sector es corteza Precámbrica y Paleozoica (terrenos Mixteco y Oaxaca), probablemente de la Plataforma Guerrero-Morelos, la cual pertenece al terreno Mixteco (Centeno-García et al., 2008; Martini, 2008). Las delimitaciones de los terrenos tectonoestratigráficos Guerrero y Mixteco (Figura 2.2) son controversiales, ya que la parte norte de los terrenos se encuentra cubierta por productos del vulcanismo cenozoico y los contactos entre los dos terrenos están parcialmente expuestos. (Centeno-García et al., 2008).

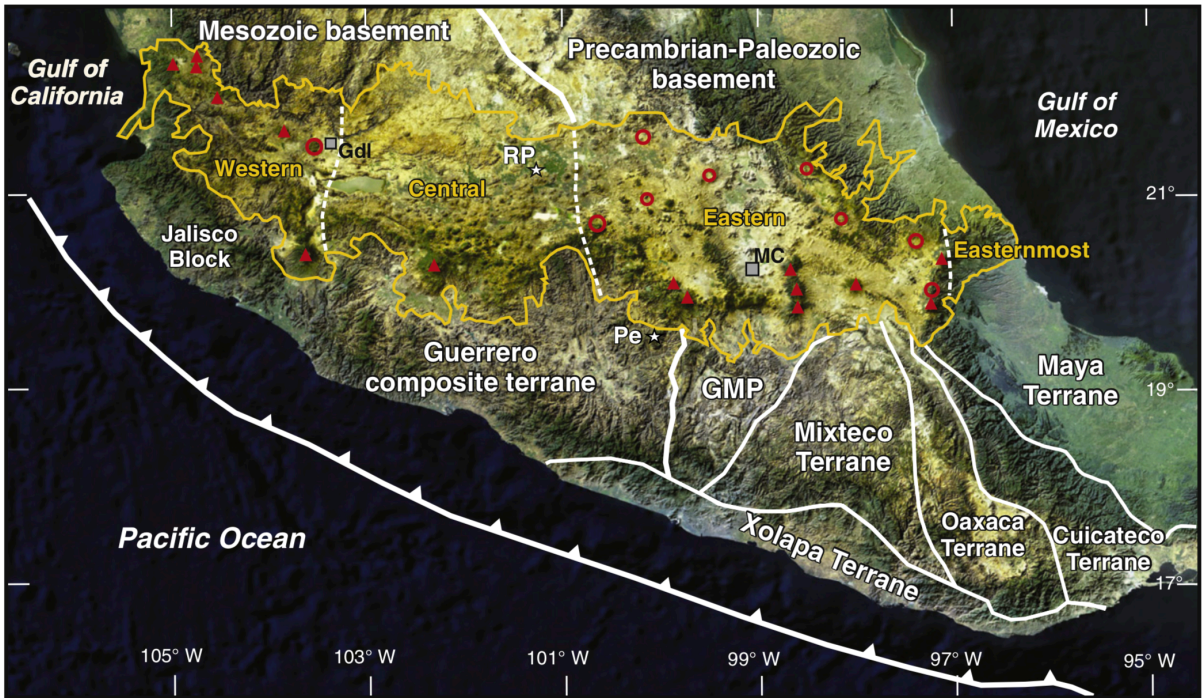


Figura 2.2 Imagen satelital del centro de México, resaltando en amarillo la FVTM, los principales estratovolcanes en triángulos rojos y las calderas en círculos rojos. Las principales unidades corticales se encuentran delimitadas con blanco. GMP: Plataforma Guerrero-Morelos; MC: Ciudad de México; Gdl: Guadalajara. Imagen tomada de Ferrari et al. (2012)

2.1.2. Sierra de Guadalupe

La Sierra de Guadalupe es la sierra más antigua que aflora en superficie en la zona de estudio, pues se empezó a formar en el Mioceno superior de acuerdo con Mooser (1978). Esta sierra consiste en estructuras volcánicas donde predominan los domos y estratovolcanes colapsados, algunos de los domos identificados son: El Tenayo, Chalma de Guadalupe, Tlayacampa, El Tejocote y Chiquihuite. Los estratovolcanes tienen los siguientes nombres: Pico Tres Padres, Moctezuma, El Jaral, Picacho y La Presa, donde los picos más grandes son Pico Tres Padres (3000 msnm) y Moctezuma (2930 msnm) (García-Palomo et al., 2006).

Los tipos de roca de la zona han sido descritos por varios autores, siendo las andesitas con alto contenido de sílice (dacita) el tipo de roca predominante. En gran parte de la superficie de la Sierra de Guadalupe predominan los derrames de lava, pero también se pueden encontrar materiales piroclásticos, ceniza, pómez, lahares y arena volcánica (Lugo-Hubp et al., 1996).

García-Palomo et al. (2006) reconocen tres grupos de fallas en la Sierra de Guadalupe. El primer grupo consiste en las fallas más antiguas orientadas N-S y contienen estructuras de tipo horst y graben. El segundo grupo tiene una orientación NE-SW, contiene a las fallas Tenayuca y Chiquihuite y forman lo que es el graben de Cuauhtepac. El tercer grupo consiste en las fallas más jóvenes que se caracterizan por ser fallas normales con orientación E-W y que se encuentran localizadas en la parte oeste de la Sierra de Guadalupe. Otras dos fallas que sobresalen son La Quebrada y Tlayacampa, las cuales forman el graben Barrientos y los horsts de Chilpa y Tlayacampa.

2.1.3. Sierra de Las Cruces

La Sierra de Las Cruces se encuentra en el límite occidental de la CM, esta tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km a 27 km en la parte norte y sur respectivamente. Está conformada por ocho estratovolcanes traslapados, que de norte a sur son: La Catedral (3,780 msnm), La Bufa (3,460 msnm), Iturbide (3,620 msnm), Chimalpa (3,420 msnm), Salazar (3,660 msnm), San Miguel (3,870 msnm), La Corona (3,770 msnm), Zempoala (3,690 msnm), y también hay otros de menor dimensión como el volcán Ajusco (García-Palomo et al., 2008).

De acuerdo con Mooser (1978), la Sierra de Las Cruces empezó su formación en el Plioceno inferior y terminó en el Pleistoceno; con una migración de la actividad volcánica de norte a sur (Arce et al., 2015). Esta actividad volcánica se caracterizó por la emisión de derrames de lava, extrusión de domos, emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodos y depósitos de avalanchas de escombros (García-Palomo et al., 2008).

García-Palomo et al. (2008) proponen un modelo morfoestructural (Figura 2.3) donde divide a la sierra en tres bloques: norte, centro y sur; delimitados por fallas E-W. En la parte norte y centro, los arreglos morfoestructurales se manifiestan principalmente mediante fallas con orientaciones N-S y NE-SW. En contraste, en la sección sur de la sierra predominan fallas E-W. De acuerdo con García-Palomo et al. (2008), este es un arreglo morfoestructural complejo con posibilidad de extrapolar a la cuenca, por lo que el basamento podría estar conformado por fosas, pilares y bloques basculados a diferentes profundidades y altitudes. Como consecuencia de lo

antes mencionado, el relleno vulcano-sedimentario de la cuenca sería no uniforme en distribución, espesor, granulometría y comportamiento mecánico e hidráulico.

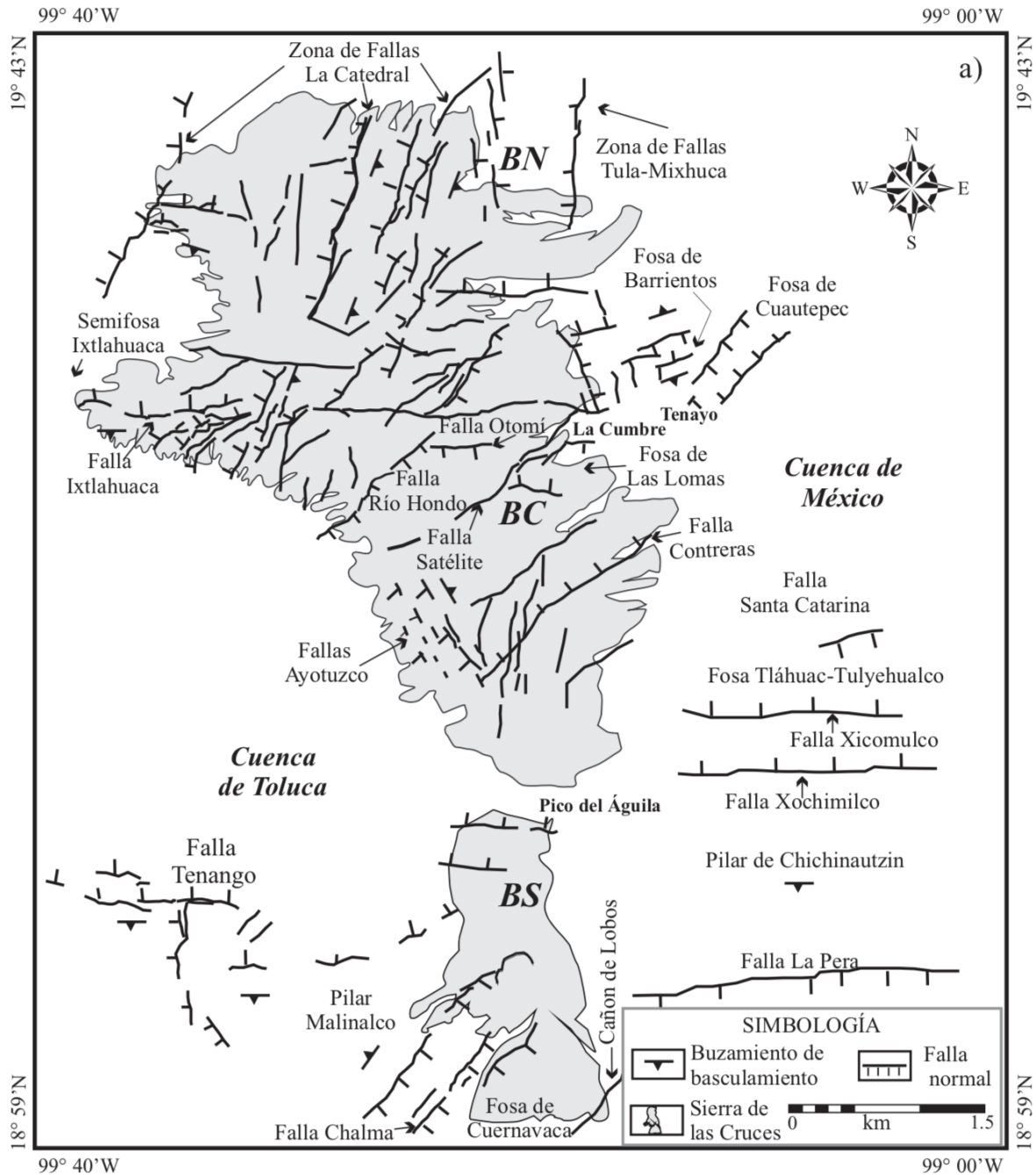


Figura 2.3 Fallas principales de la Sierra de Las Cruces y parte oeste de la Cuenca de México. BN: bloque norte, BC: bloque centro y BS: bloque sur. Imagen tomada de García-Palomo et al. (2008).

2.1.4. Sierra Santa Catarina

De acuerdo con Lugo-Hubp et al. (1994), la Sierra de Santa Catarina está constituida por una secuencia de conos monogenéticos de escoria, un domo andesítico y un maar, los cuales se encuentran alineados E-W con una extensión de 12 km y hasta 6 km de ancho. Las rocas que componen a la Sierra de Santa Catarina son rocas andesíticas basálticas, derrames de lava y tefra. Este conjunto de estructuras volcánicas se convirtió en canteras para la extracción de material y sumado al avance de la mancha urbana, el relieve de estas estructuras se ve cada vez más afectado. A pesar de estar cercanos, el Cerro de la Estrella y el Peñón de Marqués, son considerados estructuras independientes a la Sierra de Santa Catarina, ya que presentan estructuras morfológicas diferentes.

La Sierra de Santa Catarina es un graben irregular, ya que se encuentra entre dos fallas con buzamiento hacia el SE y NW (Arce et al., 2013). No se tienen edades bien establecidas para las estructuras antes mencionadas, sin embargo, se ha inferido que la Sierra de Santa Catarina puede ser más joven que 20 mil años (Lugo-Hubp et al., 1994). Por análisis de drenaje se ha inferido que el Cerro de la Estrella es más antiguo que la Sierra de Santa Catarina, pero contemporáneo al Peñón de Marqués (Arce et al., 2015).

2.1.5. Sierra Nevada

La Sierra Nevada se localiza al este de la Ciudad de México con una longitud de 45 km y está constituida por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Mooser (1978) menciona que la formación de esta sierra inició durante el Plioceno inferior y continúa hasta hoy en día con el estratovolcán activo Popocatepetl, el cual ha tenido actividad importante en las últimas décadas. En el norte, las rocas provenientes de los volcanes Tláloc y Telapón son predominantemente dacitas y productos riolíticos. En el sur, el Iztaccíhuatl y Popocatepetl han emitido principalmente andesitas (Macías et al., 2012).

2.1.6. Sierra Chichinautzin

La Sierra de Chichinautzin empezó su formación en el Plioceno superior y fungió como cortina para cerrar la Cuenca de México (Mooser, 1978). Esta sierra consiste en al menos 220 volcanes

monogénéticos (conos de escoria, derrames de lava fisurales, domos y volcanes escudo) que forman una banda E-W, desde las faldas del Popocatepetl hasta las faldas del Nevado de Toluca. Individualmente, los volcanes monogénéticos no abarcan áreas grandes, sin embargo, todos juntos cubren un área aproximada de 2,500 km².

Los productos de este vulcanismo son muy heterogéneos; sin embargo, Fries, (1960) menciona que gran parte consiste en basalto olivínico porfídico. Mooser (1978) menciona que esta actividad dio origen primero a andesitas, posteriormente a andesitas basálticas y finalmente se abrió paso a las grandes masas de basaltos que predominan hoy en día.

Por medio de imágenes de Landsat, Siebe et al. (2004a) han podido reconocer dos lineamientos con tendencia E-W correspondientes a fallas normales, una al norte de la Sierra Chichinautzin y otra al sur. La falla que se encuentra al norte son el sistema de fallas de Xochimilco y Xicomulco y la falla al sur de la sierra es el sistema de fallas de La Pera. Estos sistemas de fallas normales indican que la Sierra Chichinautzin es un pilar (horst) que se encuentra basculado hacia el sur (Siebe et al., 2004a; García-Palomo et al., 2008). Los sistemas de fallas antes mencionados se ilustran en la Figura 2.3.

Tradicionalmente se conoce al volcán Xitle como el volcán más joven de la Sierra de Chichinautzin, a pesar de fechamientos y análisis de morfología que indican actividad volcánica de la sierra contemporánea a la del Xitle (Siebe, 2004b). Se calcula que la erupción del Xitle fue hace $1,670 \pm 35$ años (Siebe, 2000) y es de suma importancia debido a que sus lavas cubrieron el asentamiento prehispánico de Cuicuilco y en la actualidad una erupción de ese tipo en la Sierra de Chichinautzin sería en extremo peligrosa para la Ciudad de México. Se ha determinado un periodo aproximado de recurrencia de las erupciones monogénéticas de la Sierra de Chichinautzin, < 2,500 años para la parte de la sierra cercana a la Ciudad de México y < 1,700 años considerando toda la sierra (Siebe, 2004b) y de acuerdo con Fries (1960): “El vulcanismo activo puede reanudarse en cualquier momento en esta zona y con toda seguridad se repetirá muchas veces en el futuro”.

2.1.7. Relleno de la Cuenca de México

Pérez-Cruz (1988) propone un modelo geológico de la Ciudad de México basado en interpretación de datos sísmicos de reflexión y perforación de pozos. Este modelo divide a las rocas del subsuelo en cuatro unidades estratigráficas: 1) Unidad de depósitos Lacustres, 2) Unidad Volcánica Superior, 3) Unidad Volcánica Inferior y 4) Unidad de Calizas del Cretácico. Esta última unidad es considerada el basamento de la Cuenca de México y está conformada por secuencias sedimentarias del Mesozoico sepultadas a profundidades variables entre 1600 y más de 1300 metros, asociadas a la Formación Morelos del Cretácico inferior, esto de acuerdo con datos provenientes de pozos (Pérez-Cruz, 1988) y que se ejemplifica en la Figura 2.4. La Unidad Volcánica Inferior está constituida por productos volcánicos efusivos y piroclásticos, mientras que la Unidad Volcánica Superior se caracteriza por las rocas piroclásticas y una menor proporción de rocas efusivas. Las dos unidades volcánicas mencionadas son de composición variable y tienen una amplia variedad de materiales volcanoclásticos con edades que van desde el Oligoceno hasta el Cuaternario. Finalmente, los depósitos lacustres están constituidos principalmente por arcillas, limos y arenas.

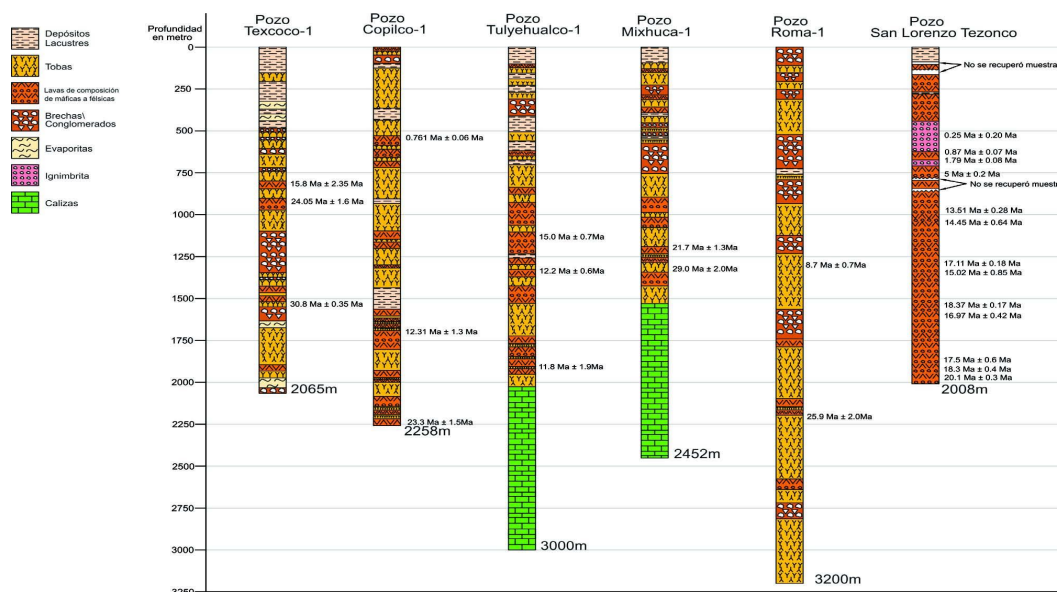


Figura 2.4 Columnas estratigráficas de los de los pozos profundos perforados en la Cuenca de México, en donde se muestran las edades obtenidas para cada uno de ellos. Imagen tomada de González-Torres et al. (2015).

En el estudio de sismica de reflexión de Pérez-Cruz (1988), se encontró una falla normal que atraviesa la ciudad de NW a SE y tiene salto al poniente que varía entre 1,650 y 2,050 metros, como se muestra en la Figura 2.5. Esta falla es conocida como Falla Mixhuca y es la evidencia de la complejidad de estructuras que puede haber en el subsuelo de la Ciudad de México.

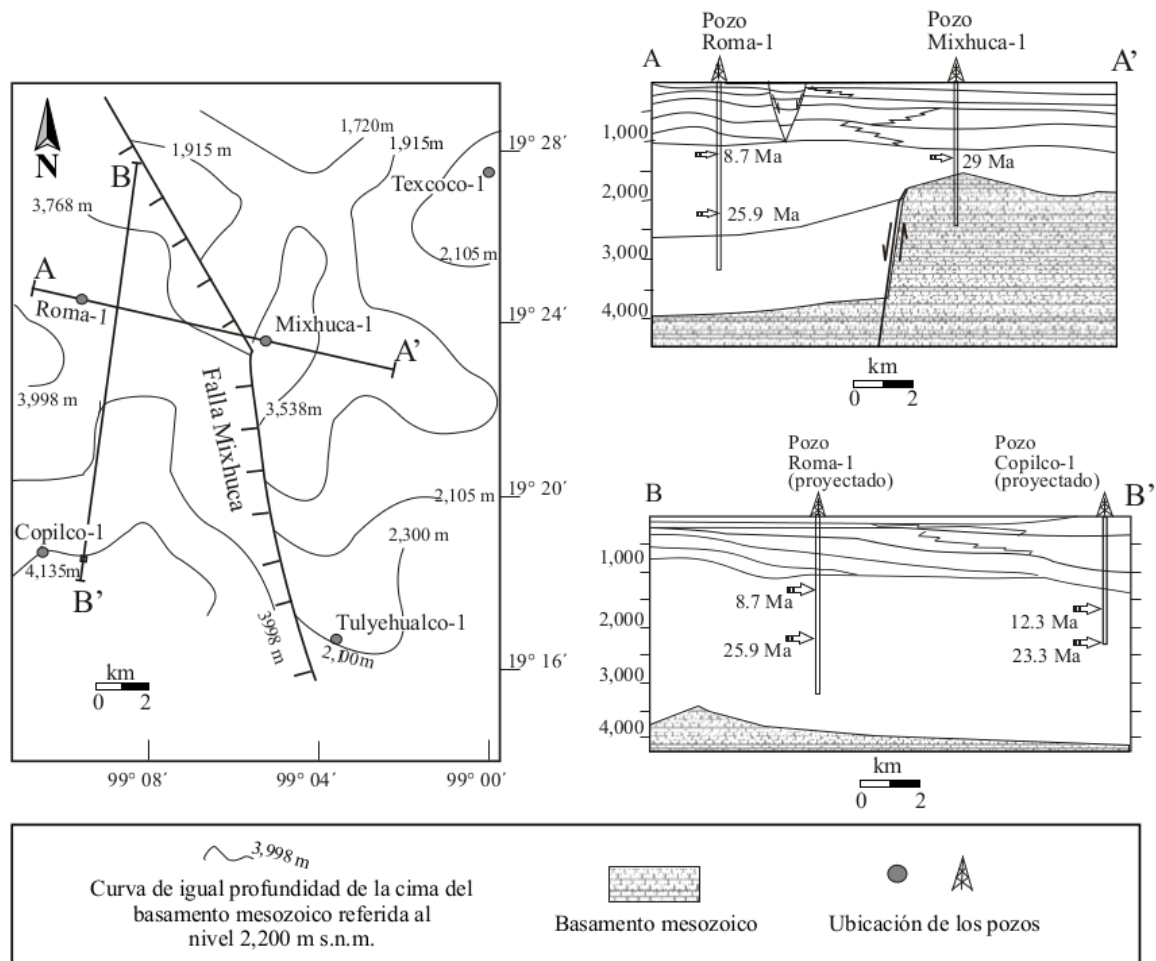


Figura 2.5 Mapa con las líneas de igual profundidad de la cima del basamento mesozoico de la Cuenca de México y secciones geológicas. Imagen tomada de Alaniz-Álvarez et al. (2005), modificada de Pérez-Cruz (1988).

2.1.8. Zonificaciones de la Ciudad de México

Con base en lo que se conoce del subsuelo de la Ciudad de México, se han realizado zonificaciones geotécnicas que dividen a la ciudad en tres: zona de lomas (Zona I), zona de transición (Zona II) y zona de lago (Zona III), esto de acuerdo con el Reglamento de Construcciones de la Ciudad de México (antes Distrito Federal) (Gobierno del Distrito Federal 2004a). La Zona I corresponde a la zona de lomas y está formada por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero pueden existir algunos depósitos arenosos. En esta zona, es frecuente la presencia de oquedades en rocas, de cavernas y túneles excavados en suelo para explotar minas de arena. En la Zona II los depósitos profundos se encuentran a 20 metros de profundidad o menos y son principalmente estratos arenosos y limoarenosos intercalados con capas de arcilla lacustre. La Zona III se caracteriza por depósitos de arcilla altamente compresibles, separados por capas arenosas de consistencia firme a muy dura y de espesores variables. La localización de las zonificaciones geotécnicas de la Ciudad de México se ilustra en la Figura 2.6.

La zonificación mencionada anteriormente es una zonificación geotécnica, de igual forma existe una zonificación sísmica de la Ciudad de México para fines de diseño por sismo. En la zonificación sísmica, la Zona III antes descrita se divide en cuatro: IIIa, IIIb, IIIc y IIId, como se indica en la Figura 2.7. Las zonificaciones son de acuerdo con el coeficiente sísmico que deben tener edificaciones en cada una de las zonas: en la Zona I es 0.16, en la Zona II es 0.32, en las zonas IIIa y IIIc, 0.40, en la IIIb 0.45 y en la Zona IIId 0.30 (Gobierno del Distrito Federal, 2004c).

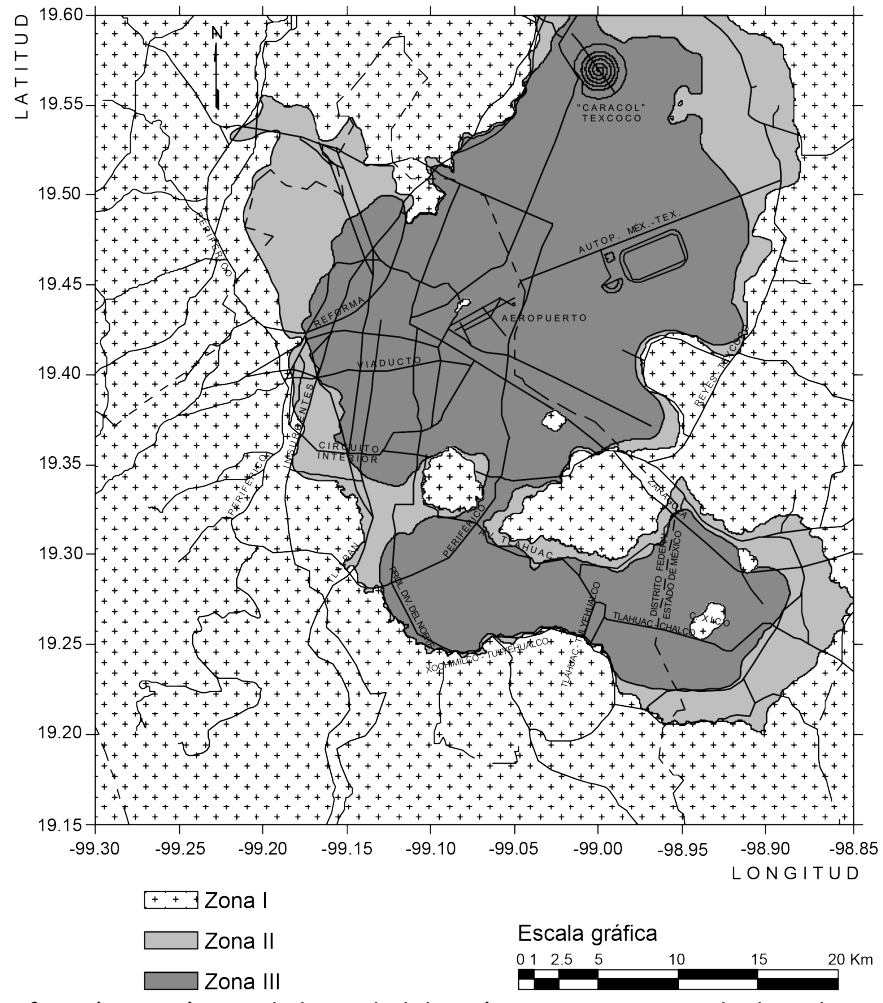


Figura 2.6 Zonificación geotécnica de la Ciudad de México. Imagen tomada de Gobierno del Distrito Federal (2004b).

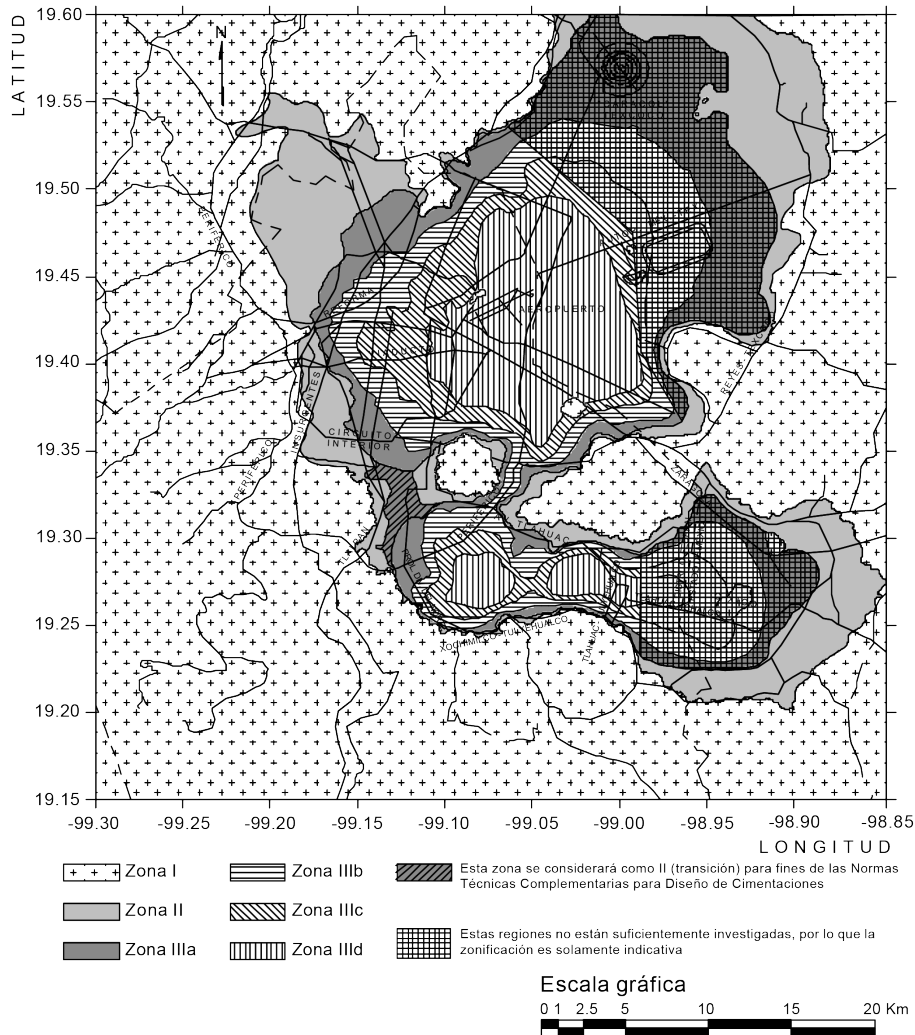


Figura 2.7 Zonificación sísmica de la Ciudad de México para fines de diseño por sismo. Imagen tomada de Gobierno del Distrito Federal (2004c).

2.2. Redes sísmicas en la Ciudad de México

Con la finalidad de complementar la información de las estructuras del subsuelo y caracterizar mejor la depresión irregular que es la Cuenca de México, el Instituto de Ingeniería (IINGEN) llevó a cabo un proyecto que consistió en la instalación temporal de estaciones de banda ancha en la parte sur y oriente de la Ciudad de México. El proyecto implicó el registro de 18 a 22 estaciones de manera continua por 5 a 7 días en un sitio para posteriormente ser reubicadas en un nuevo sitio y volver a registrar por un periodo similar. Además de la red del IINGEN, para este trabajo también se usan datos de cuatro redes más: Red Sismológica del Valle de México (RSMV)

(Quintanar et al., 2018); Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN) (Pérez-Campos et al., 2018; SSN, 2019); MesoAmerican Subduction Experiment (MASE) (Pérez-Campos et al., 2008; MASE, 2007) y una estación temporal en el Zócalo de la ciudad (ZOCA). En total, se hace uso de datos registrados en 64 estaciones distribuidas por toda la Ciudad de México (Figura 2.8).

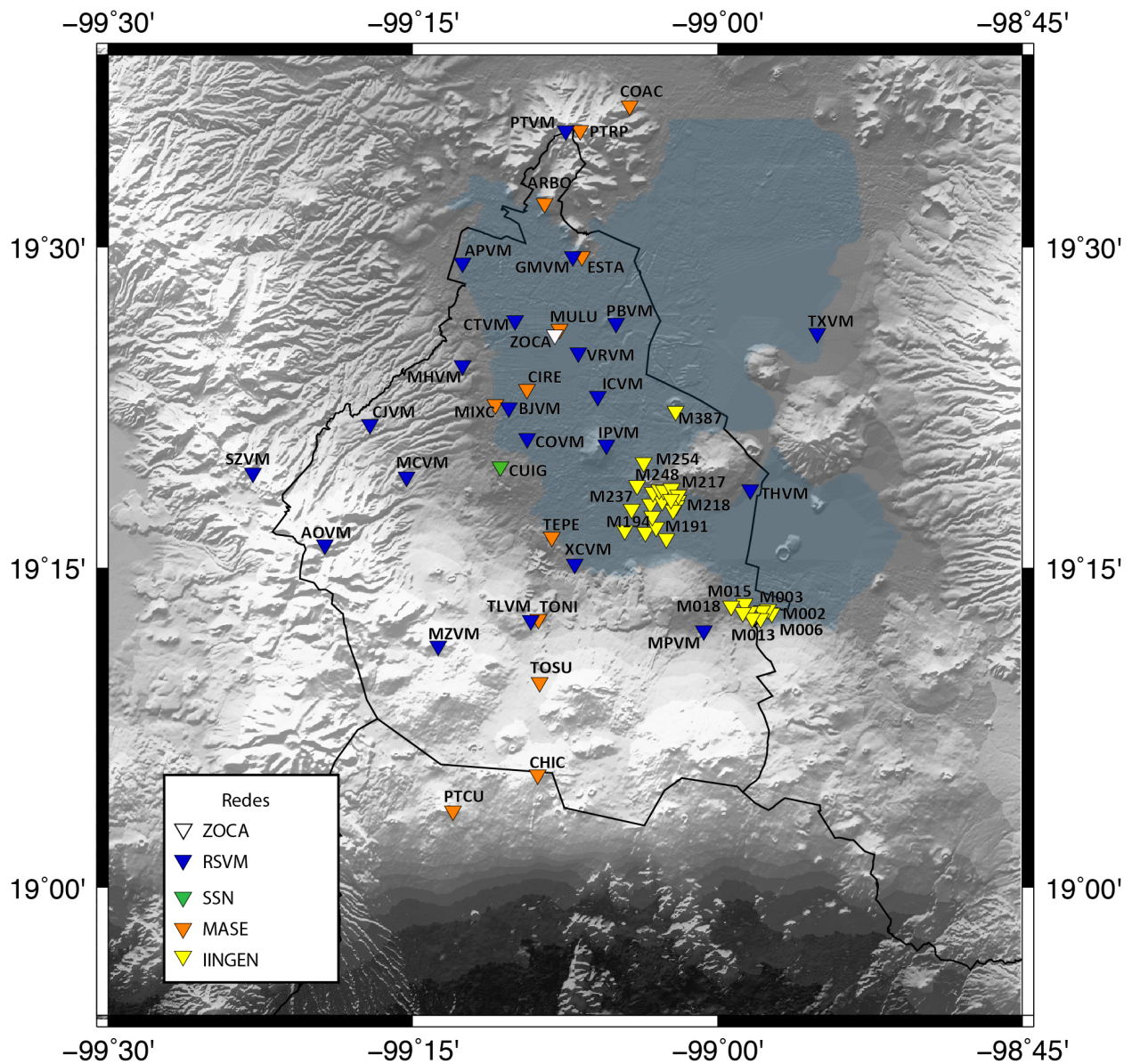


Figura 2.8 Localización de las estaciones usadas para este trabajo organizadas por red. En negro se indican las divisiones políticas de los estados que comprenden la zona y el área azul representa la zona geotécnica de lago.

2.2.1. Red del Instituto de Ingeniería (IINGEN)

Como ya se mencionó anteriormente, la red IINGEN consiste en estaciones temporales instaladas de 5 a 7 días en un sitio, para posteriormente ser reubicadas en otro, creando así una rejilla de estaciones que cubre la parte sur y oriente de la Ciudad de México. Hasta el momento de la realización de este trabajo se habían obtenido registros en 416 puntos, de los cuales únicamente en 33 se registraron telesismos de utilidad para obtener funciones de receptor.

Para las estaciones temporales se utilizaron sensores Güralp 6TD 30 s, los cuales se instalaron haciendo una pequeña excavación en el suelo y cubriendo los sensores en bolsas de plástico y enterrándolos, tal como se muestra en la Figura 2.9.

Por la zona en la que se instalaron las estaciones (zona de lago/transición) y la forma en la que se hizo, los registros obtenidos se caracterizan por tener un nivel significativo de ruido, dificultando la obtención de funciones de receptor.



Figura 2.9 Instalación de las estaciones temporales de la Red del Instituto de Ingeniería (IINGEN).

2.2.2. Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN)

El Servicio Sismológico Nacional (SSN) cuenta actualmente con 63 estaciones que conforman la Red de Banda Ancha. Estas estaciones registran continuamente con la finalidad de detectar

sismos y proveer de datos para investigación. Para este trabajo se utilizó únicamente una estación perteneciente a esta red: CUIG en Ciudad Universitaria, UNAM. La mayoría de las estaciones de banda ancha están constituidas por un sismómetro STS-2, con una banda de 120 s a 50 Hz, un sensor de aceleración FBA-23, digitalizador Q680LT/G, así como con un reloj GPS y se encuentran protegidas de la intemperie en cuartos donde los sensores sísmicos están cubiertos por una caja de aluminio con aislante térmico.

La estación CUIG tiene registro continuo desde enero de 2003 y presenta una importante contribución de ruido cultural durante todo el año debido a que se encuentra en la zona de Ciudad Universitaria. Montoya Quintanar (2018) obtuvo las curvas de ruido para las diferentes estaciones de la red del SSN, los resultados para la estación CUIG se muestran en la Figura 2.10, donde es posible apreciar el ruido cultural en las frecuencias 1-10 Hz (1-0.1 s).

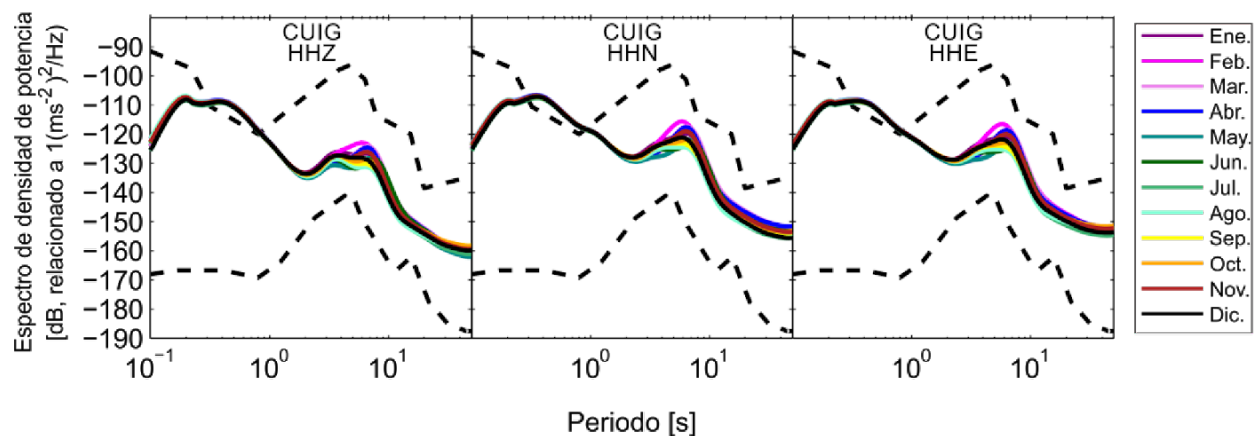


Figura 2.10 Curvas de ruido de la estación CUIG en el año 2016. Imagen tomada de Montoya Quintanar (2018).

2.2.3. Red Sísmica del Valle de México (RSVM)

La Red Sísmica del Valle de México (RSVM) es una red digital regional del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Inició en 1996 con instrumentos verticales de corto periodo en el Valle de México y se ha mejorado con el paso de los años, hoy en día consta de 28 estaciones de tres componentes de banda ancha y algunos acelerómetros

(Quintanar et al., 2018). En este trabajo se ocuparon 21 de las 28 estaciones que conforman la RSVM, las cuales se muestran en la Tabla 2.1

Tabla 2.1 Estaciones de la RSVM usadas en este trabajo.

	Estación	Localidad	Sismómetro	Digitalizador
1	AOVM	Álvaro Obregón	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
2	APVM	Azcapotzalco	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
3	BJVM	Benito Juárez	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
4	COVM	Coyoacán	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
5	CJVM	Cuajimalpa	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
6	CTVM	Cuauhtémoc	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
7	GMVM	Gustavo A. Madero	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
8	ICVM	Iztacalco	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
9	IPVM	Iztapalapa	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
10	MCVM	Magdalena Contreras	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
11	MHVM	Miguel Hidalgo	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
12	MPVM	Milpa Alta	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
13	THVM	Tláhuac	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
14	TLVM	Tlalpan	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
15	VRVM	Venustiano Carranza	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
16	XCVM	Xochimilco	RefTek 151-60A, 60 s	RefTek 130-SMA/6E
17	PTVM	Pico Tres Padres	Güralp CMG-6TD 30 s	Güralp CMG-6TD 30 s
18	SZVM	Salazar	Güralp CMG-6TD 30 s	Güralp CMG-6TD 30 s
19	PBVM	Peñón de los Baños	Güralp CMG-6TD 30 s	Güralp CMG-6TD 30 s
20	TXVM	Texcoco	Güralp CMG-6TD 30 s	Güralp CMG-6TD 30 s
21	MZVM	Mezontepec	Güralp CMG-6TD 30 s	Güralp CMG-6TD 30 s

La instrumentación consiste básicamente en dos tipos de sensores: CMG-6TD Güralp de 30 s y 151-60A RefTek de 60 s. Las estaciones también cuentan con GPS Garmin para obtener la señal del tiempo. Para todas las estaciones, los instrumentos se encuentran protegidos del medio ambiente en una cabina de 1 m³ que aísla del exterior al sensor; además se les coloca en roca o en material compactado. En estas cabinas también se encuentran todos los componentes eléctricos como baterías y módems para que se registren y se envíen las señales.

Estas estaciones se encuentran en los alrededores o dentro de la Ciudad de México, la cual es la más poblada de México, por lo que las señales registradas también contienen ruido antropogénico, tal como se muestra en las curvas de ruido obtenidas por Quintanar et al. (2018) en la Figura 2.11.

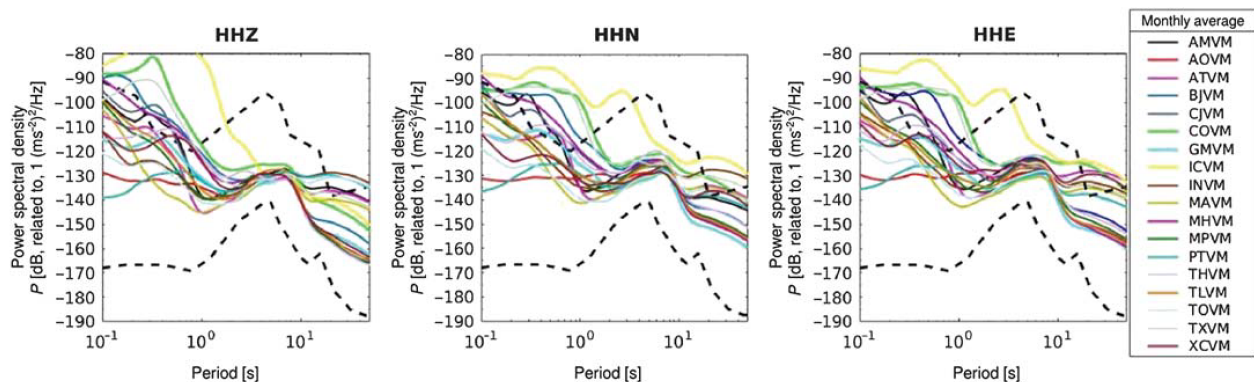


Figura 2.11 Curvas de ruido de las estaciones de la RSVM para el mes de marzo 2017. Imagen tomada de Quintanar et al. (2018).

2.2.4. MesoAmerican Subduction Experiment (MASE)

MASE (*Meso-American Subduction Experiment*) fue un proyecto de colaboración entre el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el Instituto Tecnológico de California (Caltech) y la Universidad de California en los Ángeles (UCLA). Este proyecto tuvo como principal objetivo crear un modelo dinámico de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norte América y para lograrlo se instalaron 100 estaciones de banda ancha a lo largo de una línea, desde Acapulco, Gro., hasta Temporal, Ver. Esta línea cruzó por la Ciudad de México, por lo que fue posible usar los datos obtenidos en 12 de las estaciones del proyecto. Las estaciones usadas se encuentran en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2 Estaciones del proyecto MASE usadas en este trabajo.

	Estación	Ubicación
1	PTCU	Tres Cumbres, Mor.
2	CHIC	Chichinautzin, Mor.
3	TOSU	Topilejo, CDMX.
4	TONI	Topilejo Nuevo, CDMX.
5	TEPE	Tepepan, CDMX.
6	MIXC	Mixcoac, CDMX.
7	CIRE	CIRES, CDMX.
8	MULU	Museo de la Luz, CDMX.
9	ESTA	Estazuela, CDMX.
10	ARBO	Chiquihuite Ecatepec Xalostoc
11	COAC	Coacalco Edo. Mex.
12	PTRP	Tres Padres repetidor Edo. Mex.

Los sensores empleados fueron de banda ancha Güralp CMG- 3T (banda de 120 s a 50 Hz) y digitalizadores RefTek 130. Estos instrumentos se encontraron protegidos de la intemperie en instalaciones temporales que consistieron en recipientes de aproximadamente 1 m³ hechos de tabique, además de intentar aislar al sensor con poliburbuja (Real Pérez, 2010). A pesar que se intentó aislar los sensores lo más posible, las estaciones de MASE localizadas en Zona de lago o de transición registraron altos niveles de ruido tal como muestran las curvas de ruido obtenidas por Real Pérez (2010) en la Figura 2.12.

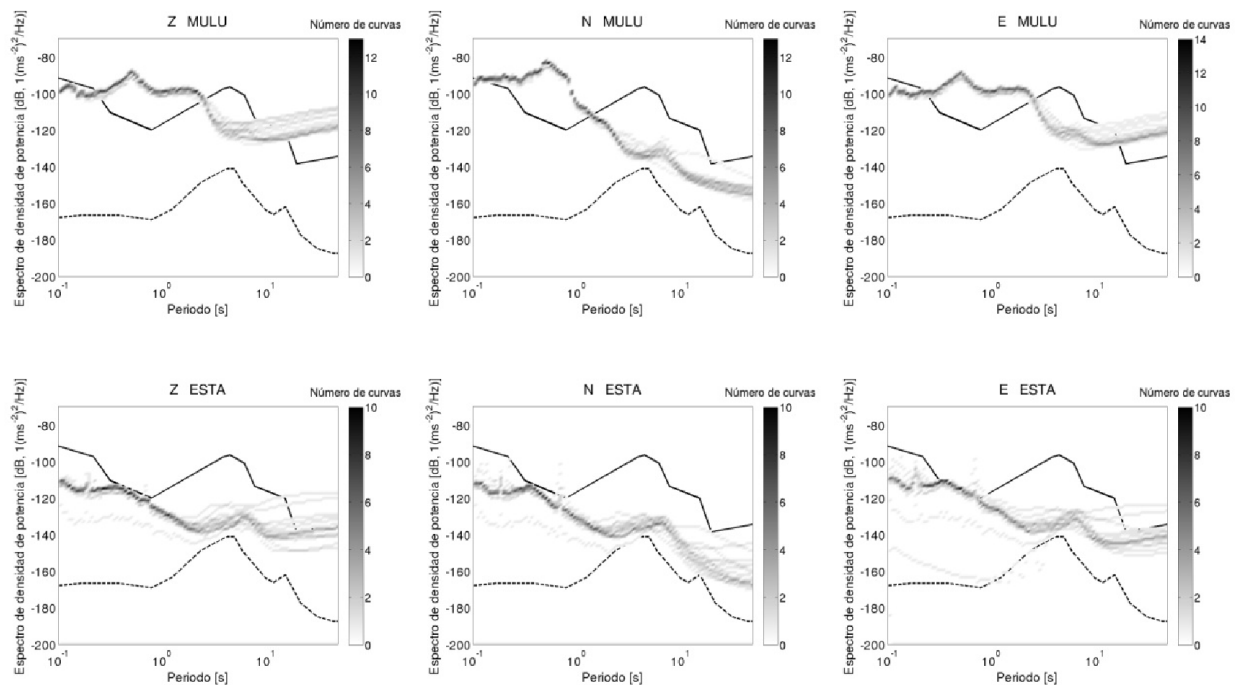


Figura 2.12 Curvas de ruido calculadas para dos estaciones instaladas en la Ciudad de México. MULU (superior) muestra nivel de ruido alto en todos los periodos, mientras que ESTA (inferior) indica ruido alto en periodos largos. Imágenes tomadas de Real Pérez (2010).

2.2.5. Estación Zócalo (ZOCA)

Con el objetivo de registrar las señales causadas por las celebraciones del Mundial de Fútbol en el Zócalo de la Ciudad de México, se instaló un sensor de junio a julio del 2018. En esta estación se registró únicamente un telesismo del cual se obtuvo una función de receptor.

3. Metodología: Funciones de receptor

Las funciones de receptor (FR) son series de tiempo obtenidas a partir de registros de las tres componentes de un sismograma y representan la respuesta relativa de la estructura de la Tierra cerca de la estación de registro (Ammon, 1997).

Las ondas sísmicas se propagan por el interior de la Tierra y en su camino atraviesan medios de propiedades elásticas diferentes, los cuales están en contacto a través de una superficie denominada interfaz. Cuando las ondas sísmicas llegan a la interfaz, parte de la energía de la onda incidente se transmite al segundo medio y el resto se refleja. Lo que se observa en una función de receptor son las fases¹ convertidas de P a S que se generan en las discontinuidades entre medios y las que reverberan en la estructura debajo de la estación, como se ilustra en la Figura 3.1.

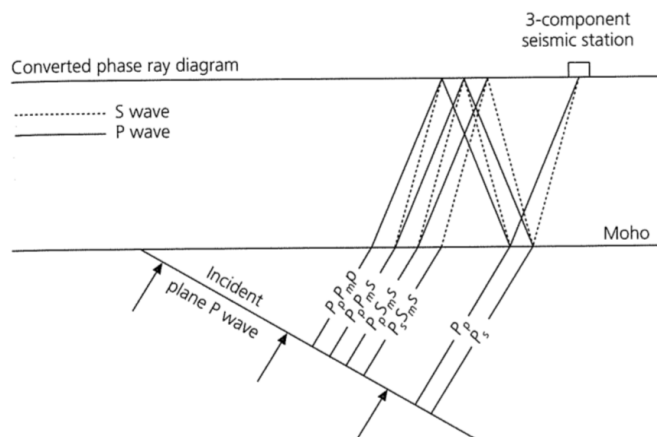


Figura 3.1 Fases resultantes a partir de la incidencia de onda P en la discontinuidad de Mohorövic. Imagen tomada de Stein y Wyession (2003).

3.1. Procesamiento de datos

Para obtener una función de receptor, lo primero a realizar es identificar el arribo de la onda P de un evento telesísmico originado a una distancia angular entre 30° y 90° de la estación de registro, tal como se muestra en la Figura 3.2. Esto se realiza en las tres componentes del

¹ En este trabajo se entiende como "fase" a las fases sísmicas, que representan cada onda que se puede distinguir en un sismograma (de cuerpo, superficial, convertida, directa, etc.).

sismograma y para todos los sismogramas de las estaciones que se encuentran dentro del rango de distancia. Posteriormente, se realiza un corte de ventana 30 s antes y 60 s después del arribo de P , se rota a sistema ZRT (Vertical-Radial-Transversal), se remueve tendencia, media, se realiza rotación a sistema LQT (Longitudinal-Radial-Transversal) y finalmente, una deconvolución de la componente longitudinal de la radial. En los siguientes párrafos se describen más a detalle los procesos que se llevaron a cabo.

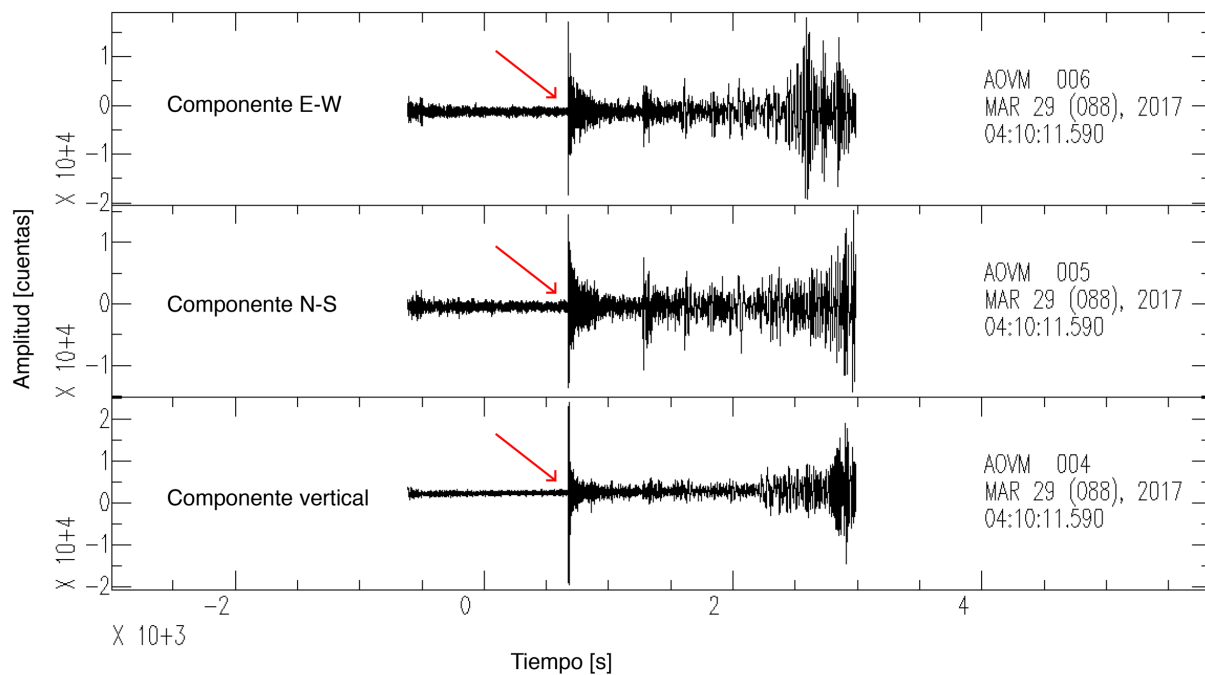


Figura 3.2 Componente Este-Oeste (arriba), Norte-Sur (centro) y Vertical (abajo) de un evento telúsmico cuyo arribo de onda P se señala en rojo. Las señales muestran una hora de registro sin algún tipo de procesado.

Para la obtención de funciones de receptor se utilizan eventos telúsmicos ubicados a una distancia 30 a 90 grados de la estación. Lo anterior asegura que la primera onda en arribar a la estación sea la onda P directa y no alguno de sus múltiplos. Adicionalmente, para este rango de distancia las ondas llegan con un ángulo de incidencia cercano a cero, casi vertical, lo cual es importante para hacer ciertas suposiciones sobre la componente vertical de las señales, las cuales se mencionan más adelante. Ya que se identificó el arribo de P y se hizo el corte de ventana, se realiza una rotación al sistema ZRT (Figura 3.3): las componentes horizontales (N-S y E-W) pasan a ser la componente radial (R) y transversal (T). La componente radial es positiva en

la dirección de la fuente a la estación y la transversal es perpendicular a las componentes radial y vertical (Z). La componente vertical no sufre cambio alguno en esta rotación. Posteriormente, este sistema se transforma al sistema LQT (Figura 3.3), en donde las componentes radial y vertical se rotan para formar la componente longitudinal (L) y SV o radial (Q). La componente longitudinal (L) está orientada en la dirección de incidencia del rayo y la componente radial (Q) corresponde a la dirección de viaje de las ondas SV. La componente SH o transversal (T) corresponde a la componente transversal del sistema ZRT, permaneciendo paralela a la superficie. Ejemplo de un evento rotado al sistema LQT se muestra en la Figura 3.4. Esta rotación se entiende que es en tres dimensiones (3D) y uno de los propósitos a realizarla es para mejorar la representación de la trayectoria que siguen los telesismos de la fuente a la estación.

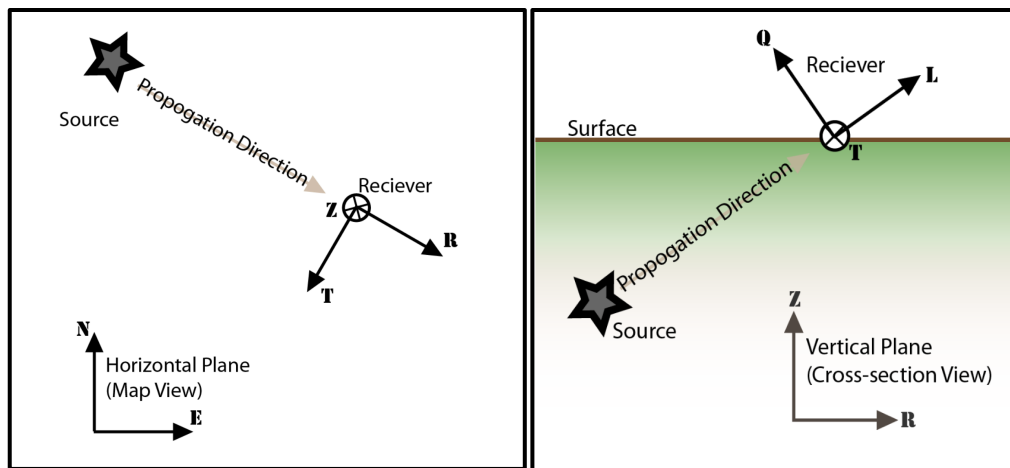


Figura 3.3 Representación del sistema ZRT (izquierda) y LQT (derecha). Imágenes tomadas de IRIS (<https://service.iris.edu/irisws/rotation/docs/1/help/>).

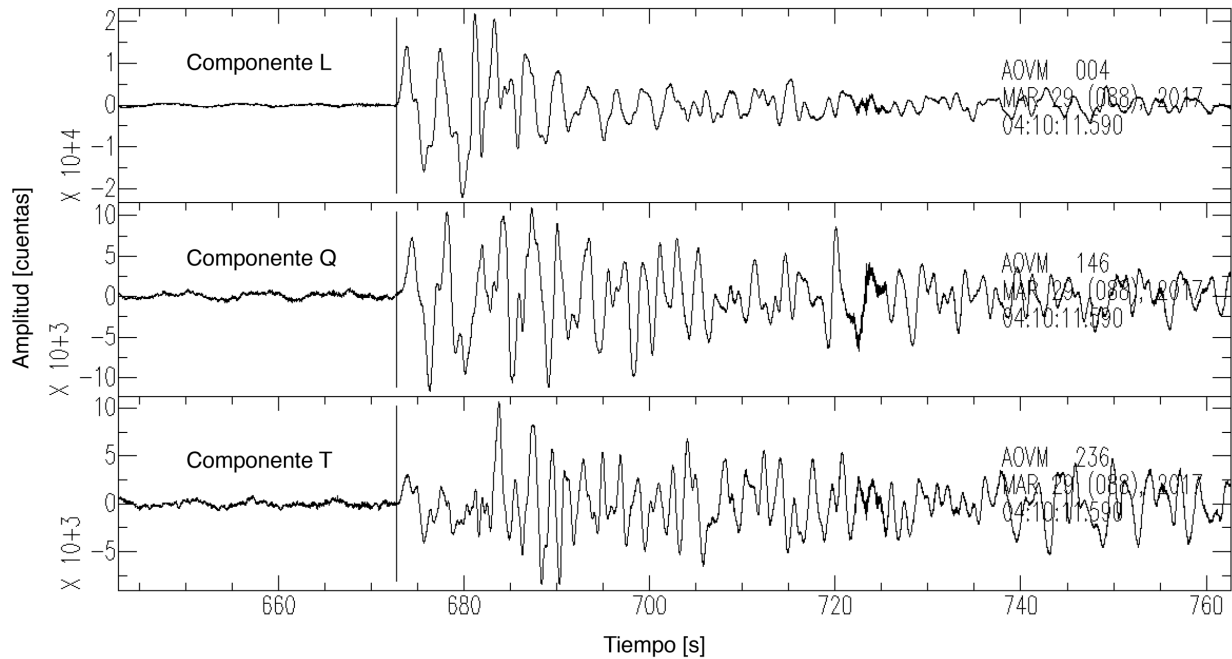


Figura 3.4 Componentes rotadas al sistema LQT. Componente L (arriba), Q (centro) y T (abajo) del mismo evento telosísmico mostrado en la Figura 3.2.

Lo siguiente a llevar a cabo para obtener una función de receptor es deconvolucionar la componente longitudinal de la radial. Para explicar este proceso se representarán las tres componentes de un sismograma (D) para el desplazamiento teórico debido a una onda incidente en la forma de una convolución:

$$D_L = I * S * E_L, \quad (1)$$

$$D_Q = I * S * E_Q, \quad (2)$$

$$D_T = I * S * E_T, \quad (3)$$

donde L representa la componente longitudinal, Q , la radial y T , la transversal en el sistema LQT. I representa la respuesta del instrumento; S , la función de la fuente y E_L , E_Q , E_T son las respuestas de la estructura de la Tierra longitudinal, radial y tangencial, respectivamente (Langston, 1979).

Lo que se busca es obtener las respuestas de las estructuras de la Tierra, por lo que se harán dos suposiciones: 1) I y S son las mismas en las tres direcciones y 2) E_L se comporta como una función delta de Dirac δ , debido a que llega casi verticalmente a la estación; por lo tanto, es correcto establecer lo siguiente:

$$D_L = I * S. \quad (4)$$

Entonces, al deconvolucionar la componente longitudinal de la radial y la transversal, se obtienen las respuestas de la estructura de la Tierra en las direcciones radial (E_Q) y transversal (E_T), las cuales son la serie de tiempo llamadas funciones de receptor radial o transversal:

$$\frac{D_Q}{D_L} = \frac{I * S * E_Q}{I * S} = E_Q, \quad (5)$$

$$\frac{D_T}{D_L} = \frac{I * S * E_T}{I * S} = E_T. \quad (6)$$

3.1.1. Deconvolución

Una deconvolución se entiende como la operación inversa de la convolución. Una convolución es una operación matemática que representa una señal siendo modificada al pasar por un sistema y que produce una señal de salida, en el dominio de la frecuencia se puede expresar como una multiplicación de señales:

$$H(\omega) = F(\omega)G(\omega), \quad (7)$$

donde $F(\omega)$ y $G(\omega)$ son las transformadas de Fourier de funciones que representan las señales a convolucionar, $H(\omega)$ es el espectro de Fourier del resultado de esta convolución y $\omega = 2\pi f$ es la frecuencia angular, donde f es la frecuencia lineal. La operación inversa a la convolución es la deconvolución y en el dominio de la frecuencia equivale a la división entre señales.

3.1.2. Deconvolución en el dominio de la frecuencia

Lo que se necesita es realizar la deconvolución de la componente longitudinal de la radial, por lo que estas señales deben transformarse al dominio de la frecuencia por medio de la transformada de Fourier, de tal forma que $D_L(\omega)$ y $D_Q(\omega)$ son la componente longitudinal y radial en el dominio de la frecuencia, respectivamente. En el caso ideal, la función de receptor radial (E_Q) se obtiene al realizar la siguiente división:

$$E_Q = \frac{D_Q}{D_L}. \quad (8)$$

Posteriormente, se realiza la transformada de Fourier inversa para regresar al dominio de tiempo. Langston (1979) introdujo un filtro Gaussiano pasa-bajas para simplificar el resultado, cuyas ventajas son que no distorsiona la fase cero, tiene forma simple y no presenta lóbulos en las orillas. Este filtro se define como:

$$G(\omega) = e^{\frac{-\omega^2}{4a^2}}, \quad (9)$$

donde a es el parámetro del filtro que determina el ancho de la banda.

Este procedimiento es muy sencillo de realizar, sin embargo, para sismogramas reales no se puede usar debido a los valores cero o cercanos a cero de la componente longitudinal que generan problemas numéricos al momento de hacer los cálculos. Una solución a este problema es realizar una corrección del espectro por “nivel de agua”, la cual consiste en reemplazar los valores cercanos a cero del denominador con una fracción del valor máximo de las frecuencias del mismo denominador (Clayton y Wiggins, 1976). A esta fracción se le conoce como parámetro de nivel de agua y es controlado por la relación señal-ruido de la señal y se obtiene por medio de prueba y error. El parámetro elegido debe ser el parámetro de nivel de agua de menor valor que produzca valores de ruido aceptables en la función de receptor. Algunos valores típicos para el parámetro son: 0.0001, 0.001, 0.01 y 0.1 (Ammon, 1997).

3.1.3. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo

Las técnicas de deconvolución en el dominio de la frecuencia son rápidas computacionalmente y sencillas de realizar, sin embargo, las técnicas de relación espectral eliminan las ondas P , excepto por el arribo directo, en casos donde las interfaces son planas. Adicionalmente, si las señales originales son ruidosas, esto se ve reflejado en las funciones de receptor como pequeños pulsos y dificulta su análisis (Langston, 1979). Por estas razones, se optó por realizar la deconvolución en el dominio del tiempo, la cual se expresa de la siguiente forma:

$$h(t) = f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t - \tau)d\tau, \quad (10)$$

donde $f(t)$ y $g(t)$ son funciones que representan las señales a convolucionar y $h(t)$ el resultado de esta convolución. Su operación inversa, la deconvolución, es más complicada para llevar a cabo y la técnica elegida para realizar esta deconvolución primero recolecta las características

más sobresalientes e importantes de la señal y posteriormente extrae los detalles (en los siguientes párrafos se dan más detalles sobre esta técnica). Esto es de gran utilidad para señales ruidosas, como lo fueron las obtenidas en la Ciudad de México, debido a que las señales están filtradas hasta 5 Hz y el impacto del ruido cultural de la ciudad es importante.

Ligorría y Ammon (1999) implementaron la técnica de deconvolución iterativa en el dominio del tiempo para la obtención de funciones de receptor con base en un método de deconvolución desarrollado por Kikuchi y Kanamori (1982). El fundamento de este método se encuentra en el uso de mínimos cuadrados para reducir la diferencia entre el sismograma de la componente radial observada y una señal sintética generada por la convolución de un tren de impulsos, que se actualiza iterativamente, con la componente longitudinal del sismograma.

Para deconvolucionar la componente longitudinal (D_L) de la radial (D_Q), se inicia realizando la correlación cruzada de las dos componentes antes mencionadas para estimar el tiempo de arribo del primer y más grande pulso en la función de receptor, correspondiente al arribo de la onda P directa y que representa parte de la respuesta relativa de la Tierra en la dirección radial (E_Q). Ya que se tiene el primer pulso, este se convoluciona con D_L para obtener un primer sismograma sintético radial (D_{Qs}) que se resta al observado y se usa para realizar la correlación cruzada con la componente longitudinal. Lo que se busca es minimizar la diferencia entre D_Q y D_{Qs} , por lo que el procedimiento se realiza iterativamente hasta que la adición de pulsos tiene un aporte insignificante en la respuesta de la Tierra que buscamos (E_Q) también denominada como función de receptor radial o FRQ. Este procedimiento se ilustra en la Figura 3.5 con un diagrama.

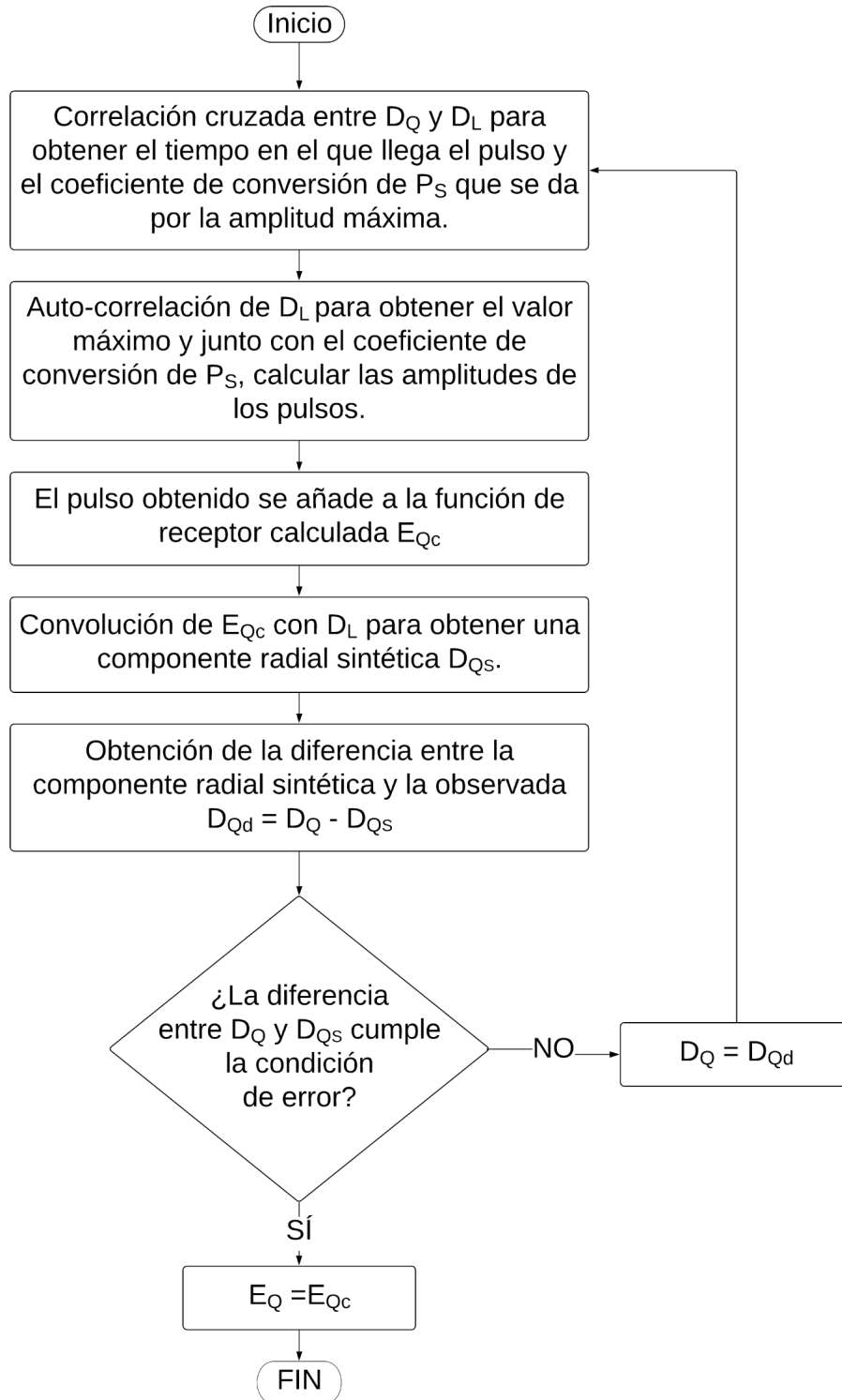


Figura 3.5 Diagrama que muestra los pasos de la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo para obtener una función de receptor radial.

3.1.4. Interpretación

En las funciones de receptor se observan una serie de pulsos, donde cada uno representa un cambio en la impedancia acústica del medio o discontinuidad sísmica. Si la impedancia del medio se incrementa con la profundidad, el pulso será positivo y cuando la impedancia disminuye con la profundidad, se obtiene un pulso negativo. La amplitud de los pulsos hace referencia a la diferencia de impedancias entre los medios, una mayor amplitud representa mayor contraste de impedancias. Un ejemplo de las funciones de receptor obtenidas se muestra en la Figura 3.6, donde es posible observar diversos pulsos positivos y negativos en la serie de tiempo. Se observa que el pulso con mayor amplitud se localiza en los primeros segundos y corresponde al arribo de *P* directa, seguido de este, los pulsos que se observan corresponden a discontinuidades sísmicas y a los múltiplos que se generan entre las discontinuidades y la superficie.

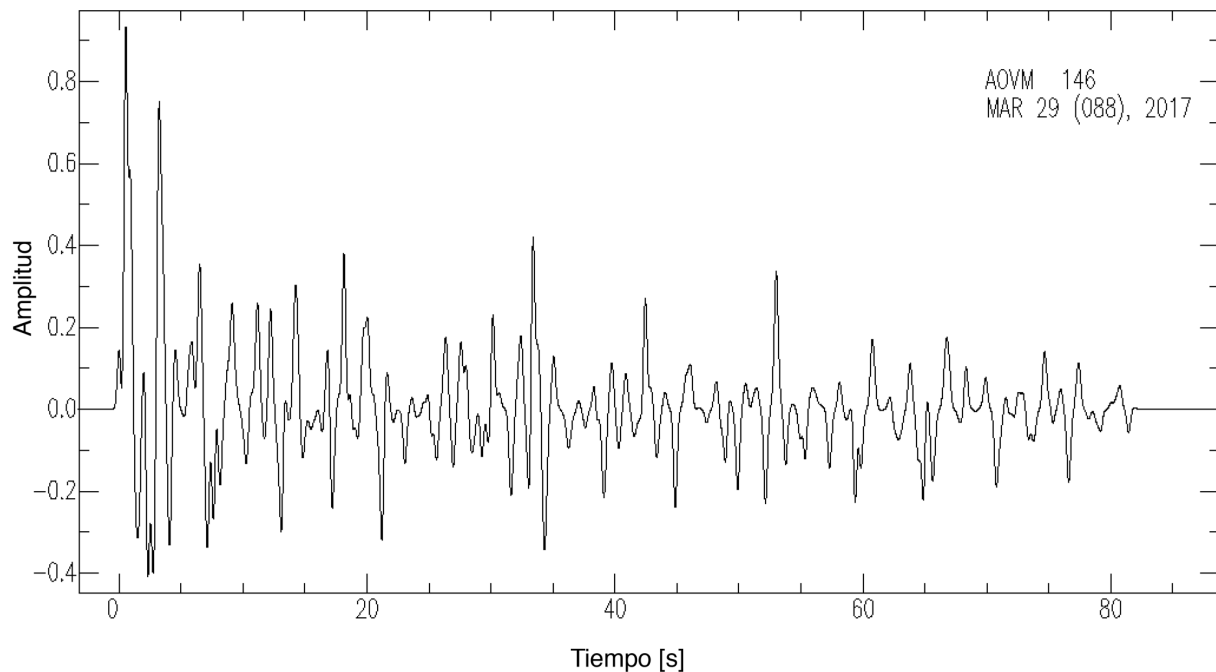


Figura 3.6 Función de receptor radial obtenida de las señales mostradas en las figuras 3.2 y 3.4.

Para interpretar las funciones de receptor, es común presentarlas por estación en una misma sección ordenadas por algún parámetro como azimut inverso o distancia angular. En la Figura 3.7 se muestra una estación con sus funciones de receptor ordenadas por azimut inverso. Los colores de esta sección representan la polaridad del pulso, el color rojo se le asigna a los pulsos positivos y el azul a los pulsos negativos. Cuando un pulso se observa razonablemente alineado a lo largo de la sección, se considera que se tiene una discontinuidad sísmica debido a un contraste de impedancias.

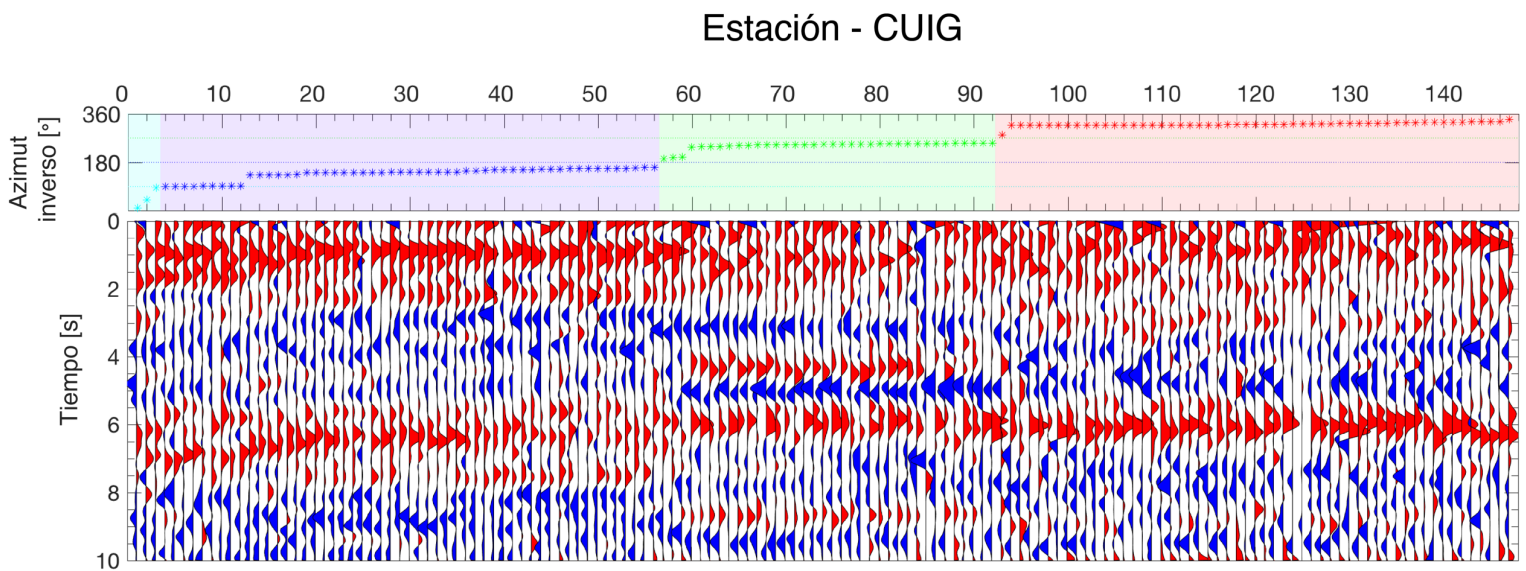


Figura 3.7 Funciones de receptor para la estación CUIG, ubicada en Ciudad Universitaria, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el número de trazas y el valor de azimut inverso correspondiente a cada una de las trazas. Los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0°-90°; azul fuerte: 90°-180°; verde: 180°-270°; rojo: 270°-360°. Esta es una de las estaciones que se analizará en el siguiente capítulo.

Las funciones de receptor son idealmente utilizadas para obtener información sobre medios isótopos de capas planas, lo cual pocas veces sucede en la Tierra y en la corteza. Debido a esto se han realizado estudios para entender cómo se ven reflejadas capas inclinadas y anisótropas en las FR. En las figuras 3.8d a 3.8f se muestran los tres casos principales que se han analizado en diversos trabajos, donde generalmente se realiza el análisis de FR sintéticas radiales y transversales y un caso de estudio con FR observadas. A continuación, se describen las principales características que presentan las FR radiales y transversales cuando hay capas inclinadas, capas anisótropas y capas anisótropas inclinadas.

Para el caso de capas inclinadas, en las figuras 3.8c y 3.8d se ilustra la interacción de los rayos y las ondas P y S con la interfaz inclinada. Owens et al. (1988), Cassidy (1992) y Savage (1998) describen las principales características que las FR presentan en casos con capas inclinadas:

- a) Para las FR radiales, la fase P_s varía en amplitud dependiendo del ángulo que forma el rayo con la interfaz inclinada y el tiempo de arribo de P_s varía dependiendo si las ondas viajan en el sentido o sentido contrario del buzamiento de la capa. Esto se ilustra en la Figura 3.9a.
- b) Para las FR transversales, no hay energía cuando la interfaz es horizontal, mientras que en una interfaz inclinada sí. Los pulsos presentan cambios de polaridad con variación azimutal dependiendo del ángulo entre los rayos y la interfaz inclinada. Esto se ilustra en la Figura 3.9a.

En el caso de capas con anisotropía, Savage (1998) y Schulte-Pelkum y Mahan (2014), describen las principales características para capas horizontales e inclinadas con anisotropía. Las figuras 3.8e y 3.8.f representan los modelos usados para obtener las FR sintéticas. En su caso más simple, la anisotropía se puede aproximar a tener simetría hexagonal, donde los ejes de simetría pueden tener una velocidad de fase rápida o lenta comparada con el plano ortogonal a esta (Schulte-Pelkum y Mahan, 2014). Hay casos más complejos de anisotropía, sin embargo, en este trabajo no se entrará en detalle al respecto.

Las observaciones encontradas por Savage (1998) y Schulte-Pelkum y Mahan (2014) para las FR radiales y transversales son las siguientes:

- c) Para las FR radiales, las formas de onda dependen de la diferencia entre el azimut inverso y los ejes rápido y lento de la anisotropía. En el pulso P_s se presentan diferencias en el tiempo de llegada y dependiendo del porcentaje de anisotropía, se pueden presentar picos dobles. También puede haber pulsos negativos en las componentes radiales aunque las impedancias de los medios no disminuyan. Esto se ilustra en la Figura 3.9b.

- d) Las FR transversales presentan periodicidad de 180° en el azimut inverso y contienen cero energía (no hay pulsos) en los ejes rápido y lento de la anisotropía. Esto se ilustra en la Figura 3.9b.
- e) Cuando la capa con anisotropía se encuentra inclinada, las amplitudes de la P_s radial varían en relación al rumbo de la capa inclinada.

Savage (1998) establece dos principales diferencias para poder distinguir entre una capa inclinada de una capa con anisotropía horizontal: 1) La energía transversal de las capas inclinadas llega al momento de la P directa sin importar la profundidad de la capa inclinada, mientras que en capas con anisotropía únicamente está presente cuando la capa con anisotropía alcanza la superficie. 2) Capas con anisotropía transversal y ejes de simetría horizontales tienen formas de onda con periodicidad de 180° en función del azimut inverso, mientras que las capas inclinadas tienen periodicidad de 360° . En otras palabras, para las capas inclinadas hay dos cambios de polaridad y dos casos en donde la FR transversal vale cero (echado arriba y echado abajo), en cambio para las capas con anisotropía se tienen cuatro cambios de polaridad y cuatro casos en donde la FR transversal vale cero.

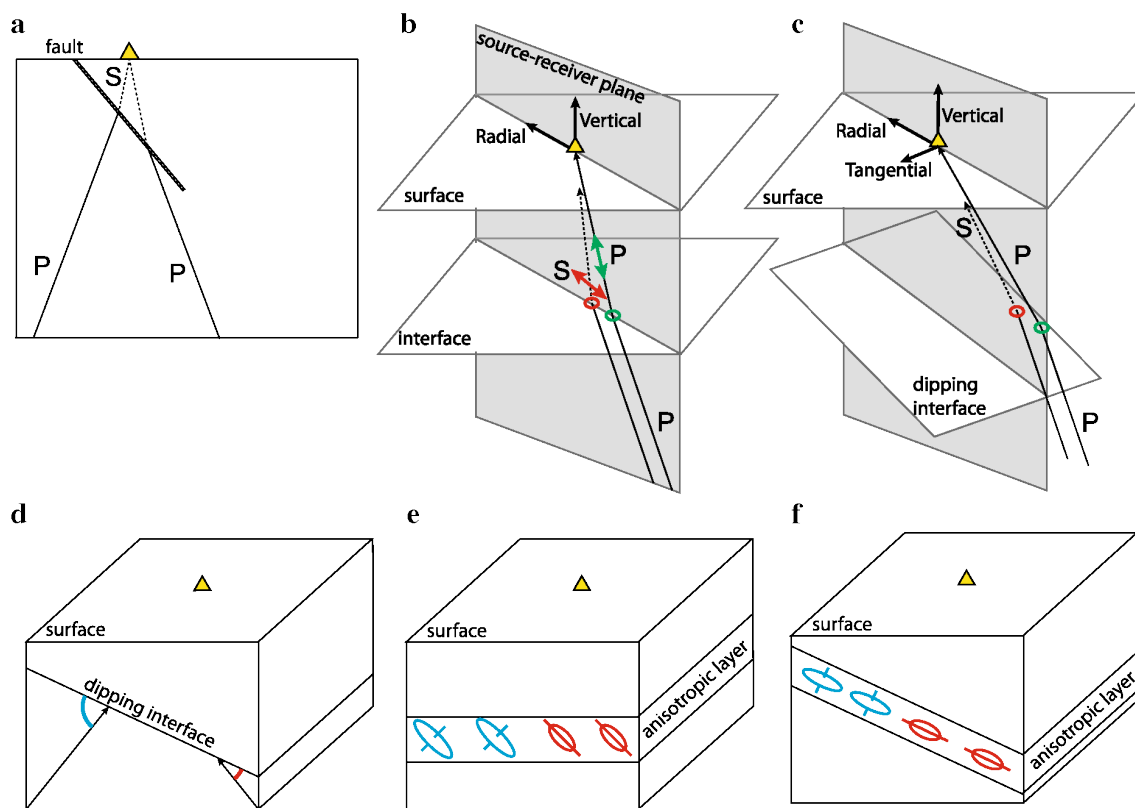


Figura 3.8 a) Bosquejo conceptual de una falla con una zona de falla angosta en la corteza superior y las conversiones telúsmicas de P (sólido) a S (punteadas). El triángulo amarillo representa una estación sísmica. b) Bosquejo que ilustra los rayos y movimiento de partícula en una función de receptor para una discontinuidad horizontal isotropa, el plano gris es el plano fuente-receptor. El círculo y la flecha verdes indican el punto de refracción P (línea continua) y el movimiento de partículas; el círculo y la flecha en rojo indican el punto de conversión P a S (línea punteada) y el movimiento de partícula. c) Igual que b), pero para una interfaz inclinada. d) Diagrama que bosqueja los ángulos que se forman entre los rayos y una capa inclinada. El ángulo de echado abajo entre la onda P incidente y la interfaz se indica en rojo, ángulo de echado arriba en azul. e) Diagrama que bosqueja una capa horizontal con anisotropía con un eje de simetría de anisotropía inclinado. Los símbolos azules indican simetría de eje lento, y en rojo simetría de eje rápido. f) Igual que e), pero con una capa inclinada con anisotropía. Imagen modificada de Schulte-Pelkum y Mahan (2014).

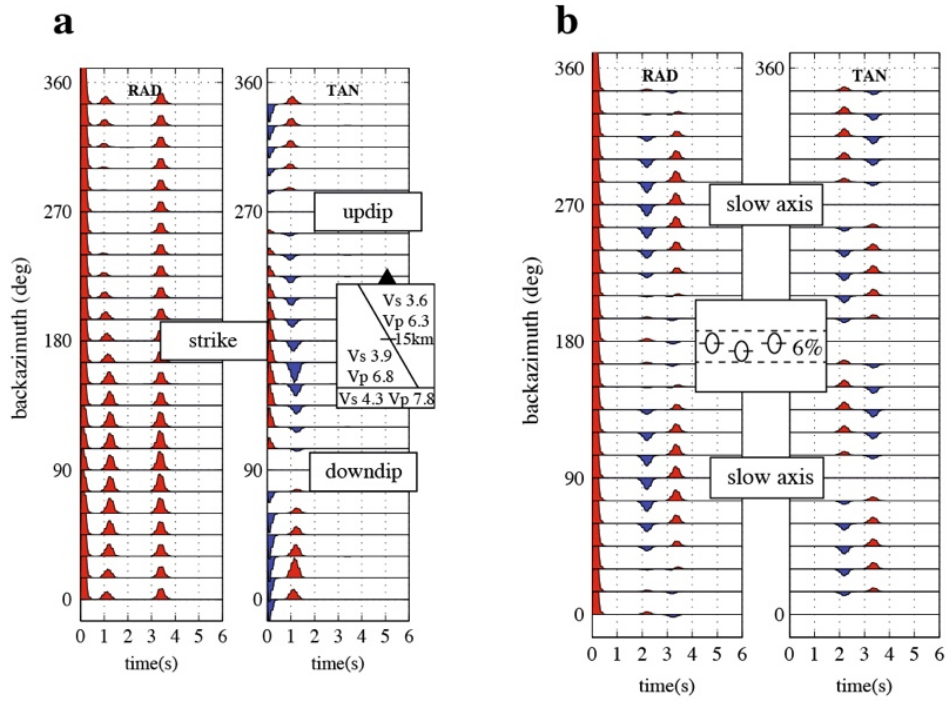


Figura 3.9 Sismogramas sintéticos de FR radiales y transversales para a) capa inclinada y b) capa con anisotropía. Imagen tomada de Schulte-Pelkum y Mahan (2014).

4. Discontinuidades sísmicas en la Ciudad de México

Siguiendo la metodología explicada en el capítulo anterior, se obtuvieron un total de 1037 funciones de receptor, provenientes de 250 telesismos con magnitud mínima de M_w 6.0 (Figura 4.1), registrados en las 64 estaciones distribuidas por toda la Ciudad de México. El número de funciones de receptor por estación y las características de los eventos telosísmicos usados se muestran en las tablas del Anexo 1. El Anexo 2 muestra todas las funciones de receptor para cada una de las estaciones empleadas en este trabajo. No todas las estaciones estuvieron instaladas simultáneamente en el mismo periodo de tiempo, sin embargo, para la metodología de funciones de receptor se asume que en los 15 años que se registraron estos datos, no hubo cambios significativos en la estructura sísmica de la corteza.

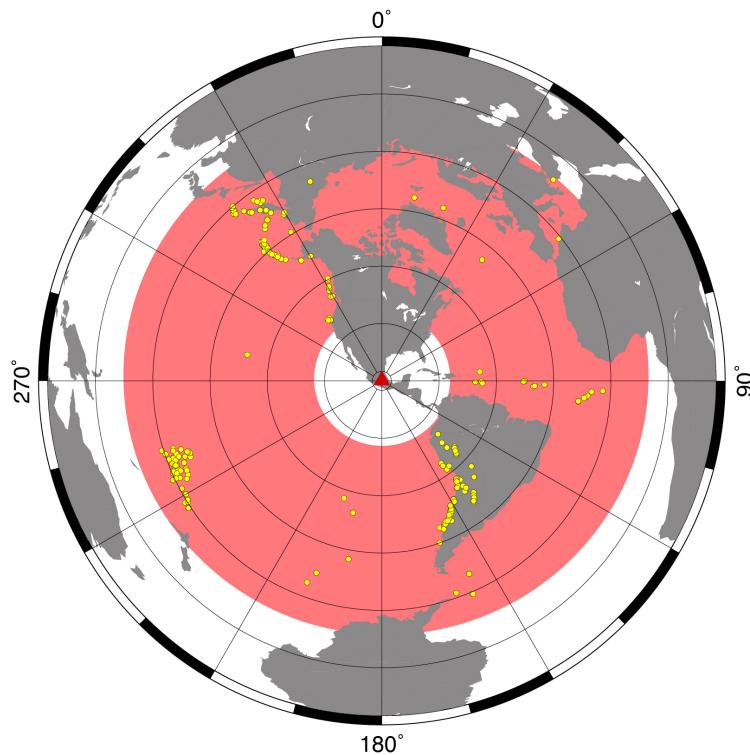


Figura 4.1 Epicentros de los telesismos usados para obtener funciones de receptor. Únicamente se utilizaron sismos a una distancia angular entre 30° y 90° de la estación.

4.1. Principales discontinuidades sísmicas

Con una rápida observación de las funciones de receptor por estación, se puede obtener un primer fragmento de información sobre la interacción de las estructuras localizadas en la corteza y las ondas sísmicas que las atraviesan. Las estaciones utilizadas se encuentran ubicadas en diferentes partes de la Ciudad de México, por lo que se espera encontrar diferencias en las FR dependiendo de la ubicación. Esto se puede observar al comparar las FR obtenidas en dos zonificaciones geotécnicas distintas: zona de lago y zona de lomas. Para ilustrar las funciones de receptor en zona de lago, se muestra la estación IPVM en la Figura 4.2, la cual se encuentra localizada en la delegación Iztapalapa. En el caso de la zona de lomas, se muestra en la Figura 4.3 a la estación CUIG, localizada en Ciudad Universitaria. Para ambas estaciones es posible reconocer algunas discontinuidades corticales en diferentes tiempos, además del pulso que corresponde a la discontinuidad de Mohorövicic. Las discontinuidades sísmicas que se observan en ambas estaciones son: un pulso positivo en ~ 1 segundo, uno negativo en ~ 3 segundos y la discontinuidad de Mohorövicic en ~ 6 segundos. Para la estación de CUIG, estos pulsos son más claros y coherentes, además de que se observan otras discontinuidades sísmicas corticales que en IPVM no. En el caso de la estación IPVM (Iztapalapa), puede ser difícil seguir la continuidad de los pulsos para algunas FR, lo que dificulta el identificar las discontinuidades sísmicas.

Los pulsos correspondientes al Moho son bastante reconocibles en la estación CUIG (Ciudad Universitaria), si se analizan con mayor detenimiento se puede observar que el pulso P_s del Moho está más claro del lado derecho de la sección. Las FR están ordenadas de acuerdo con el azimut inverso, por lo que las FR entre 180° y 360° (colores verde y rojo) contienen el pulso P_s mejor definido que las FR entre 0° y 180° (colores turquesa y azul fuerte). Estas variaciones azimutales del pulso correspondiente al Moho se observan en 8 estaciones (APVM, COVM, CUIG, MHVM, PBVM, PTVM, TLVM y XCVM) y no son las únicas variaciones azimutales encontradas, pero estas se explicarán más adelante.

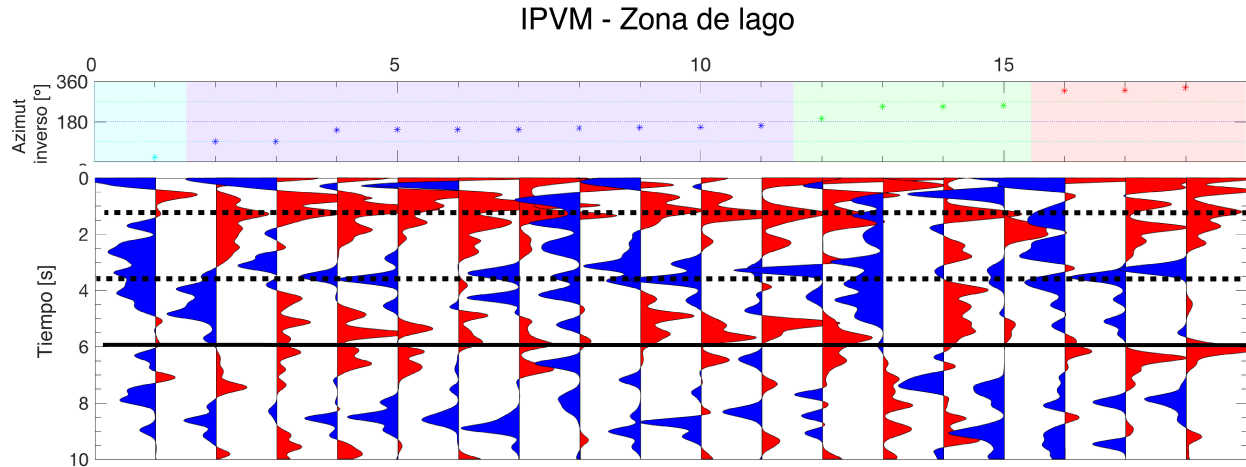


Figura 4.2 Funciones de receptor para la estación IPVM, ubicada en la delegación Iztapalapa, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el número de trazas y el valor de azimut inverso correspondiente a cada una. Los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360° . Con líneas punteadas se indican las discontinuidades sísmicas corticales identificadas, y con una línea continua se indican los pulsos correspondientes al Moho.

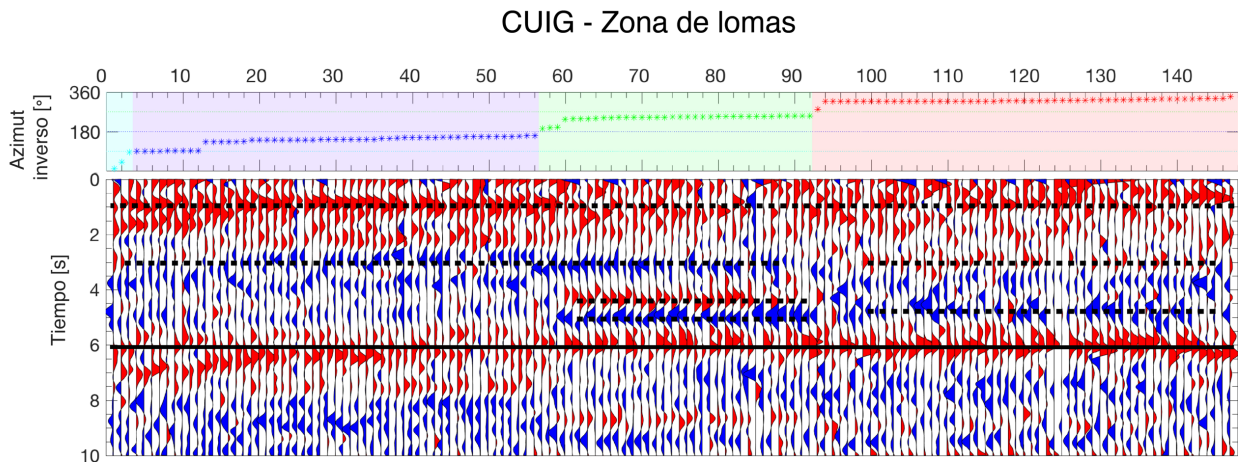


Figura 4.3 Funciones de receptor para la estación CUIG, ubicada en Ciudad Universitaria, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el número de trazas y el valor de azimut inverso correspondiente a cada una. Los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360° . Con líneas punteadas se indican las discontinuidades sísmicas corticales identificadas, y con una línea continua se indican los pulsos correspondientes al Moho.

Como se observa en la estación IPVM (Iztapalapa), hay funciones de receptor en las cuales es complicado identificar los pulsos principales, pero entre más sea el número de funciones por estación, la identificación se vuelve más sencilla. En 32 estaciones se tienen de 1 a 3 funciones de receptor, por lo que se decidió poner en una misma gráfica las 1037 funciones de receptor de todas las estaciones con la finalidad de poder identificar mejor la discontinuidad de Mohorövicic. En la Figura 4.4 se muestran todas las funciones de receptor ordenadas de acuerdo con la longitud de la ubicación geográfica de su punto de conversión a 40 km. Estos puntos de conversión son los puntos en donde las ondas *P* se convierten en *S* al atravesar una interfaz y se calculan usando el modelo de velocidades global IASP91 (Kennett, 1991). De estos puntos se obtiene su ubicación geográfica (latitud y longitud) a partir del modelo de velocidades y de una profundidad fija. Para este trabajo, se eligió una profundidad de 40 km ya que este valor es cercano a las profundidades que se han observado para la discontinuidad de Mohorövicic en trabajos anteriores realizados por Cruz-Atienza et al. (2010) y Espíndola et al. (2017).

Al analizar la línea que corresponde a la discontinuidad de Mohorövicic, se observan variaciones dependiendo de la longitud. Del lado Oeste hasta poco antes de donde se ubica Ciudad Universitaria, los pulsos correspondientes al Moho son más constantes y con menos variaciones que del lado Este. Se observa que del lado Este los pulsos correspondientes a la discontinuidad de Mohorövicic se encuentran menos alineados y el tiempo en el se observan varía hasta en 2 segundos.

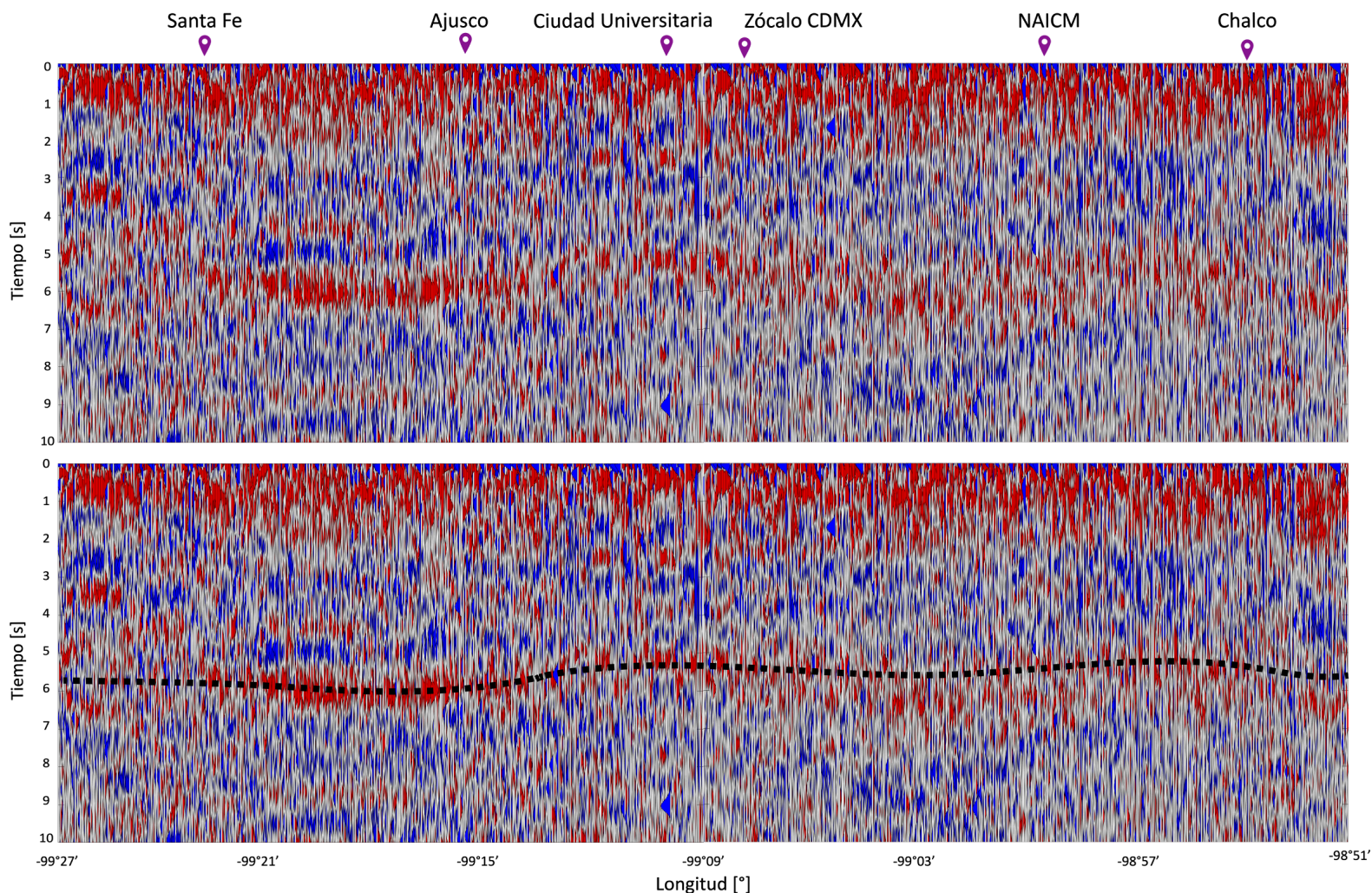


Figura 4.4 Funciones de receptor de todas las estaciones ordenadas por el valor de longitud correspondiente al punto de conversión de cada rayo a 40 km de profundidad. En la imagen superior se muestran las FR con algunos sitios de referencia y en la imagen inferior se muestra con línea punteada la interpretación de la discontinuidad de Mohorovičić.

4.2. Variaciones azimutales

Los telesismos usados para este trabajo provienen de diversas partes del mundo y por lo tanto atraviesan estructuras y medios diferentes antes de llegar a las estaciones de registro. En este trabajo se encontraron discontinuidades sísmicas corticales visibles únicamente en ciertos rangos de azimut, esto da indicios de estructuras localizadas en la corteza y de las variaciones laterales que hay en ella. Las variaciones azimutales se observan principalmente en dos rangos

de tiempo diferentes, por lo que se clasificaron en: discontinuidades someras y discontinuidades en la base de la corteza.

Las discontinuidades someras son una secuencia de pulsos negativos y positivos localizados entre 1 y 4 segundos. Esta secuencia de pulsos se ejemplifica en la Figura 4.5, en el tercer azimut inverso (180° - 270°) pero no son exclusivos de este, pues se han observado en todos los azimuts en las diferentes estaciones. Esta secuencia se ha observado en ocho estaciones: AOVVM, CJVM, MHVM, PBVM, PTRP, PTVM y XCVM, ubicadas en diversas partes de la ciudad.

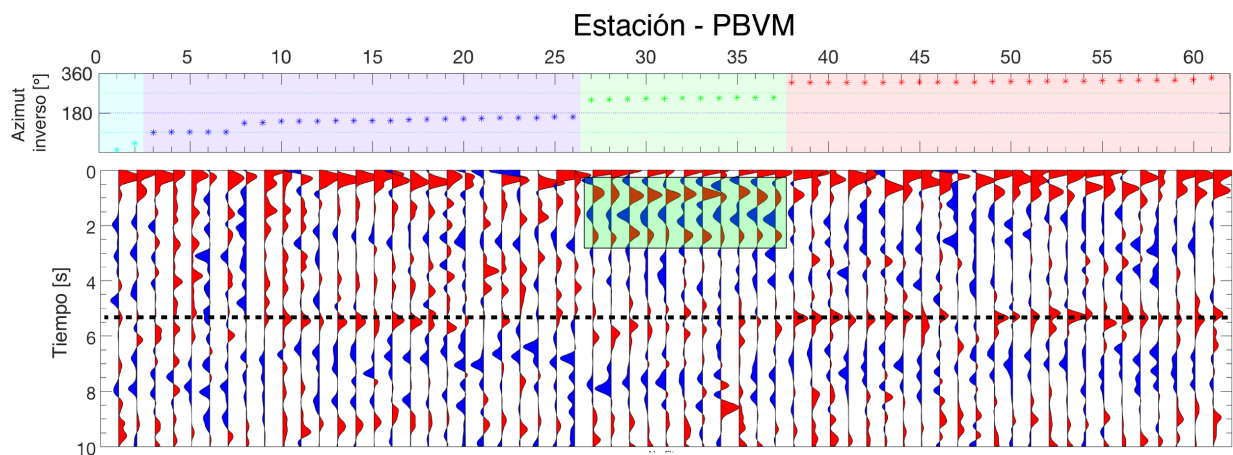


Figura 4.5 Funciones de receptor para la estación PBVM, ubicada en Peñón de los Baños, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el valor de azimut inverso correspondiente a cada traza y los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360° . Con una línea punteada se indican los pulsos correspondientes al Moho y en rectángulo sombreado se indican los pulsos exclusivos de ese azimut.

Adicionalmente, en las estaciones MHVM y PTVM se encontró una secuencia de pulsos que cambian de polaridad dependiendo del azimut inverso. En la Figura 4.6 se observa que la polaridad de los pulsos entre 1 y 4 segundos cambia del segundo azimut inverso (90° - 180°) al tercero y cuarto (180° - 360°). En el cuarto azimut inverso se pueden observar los pulsos, pero menos marcados y en el primer azimut y parte del segundo no se alcanza a distinguir esta secuencia. Estas variaciones azimutales son prueba de la heterogeneidad sísmica lateral de la corteza, incluso bajo las estaciones.

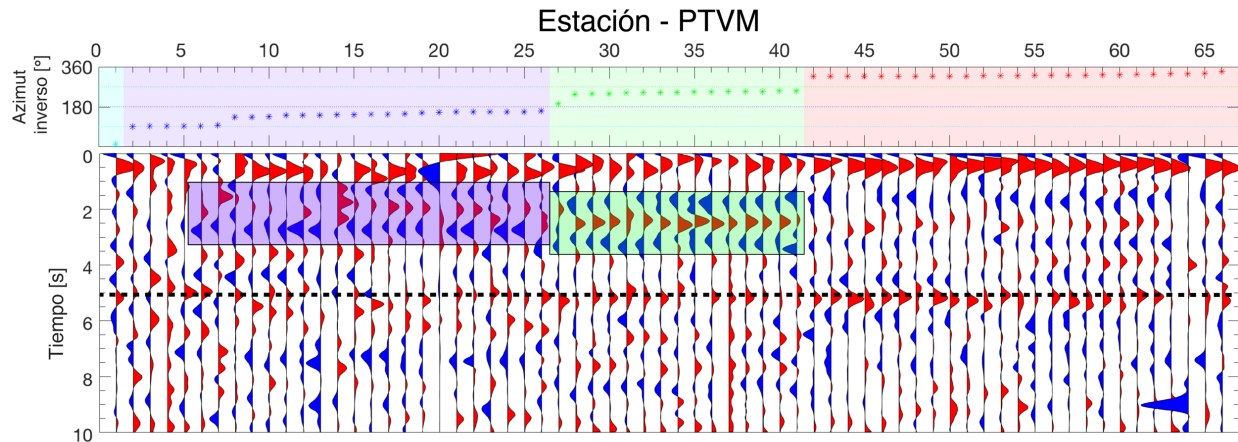


Figura 4.6 Funciones de receptor para la estación PTVM, ubicado en Pico Tres Padres, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el valor de azimut inverso correspondiente a cada traza y los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360° . Con una línea punteada se indican los pulsos correspondientes al Moho y en los rectángulos sombreados se indican los pulsos que cambian de polaridad dependiendo del azimut.

Para tener una mejor determinación espacial de dónde se localizan las discontinuidades encontradas, se realizó la retroproyección de las funciones de receptor a lo largo de los rayos que representan el camino desde la estación de registro hasta el hipocentro. Debido a que las funciones de receptor únicamente dan el tiempo de arribo de los pulsos, se usó el modelo de velocidades global 1-D de IASP91 (Kennett, 1991) para asignarle profundidades a las discontinuidades encontradas. Este modelo provee velocidades para las ondas P , espesores y densidades de las principales capas de la Tierra como la corteza, manto superior, manto inferior, núcleo externo y núcleo interno. El enfoque de este trabajo es en la corteza, por lo que se modificó el modelo 1-D de IASP91 para tener discontinuidades cada kilómetro en los primeros 40 km de profundidad y de esta forma poder correlacionar el tiempo en las funciones de receptor con una profundidad.

En superficie se proyectaron los primeros 70 km de la trayectoria de rayos y se identificaron los pulsos correspondientes a las discontinuidades encontradas, de esta forma se pudo obtener una ubicación espacial de las discontinuidades someras, la cual se ilustra en la Figura 4.7. En esta figura se observa que el camino por el que pasan los telesismos es diferente, por lo que se puede inferir que no es únicamente una estructura la que da origen a estas variaciones azimutales. Otro argumento que sustenta esto es el hecho que los rayos y las zonas

sombreadas no se superponen entre sí, por lo que no necesariamente están cruzando por las mismas estructuras. Adicionalmente, estas discontinuidades se observan en diferentes partes de la Ciudad de México por lo que proveen información no únicamente de cómo son las estructuras sísmicas a profundidad, si no también cómo varían lateralmente bajo la Ciudad de México. En el capítulo de Discusión y Conclusiones se propone una interpretación a estas secuencias de pulsos, ya que en algunos casos son similares a lo que se observa cuando se tienen capas con anisotropía, inclinadas o fallas, las cuáles se explicaron en el capítulo de Metodología.

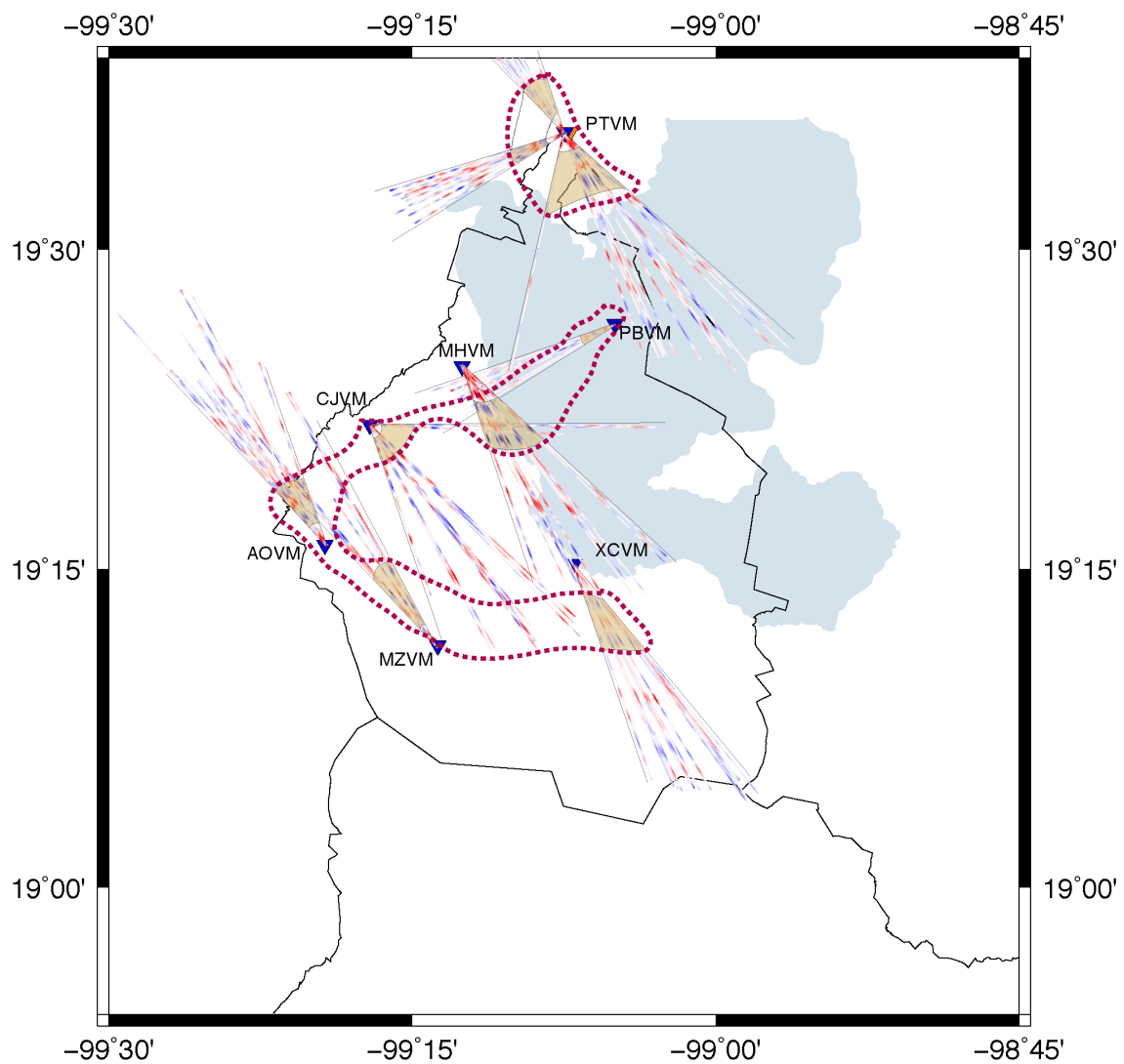


Figura 4.7 Proyección en superficie de los rayos que representan la trayectoria de los telesismos. Con café claro se sombreadon los pulsos correspondientes a las discontinuidades someras. Con líneas rojas punteadas se propone la delimitación espacial de las discontinuidades someras.

Además de las discontinuidades someras encontradas, se observaron discontinuidades en la base de la corteza, las cuales se explican a continuación. Las discontinuidades en la base de la corteza se identificaron primero en la estación CUIG (Ciudad Universitaria), que es la que más funciones de receptor tiene (147) y que se encuentra en la zona geotécnica de lomas, por lo que resaltan visualmente. Estas discontinuidades se distinguen por la presencia de dos pulsos que se encuentran entre 4 y 6 s, uno positivo y otro negativo y se observaron en siete estaciones: CUIG, AOVM, BJVM, CHIC, MZVM, PTCU y TLVM, las cuales se encuentran localizadas en el Oeste y Suroeste de la ciudad. Estos pulsos se ejemplifican en la Figura 4.8 y para la estación de CUIG se observan en telesismos con epicentros en el océano Pacífico en un azimut inverso entre 180° y 270°.

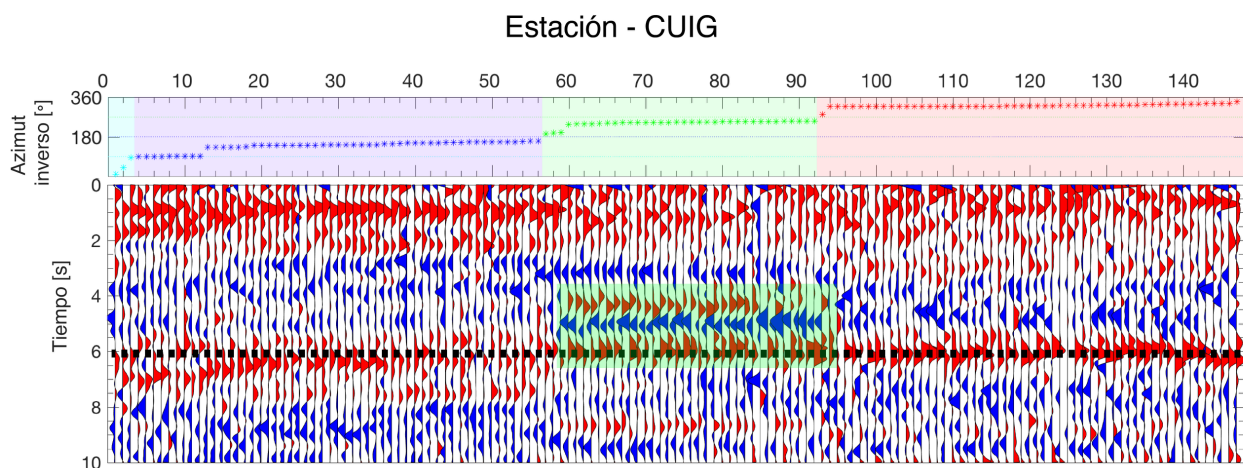


Figura 4.8 Funciones de receptor para la estación CUIG, ubicada en Ciudad Universitaria, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra el valor de azimut inverso correspondiente a cada traza y los colores representan los cuadrantes de azimut inverso: turquesa: 0°-90°; azul fuerte: 90°-180°; verde: 180°-270°; rojo: 270°-360°. Con una línea punteada se indican los pulsos correspondientes al Moho y en rectángulo sombreado se indican los pulsos identificados en la base de la corteza, exclusivos de ese azimut.

Al igual que para las discontinuidades someras, se realizó un mapa (Figura 4.9) donde se proyectaron en superficie los rayos donde se observaron las discontinuidades en la base de la corteza. En este mapa se pueden observar dos zonas en las cuales se delimita espacialmente esta estructura: zona Oeste y zona Sur de la ciudad. Para la zona Oeste, se observa que las áreas sombradas se superponen, por lo que se infiere que los telesismos cruzan una única estructura, pero por direcciones diferentes. Para la estructura en el Sur de la ciudad, las áreas sombradas

no se sobreponen, pero sí se encuentran cercanas. La escasa cobertura azimutal y la falta de estaciones al Sur y Este de estas discontinuidades, afectan la observación y la delimitación espacial de estas. En el capítulo de Discusión y Conclusiones se propone una interpretación a esta secuencia de pulsos.

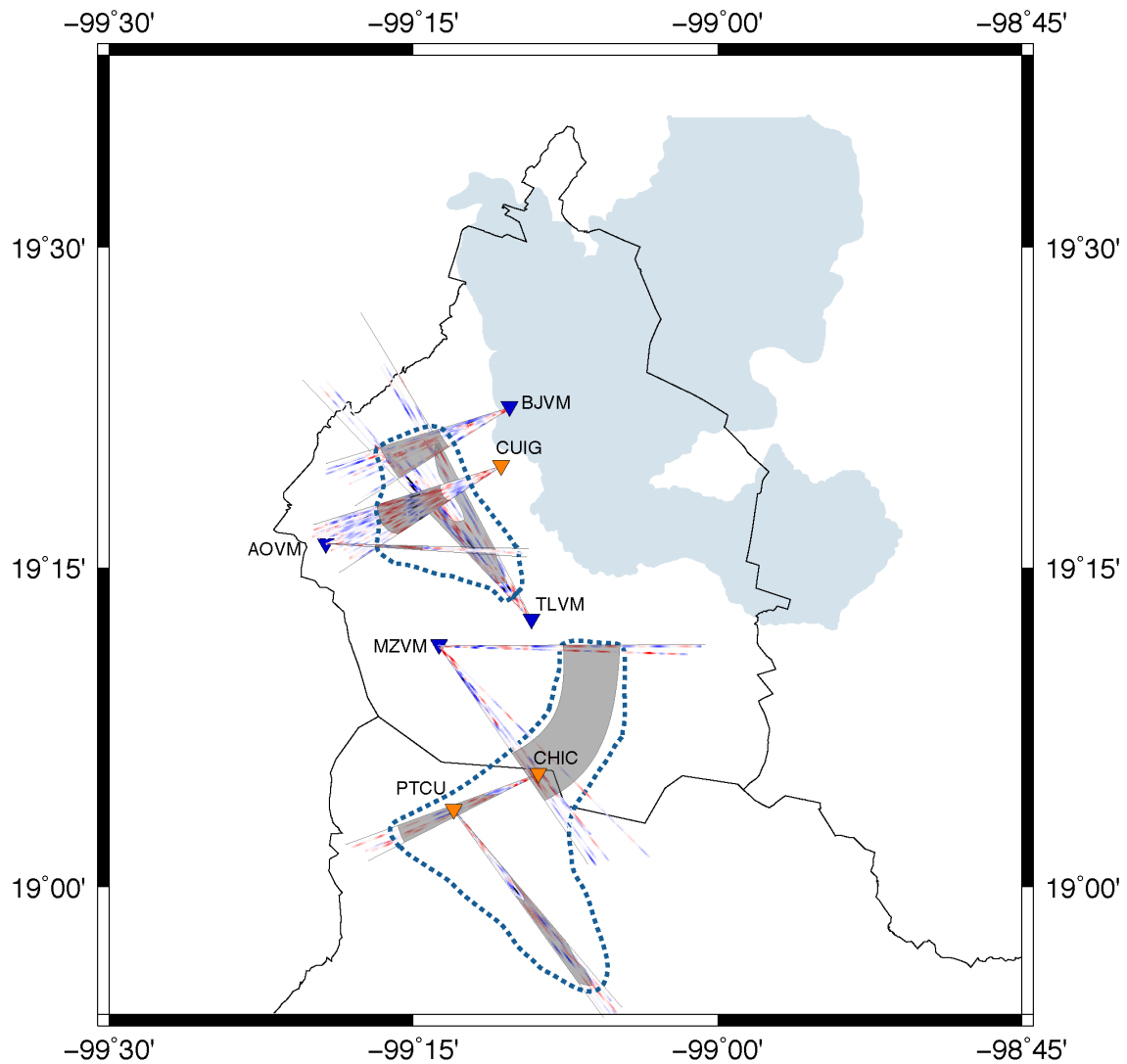


Figura 4.9 Proyección en superficie de los rayos que representan la trayectoria de los telesismos. En gris se sombreadon los pulsos correspondientes a las discontinuidades en la base de la corteza. Con líneas azules punteadas se propone la delimitación espacial de las discontinuidades observadas.

4.3. Perfiles con funciones de receptor

Otra forma de visualizar las trayectorias de rayos es proyectando estas retroproyecciones de las funciones de receptor en perfiles que cruzan la ciudad (Figura 4.10). Para cada perfil se realizaron dos proyecciones seleccionando los rayos provenientes de cada lado del perfil. Por ejemplo, para el Perfil 1 que se encuentra orientado N-S se separaron los rayos provenientes del Oeste (180° a 360°) y los del Este (0° a 180°). En total se realizaron 5 perfiles, de los cuales únicamente dos se muestran en esta sección, el resto se encuentran en el Anexo 3. Las profundidades que se muestran en los perfiles son relativas al modelo de velocidades global IASP91 (Kennett, 1991).

Lo primero a analizar en el Perfil 1 (Figura 4.11), es la profundidad a la cual se observa la discontinuidad de Mohorövicic, la cual aumenta de 40 a 55 km de Norte a Sur, con la parte más profunda bajo la Sierra de Chichinautzin para tanto los rayos provenientes del Oeste como del Este. En los rayos provenientes del Oeste (Figura 4.11a) se observan varias discontinuidades sísmicas corticales, algunas de las cuales corresponden a las observadas en las variaciones azimutales presentadas en las secciones anteriores, como la discontinuidad en la base de la corteza observada en la estación CHIC y la discontinuidad somera observada en PTVM. La discontinuidad en la base de la corteza observada en CHIC se encuentra entre 30 y 45 km de profundidad, mientras que la discontinuidad somera observada en PTVM se encuentra en los primeros 20 km. En el caso de los rayos provenientes del Este (Figura 4.11b), las discontinuidades corticales se encuentran más inclinadas en comparación con los rayos provenientes del Oeste. En especial, resalta una discontinuidad negativa que aumenta ~ 20 km de profundidad hacia el Sur, esto puede deberse a la ligera curvatura que tienen las trayectorias de los rayos y que resalta al proyectarlos en el perfil.

En los primeros 20 km de profundidad, se observan unas amplitudes promedio significativamente altas en comparación con el resto del perfil. Estas amplitudes son más notorias bajo las estaciones que se encuentran en la zona geotécnica de lago y significan un alto contraste de impedancias entre medios y al ser de color rojo indican un aumento en la impedancia con la profundidad.

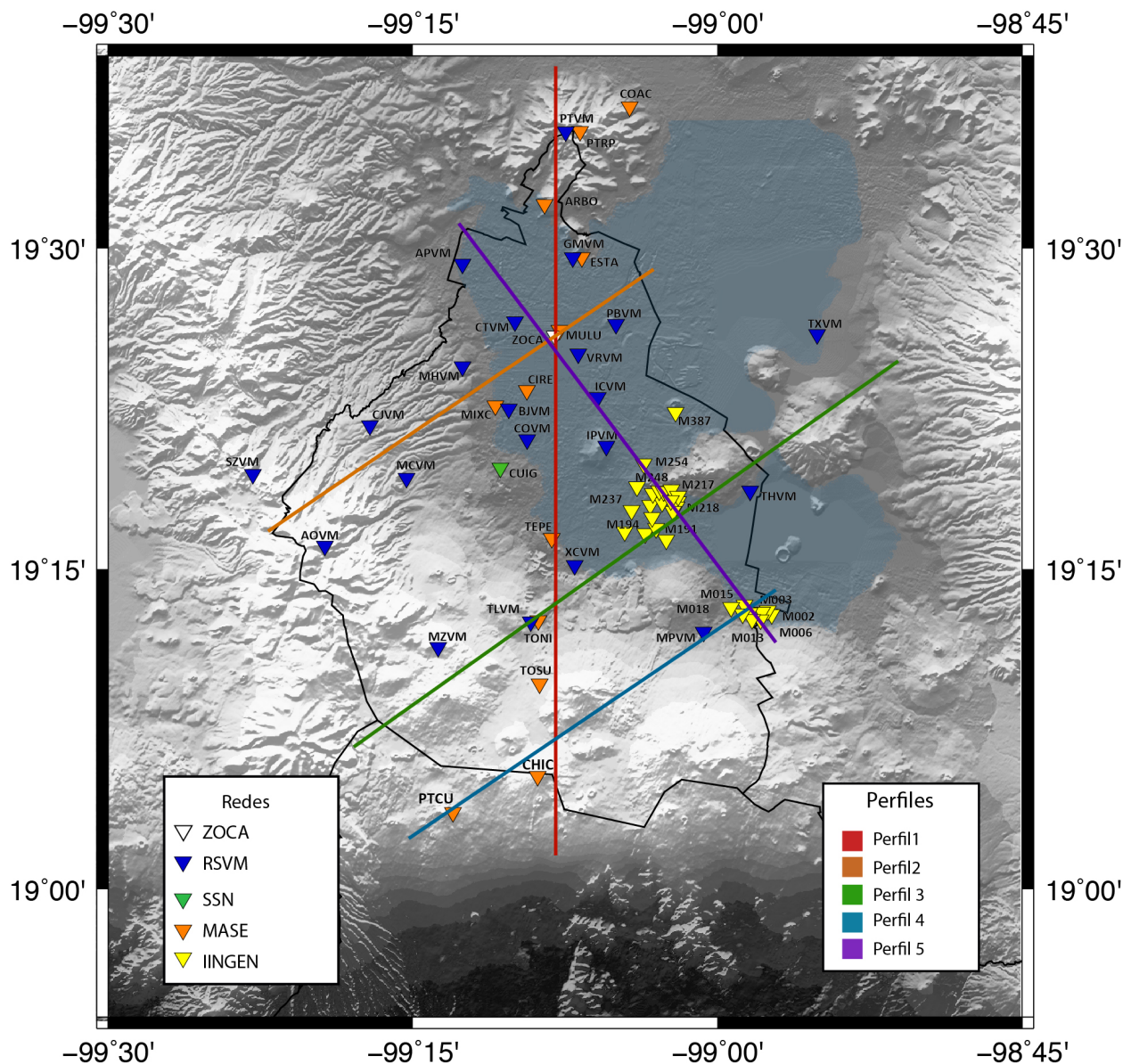


Figura 4.10 Ubicación de los perfiles en los cuales se realizó la proyección de las funciones de receptor.

El segundo perfil que se muestra es el Perfil 2 (Figura 4.12), el cual está orientado SW-NE y únicamente se muestran los rayos provenientes del SE. Para este perfil también se observa un aumento en la profundidad del Moho de ~40 a 55 km, pero en este caso el aumento es hacia el SW de la Ciudad, donde se encuentra la Sierra de las Cruces. Entre los 20 y 35 km se observan discontinuidades sísmicas corticales bastante prominentes, que corresponden a las discontinuidades someras observadas azimutalmente en las estaciones CJVM y MHVM.

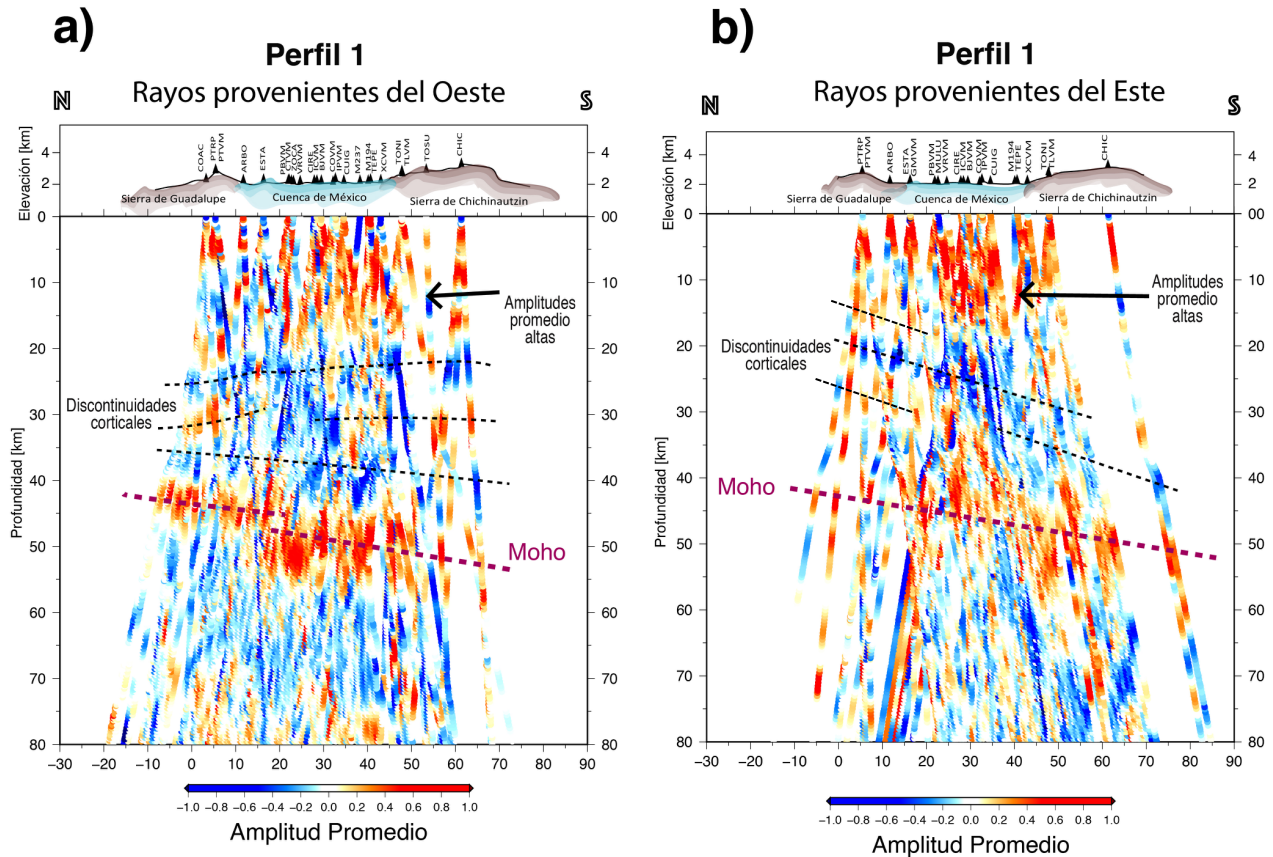


Figura 4.11 Funciones de receptor proyectadas en el Perfil 1. a) Rayos provenientes del oeste. b) Rayos provenientes del este.

Al igual que en el Perfil 1, en los primeros 20 km destacan unas amplitudes promedio altas correlacionadas con la localización de las estaciones en la zona geotécnica de lago. En este perfil en particular destacaron bastante porque los rayos retroproyectados provienen del SE y atraviesan la zona de lago antes de llegar a las estaciones. Los rayos que llegan a las estaciones localizadas en la Sierra de las Cruces no atraviesan por la zona de lago y no presentan amplitudes tan altas en los primeros 20 km.

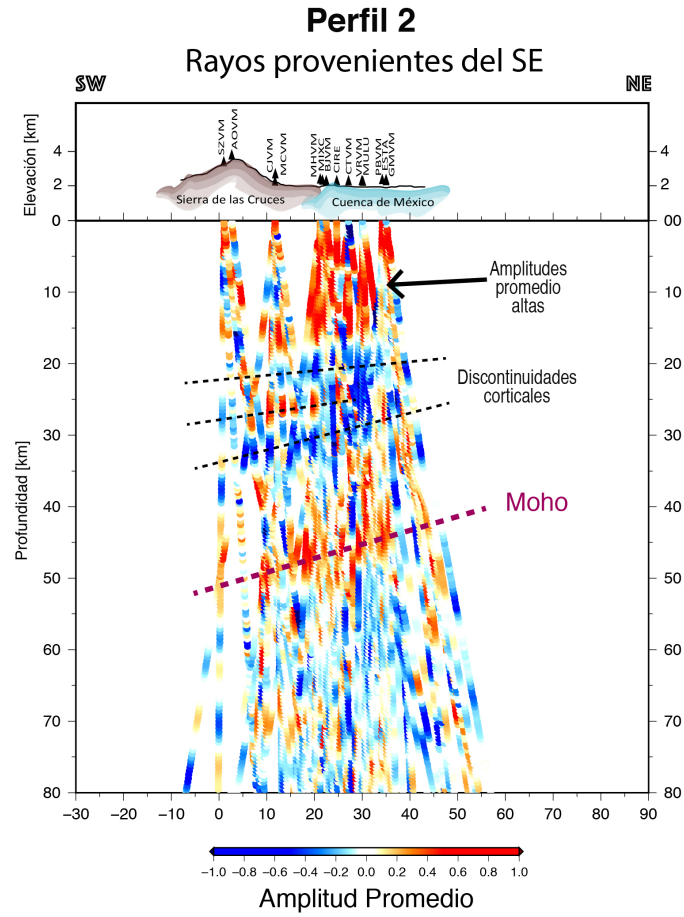


Figura 4.12 Funciones de receptor de rayos de provenientes del SE proyectados en el Perfil 2.

5. Discusión y conclusiones

5.1. Discusión

5.1.1. Principales discontinuidades

Como se observa en la imagen donde se muestran todas las funciones de receptor (Figura 4.4), a pesar que en algunas estaciones los pulsos no eran tan claros, fue posible determinar un horizonte correspondiente a la discontinuidad de Mohorövicic en las funciones de receptor obtenidas en distintas partes de la Ciudad de México. Este horizonte se presenta en promedio a los 5.9 segundos, por lo que es cercano con la selección del pulso P_s realizado por Cruz-Atienza et al. (2010). Se encontraron variaciones azimutales en diversas estaciones para los pulsos asociados al Moho, este fenómeno ya había sido observado antes por Cruz-Atienza et al. (2010) y Espíndola et al. (2017). Sin embargo, estos autores usaron datos de únicamente de la estación CUIG (Ciudad Universitaria), por lo que este trabajo expande el conocimiento acerca de esta observación.

En los perfiles realizados es posible observar esta discontinuidad y cómo varía su profundidad con respecto al modelo de velocidades IASP91 (Kennett, 1991). Se observó que las partes más profundas del Moho en los perfiles se encuentran bajo las topografías altas, en este caso la Sierra de Chichinautzin y la Sierra de las Cruces. Esta correlación se sustenta en que “el límite corteza-manto se encuentra deprimido bajo grandes cordilleras montañosas” (Turcotte, 1982). Es importante mencionar que las profundidades obtenidas en los perfiles no necesariamente representan la variación del espesor de la corteza, ya que se debe considerar que el modelo de velocidades usado en este caso es global y no considera la geología específica bajo cada estación. Cruz-Atienza et al. (2010) mencionan un engrosamiento de la corteza hacia la Sierra Nevada ubicada en el Este del área de estudio, sin embargo, esto no fue posible de verificar ya que no se tienen suficientes puntos de conversión a profundidades del Moho por debajo de la Sierra Nevada como para observarlo.

Respecto a la discontinuidad de Conrad, esta se refiere a la superficie que separa la corteza félsica de la máfica, con un contraste de impedancias positivo. En algunas estaciones (AOVM, CJVM, MHVM, MZVM y XCV) se observa un pulso positivo a los ~ 3 segundos, pudiendo estar relacionado con esta discontinuidad.

5.1.2. Variaciones azimutales

En el Capítulo 4 se describieron las diferentes variaciones azimutales observadas con las funciones de receptor obtenidas. Este tipo de variaciones se observaron en todos los azimuts inversos en estaciones ubicadas en diferentes partes de la Ciudad de México, esto quiere decir que no corresponden a una única estructura. En las figuras 4.7 y 4.9 se establecieron los posibles límites de estas estructuras con base en la localización de los rayos y el tiempo en el que se observaron las discontinuidades sísmicas corticales. Después de un primer análisis de las discontinuidades corticales observadas, se proponen los límites de tres estructuras corticales en la Ciudad de México: 1) Estructura somera (hasta 20 km de profundidad) por debajo de la Sierra de Guadalupe (Pico Tres Padres o PTVM) delimitada con rojo en la Figura 4.7. 2) Estructura somera (hasta 20 km de profundidad) en Oeste y Centro de la ciudad delimitada con rojo en la Figura 4.7. 3) Estructura en la base de la corteza delimitada con líneas puntadas azules en la Figura 4.9. Debido a que no todos los azimuts están totalmente cubiertos de funciones de receptor, es difícil delimitar con mayor certeza las estructuras u observarlas en otras estaciones.

En el capítulo de Metodología, se explicaron los efectos de las capas con anisotropía, inclinadas y fallas en las funciones de receptor. Algunas de las secuencias que se ilustraron o mencionaron en esos casos, son similares con las de este trabajo. En relación a las FR obtenidas en este trabajo, se observaron pulsos positivos que disminuyen de amplitud en función del azimut inverso en las estaciones AOVM, CJVM, y PTVM. Esto sucede en las FR radiales cuando hay alguna falla o capa inclinada. Para las estaciones AOVM y CJVM, las múltiples fallas en la Sierra de las Cruces (Figura 2.3) pueden ser las posibles causantes de las variaciones azimutales. La estación PTVM se encuentra en la Sierra de Guadalupe, la cual tiene varios sistemas de horsts y grabens: Graben de Cuauhtpec, Barrientos, Chilpa y Tlayacampa, los cuales podrían ser los que generan estas discontinuidades observadas. Adicionalmente, en las estaciones de PBVM, PTVM

y MHVM se observaron pulsos que cambian de polaridad y de amplitud, pudiendo estar relacionados con anisotropía pues así se ve en las FR radiales.

Debido a que únicamente se tienen FR radiales y en muchas estaciones no se tiene buena cobertura azimutal, en este momento no es posible asegurar si estas discontinuidades someras son debidas a fallas, capas inclinadas o anisotropía.

Respecto a la estructura en la base de la corteza, se observan dos pulsos, negativo y positivo, arriba de la discontinuidad de Mohorövicic, los cuales se ejemplifican en la Figura 5.1. Los pulsos positivos corresponden a un aumento en las impedancias acústicas entre medios y el pulso negativo significa una disminución de las impedancias. Una posible interpretación a esta secuencia de pulsos observados es la de un cuerpo magmático. Sheetz et al. (1992), Zandt et al. (2003) y Agostinetti et al. (2008) han empleado el método de funciones de receptor para identificar cuerpos magmáticos en la corteza, los cuales se observan como un pulso negativo para el techo del cuerpo magmático y uno positivo para la base. Esto es debido a que la velocidad de las ondas disminuye al atravesar el cuerpo, representándose como un pulso negativo y después un pulso positivo al pasar del cuerpo a la corteza.

El cuerpo magmático que reportan Sheetz et al. (1992) es conocido como el cuerpo magmático de Socorro y se encuentra localizado en el poblado de Socorro, Nuevo México, Estados Unidos de América. Este cuerpo se debe a la apertura del rift de Río Grande en Norteamérica central (Ebinger et al., 2013) y es uno de los cuerpos magmáticos más estudiados. En contraste, los cuerpos magmáticos observados por Zandt et al. (2003) y Agostinetti et al. (2008) están relacionados con zonas de subducción. Zandt et al. (2003) reportan un cuerpo magmático en el campo volcánico del Altiplano-Puna, ubicado donde las fronteras Chile, Argentina y Bolivia colindan. Este campo volcánico se debe a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Agostinetti et al. (2008) caracterizan el cuerpo magmático del volcán Vesubio en Italia, el cual se encuentra en un arco volcánico formado por la subducción de la placa Africana bajo la Euroasiática. Con base en lo mencionado anteriormente, se sugiere la posibilidad de existir un cuerpo magmático en la corteza de la Ciudad de México, donde el vulcanismo actual de la región en la FVTM también se debe a la subducción, en este caso de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica. En la Figura 4.9 se indica que las discontinuidades observadas en la base de

la corteza se ubican espacialmente bajo la Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzin. Esta última se caracteriza por un volcanismo monogenético cuya última erupción se calcula hace $1,670 \pm 35$ años (Siebe, 2000), con un periodo de recurrencia de $< 2,500$ años para la parte de la sierra cercana a la Ciudad de México y $< 1,700$ años considerando toda la sierra (Siebe et al., 2004b), por lo que se considera un campo volcánico activo y un cuerpo magmático en esta zona es posible. Si lo que se observa en este trabajo se tratara de un cuerpo magmático, este se encontraría sobre la discontinuidad de Mohorovicic. Al igual que con las discontinuidades someras observadas, debido a que únicamente se tienen FR radiales y en muchas estaciones no se tiene buena cobertura azimutal, en este trabajo no es posible delimitar mejor este cuerpo espacialmente.

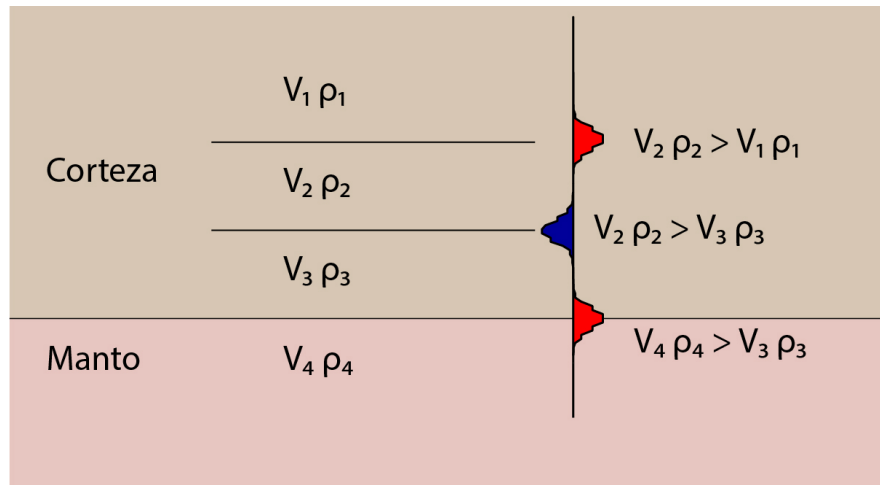


Figura 5.1 Esquema que ejemplifica la secuencia de pulsos que se observan en la base de la corteza y los contrastes de impedancias a los que corresponden los pulsos observados en las FR.

5.1.3. Correspondencia con la geología

Se sabe que el subsuelo de la Ciudad de México es bastante complejo y esto se ve reflejado en las funciones de receptor. De acuerdo con Owens y Crosson (1988), la presencia de discontinuidades someras inclinadas con gran contraste de impedancia tiene una influencia considerable en las secuencias de los pulsos en las FR radiales, e incluso en los datos telesísmicos sin procesar. Owens y Crosson (1988) mencionan que un doble pico en el pulso correspondiente a P directa radial se atribuye a una estructura somera con altos contrastes de impedancias y en

relación a este trabajo, en prácticamente todas las estaciones se observa un doble pico en este pulso (AOVM, APVM, ARBO, BJVM, CHIC, CIRE, CJVM, COAC, CTVM, CUIG, ESTA, GMVM, ICVM, IPVM, M036, M193, M194, M211, M222, M254, MCVM, MHVM, MIXC, MPVM, MZVM, PTCU, PTRP, TEPE, TLVM, TONI, TOSU y XCVM). Para algunas estaciones, es posible observar los efectos de capas someras de baja velocidad relacionadas con el relleno de la Cuenca de México, estando relacionados con altos contrastes de impedancias positivas y con la escasa alineación entre pulsos para identificar las discontinuidades sísmicas.

La complejidad de la FVTM es evidencia de lo compleja que ha sido la subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica. En el área conformada por la Ciudad de México ha habido actividad volcánica desde los inicios de la FVTM y hasta el día de hoy; esta es una de las razones de la diversidad de estructuras observadas y de la heterogeneidad en la corteza. La actividad volcánica de la FVTM se ha recorrido de Oeste a Este (Ferrari et al., 2012), lo que puede estar relacionado con una mayor cantidad de estructuras observadas en la corteza en la parte Oeste de la ciudad.

Adicionalmente, hay una gran cantidad de fallas identificadas en la Ciudad de México, algunas de ellas como la falla Mixuca, crean escalones de ~ 2 km por lo que sería posible ver sus efectos en las FR, pero se necesita mayor cobertura azimutal y espacial para poder observar las variaciones azimutales ocasionadas por estas, además de información específica como rumbo, echado, longitud y profundidad de cada falla para poder asociarlas con las discontinuidades observadas en las FR radiales. Por esto, en este trabajo no se han correlacionado las discontinuidades encontradas con fallas identificadas.

Respecto a los terrenos tectonoestratigráficos, la actividad volcánica ha cubierto los contactos entre los terrenos Guerrero y Mixteco por lo que se desconoce la posición de dicho contacto. Las diferencias observadas en las funciones de receptor entre el Oeste y Este de la ciudad podrían estar asociadas a los terrenos tectonoestratigráficos; sin embargo, por lo pronto, con los datos y resultados con los que se cuenta, no es posible determinar si efectivamente la diferencia observada se correlaciona con la posición de la frontera entre los dos terrenos.

5.2. Conclusiones

La importancia de caracterizar el subsuelo bajo la Ciudad de México se reafirma cada vez que se percibe un evento sísmico, proveniente de la corteza bajo la Ciudad de México o de las costas del Pacífico donde se subduce la placa de Cocos. Con la finalidad de contribuir al conocimiento del subsuelo de la Ciudad de México, se obtuvieron funciones de receptor donde es posible obtener información sobre la estructura sísmica.

Con este trabajo se reafirma la importancia de colocar y mantener estaciones sismológicas, pues se usaron cinco redes diferentes, algunas con objetivos iniciales distintos a los de obtención de funciones de receptor, pero cuyos datos funcionaron adecuadamente para este trabajo. A pesar del considerable ruido cultural, se obtuvieron buenos resultados e información que amplía el conocimiento sobre la ciudad más poblada de México.

Con relación a la calidad de los datos recolectados, se observa un nivel de ruido alto en los periodos correspondientes a ruido cultural (1-10 Hz o 1-0.1 s) en todas las curvas de ruido disponibles. Esto se ve reflejado en la calidad de las FR obtenidas, ya que los datos se filtraron hasta 5 Hz, no eliminando por completo el ruido cultural y esto se toma en cuenta al momento de hacer el análisis e interpretación de estas. Adicionalmente, se tomó en cuenta la resolución de las estructuras que se pueden observar, esta es de ~ 1.2 km, por lo que capas con un espesor menor a este no se representan en las FR obtenidas.

A lo largo de este trabajo se identificaron diversas discontinuidades sísmicas. La que más destaca es la discontinuidad de Mohorovicic, por lo que fue posible marcar el horizonte de esta en las funciones de receptor ordenadas por longitud (Figura 4.4). Para esta discontinuidad se encontraron variaciones azimutales en varias estaciones, además de diferencias en la claridad del pulso P_s dependiendo de la estación y de la localización de las FR (Figura 4.4). Adicionalmente, se observaron algunas discontinuidades sísmicas con dependencia azimutal en diversas estaciones. Estas se categorizaron en dos estructuras someras y una en la base de la corteza, cuyas delimitaciones propuestas se ilustran en las figuras 4.7 y 4.9.

Con base en el análisis de las discontinuidades sísmicas observadas por medio de funciones de receptor, se concluye que el subsuelo de la Ciudad de México es lo suficiente

heterogéneo sísmicamente como para presentar variaciones laterales de estación a estación. Esto ayuda a entender mejor lo que sucede con las ondas sísmicas al llegar a la corteza bajo la Ciudad de México, lo cual aporta información para la creación de modelos de velocidades y para modelaciones sísmicas relacionadas con la Ciudad de México.

Se propone como continuación a este trabajo la obtención de FR en estaciones hacia el Oeste de la Ciudad de México con la finalidad de delimitar mejor las estructuras someras y en la base de la corteza que se encontraron. Adicionalmente, la obtención de funciones de receptor transversales y sintéticas será de utilidad para caracterizar mejor las variaciones azimutales observadas, ya que con estas es posible diferenciar entre capas con anisotropía, inclinadas o fallas.

Referencias

- Agostinetti, N. P., & Chiarabba, C. (2008). Seismic structure beneath Mt Vesuvius from receiver function analysis and local earthquakes tomography: Evidences for location and geometry of the magma chamber. *Geophysical Journal International*, 175(3), 1298–1308. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03868.x>
- Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., & Rendón-Márquez, G. (2006). No La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen). Reunión Anual de La Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: GEOS, 26, 160–161.
- Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65–82. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>
- Ammon, C. J. (1997). An overview of receiver-function analysis. Recuperado de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34–49. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.004>
- Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías Romo, M. del C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123–143. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a1>
- Caltech. (2007). MesoAmerica Subduction Experiment. <https://doi.org/10.7909/C3RN35SP>
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Publicación Especial*, 436, 279–308. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Clayton, R., & Wiggins, R. (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47(1), 151–177. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01267.x>
- Cruz-Atienza, V. M., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Shapiro, N. M., & Singh, S. K. (2010). Crustal structure below the valley of Mexico estimated from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 3304–3311. <https://doi.org/10.1785/0120100051>
- Ebinger, C. J., Van Wijk, J., & Keir, D. (2013). The time scales of continental rifting: Implications for global processes. *Geological Society of America Publicación Especial*, 500, 371–396. [https://doi.org/10.1130/2013.2500\(11\)](https://doi.org/10.1130/2013.2500(11))

- Espíndola, V. H., Quintanar, L., & Espíndola, J. M. (2017). Crustal structure beneath Mexico from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2427–2442. <https://doi.org/10.1785/0120160152>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523(5), 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. *Boletín Del Instituto de Geología, UNAM*, 60.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., & Garduño, V. H. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318(1–4), 281–302. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00316-9)
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133–150.
- García-Palomo, A., Carlos-Valerio, V., López-Miguel, C., Galván-García, A., & Concha-Dimas, A. (2006). Landslide inventory map of Guadalupe Range, north of the Mexico Basin. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 195–204. <https://doi.org/10.18268/bsgm2006v58n2a2>
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., & Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178.
- Gobierno del Distrito Federal. (2004a). Reglamento de construcciones para el Distrito Federal.
- Gobierno del Distrito Federal. (2004b). Normas Técnicas Complementarias para Diseño y Construcción de Cimentaciones para el Distrito Federal.
- Gobierno del Distrito Federal. (2004c). Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismo para el Distrito Federal.
- González-Torres, E. A., Morán-Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285–297.
- Kanamori, H., & Kikuchi, M. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491–506.
- Kennett, B. L., & Engdahl, E. . (1991). Travel times for global earthquake location and phase association. *Geophysical Journal International*, 105, 429–465. <https://doi.org/10.17611/DP/9991809>
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84(B9), 4749–4762. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.

- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., & Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 43–52.
- Lugo-Hubp, J., & Salinas-Montes, A. (1996). Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 240–251.
- Macías, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *GSA Field Guides*, 25. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(08\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(08))
- Martini, M. (2008). Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Montoya-Quintanar, E. (2018). Evaluación de la variación temporal del nivel de ruido sísmico en las estaciones de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Mooser, F. (1978). Geología del relleno cuaternario de la Cuenca de México. *El Subsuelo y La Ingeniería de Cimentaciones En El Área Urbana Del Valle de México*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos (SMIG), 9–14.
- Owens, T. J., & Crosson, R. S. (1988). Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms (USA). *Bulletin - Seismological Society of America*, 78(1), 96–108.
- Owens, T. J., Crosson, R. S., & Hendrickson, M. A. (1988). Constraints on the subduction geometry beneath western Washington from broadband teleseismic waveform modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3), 1319–1334.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y. H., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18). <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>
- Pérez-Campos, X., Espíndola, V. H., Pérez, J., Estrada, J. A., Monroy, C. C., Bello, D., González-López, A., González-Ávila, D., Ruíz Esparza, M. G. C., Maldonado, R., Tan, Y., Rodríguez, R. I., Vela, R. M. Á., Cruz, J. L., Cárdenas, A., Navarro, E. F., Hurtado, A., Mendoza, C. A., Montoya-Quintanar, E., Pérez-Velázquez, M. A. (2018). The Mexican National Seismological Service: An Overview. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 318–323. <https://doi.org/10.1785/0220170186>
- Pérez-Cruz, G. A. (1988). Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México, D.F. (Tesis de maestría). División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Quintanar, L., Cárdenas-Ramírez, A., Bello-Segura, D. I., Espíndola, V. H., Pérez-Santana, J. A., Cárdenas-Monroy, C., Carmona-Gallegos, A. L., Rodríguez-Rasilla, I. (2018). A seismic

- network for the valley of Mexico: Present status and perspectives. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 356–362. <https://doi.org/10.1785/0220170198>
- Real Pérez, J. A. (2010). *Caracterización de niveles de ruido en estaciones sismológicas del proyecto MASE*. (Tesis de Licenciatura). Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Sheetz, K. E., & Schlue, J. W. (1992). Inferences for the Socorro magma body from teleseismic receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 19(18), 1867–1870. <https://doi.org/10.1029/92GL02137>
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1–4), 45–64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004a). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico city: Implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66(3), 203–225. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004b). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130(3–4), 197–226. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)
- SSN. (2019). Servicio Sismológico Nacional. <https://doi.org/https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Wiley.
- Turcotte, D. (1982). *Geodynamics*. <https://doi.org/9780511843877>
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., & Yuan, X. (2003). Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3–4), 789–807. <https://doi.org/10.1007/PL00012557>
- Zhu, L., & Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969–2980. <https://doi.org/10.1029/1999jb900322>

Anexo 1 – Localización de estaciones y eventos telesísmicos usados

Tabla A1.1. Localización de estaciones y número de FR obtenidas por estación

Número	Estación	Red	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	FR obtenidas
1	AOVM	RSVM	19.26800	-99.32200	3732	43
2	APVM	RSVM	19.48800	-99.20900	2265	34
3	ARBO	MASE	19.53440	-99.14170	2268	10
4	BJVM	RSVM	19.37500	-99.17100	2246	38
5	CHIC	MASE	19.08830	-99.14740	3310	15
6	CIRE	MASE	19.38950	-99.15620	2258	3
7	CJVM	RSVM	19.36200	-99.28500	2204	42
8	COAC	MASE	19.61040	-99.07180	2341	26
9	COVM	RSVM	19.35100	-99.15600	2178	22
10	CTVM	RSVM	19.44300	-99.16600	2238	14
11	CUIG	SSN	19.32900	-99.17800	2257	147
12	ESTA	MASE	19.49310	-99.11110	2301	31
13	GMVM	RSVM	19.49300	-99.11100	2245	23
14	ICVM	RSVM	19.38400	-99.09800	2235	26
15	IPVM	RSVM	19.34600	-99.09100	2372	18
16	M002	IINGEN	19.21464	-98.95521	2243	1
17	M003	IINGEN	19.21767	-98.95843	2245	1
18	M005	IINGEN	19.21652	-98.96322	2242	1
19	M006	IINGEN	19.21055	-98.96444	2243	1
20	M012	IINGEN	19.21608	-98.97348	2249	1
21	M013	IINGEN	19.21081	-98.97137	2259	1
22	M015	IINGEN	19.22213	-98.97760	2243	1
23	M016	IINGEN	19.21513	-98.97906	2250	1
24	M018	IINGEN	19.22026	-98.98864	2251	1
25	M036	IINGEN	19.25785	-99.03695	2248	1
26	M191	IINGEN	19.27290	-99.04178	2233	2
27	M193	IINGEN	19.27772	-99.05899	2233	1
28	M194	IINGEN	19.27933	-99.07589	2233	2
29	M204	IINGEN	19.30274	-99.03215	2263	1
30	M205	IINGEN	19.29863	-99.03353	2247	1
31	M206	IINGEN	19.29519	-99.03627	2240	1
32	M211	IINGEN	19.29990	-99.05495	2246	1

Número	Estación	Red	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	FR obtenidas
33	M212	IINGEN	19.30221	-99.04521	2260	1
34	M214	IINGEN	19.30902	-99.05277	2256	1
35	M215	IINGEN	19.31116	-99.04752	2253	1
36	M216	IINGEN	19.31058	-99.04390	2258	1
37	M217	IINGEN	19.31195	-99.03756	2262	1
38	M218	IINGEN	19.30696	-99.03202	2260	1
39	M219	IINGEN	19.30360	-99.03808	2262	1
40	M222	IINGEN	19.28179	-99.05014	2237	1
41	M237	IINGEN	19.29578	-99.07026	2238	1
42	M248	IINGEN	19.31432	-99.06583	2260	1
43	M254	IINGEN	19.33223	-99.06042	2246	1
44	M387	IINGEN	19.37239	-99.03419	2244	1
45	MCVM	RSVM	19.32100	-99.25500	2637	19
46	MHVM	RSVM	19.40800	-99.20900	2336	36
47	MIXC	MASE	19.37750	-99.18200	2271	14
48	MPVM	RSVM	19.20100	-99.01100	2274	28
49	MULU	MASE	19.43640	-99.12940	2248	7
50	MZVM	RSVM	19.18900	-99.22900	3510	36
51	PBVM	RSVM	19.44100	-99.08300	2304	61
52	PTCU	MASE	19.06010	-99.21690	3228	16
53	PTRP	MASE	19.59130	-99.11250	2917	16
54	PTVM	RSVM	19.59100	-99.11300	2897	66
55	SZVM	RSVM	19.32400	-99.38100	3351	15
56	TEPE	MASE	19.27410	-99.13580	2301	11
57	THVM	RSVM	19.31100	-98.97300	2256	47
58	TLVM	RSVM	19.20900	-99.15300	2697	52
59	TONI	MASE	19.20990	-99.14680	2839	17
60	TOSU	MASE	19.16050	-99.14580	2926	2
61	TXVM	RSVM	19.43300	-98.91800	2242	19
62	VRVM	RSVM	19.41800	-99.11400	2230	11
63	XCVM	RSVM	19.25300	-99.11700	2281	40
64	ZOCA	ZOCA	19.43182	-99.13330	2230	1

Tabla A1.2. Eventos telesísmicos usados

#	ID	Año/Mes/Día, Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
1	030104_0515	2003/01/04,05:15:03.84	-20.57	-177.66	378	6.5
2	030219_0332	2003/02/19,03:32:36.36	53.65	-164.64	19	6.6
3	030317_1636	2003/03/17,16:36:17.31	51.27	177.98	33	7.1
4	030514_0603	2003/05/14,06:03:35.86	18.27	-58.63	41.5	6.7
5	030521_1844	2003/05/21,18:44:20.10	36.96	3.63	12	6.8
6	030615_1924	2003/06/15,19:24:33.15	51.55	176.92	20	6.5
7	030616_2208	2003/06/16,22:08:02.14	55.49	160	174.8	6.9
8	030620_0619	2003/06/20,06:19:38.91	-7.61	-71.72	558.1	7.1
9	030620_1330	2003/06/20,13:30:41.64	-30.61	-71.64	33	6.8
10	030623_1212	2003/06/23,12:12:34.47	51.44	176.78	20	6.9
11	030727_0204	2003/07/27,02:04:11.53	-21.08	-176.59	212.9	6.6
12	031109_1952	2003/11/09,19:52:36.82	-0.67	-19.69	10	6.6
13	031117_0643	2003/11/17,06:43:06.80	51.15	178.65	33	7.8
14	031205_2126	2003/12/05,21:26:09.48	55.54	165.78	10	6.7
15	031221_0740	2003/12/21,07:40:45.83	-0.77	-20.6	10	6.6
16	040125_1143	2004/01/25,11:43:11.87	-16.83	-174.2	129.8	6.7
17	040503_0436	2004/05/03,04:36:50.04	-37.7	-73.41	21	6.6
18	040610_1519	2004/06/10,15:19:57.75	55.68	160	188.6	6.9
19	040628_0949	2004/06/28,09:49:47.00	54.8	-134.25	20	6.8
20	040715_0427	2004/07/15,04:27:14.73	-17.66	-178.76	565.5	7.1
21	040828_1341	2004/08/28,13:41:25.60	-35.17	-70.53	5	6.5
22	041102_1002	2004/11/02,10:02:12.82	49.28	-128.77	10	6.7
23	041117_2109	2004/11/17,21:09:13.13	-20.07	-178.71	622.6	6.6
24	041128_0235	2004/11/28,02:35:13.41	-26.52	-113.83	10	6.6
25	050112_0840	2005/01/12,08:40:03.65	-0.88	-21.19	10	6.8
26	050321_1223	2005/03/21,12:23:54.09	-24.98	-63.47	579.1	6.9
27	050512_1115	2005/05/12,11:15:35.34	-57.38	-139.23	10	6.5
28	050613_2244	2005/06/13,22:44:33.90	-19.99	-69.2	115.6	7.8
29	050614_1710	2005/06/14,17:10:12.28	51.24	179.31	17	6.8
30	050615_0250	2005/06/15,02:50:54.19	41.29	-125.95	16	7.2
31	050617_0621	2005/06/17,06:21:42.59	40.77	-126.57	12	6.6
32	050926_0155	2005/09/26,01:55:37.67	-5.68	-76.4	115	7.5

#	ID	Año/Mes/Día,Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
33	051015_1006	2005/10/15,10:06:17.01	46.82	154.11	42.8	6.1
34	051117_1926	2005/11/17,19:26:54.49	-22.36	-67.89	147	6.8
35	051120_1253	2005/11/20,12:53:02.95	53.84	-164.09	30	6.2
36	051213_0316	2005/12/13,03:16:06.38	-15.27	-178.57	10	6.7
37	060102_0610	2006/01/02,06:10:49.76	-60.96	-21.61	13	7.4
38	060102_2213	2006/01/02,22:13:40.49	-19.93	-178.18	582.9	7.2
39	060104_0832	2006/01/04,08:32:32.40	28.16	-112.12	14	6.6
40	060106_0339	2006/01/06,03:39:58.55	6.64	-82.34	7.4	6.1
41	060108_1134	2006/01/08,11:34:55.64	36.31	23.21	66	6.7
42	060115_1158	2006/01/15,11:58:29.12	-7.83	122.6	264.8	6.1
43	060123_0602	2006/01/23,06:02:58.14	-17.39	167.72	23	6.4
44	060123_2050	2006/01/23,20:50:44.98	6.86	-77.79	14	6.2
45	060127_1658	2006/01/27,16:58:53.67	-5.47	128.13	397	7.6
46	060202_1248	2006/02/02,12:48:43.44	-17.75	-178.39	597.5	6.7
47	060224_1415	2006/02/24,14:15:45.21	-18	-179.59	622.4	6.1
48	060226_0308	2006/02/26,03:08:27.81	-23.61	-179.99	535.2	6.4
49	060331_1321	2006/03/31,13:21:00.25	-29.43	-176.77	13	6.5
50	060407_0830	2006/04/07,08:30:44.63	-16.53	176.99	14	6.5
51	060420_2325	2006/04/20,23:25:02.15	60.95	167.09	22	7.6
52	060429_1658	2006/04/29,16:58:06.32	60.49	167.52	11	6.6
53	060430_1917	2006/04/30,19:17:14.98	-27.02	-71.02	12	6.7
54	060430_2140	2006/04/30,21:40:58.44	-27.21	-71.06	12	6.5
55	060503_1526	2006/05/03,15:26:40.29	-20.19	-174.12	55	8
56	060504_1125	2006/05/04,11:25:26.05	-20.58	-174.04	11	6
57	060522_1112	2006/05/22,11:12:00.80	60.77	165.74	19	6.6
58	060602_0731	2006/06/02,07:31:36.46	-20.84	-178.7	591.6	6
59	060609_0558	2006/06/09,05:58:27.77	-17.53	-178.75	564.4	6.1
60	060611_2001	2006/06/11,20:01:26.35	33.13	131.15	140	6.3
61	060614_0418	2006/06/14,04:18:42.51	51.75	177.08	14	6.5
62	060618_1828	2006/06/18,18:28:02.10	33.03	-39.7	9	6
63	060621_1234	2006/06/21,12:34:52.68	6.94	92.45	16	6
64	060622_1053	2006/06/22,10:53:11.57	45.42	149.34	95	6
65	060624_2115	2006/06/24,21:15:00.92	-0.39	123.2	26	6.3
66	060627_0239	2006/06/27,02:39:32.90	52.23	176.16	17	6.2
67	060707_0726	2006/07/07,07:26:12.53	-15.24	-173.61	35	6
68	060708_2040	2006/07/08,20:40:00.98	51.21	-179.31	22	6.6
69	060815_2353	2006/08/15,23:53:46.77	-21.19	-176.25	154	6.1

#	ID	Año/Mes/Día, Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
70	060820_0301	2006/08/20,03:01:02.41	49.82	156.42	26	6
71	060824_2150	2006/08/24,21:50:36.65	51.15	157.52	43	6.5
72	060825_0044	2006/08/25,00:44:46.16	-24.4	-67.03	184	6.6
73	060912_1330	2006/09/12,13:30:55.66	-28.94	-68.9	114	6
74	060917_0934	2006/09/17,09:34:13.58	-31.73	-67.15	137	6.2
75	060922_0232	2006/09/22,02:32:25.64	-26.87	-63.15	598.3	6
76	060928_0622	2006/09/28,06:22:09.73	-16.59	-172.03	28	6.9
77	060929_1308	2006/09/29,13:08:26.16	10.88	-61.76	53	6.1
78	060930_1626	2006/09/30,16:26:56.12	-15.59	-73.16	107	6
79	060930_1750	2006/09/30,17:50:23.05	46.35	153.17	11	6.6
80	061001_0906	2006/10/01,09:06:02.32	46.47	153.24	19	6.5
81	061012_1805	2006/10/12,18:05:56.57	-31.26	-71.37	31	6.4
82	061015_1707	2006/10/15,17:07:49.25	19.88	-155.94	38.9	6.7
83	061015_1714	2006/10/15,17:14:12.07	20.13	-155.98	18.9	6.1
84	061020_1048	2006/10/20,10:48:56.01	-13.46	-76.68	23	6.7
85	061026_2254	2006/10/26,22:54:32.32	-13.37	-76.62	28.1	6
86	061113_0126	2006/11/13,01:26:35.87	-26.05	-63.28	572	6.8
87	061115_1114	2006/11/15,11:14:13.57	46.59	153.27	10	8.3
88	061116_0620	2006/11/16,06:20:20.77	46.36	154.47	9	6
89	061130_1133	2006/11/30,11:33:17.02	-21.3	-174.68	13.5	6
90	061207_1910	2006/12/07,19:10:21.85	46.15	154.39	16	6.4
91	070108_2052	2007/01/08,20:52:20.64	-18.58	-177.85	406.8	6.3
92	070113_0423	2007/01/13,04:23:21.16	46.24	154.52	10	8.1
93	070131_0315	2007/01/31,03:15:52.29	-29.78	-178	34	6.5
94	070224_0236	2007/02/24,02:36:23.65	-7.01	-80.49	23	6.3
95	070301_2311	2007/03/01,23:11:52.07	26.58	-44.59	10	6
96	070331_1249	2007/03/31,12:49:03.71	-56.08	-123.27	10	6.2
97	070405_0356	2007/04/05,03:56:50.48	37.31	-24.62	14	6.3
98	070407_0709	2007/04/07,07:09:25.37	37.31	-24.49	8	6.1
99	070413_1824	2007/04/13,18:24:19.16	-35.05	-108.84	10	6.1
100	070429_1241	2007/04/29,12:41:57.39	52.01	-179.97	117	6.2
101	070504_1206	2007/05/04,12:06:51.75	-1.41	-14.92	7	6.2
102	070506_2111	2007/05/06,21:11:52.50	-19.4	-179.35	676.4	6.5
103	070506_2201	2007/05/06,22:01:08.92	-19.41	-179.32	688	6.1
104	070517_1929	2007/05/17,19:29:10.25	-30.66	-178.2	40.7	6
105	070802_0321	2007/08/02,03:21:42.82	51.31	-179.97	21	6.7
106	070815_2022	2007/08/15,20:22:11.12	50.32	-177.55	9	6.5

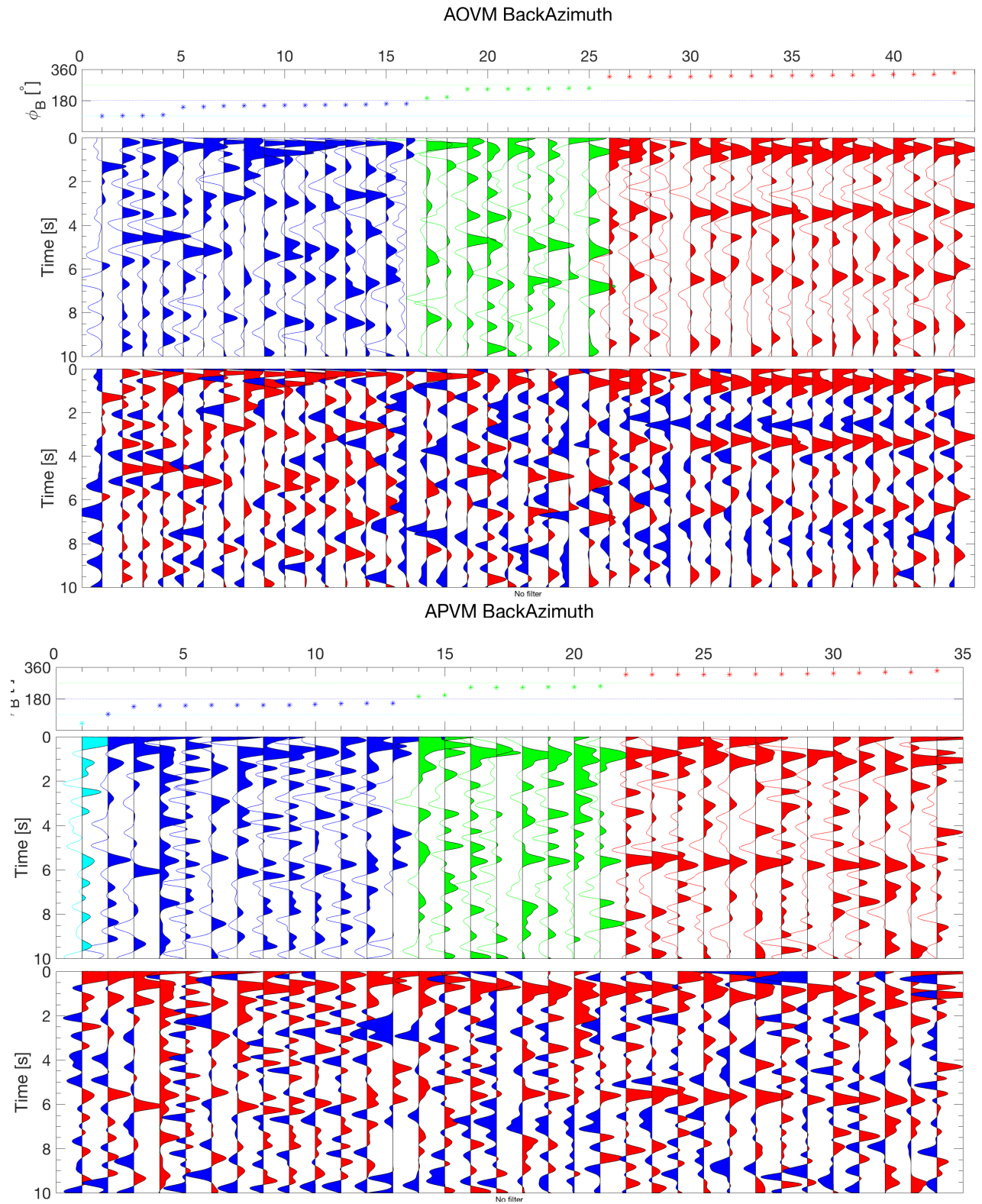
#	ID	Año/Mes/Día,Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
107	070815_2340	2007/08/15,23:40:57.89	-13.39	-76.6	39	8
108	070820_2242	2007/08/20,22:42:28.53	8.04	-39.25	6	6.5
109	071114_1540	2007/11/14,15:40:50.53	-22.25	-69.89	40	7.7
110	071115_1505	2007/11/15,15:05:58.35	-22.93	-70.24	26	6.8
111	071116_0313	2007/11/16,03:13:00.12	-2.31	-77.84	122.9	6.8
112	071129_1900	2007/11/29,19:00:20.42	14.94	-61.27	156	7.4
113	071209_0728	2007/12/09,07:28:20.82	-26	-177.51	152.5	7.8
114	071216_0809	2007/12/16,08:09:17.93	-22.95	-70.18	45	6.7
115	071219_0930	2007/12/19,09:30:27.93	51.36	-179.51	34	7.2
116	080105_1101	2008/01/05,11:01:06.11	51.25	-130.75	15	6.6
117	080115_1752	2008/01/15,17:52:15.69	-21.98	-179.53	597.6	6.5
118	080208_0938	2008/02/08,09:38:14.10	10.67	-41.9	9	6.9
119	080303_0931	2008/03/03,09:31:02.50	46.41	153.18	10	6.5
120	080416_0554	2008/04/16,05:54:19.69	51.88	-179.16	13	6.6
121	080424_1214	2008/04/24,12:14:49.92	-1.18	-23.47	10	6.5
122	080502_0133	2008/05/02,01:33:37.24	51.86	-177.53	14	6.6
123	080523_1935	2008/05/23,19:35:34.78	7.31	-34.9	8	6.5
124	080705_0212	2008/07/05,02:12:04.48	53.88	152.89	632.8	7.7
125	080910_1308	2008/09/10,13:08:14.69	8.09	-38.7	9	6.6
126	080929_1519	2008/09/29,15:19:31.59	-29.76	-177.68	36	7
127	081019_0510	2008/10/19,05:10:33.91	-21.86	-173.82	29	6.9
128	081124_0902	2008/11/24,09:02:58.76	54.2	154.32	492.3	7.3
129	081209_0623	2008/12/09,06:23:59.75	-31.23	-176.92	18	6.8
130	090115_1749	2009/01/15,17:49:39.07	46.86	155.15	36	7.4
131	090218_2153	2009/02/18,21:53:45.16	-27.42	-176.33	25	7
132	090306_1050	2009/03/06,10:50:29.41	80.32	-1.85	9	6.5
133	090319_1817	2009/03/19,18:17:40.47	-23.04	-174.66	31	7.6
134	090407_0423	2009/04/07,04:23:33.15	46.05	151.55	31	6.9
135	090418_1917	2009/04/18,19:17:58.93	46.02	151.43	35	6.6
136	090830_1451	2009/08/30,14:51:32.89	-15.22	-172.57	11	6.6
137	090929_1748	2009/09/29,17:48:10.99	-15.49	-172.09	18	8.1
138	091013_0537	2009/10/13,05:37:23.69	52.75	-167	24	6.5
139	091109_1044	2009/11/09,10:44:55.11	-17.24	178.33	595	7.3
140	091113_0305	2009/11/13,03:05:57.22	-19.39	-70.32	27	6.5
141	091117_1530	2009/11/17,15:30:47.44	52.12	-131.4	17	6.6
142	091124_1247	2009/11/24,12:47:15.66	-20.71	-174.03	18	6.8
143	100110_0027	2010/01/10,00:27:39.32	40.65	-124.69	28.7	6.5

#	ID	Año/Mes/Día,Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
144	100227_0634	2010/02/27,06:34:11.53	-36.12	-72.9	22.9	8.8
145	100227_0801	2010/02/27,08:01:23.01	-37.77	-75.05	35	7.4
146	100305_1147	2010/03/05,11:47:06.82	-36.66	-73.37	18	6.6
147	100311_1455	2010/03/11,14:55:27.51	-34.33	-71.8	18	7
148	100316_0221	2010/03/16,02:21:57.94	-36.22	-73.26	18	6.7
149	100430_2311	2010/04/30,23:11:43.10	60.47	-177.88	12	6.5
150	100524_1618	2010/05/24,16:18:29.09	-8.09	-71.56	581.2	6.5
151	100714_0832	2010/07/14,08:32:21.49	-38.07	-73.31	22	6.6
152	100718_0556	2010/07/18,05:56:44.93	52.88	-169.85	14	6.7
153	100903_1116	2010/09/03,11:16:06.60	51.45	-175.87	23.5	6.5
154	110101_0956	2011/01/01,09:56:58.12	-26.8	-63.14	576.8	7
155	110102_2020	2011/01/02,20:20:17.78	-38.35	-73.33	24	7.2
156	110211_2005	2011/02/11,20:05:30.91	-36.42	-72.96	26	6.9
157	110214_0340	2011/02/14,03:40:09.92	-35.38	-72.83	21	6.7
158	110624_0309	2011/06/24,03:09:39.47	52.05	-171.84	52	7.3
159	110706_1903	2011/07/06,19:03:18.26	-29.54	-176.34	17	7.6
160	110729_0742	2011/07/29,07:42:23.40	-23.8	179.75	532	6.7
161	110824_1746	2011/08/24,17:46:11.65	-7.64	-74.53	147	7
162	110902_1055	2011/09/02,10:55:53.59	52.17	-171.71	32	6.9
163	110902_1347	2011/09/02,13:47:09.62	-28.4	-63.03	578.9	6.7
164	110915_1931	2011/09/15,19:31:04.08	-21.61	-179.53	644.6	7.3
165	111021_1757	2011/10/21,17:57:16.10	-28.99	-176.24	33	7.4
166	111028_1854	2011/10/28,18:54:34.04	-14.44	-75.97	24	6.9
167	111122_1848	2011/11/22,18:48:16.30	-15.36	-65.09	549.9	6.6
168	120115_1340	2012/01/15,13:40:19.54	-60.95	-56.11	8	6.6
169	120325_2237	2012/03/25,22:37:06.00	-35.2	-72.22	40.7	7.1
170	120417_0350	2012/04/17,03:50:15.61	-32.62	-71.36	29	6.7
171	120428_1008	2012/04/28,10:08:08.09	-18.68	-174.71	134.7	6.6
172	120528_0507	2012/05/28,05:07:23.45	-28.04	-63.09	586.9	6.7
173	120830_1343	2012/08/30,13:43:25.17	71.44	-10.61	14	6.8
174	121028_0304	2012/10/28,03:04:08.82	52.79	-132.1	14	7.8
175	121116_1812	2012/11/16,18:12:39.91	49.28	155.43	29	6.5
176	130105_0858	2013/01/05,08:58:19.33	55.39	-134.65	10	7.5
177	130130_2015	2013/01/30,20:15:43.34	-28.09	-70.65	45	6.8
178	130214_1313	2013/02/14,13:13:53.13	67.63	142.51	11	6.6
179	130228_1405	2013/02/28,14:05:50.25	50.95	157.28	41	6.9
180	130301_1320	2013/03/01,13:20:49.93	50.96	157.41	29	6.5

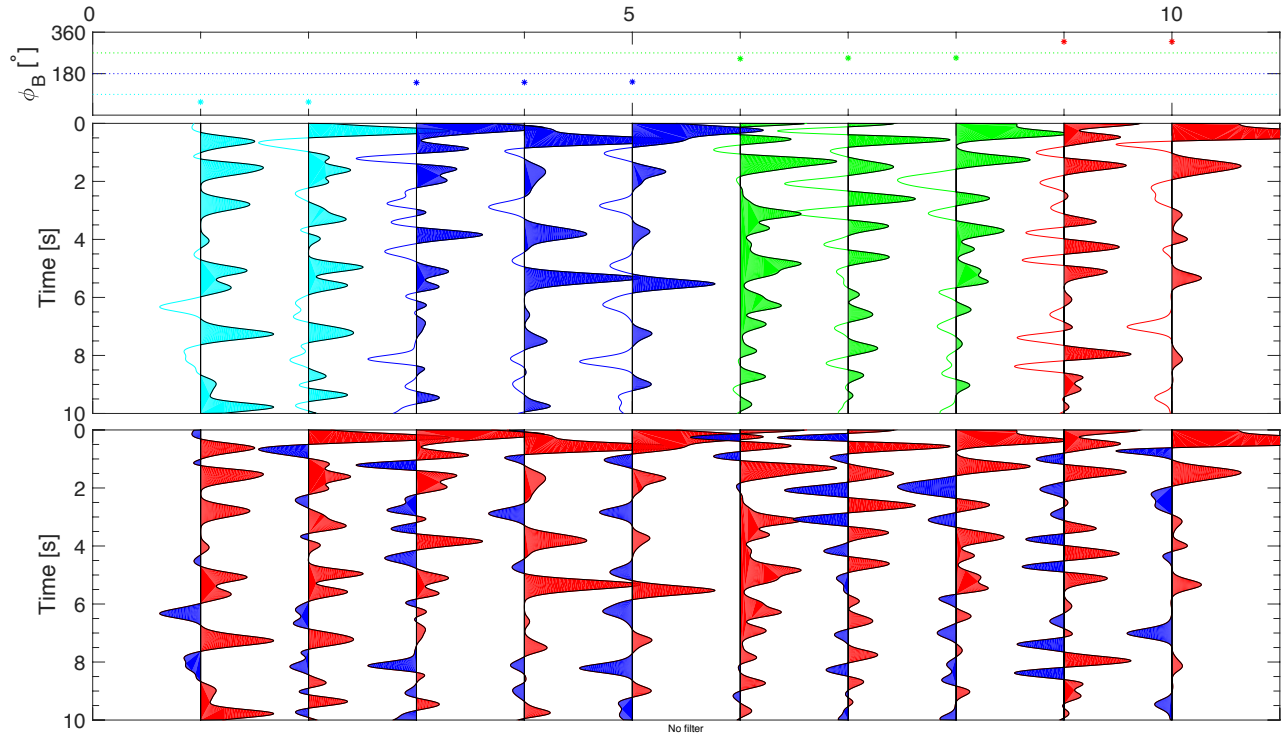
#	ID	Año/Mes/Día,Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
181	130419_0305	2013/04/19,03:05:52.65	46.22	150.79	110	7.2
182	130523_1719	2013/05/23,17:19:04.75	-23.01	-177.23	173.7	7.4
183	130524_0544	2013/05/24,05:44:48.98	54.89	153.22	598.1	8.3
184	130524_1456	2013/05/24,14:56:31.46	52.23	151.44	624	6.7
185	130624_2204	2013/06/24,22:04:13.48	10.7	-42.59	10	6.6
186	130830_1625	2013/08/30,16:25:02.30	51.54	-175.23	29	7
187	130904_0232	2013/09/04,02:32:30.60	51.56	-174.77	20	6.5
188	130925_1642	2013/09/25,16:42:43.17	-15.84	-74.51	40	7.1
189	131001_0338	2013/10/01,03:38:21.71	53.2	152.79	573	6.7
190	131031_2303	2013/10/31,23:03:59.72	-30.29	-71.52	27	6.6
191	131116_0334	2013/11/16,03:34:31.23	-60.26	-47.06	10	6.9
192	131117_0904	2013/11/17,09:04:55.53	-60.27	-46.4	10	7.7
193	131123_0748	2013/11/23,07:48:32.13	-17.12	-176.54	371	6.5
194	131125_0627	2013/11/25,06:27:33.30	-53.95	-55	11.8	7
195	140218_0927	2014/02/18,09:27:13.12	14.67	-58.93	14.8	6.5
196	140310_0518	2014/03/10,05:18:13.43	40.83	-125.13	16.4	6.8
197	140316_2116	2014/03/16,21:16:29.60	-19.98	-70.7	20	6.7
198	140401_2346	2014/04/01,23:46:47.26	-19.61	-70.77	25	8.2
199	140403_0158	2014/04/03,01:58:30.53	-20.31	-70.58	24.07	6.5
200	140403_0243	2014/04/03,02:43:13.11	-20.57	-70.49	22.4	7.7
201	140424_0310	2014/04/24,03:10:10.15	49.64	-127.73	10	6.5
202	140512_1838	2014/05/12,18:38:36.70	-49.94	-114.8	10.5	6.5
203	140623_2053	2014/06/23,20:53:09.70	51.85	178.74	109	7.9
204	140629_1715	2014/06/29,17:15:09.34	-14.98	-175.51	18	6.7
205	140721_1454	2014/07/21,14:54:41.00	-19.8	-178.4	615.4	6.9
206	140824_2321	2014/08/24,23:21:45.52	-14.6	-73.57	101	6.8
207	141009_0214	2014/10/09,02:14:31.44	-32.11	-110.81	16.5	7
208	141101_1857	2014/11/01,18:57:22.38	-19.69	-177.76	434	7.1
209	150211_1857	2015/02/11,18:57:22.46	-23.11	-66.69	223	6.7
210	150213_1859	2015/02/13,18:59:12.23	52.65	-31.9	16.7	7.1
211	150330_0848	2015/03/30,08:48:25.34	-15.5	-173.03	11	6.5
212	150417_1552	2015/04/17,15:52:51.48	-15.88	-178.6	10	6.5
213	150519_1525	2015/05/19,15:25:21.08	-54.33	-132.16	7.2	6.7
214	150529_0700	2015/05/29,07:00:09.00	56.59	-156.43	72.6	6.7
215	150716_1516	2015/07/16,15:16:33.78	13.87	-58.55	20	6.5
216	150727_0449	2015/07/27,04:49:46.40	52.38	-169.45	29	6.9
217	150916_2254	2015/09/16,22:54:32.86	-31.57	-71.67	22.4	8.3

#	ID	Año/Mes/Día, Hora:Min:Seg	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
218	150917_0410	2015/09/17,04:10:27.78	-31.52	-71.8	23	6.7
219	150921_1740	2015/09/21,17:40:00.06	-31.73	-71.38	35	6.6
220	151107_0731	2015/11/07,07:31:43.87	-30.88	-71.45	46	6.8
221	151109_1603	2015/11/09,16:03:46.07	51.64	-173.07	15	6.5
222	151111_0154	2015/11/11,01:54:38.57	-29.51	-72.01	12	6.9
223	151111_0246	2015/11/11,02:46:19.83	-29.51	-72.06	10	6.9
224	151124_2245	2015/11/24,22:45:38.88	-10.54	-70.94	606.2	7.6
225	151124_2250	2015/11/24,22:50:54.37	-10.06	-71.02	620.6	7.6
226	151126_0545	2015/11/26,05:45:18.40	-9.18	-71.26	602.8	6.7
227	160124_1030	2016/01/24,10:30:30.23	59.64	-153.41	129	7.1
228	160130_0325	2016/01/30,03:25:12.22	53.98	158.55	177	7.2
229	160528_0538	2016/05/28,05:38:50.55	-21.97	-178.2	405.7	6.9
230	160829_0429	2016/08/29,04:29:57.86	-0.05	-17.83	10	7.1
231	160924_2128	2016/09/24,21:28:41.70	-19.78	-178.24	596.4	6.9
232	161208_1449	2016/12/08,14:49:45.91	40.45	-126.19	8.4	6.6
233	161225_1422	2016/12/25,14:22:27.01	-43.41	-73.94	38	7.6
234	170221_1409	2017/02/21,14:09:04.32	-19.28	-63.91	596	6.5
235	170224_1728	2017/02/24,17:28:44.84	-23.26	-178.8	414.5	6.9
236	170329_0409	2017/03/29,04:09:24.19	56.94	162.79	17	6.6
237	170424_2138	2017/04/24,21:38:30.82	-33.04	-72.06	28	6.9
238	170602_2224	2017/06/02,22:24:47.44	54.03	170.92	5	6.8
239	170612_1228	2017/06/12,12:28:39.12	38.9296	26.365	12	6.3
240	170717_2334	2017/07/17,23:34:13.74	54.44	168.86	10	7.7
241	170818_0259	2017/08/18,02:59:25.64	-1.11	-13.66	35	6.6
242	170819_0200	2017/08/19,02:00:52.19	-17.9609	-178.8406	544	6.4
243	171008_2234	2017/10/08,22:34:33.49	52.39	176.77	119	6.5
244	171104_0900	2017/11/04,09:00:19.42	-15.32	-173.17	10	6.8
245	171130_0632	2017/11/30,06:32:50.76	-1.08	-23.43	10	6.5
246	180125_0210	2018/01/25,02:10:34.25	55.5423	166.4497	11.15	6.2
247	180201_1105	2018/02/01,11:05:50.01	-16.5186	-177.4612	10	6
248	180706_0140	2018/07/06,01:40:04.61	51.4994	157.8404	45	6.1
249	180906_1549	2018/09/06,15:49:18.71	-18.47	179.35	670.81	7.9
250	180930_1052	2018/09/30,10:52:23.01	-18.36	-178.06	550	6.7

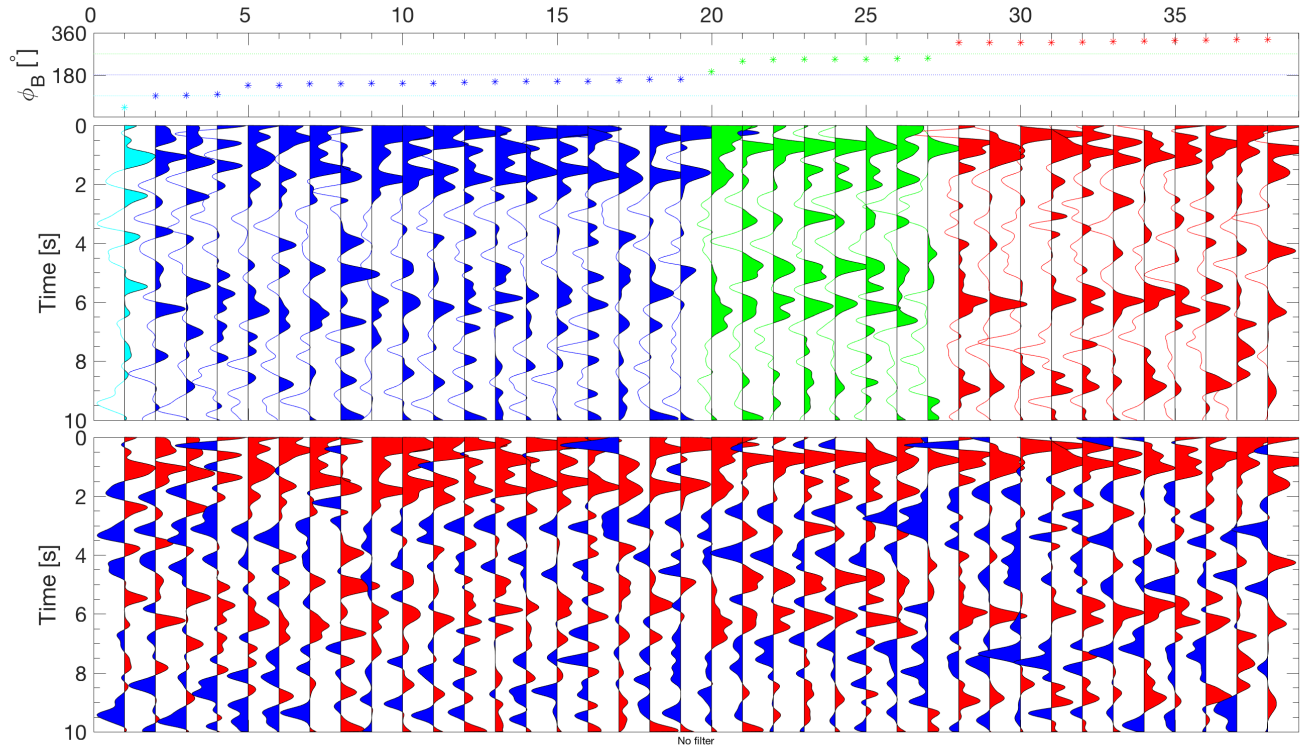
Anexo 2 – Funciones de receptor por estación



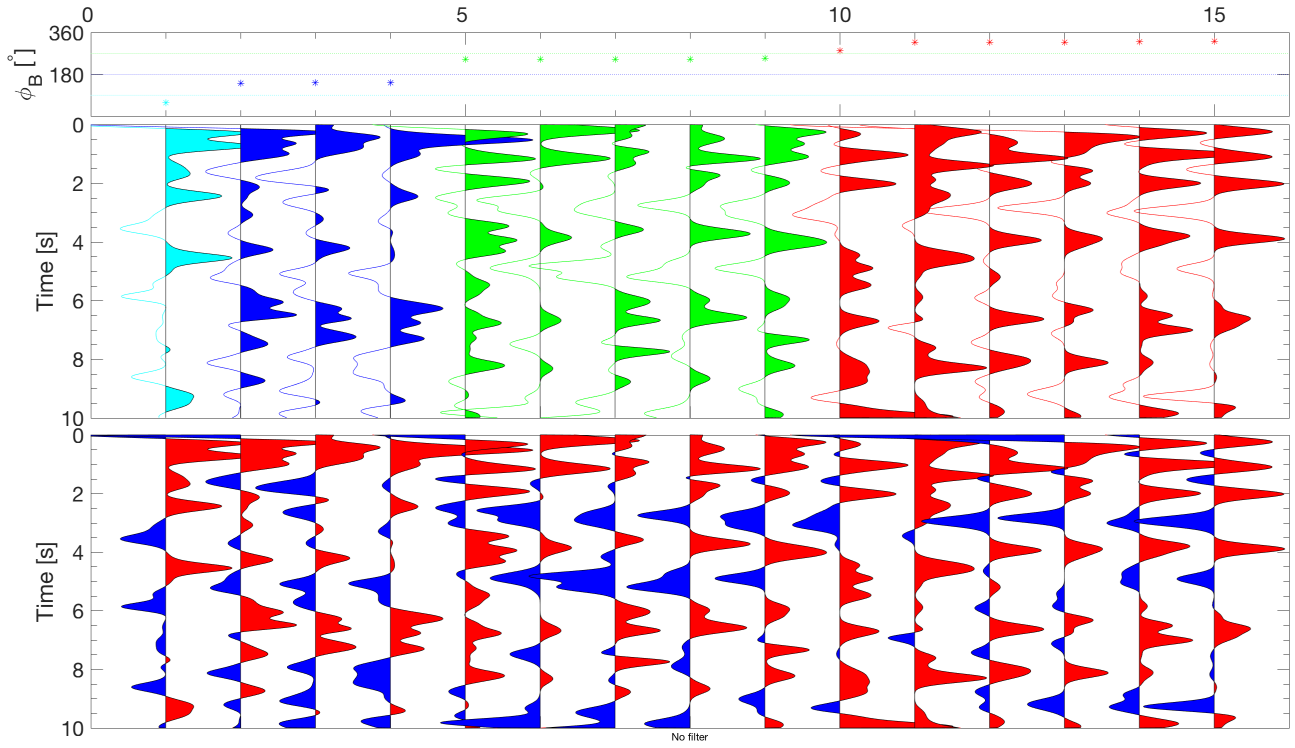
ARBO BackAzimuth



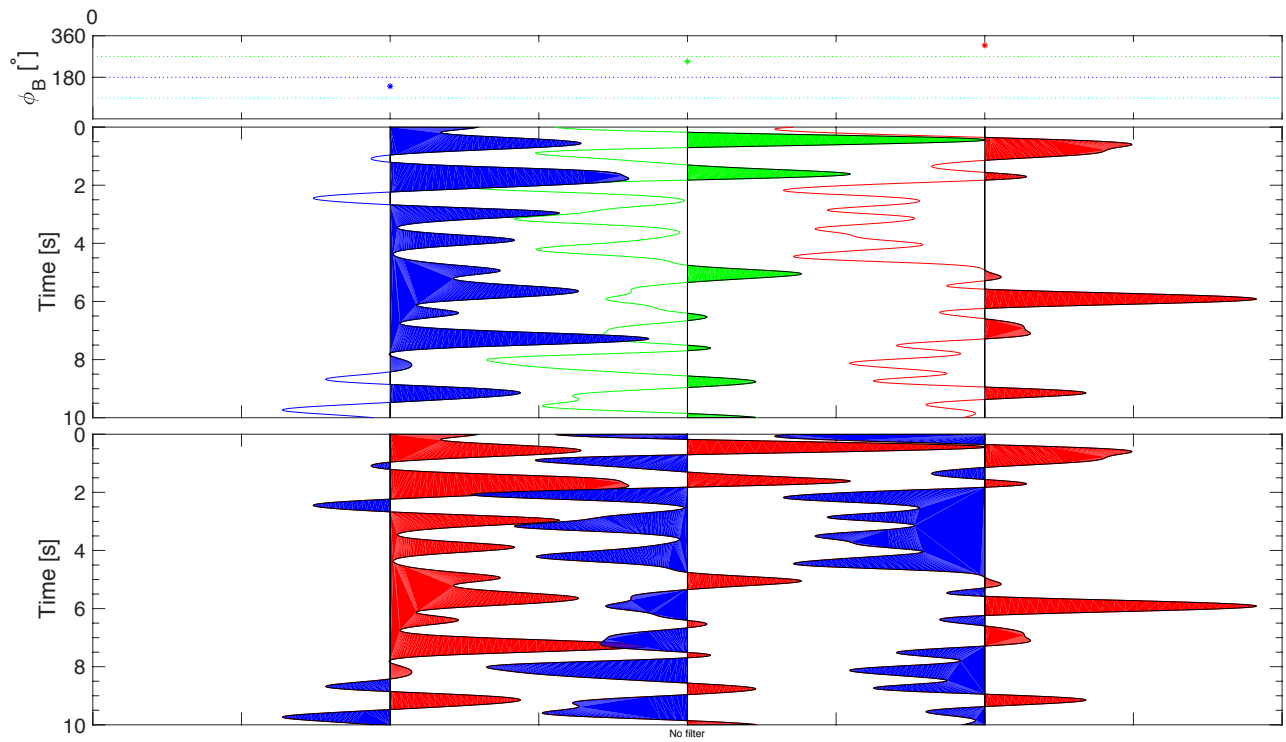
BJVM BackAzimuth



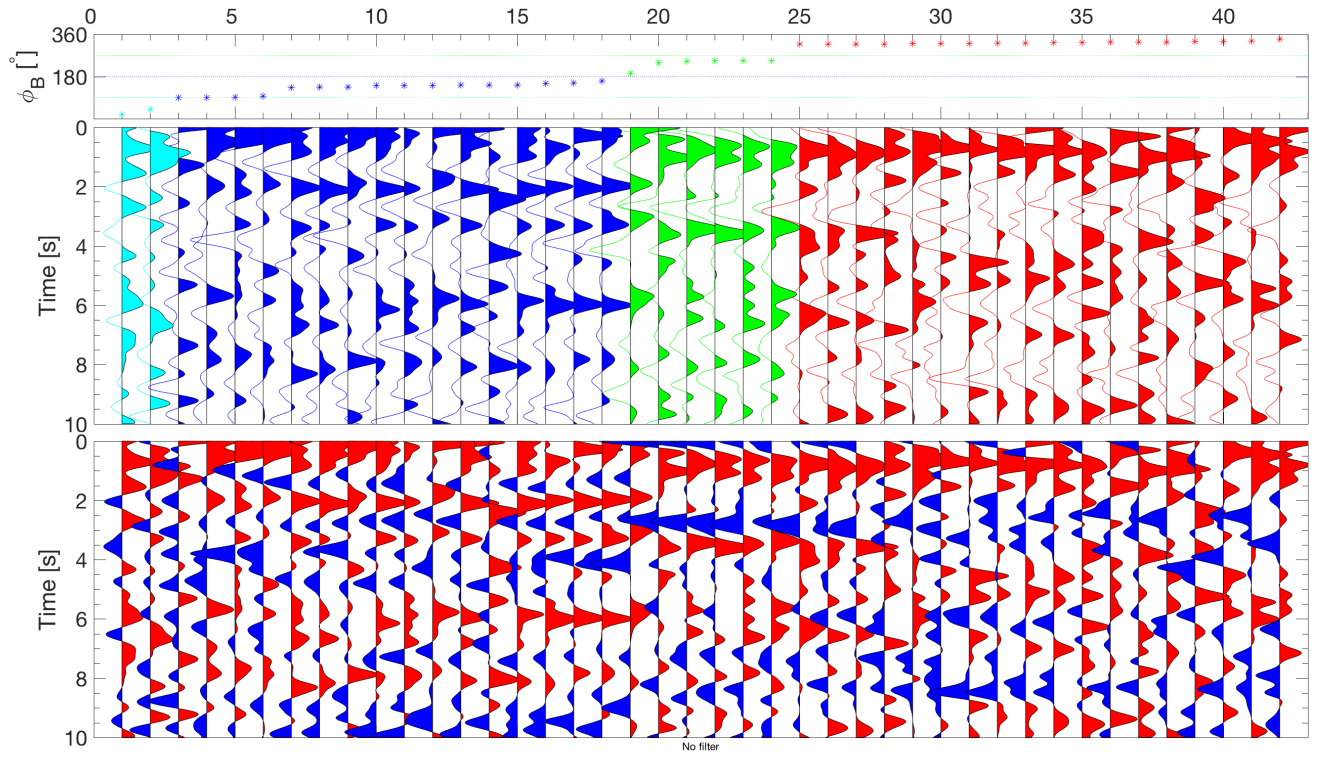
CHIC BackAzimuth



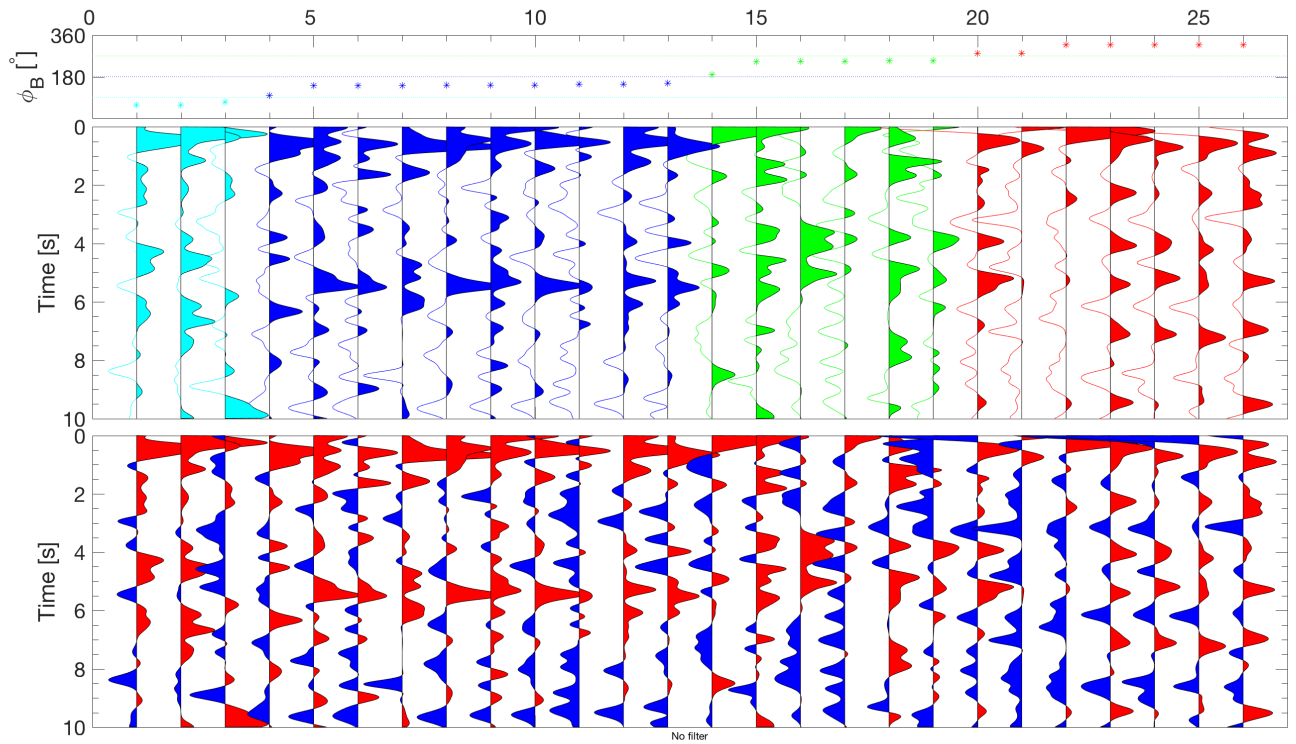
CIRE BackAzimuth



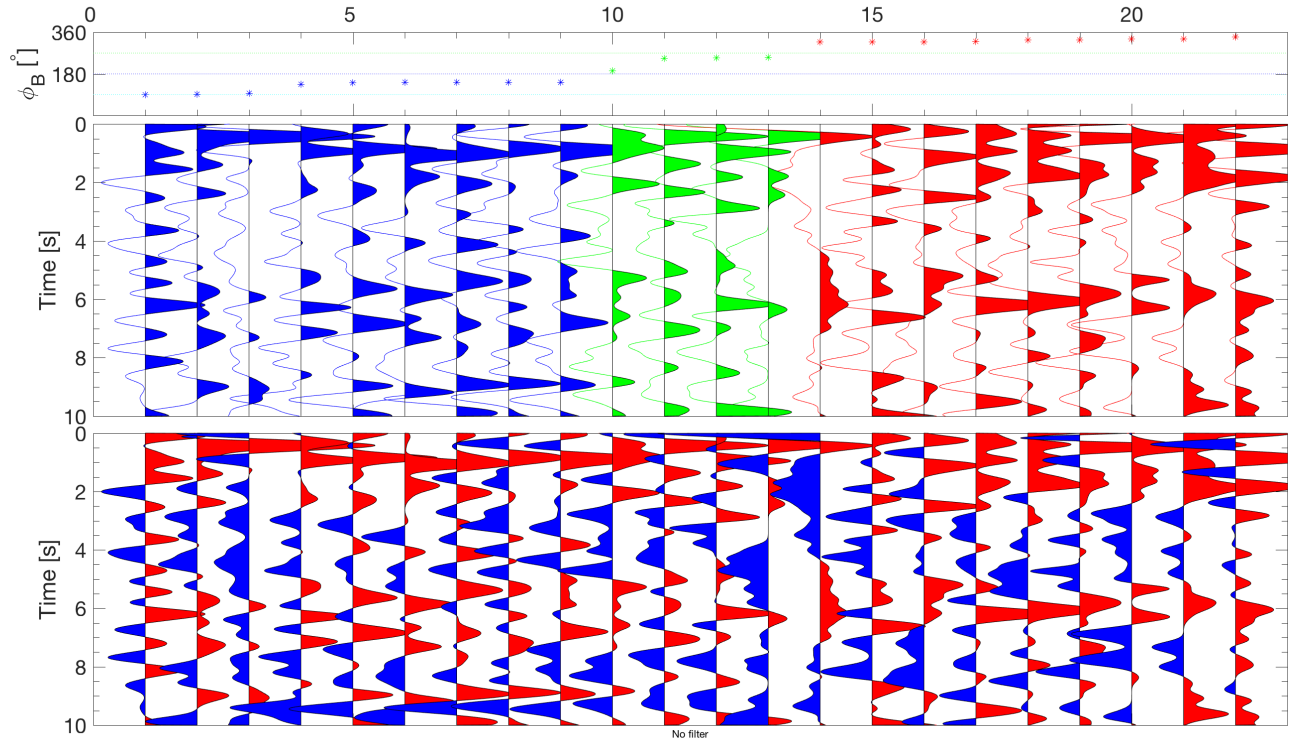
CJVM BackAzimuth



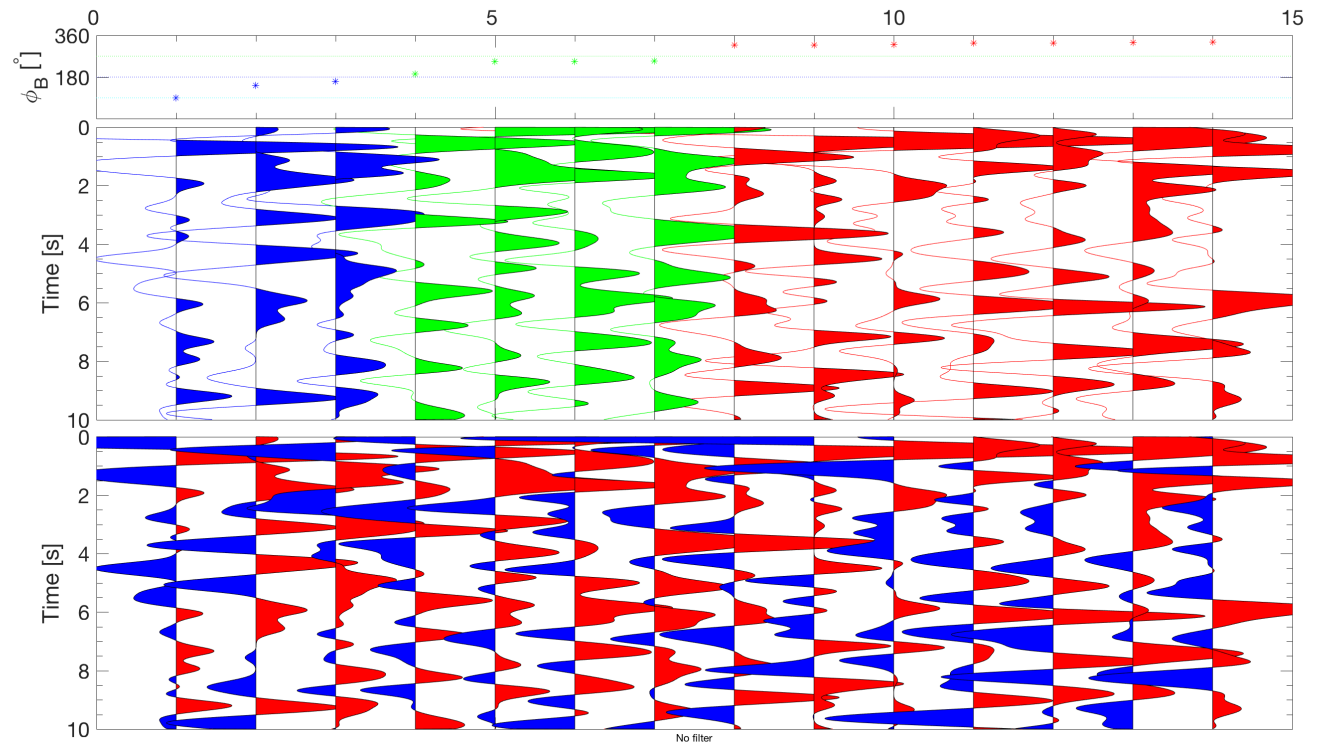
COAC BackAzimuth



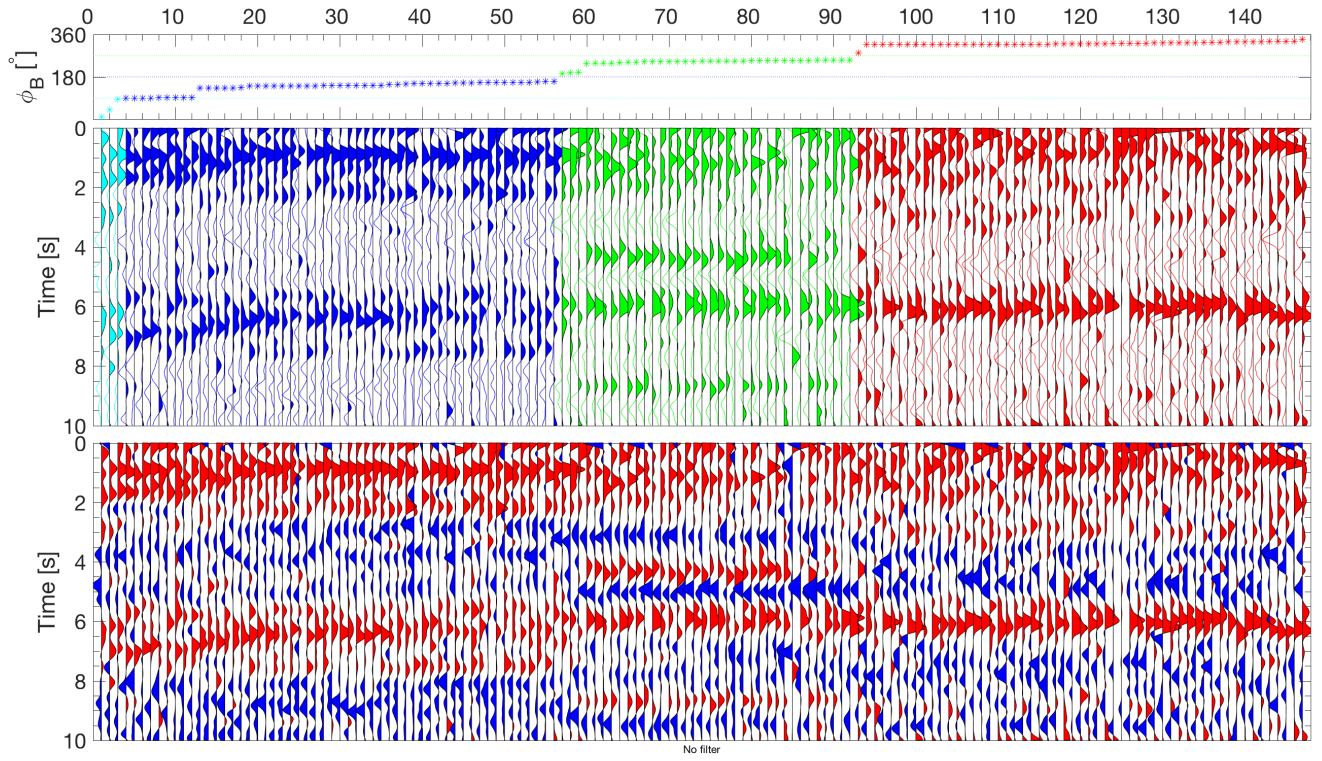
COVM BackAzimuth



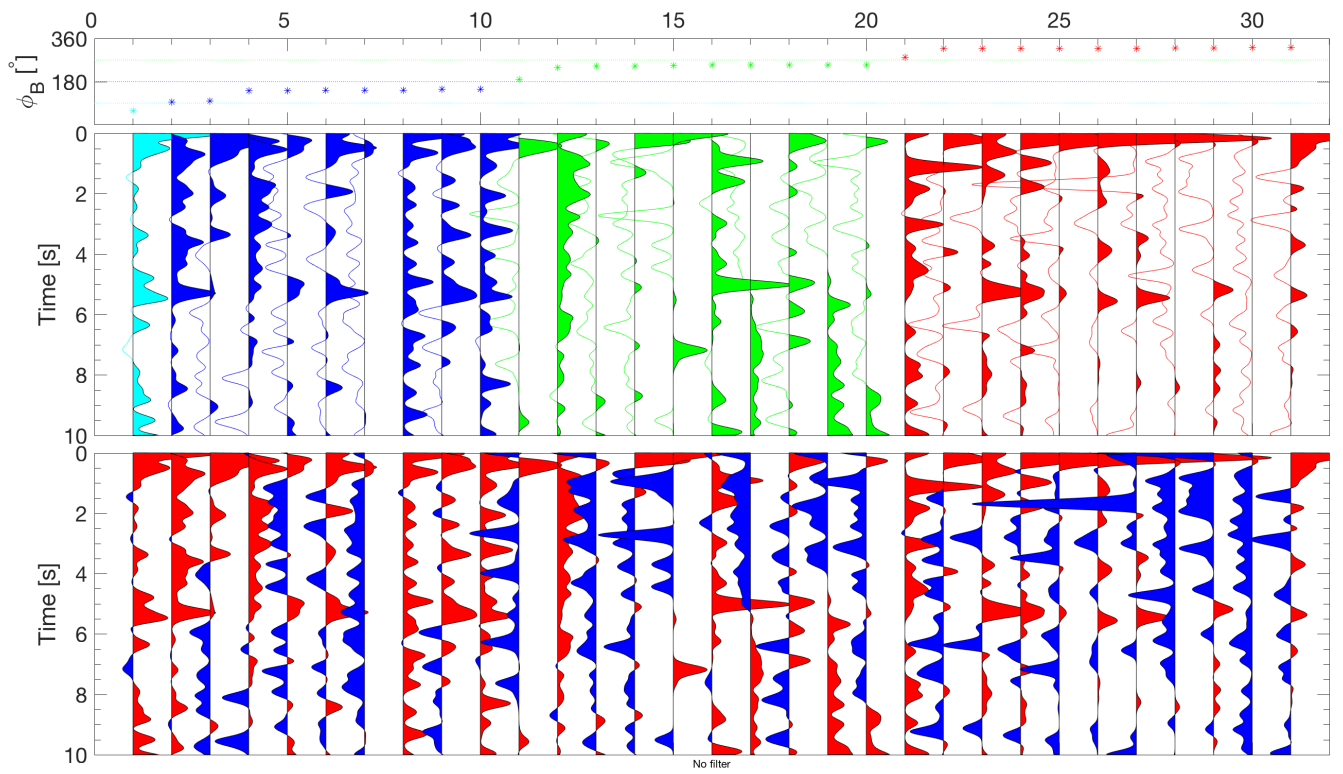
CTVM BackAzimuth



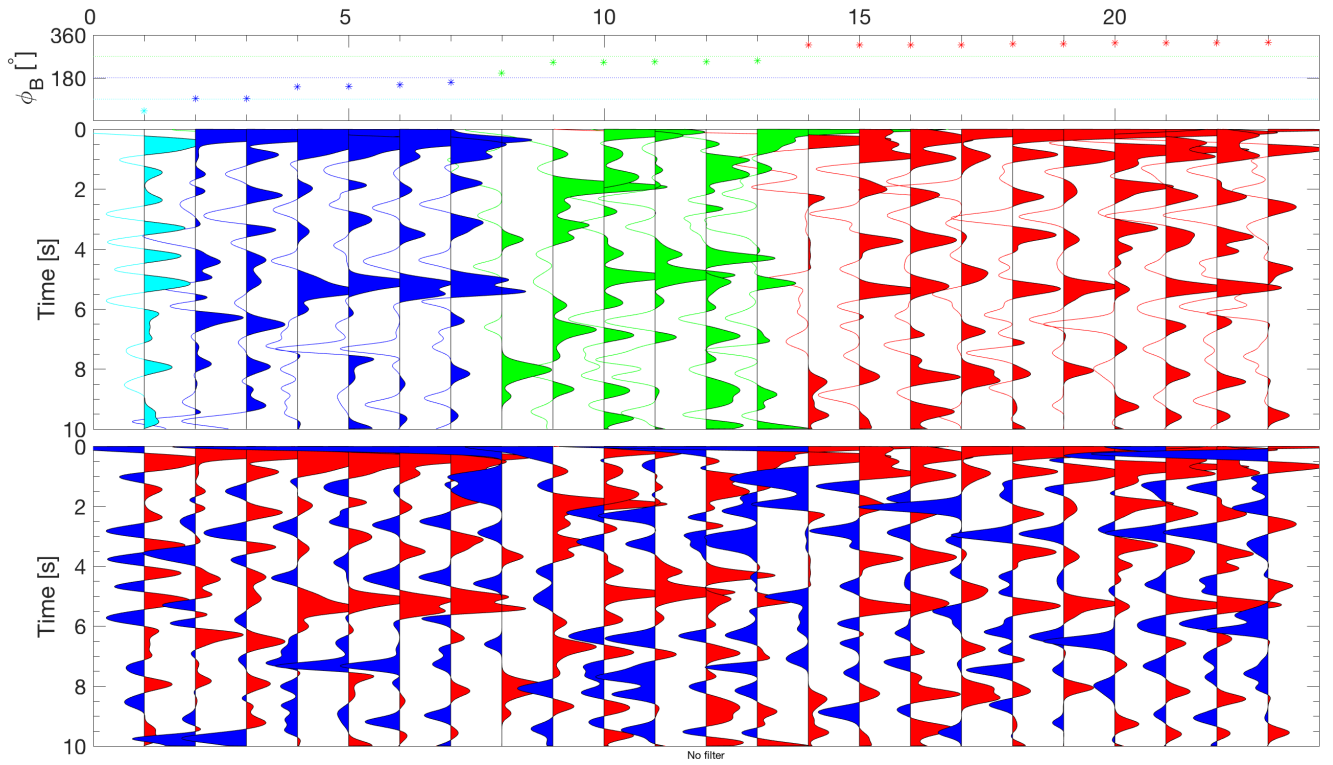
CUIG BackAzimuth



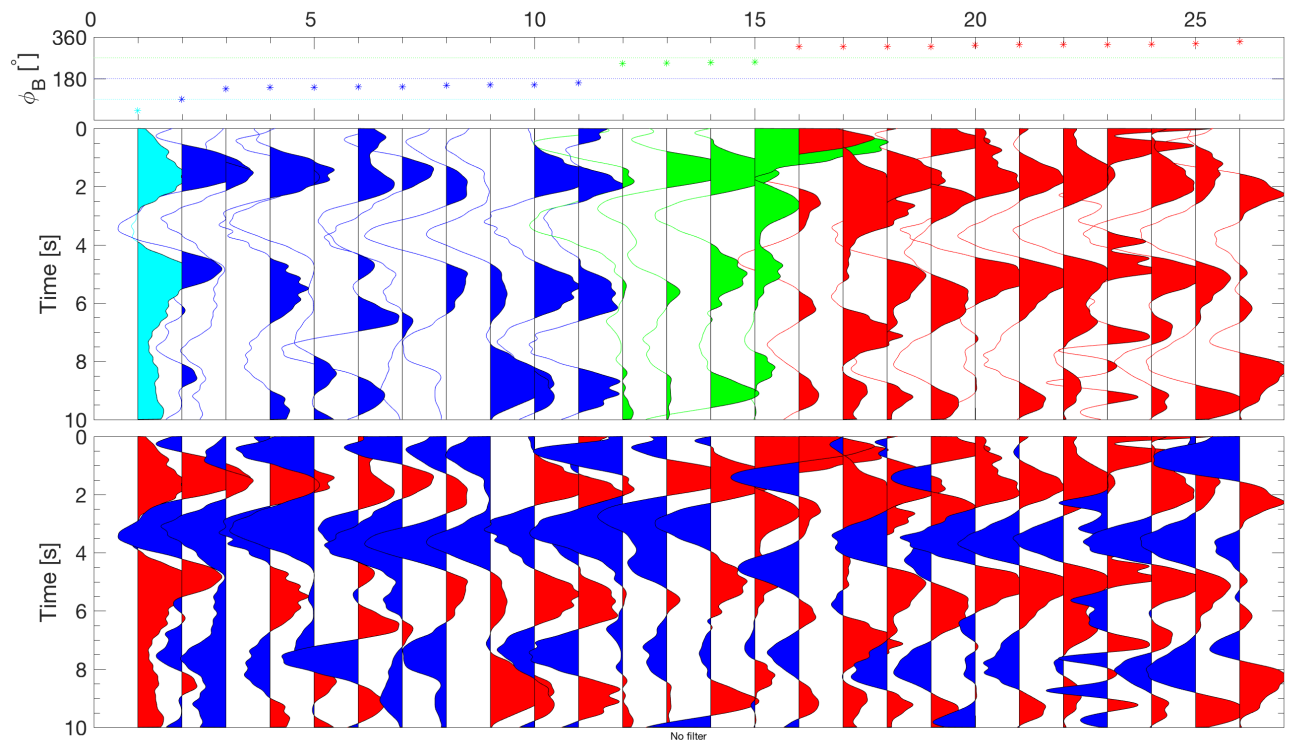
ESTA BackAzimuth



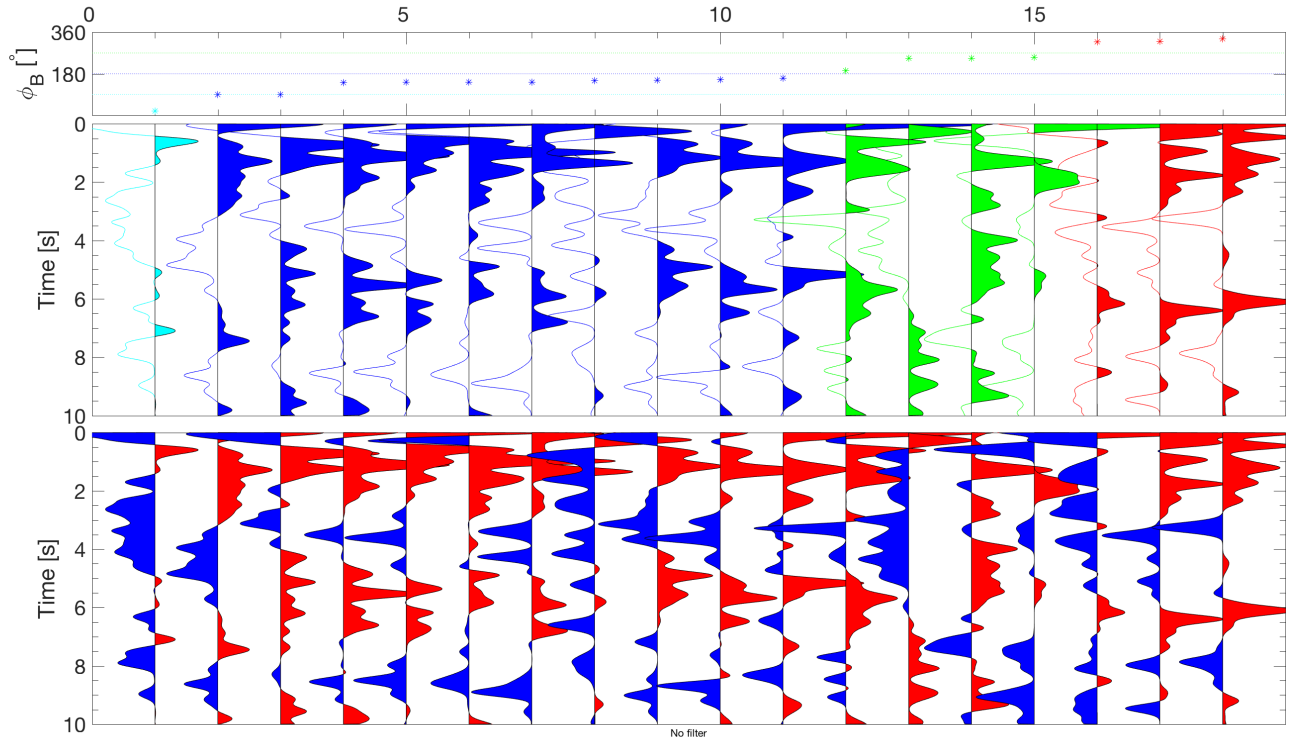
GMVM BackAzimuth



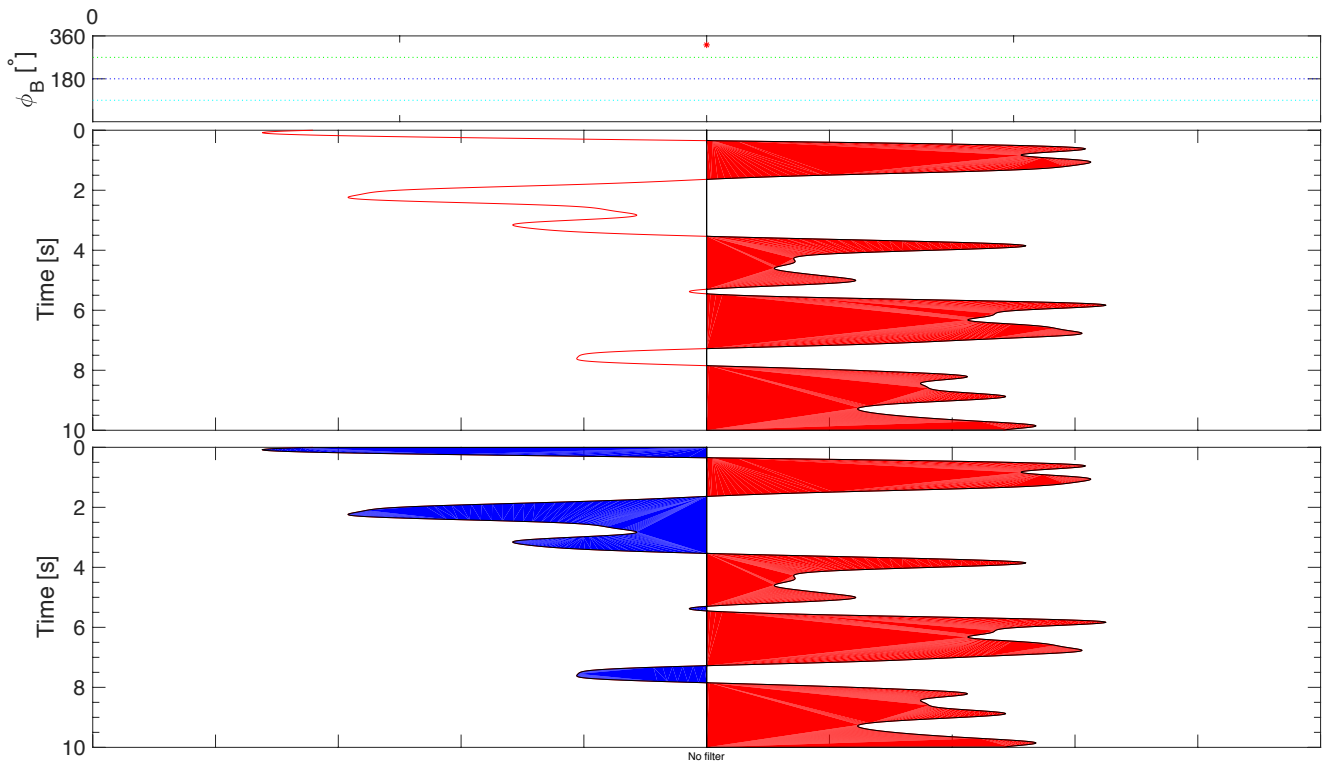
ICVM BackAzimuth



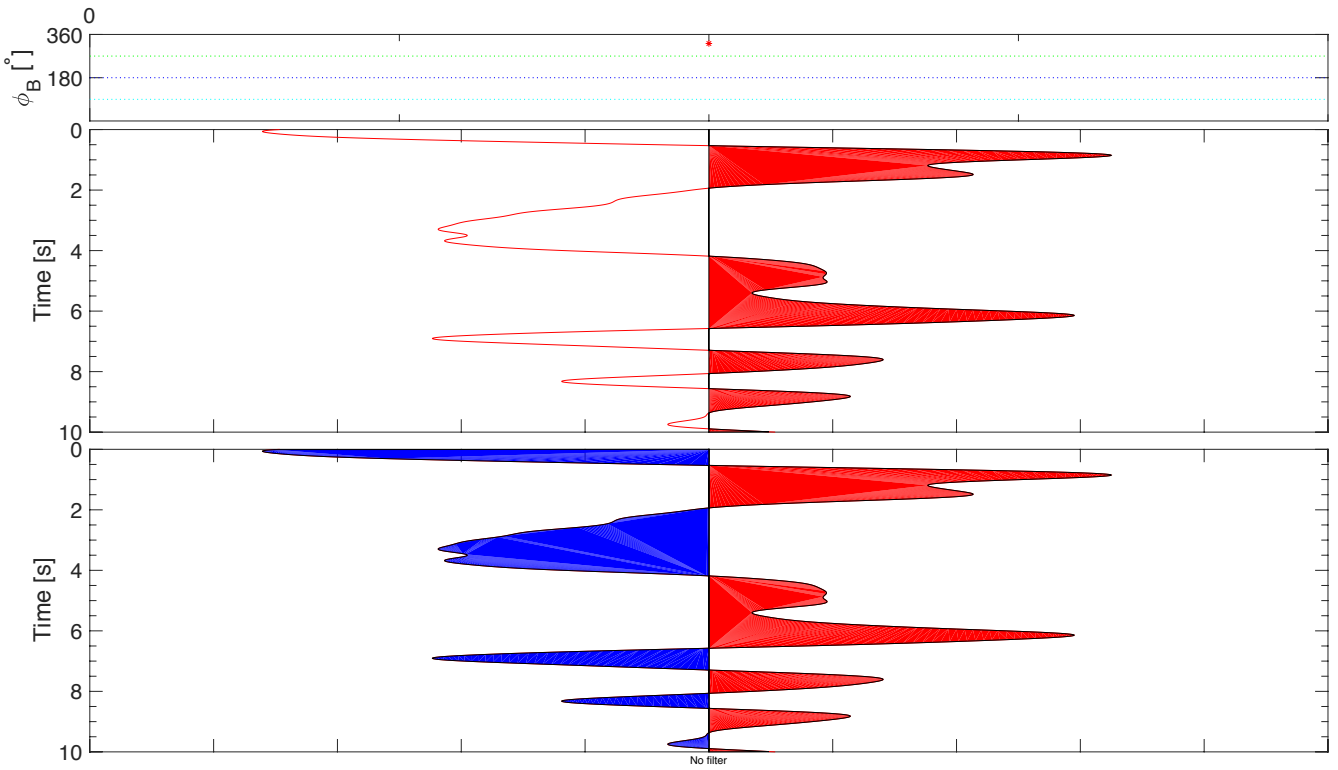
IPVM BackAzimuth



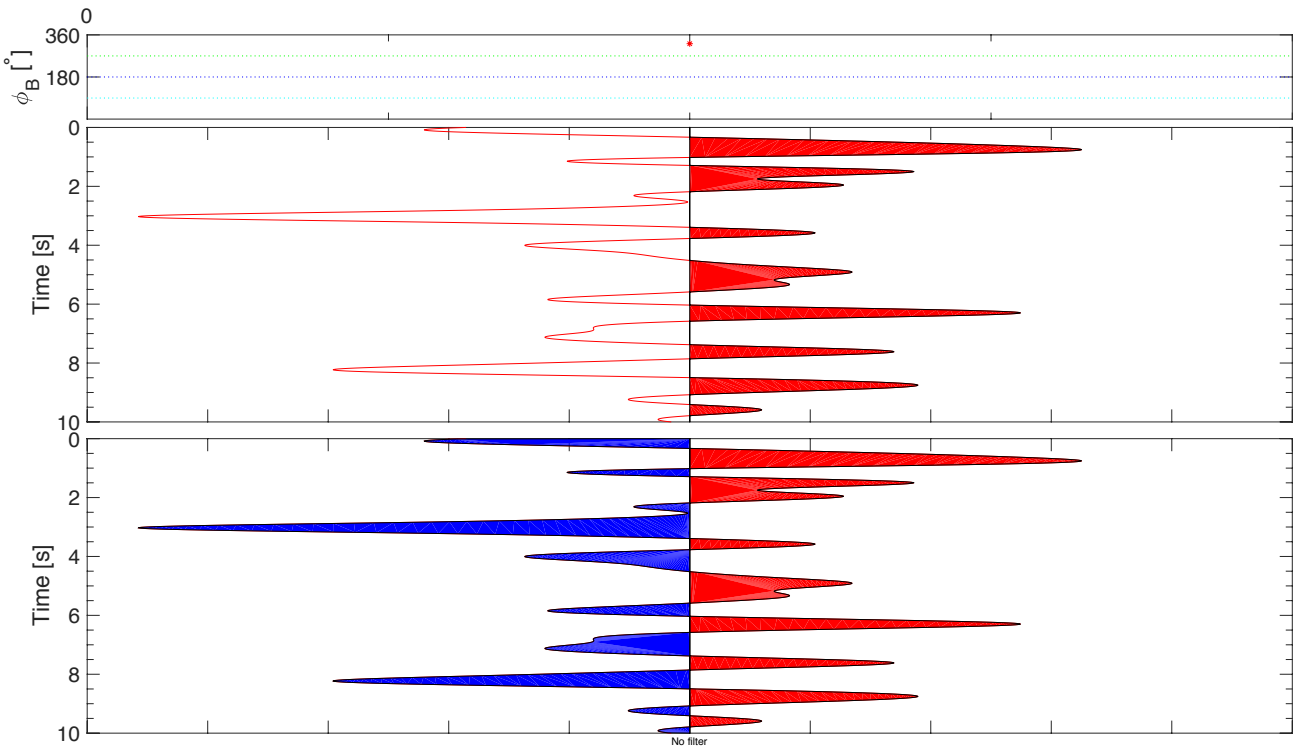
M002 BackAzimuth



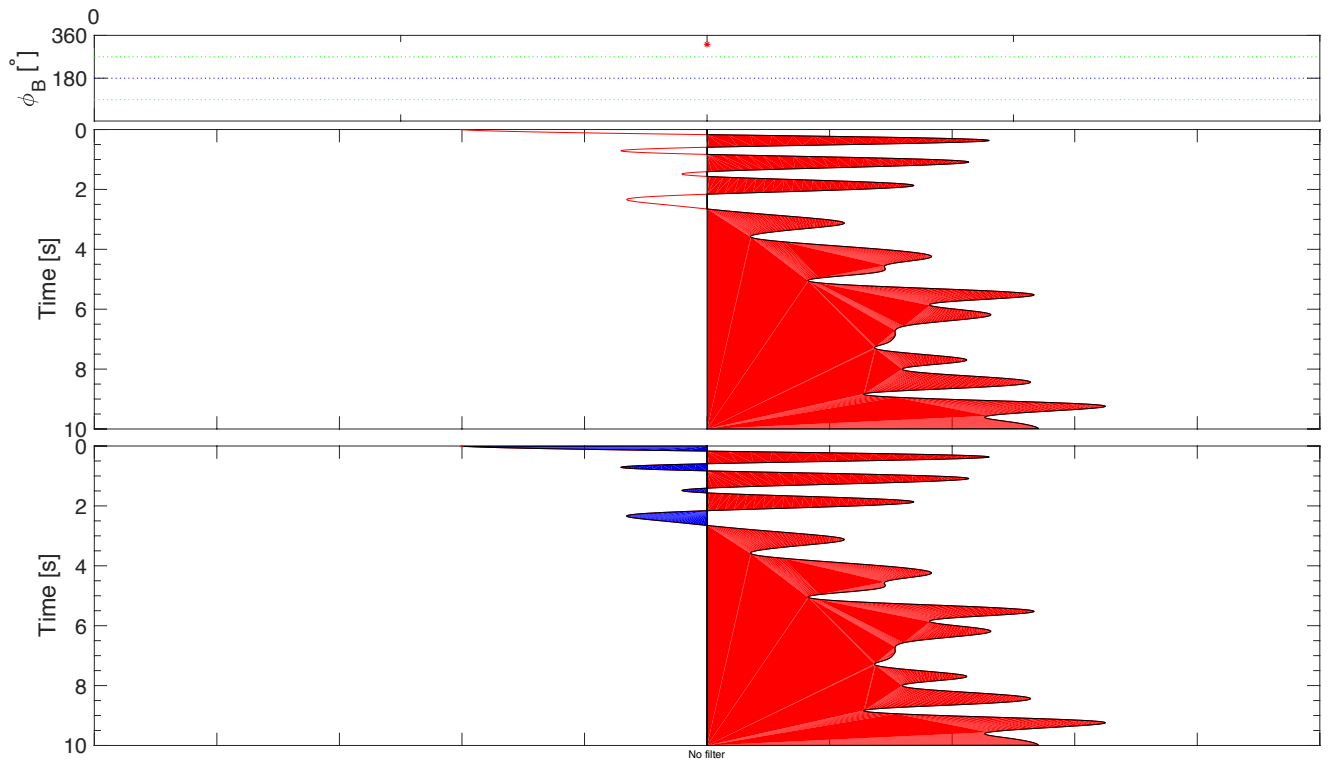
M003 BackAzimuth



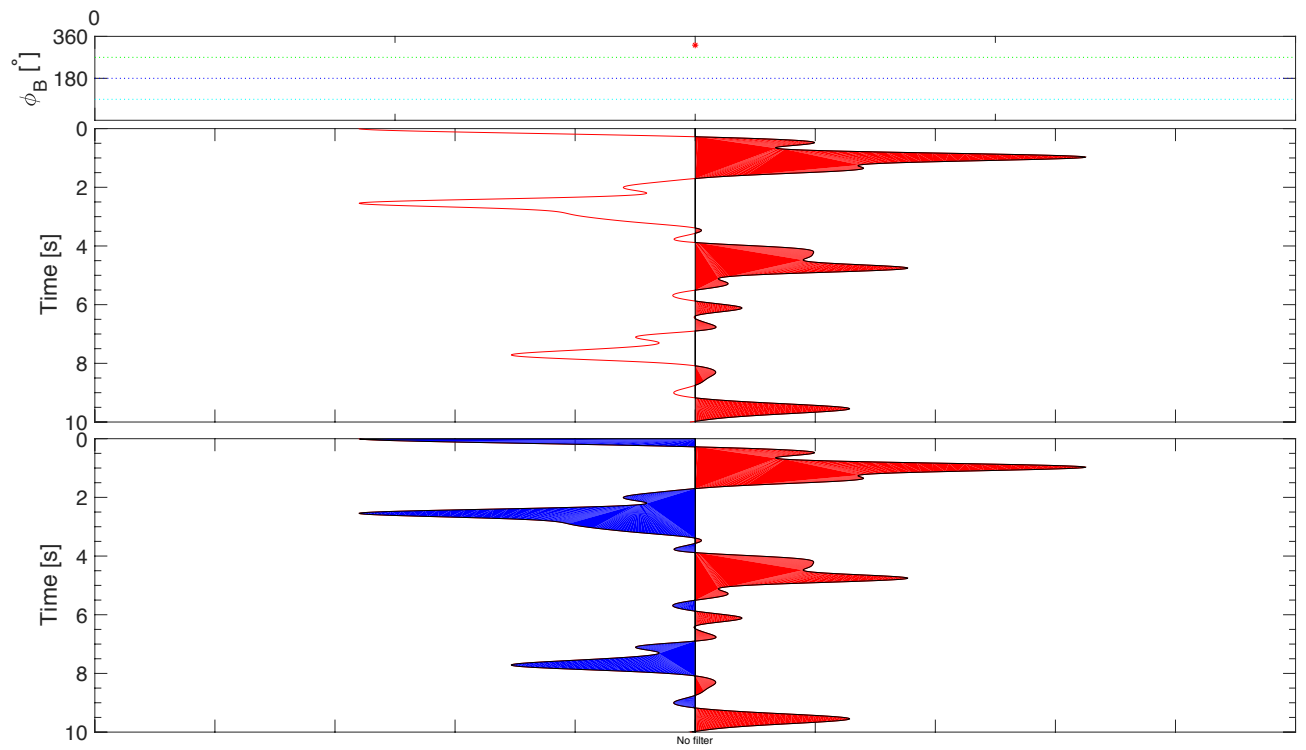
M005 BackAzimuth



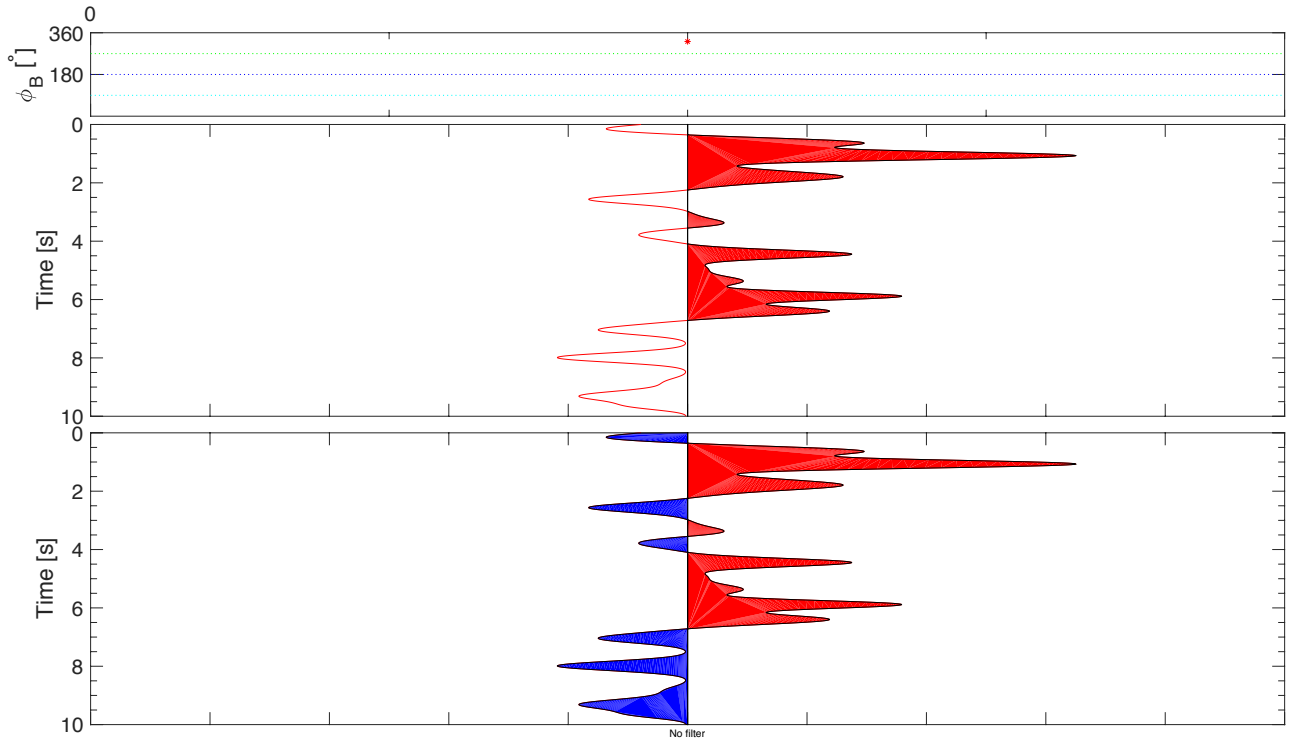
M006 BackAzimuth



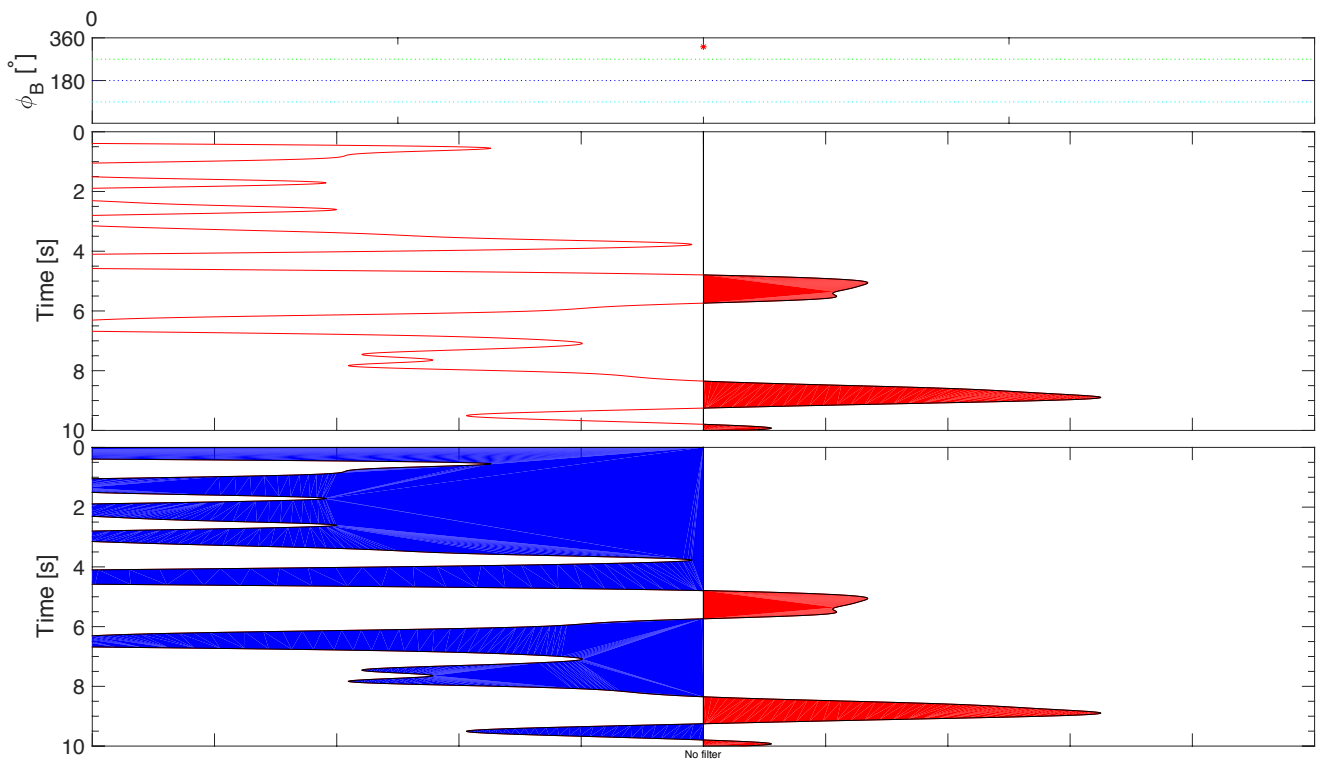
M012 BackAzimuth



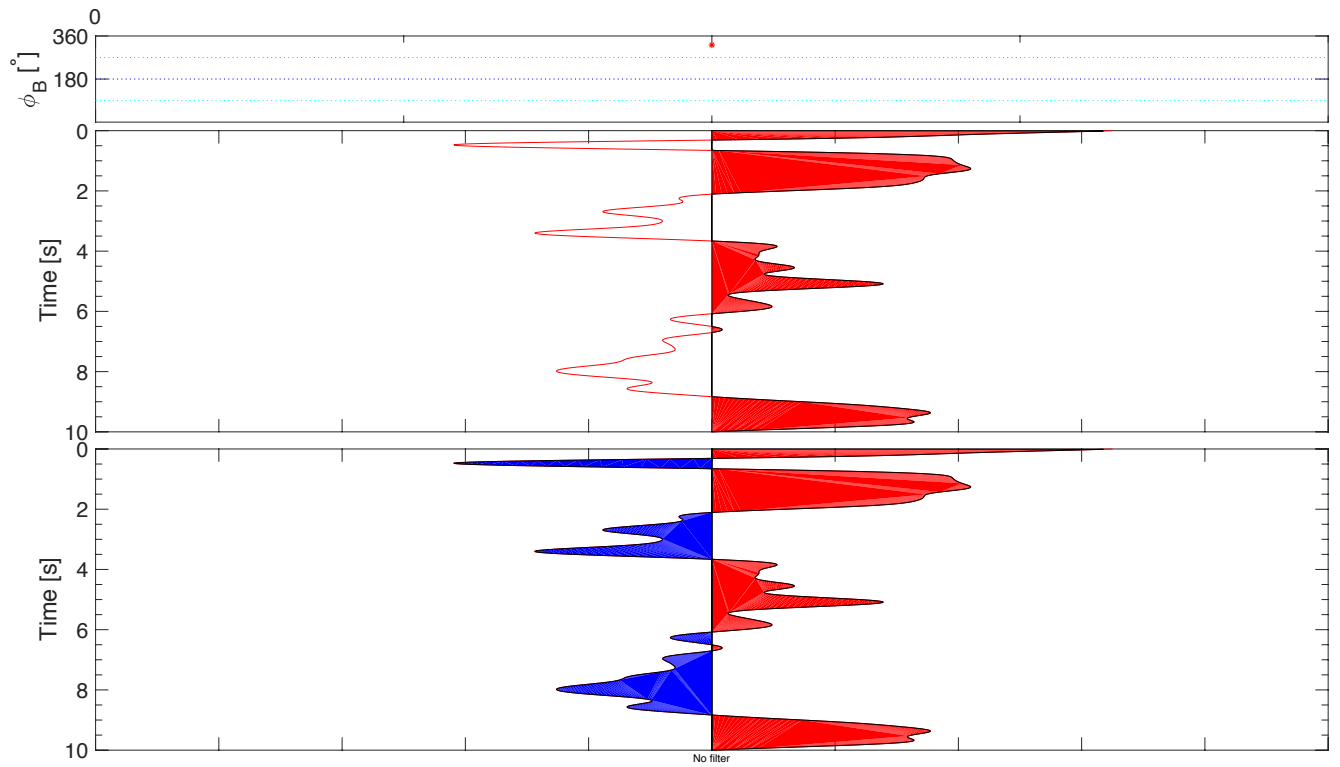
M013 BackAzimuth



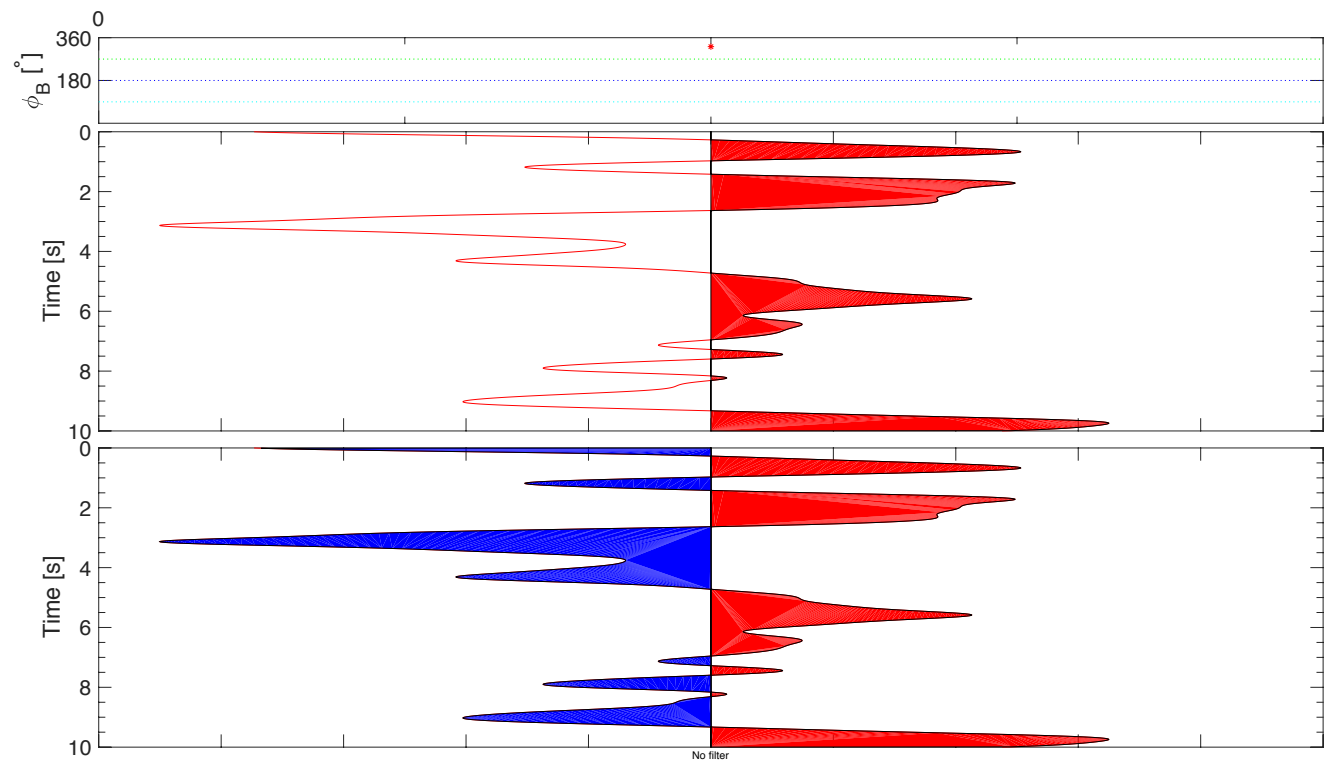
M015 BackAzimuth



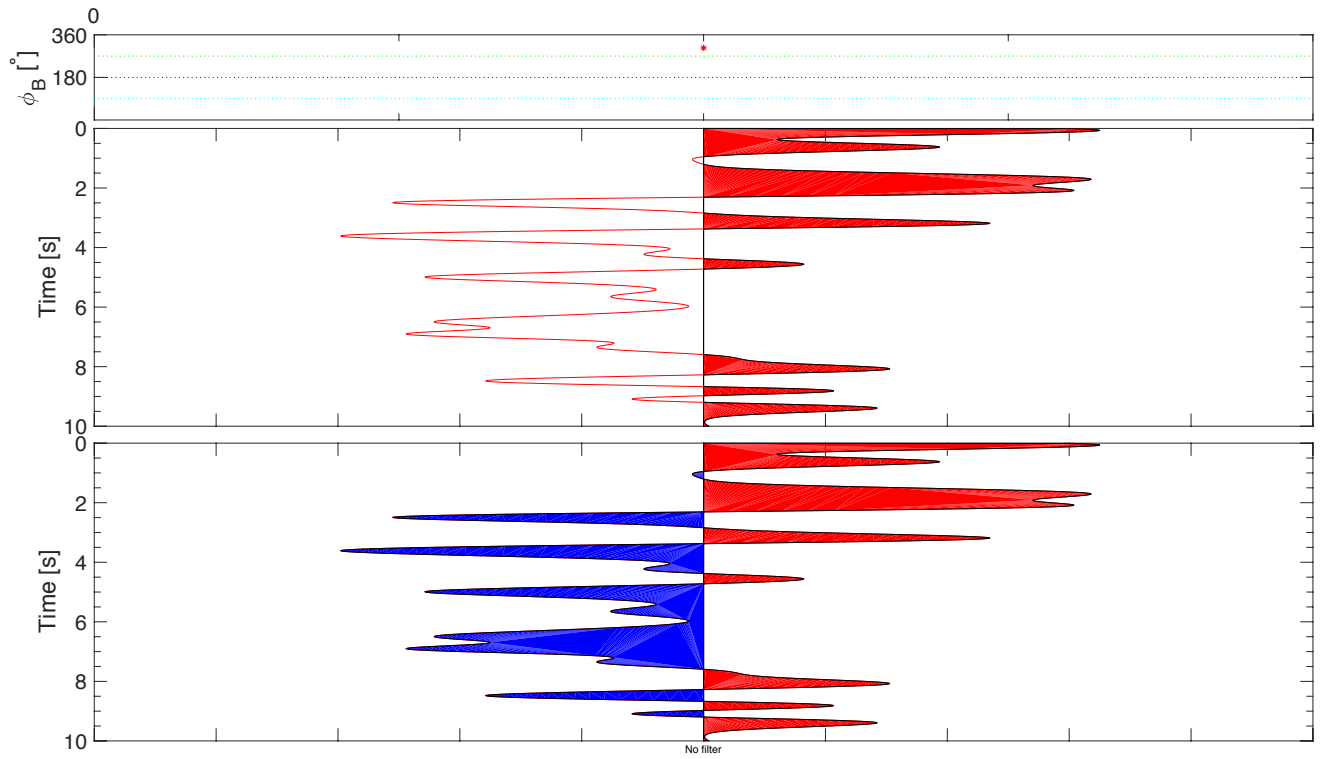
M016 BackAzimuth



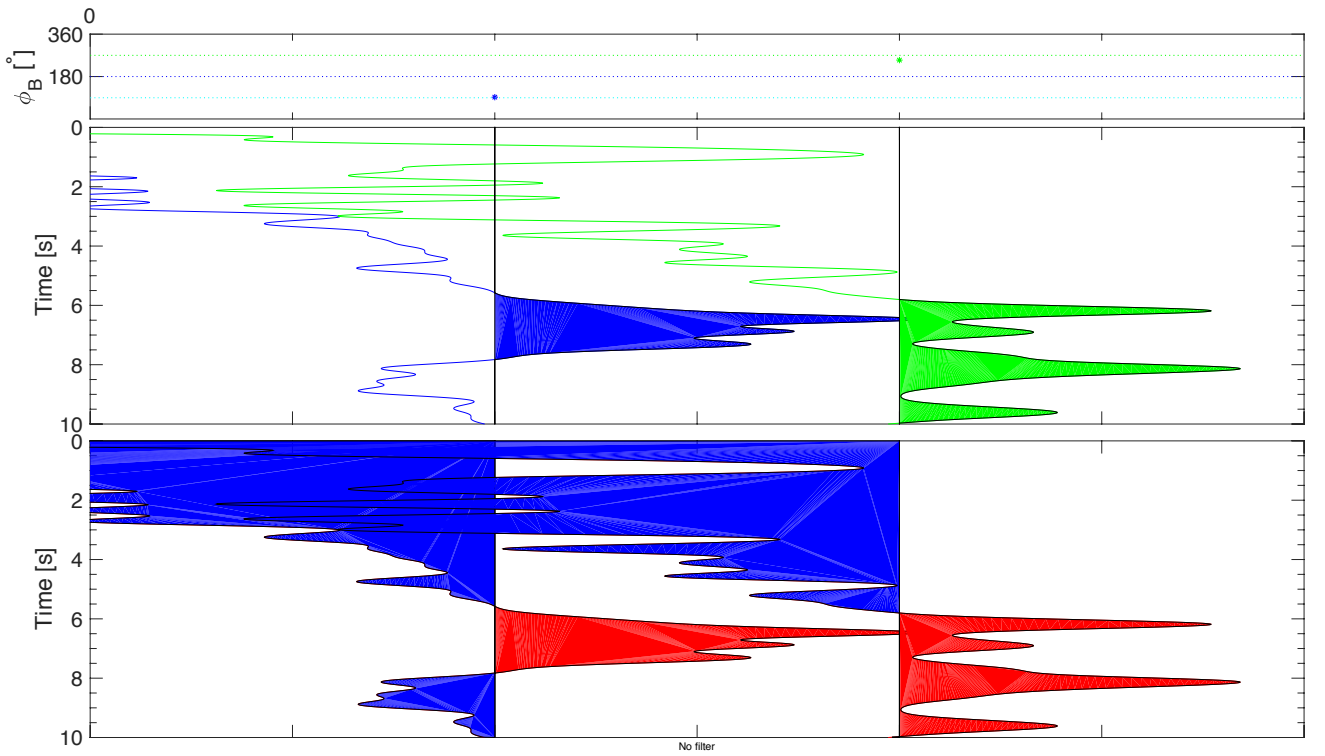
M018 BackAzimuth



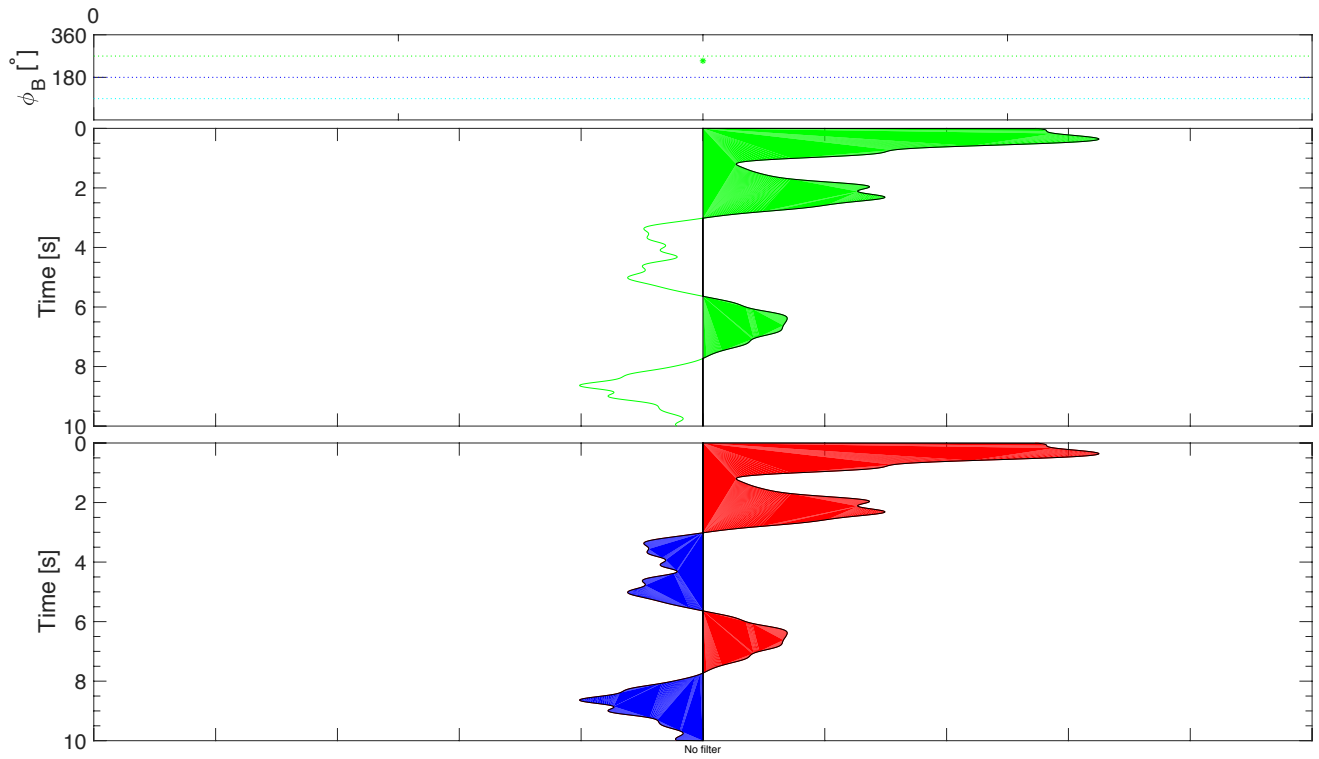
M036 BackAzimuth



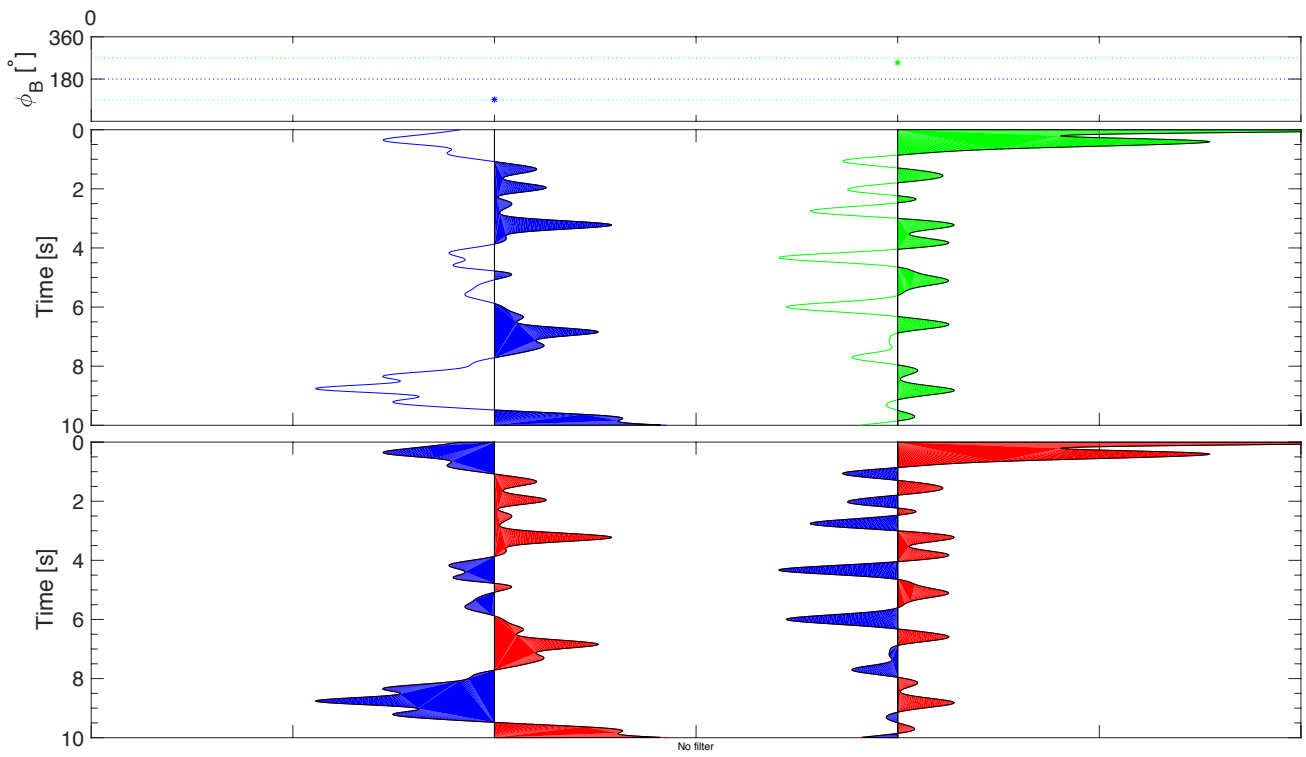
M191 BackAzimuth



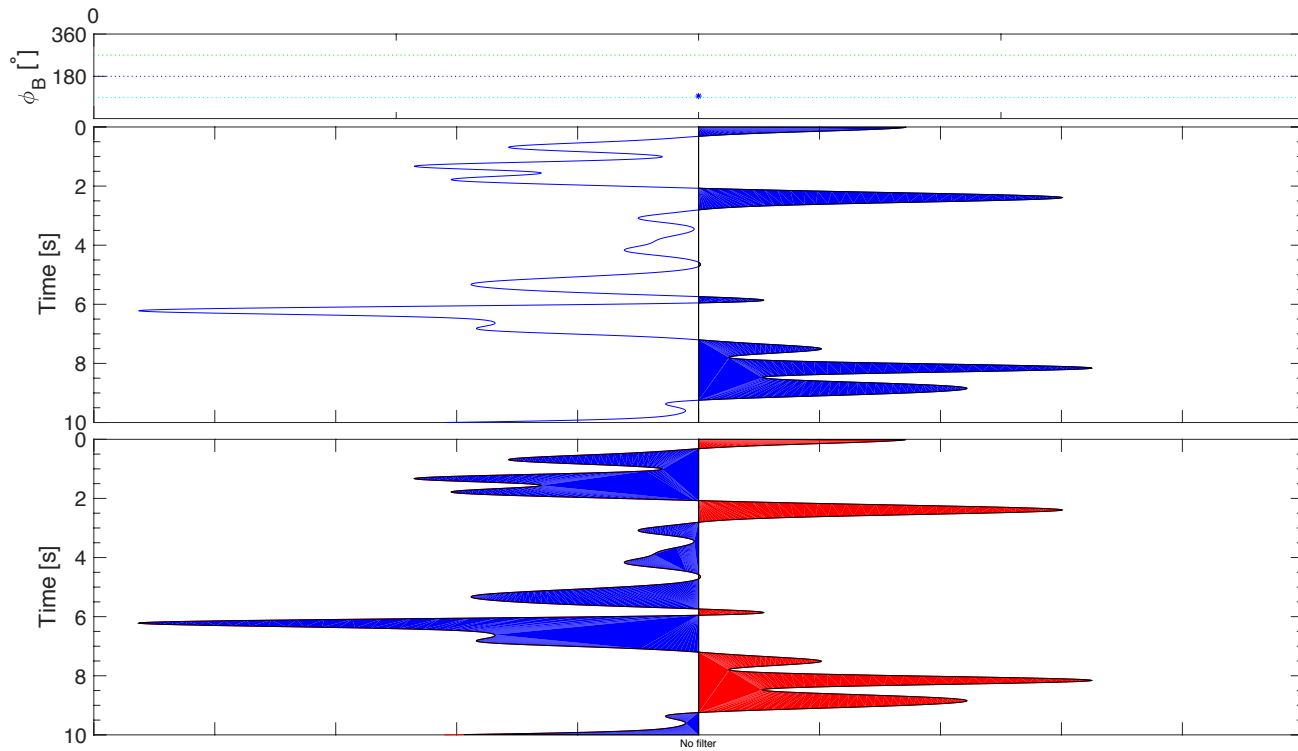
M193 BackAzimuth



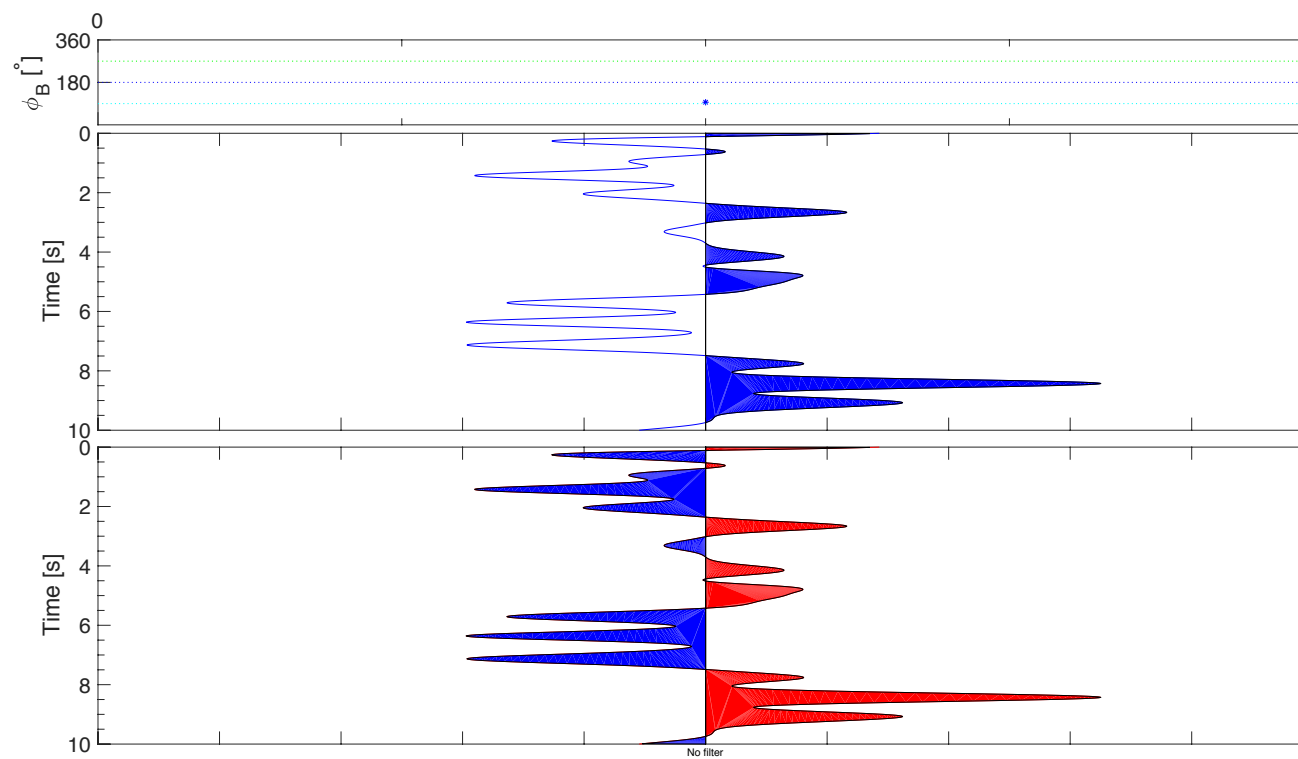
M194 BackAzimuth



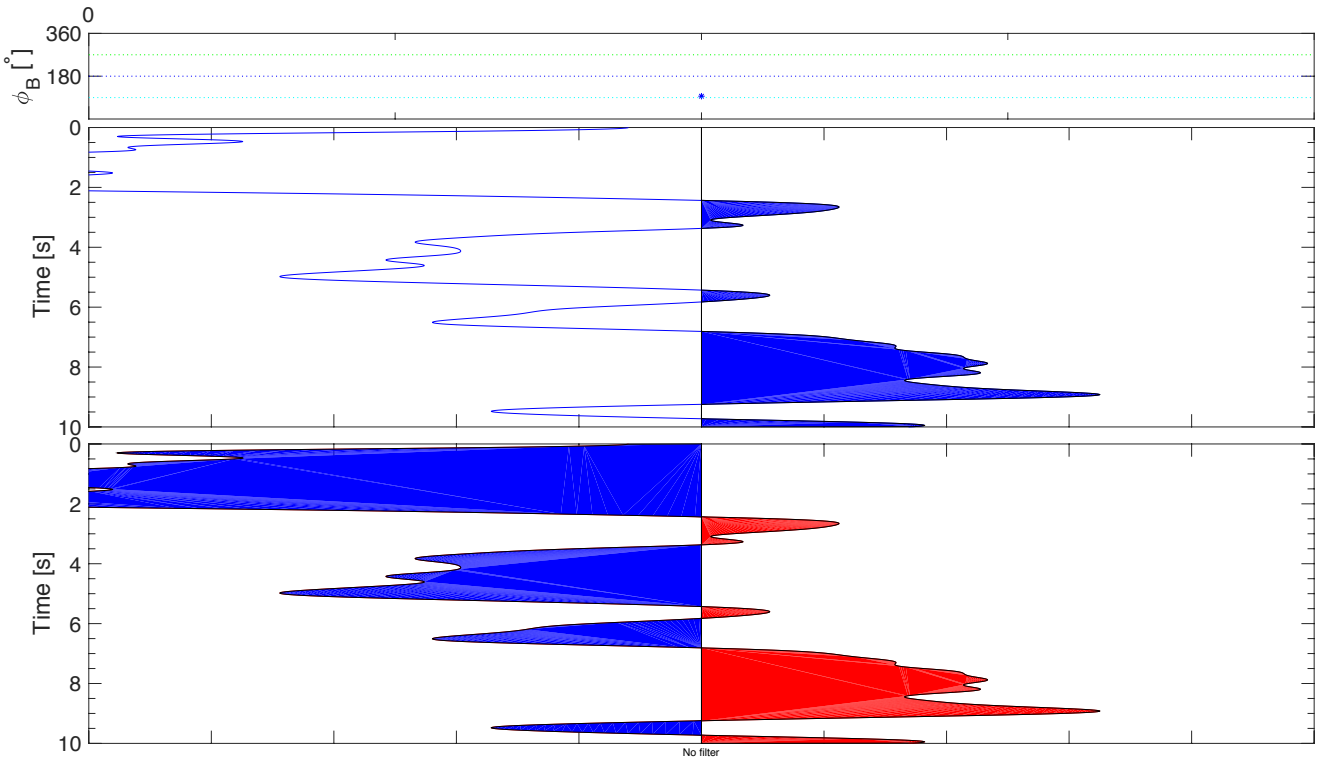
M204 BackAzimuth



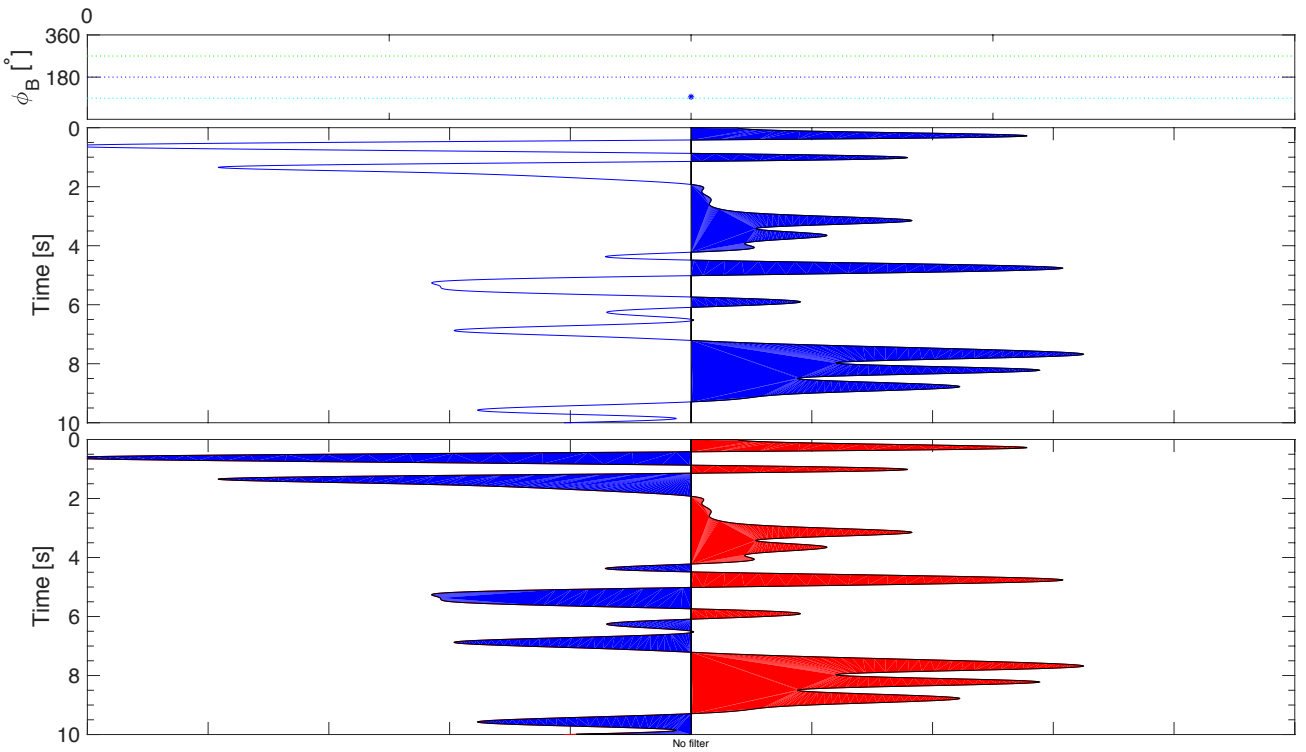
M205 BackAzimuth



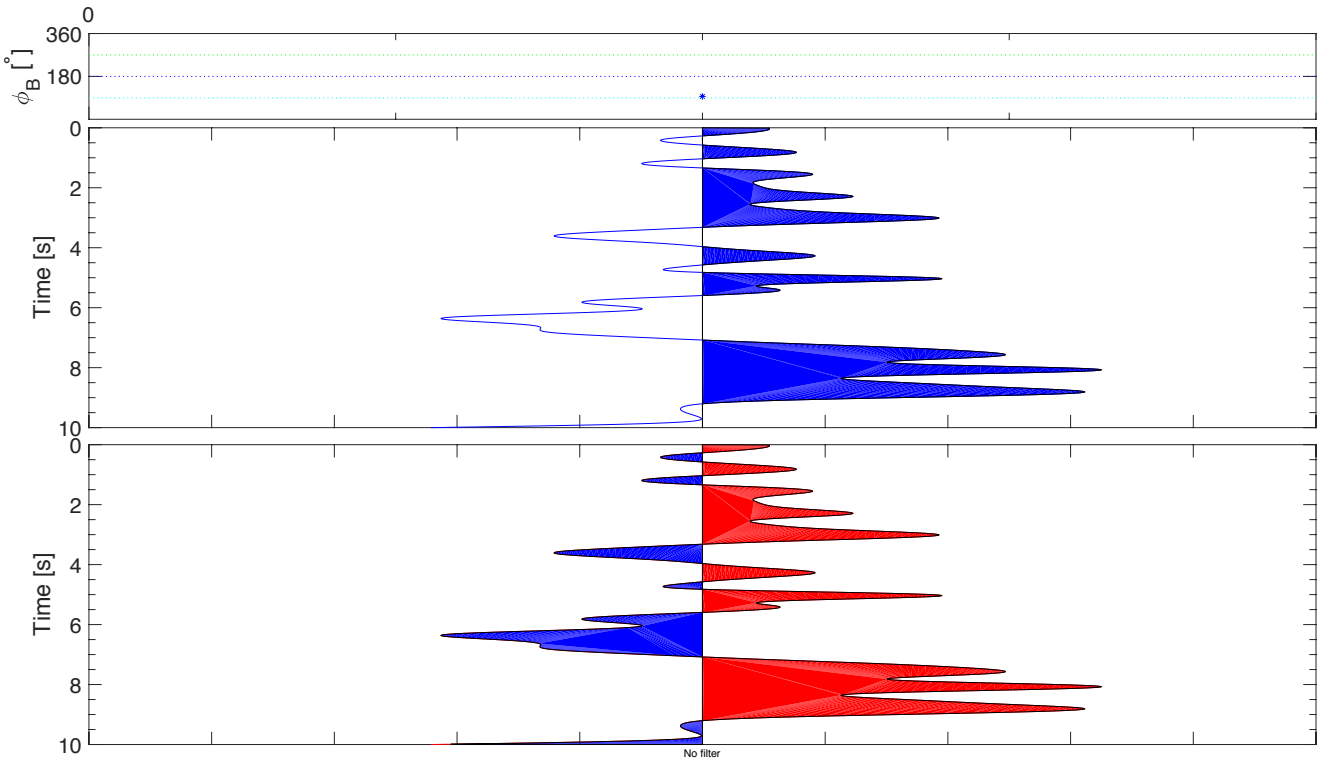
M206 BackAzimuth



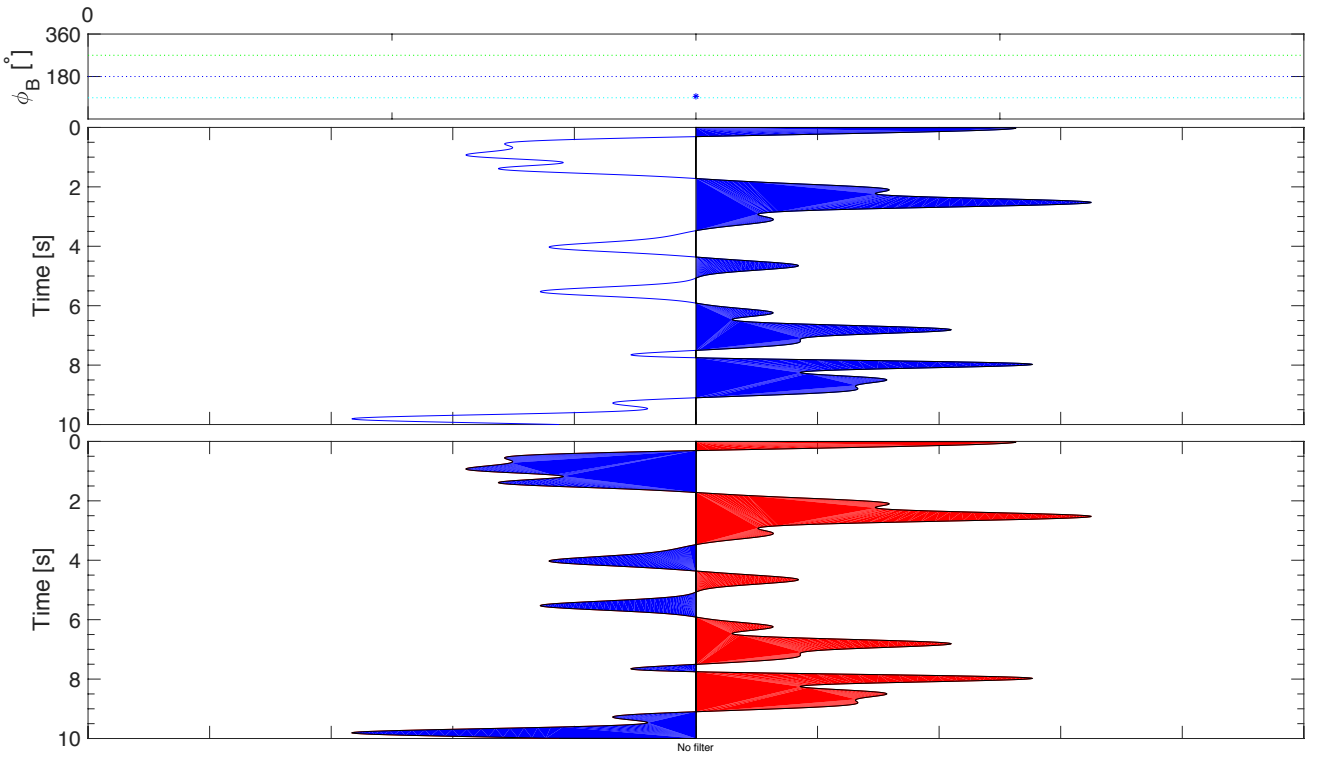
M211 BackAzimuth



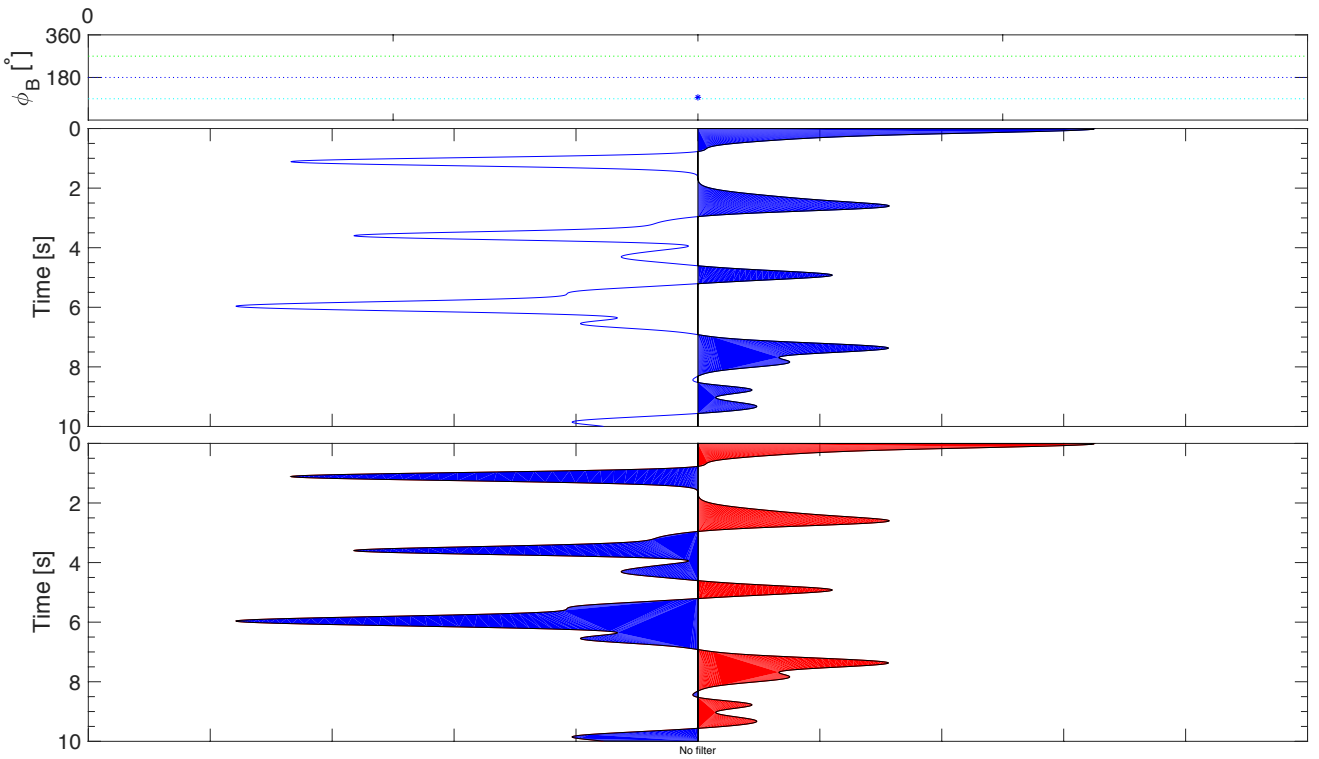
M212 BackAzimuth



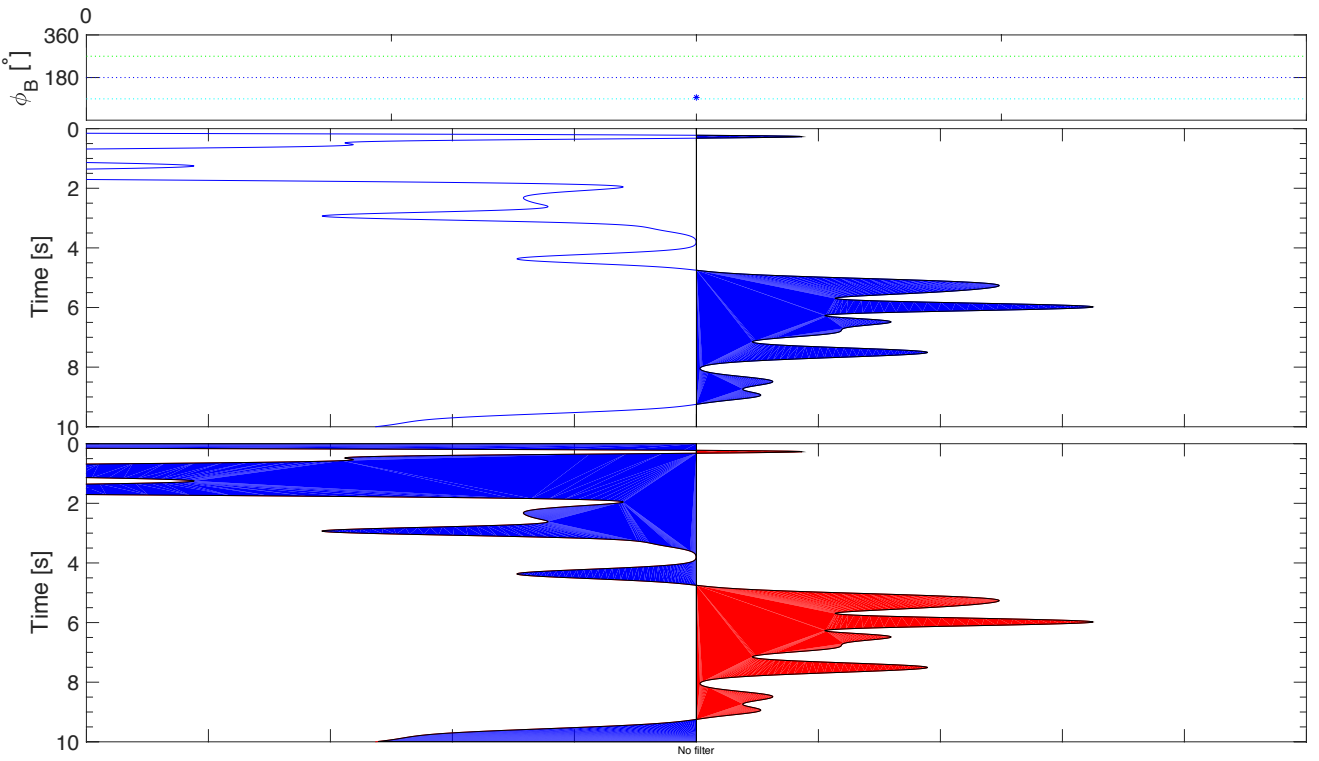
M214 BackAzimuth



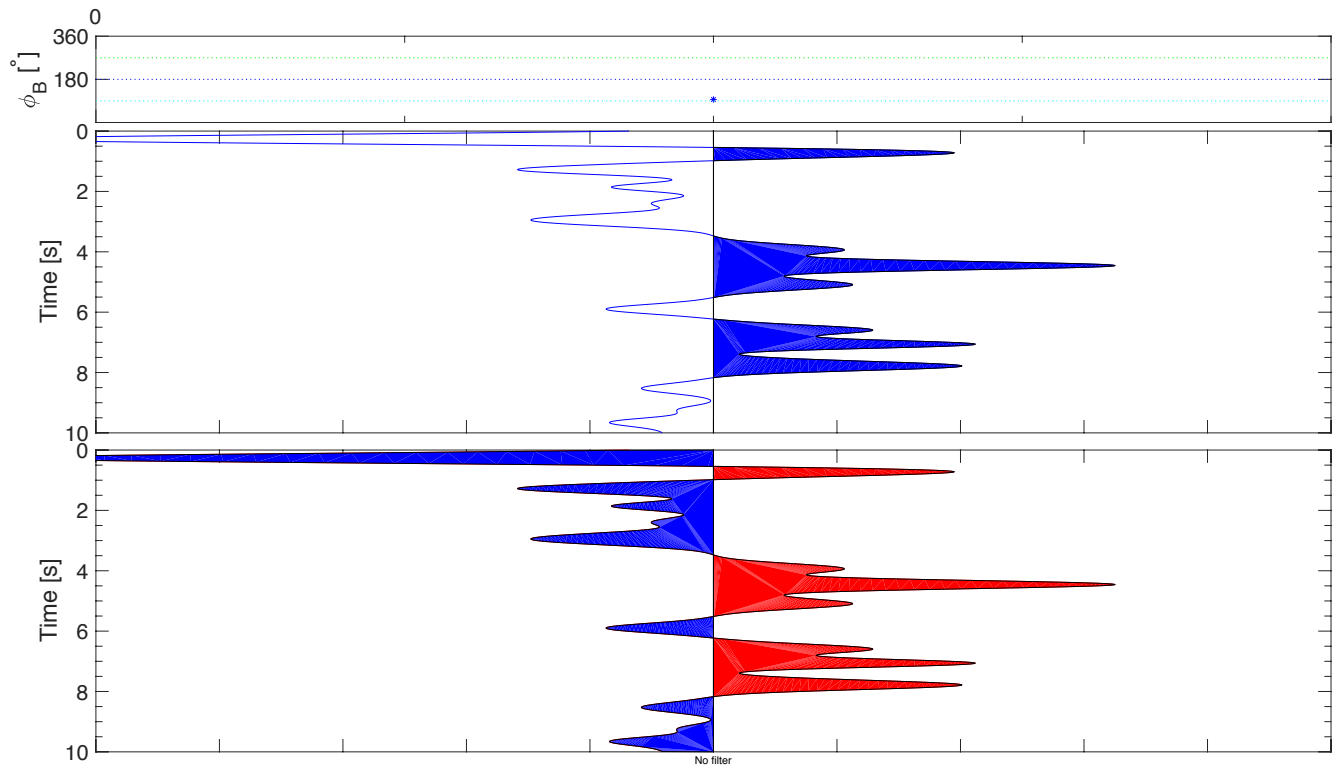
M215 BackAzimuth



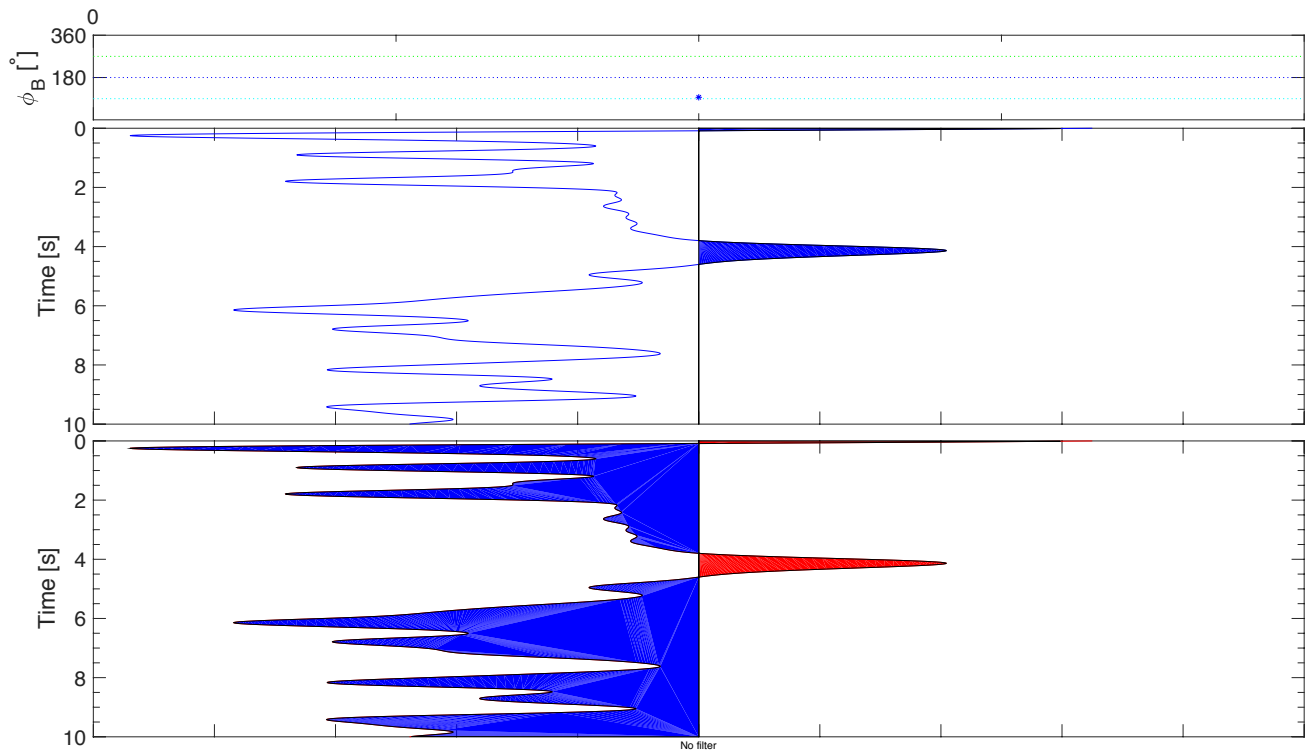
M216 BackAzimuth



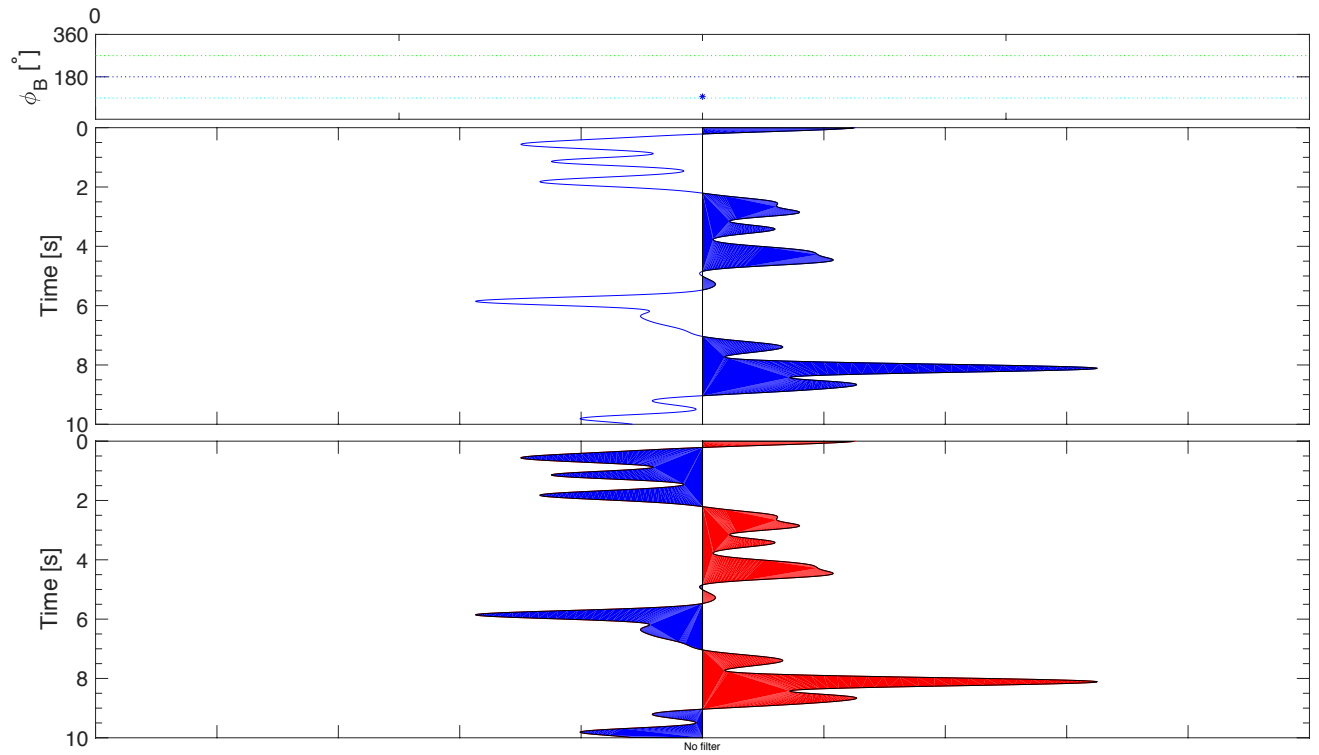
M217 BackAzimuth



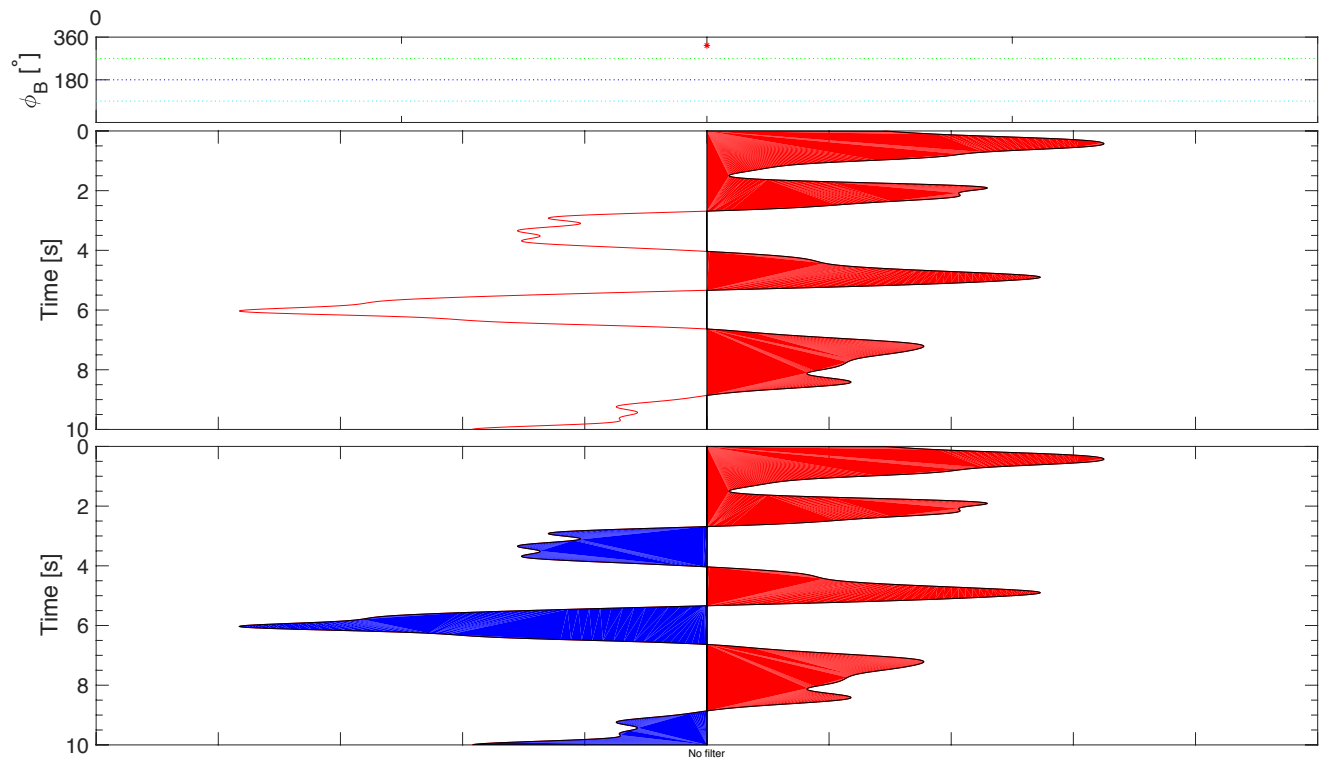
M218 BackAzimuth



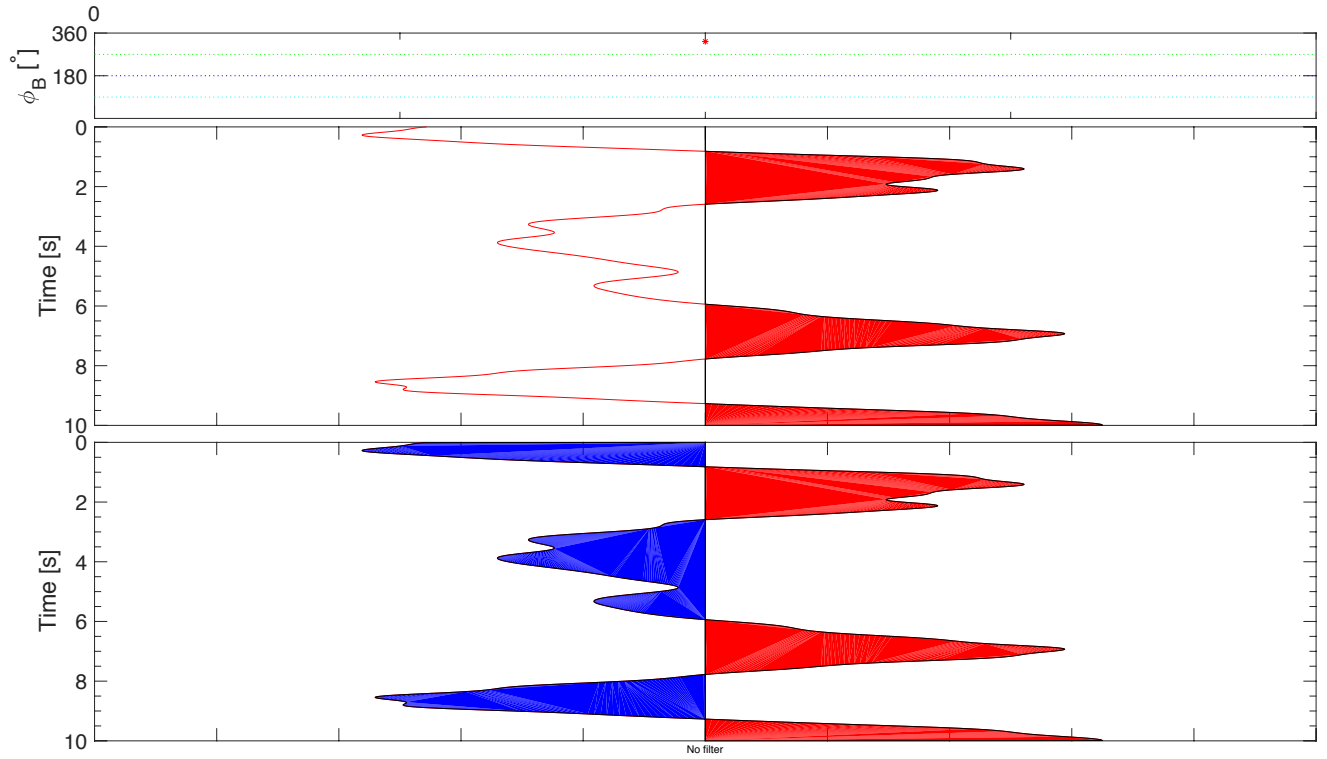
M219 BackAzimuth



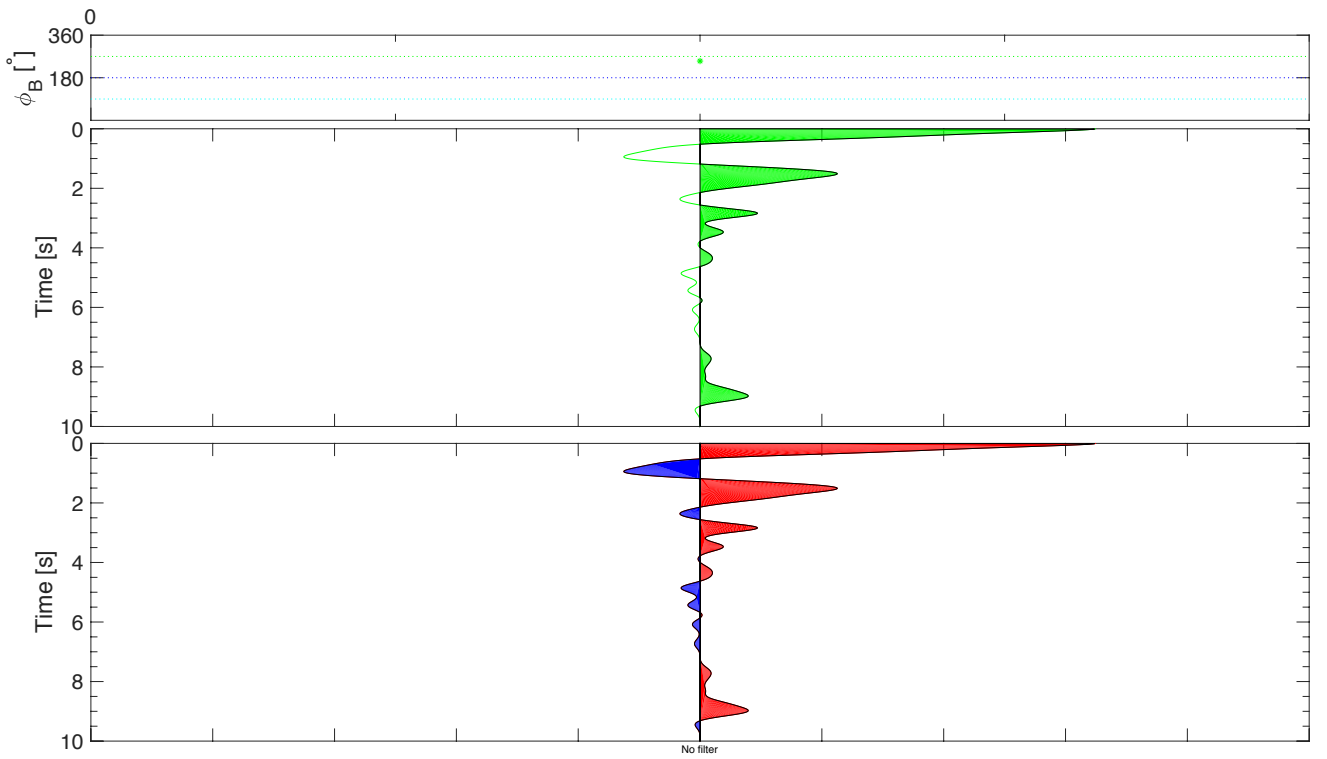
M222 BackAzimuth



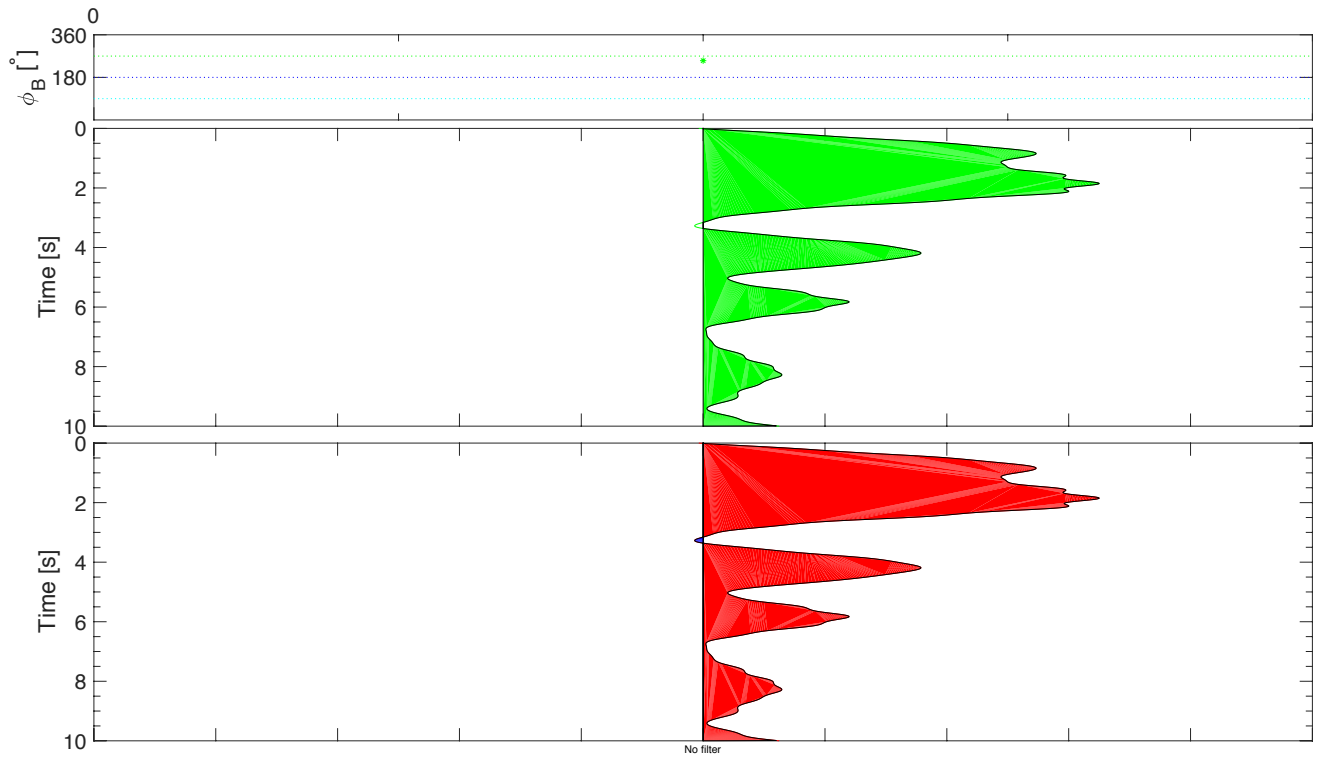
M237 BackAzimuth



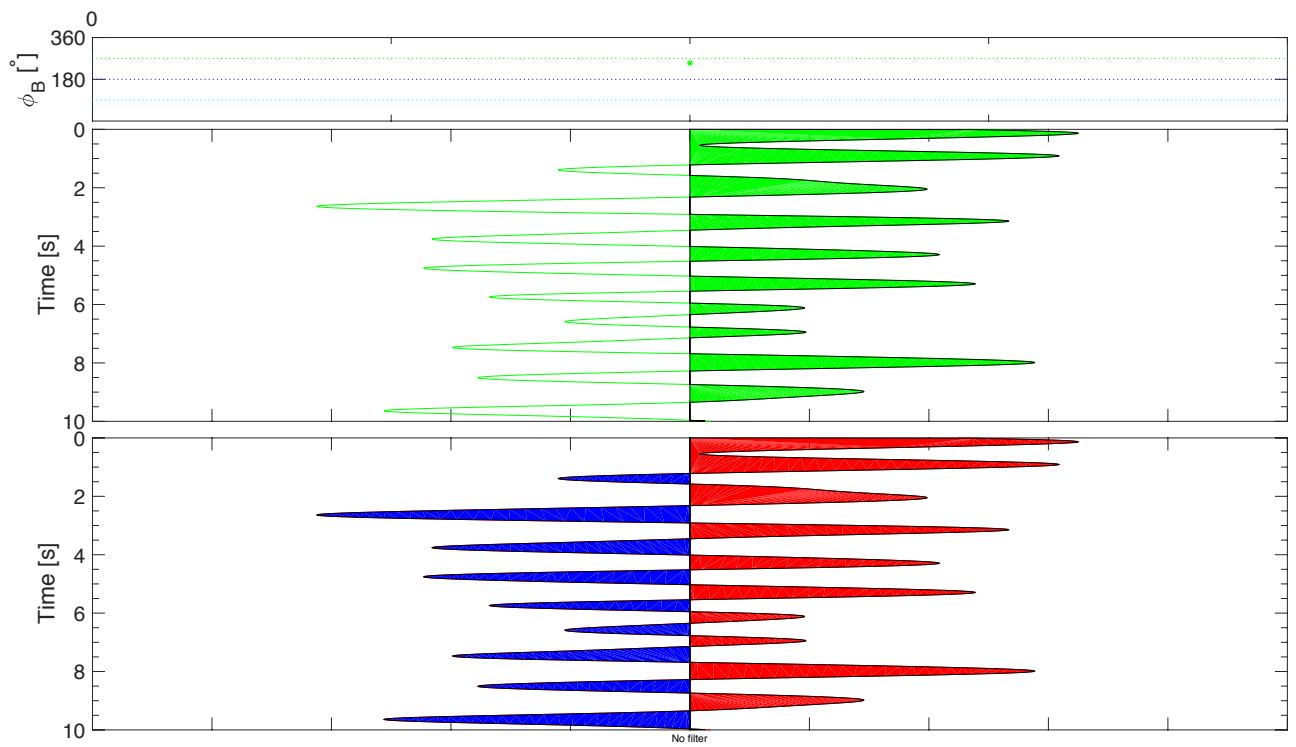
M248 BackAzimuth



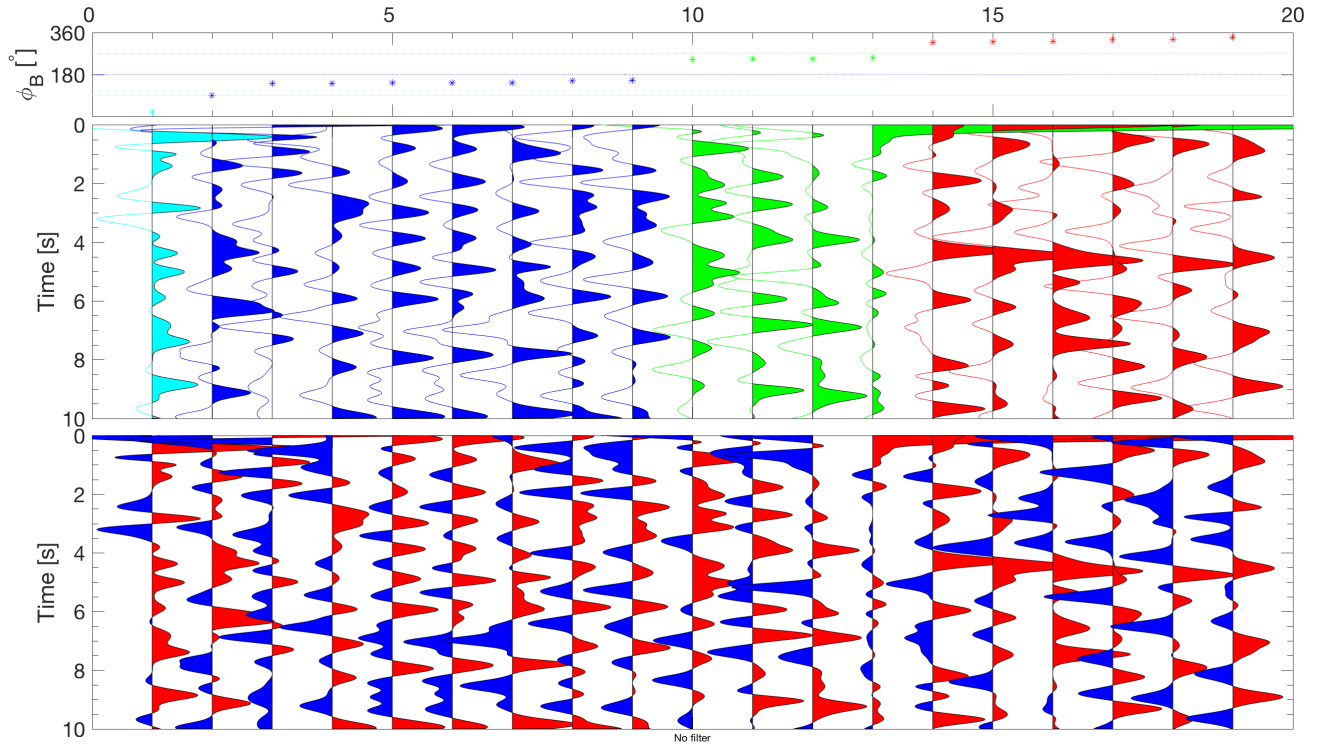
M254 BackAzimuth



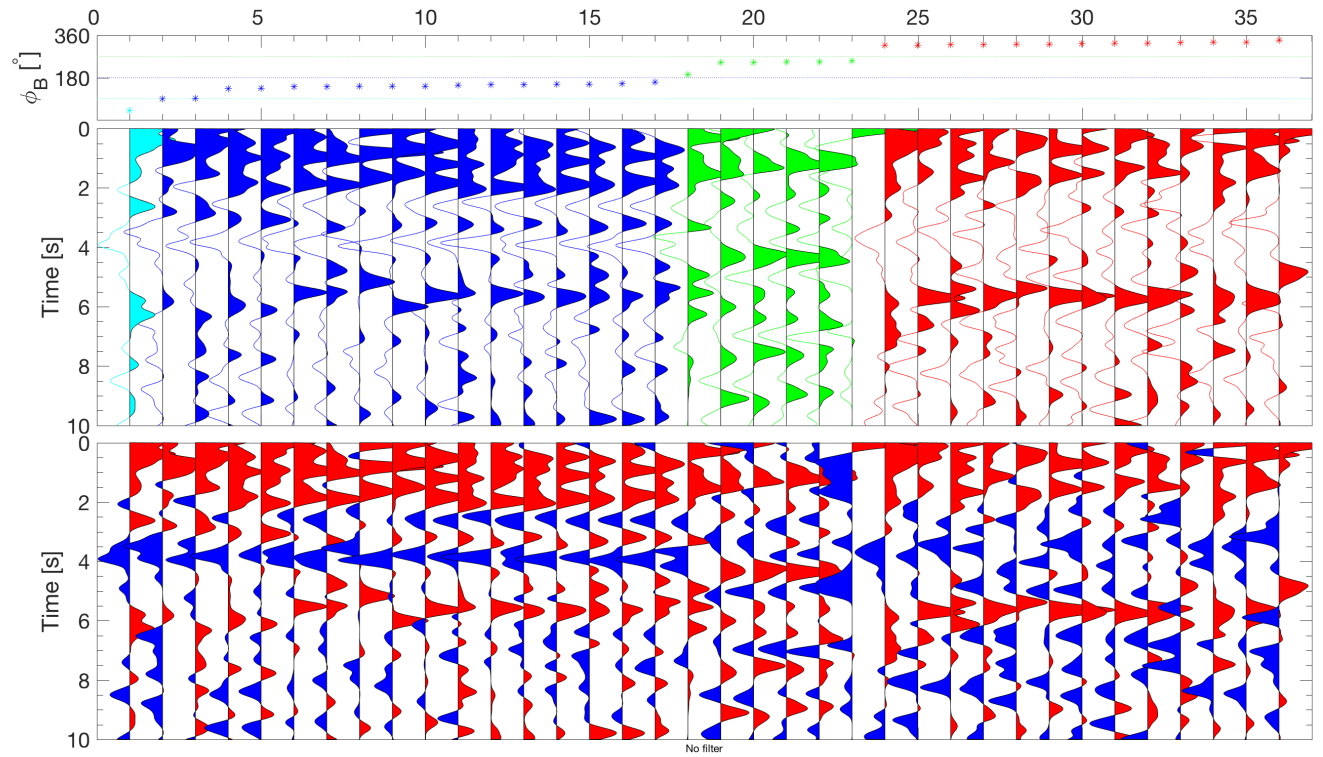
M387 BackAzimuth



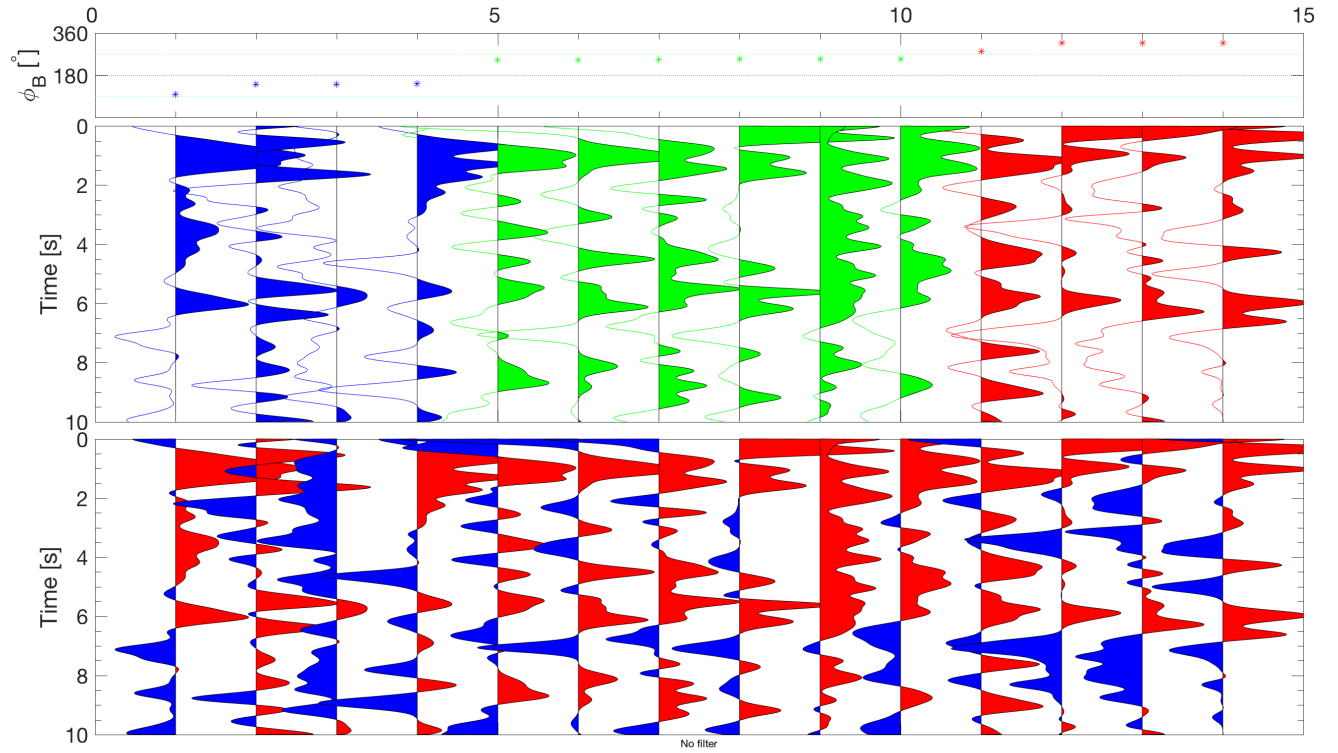
MCVM BackAzimuth



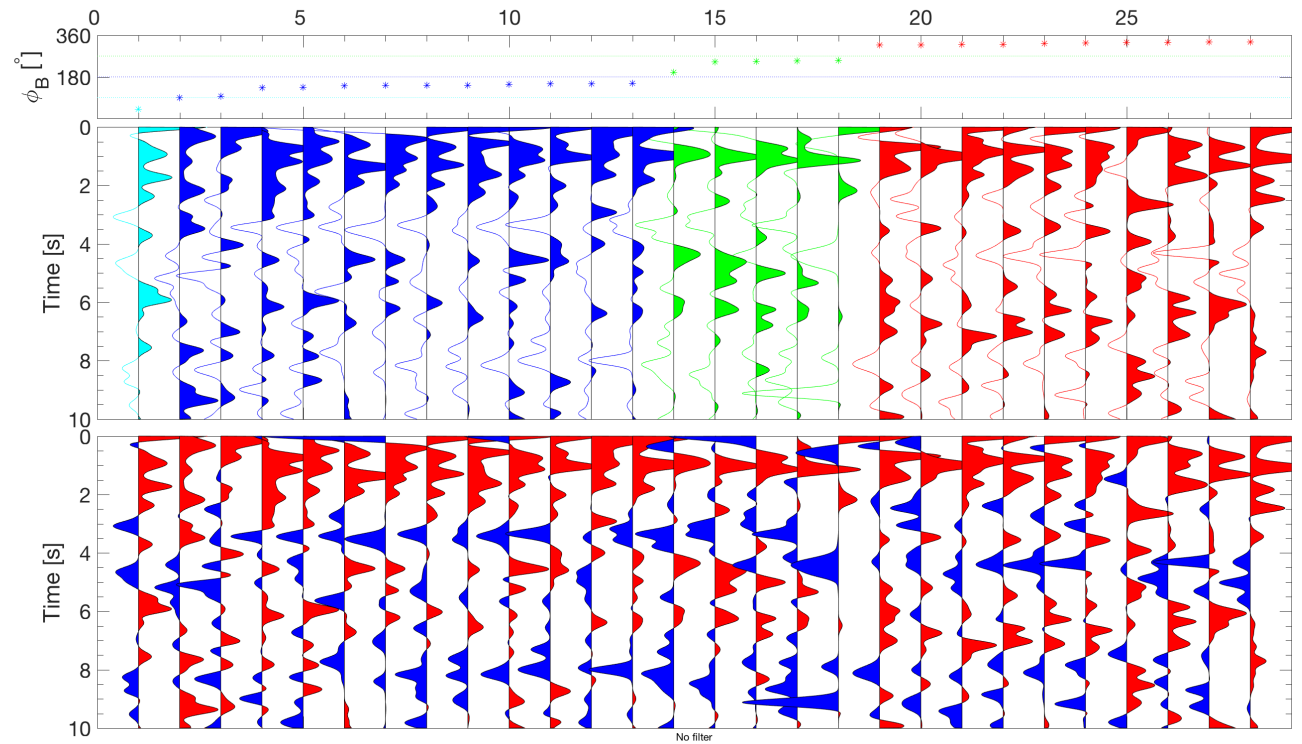
MHVM BackAzimuth



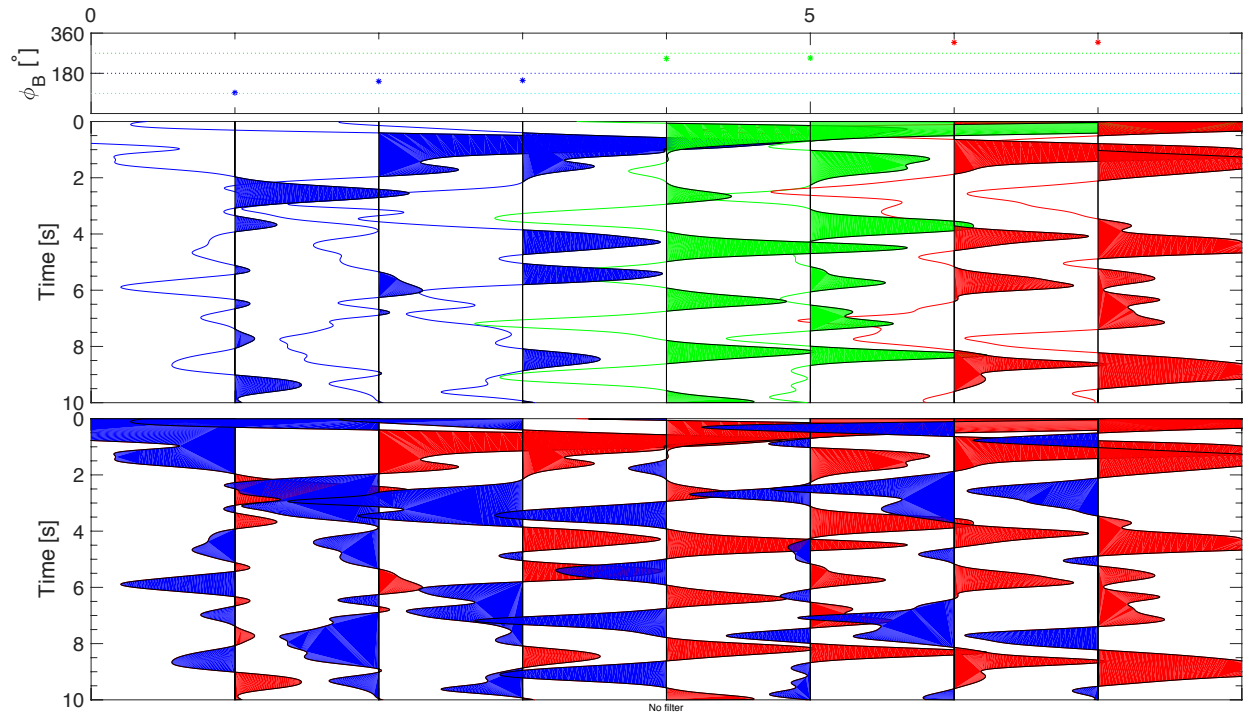
MIXC BackAzimuth



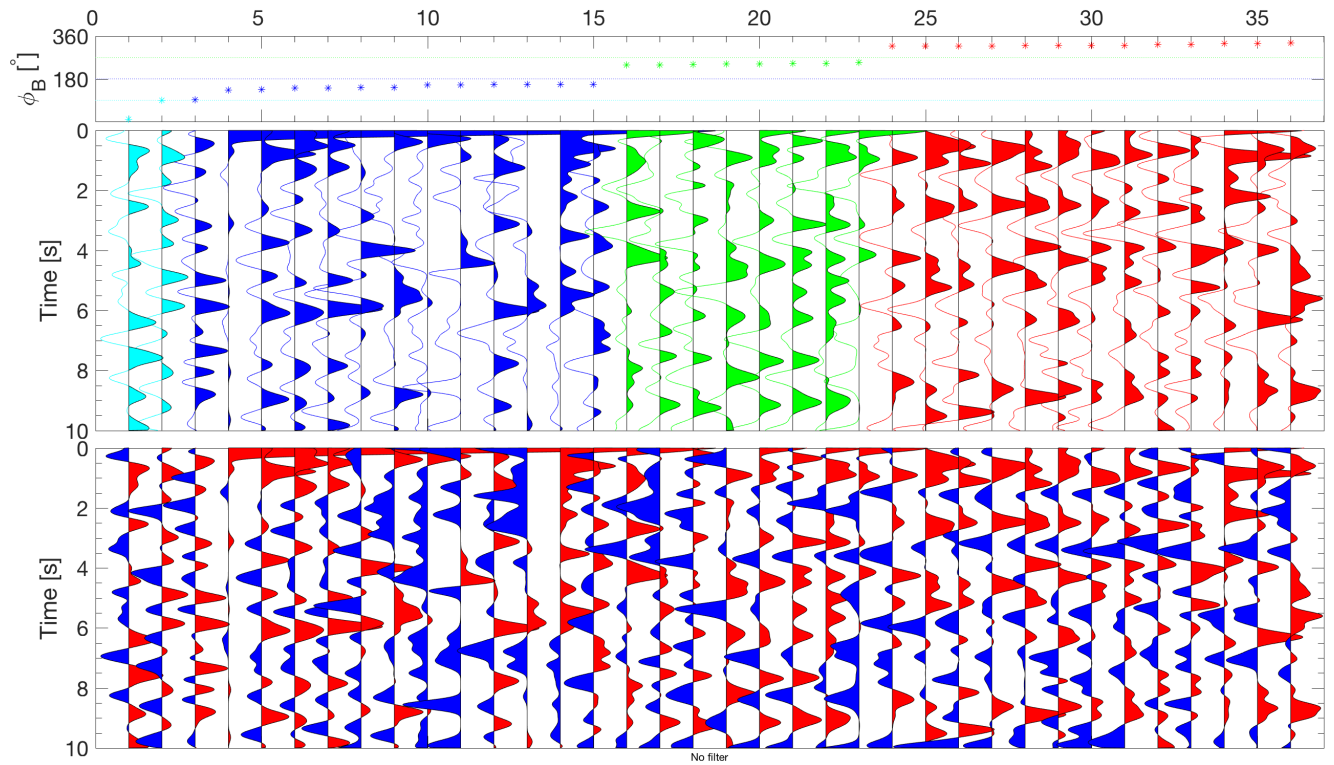
MPVM BackAzimuth

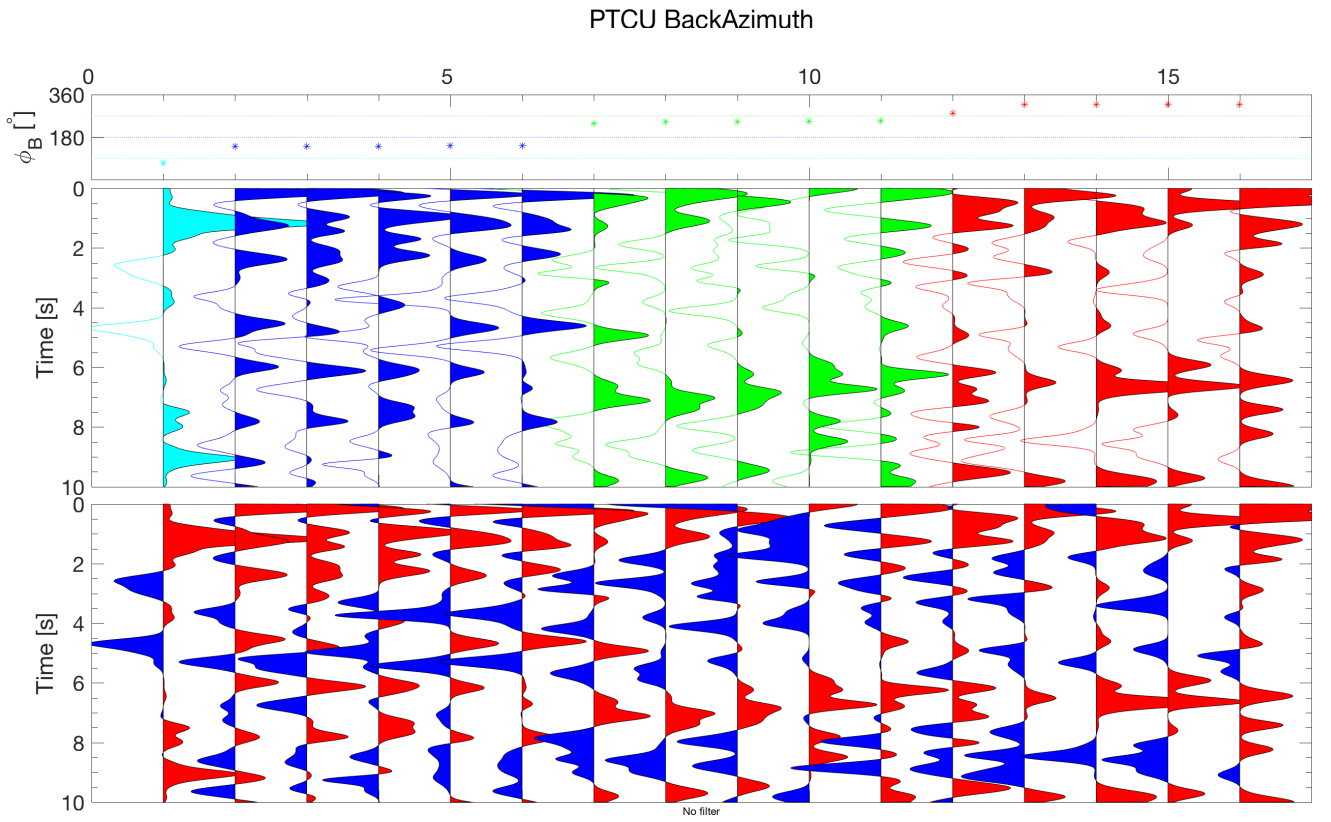
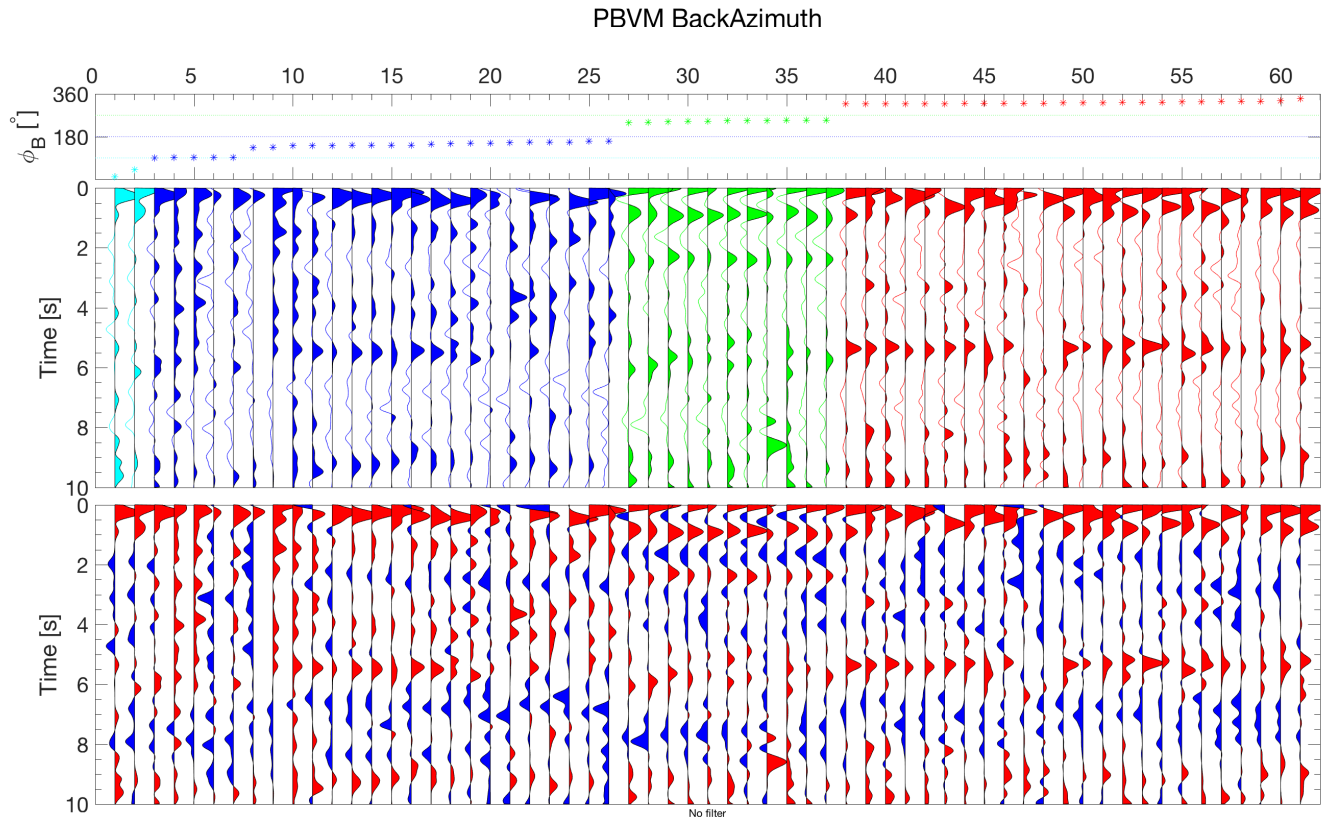


MULU BackAzimuth

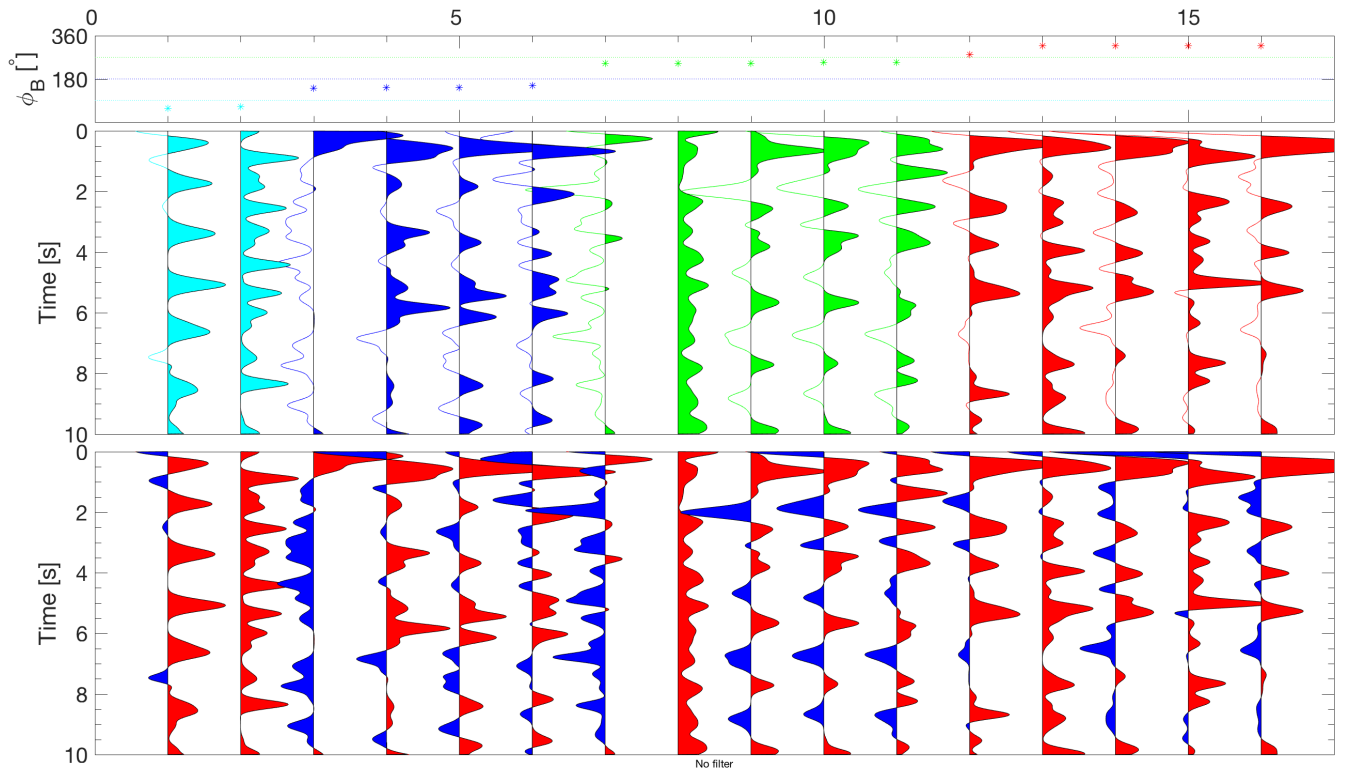


MZVM BackAzimuth

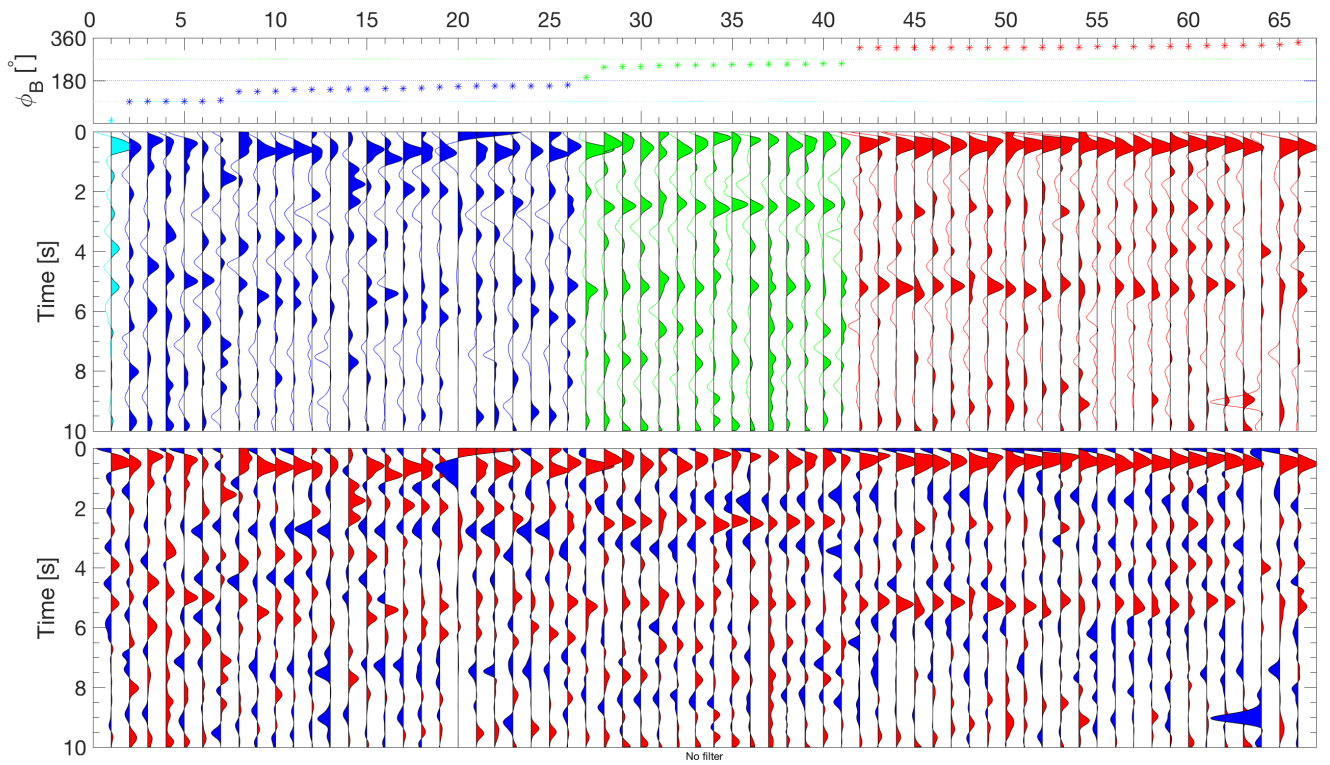




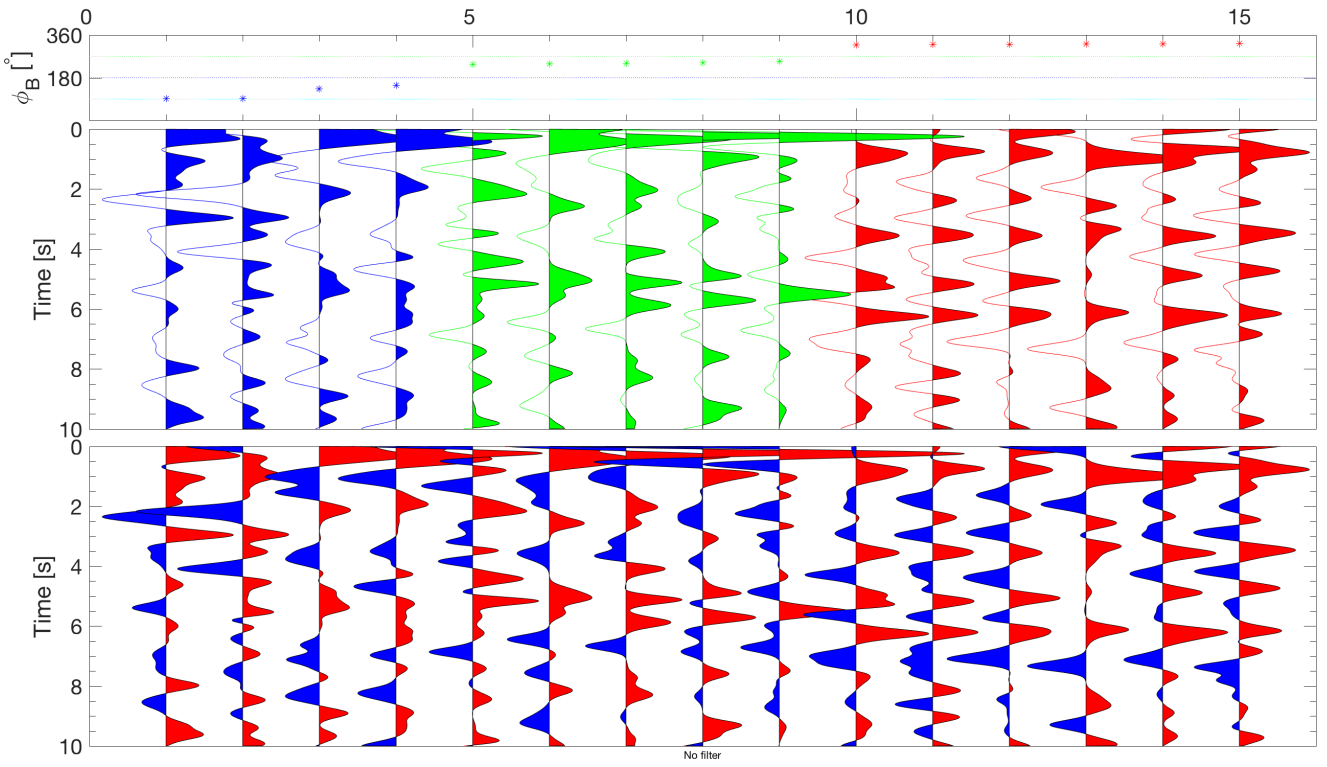
PTRP BackAzimuth



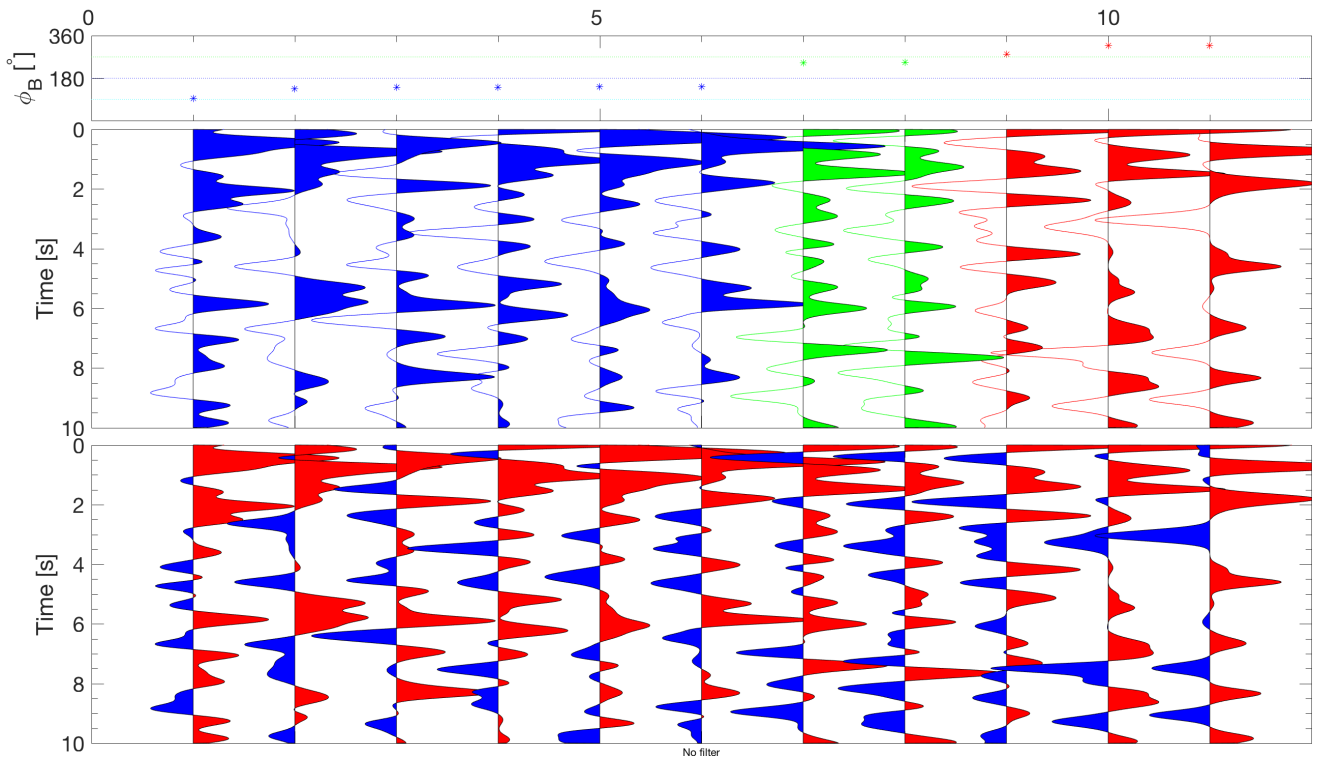
PTVM BackAzimuth



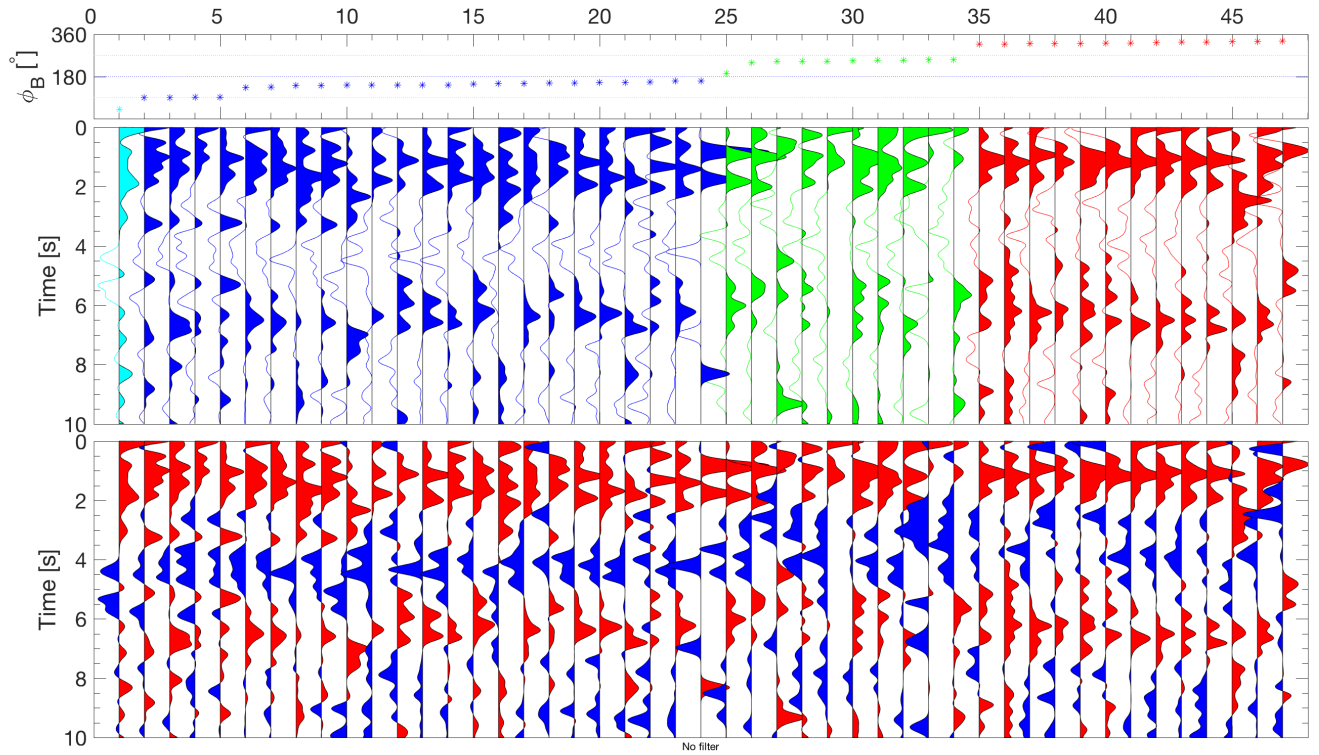
SZVM BackAzimuth



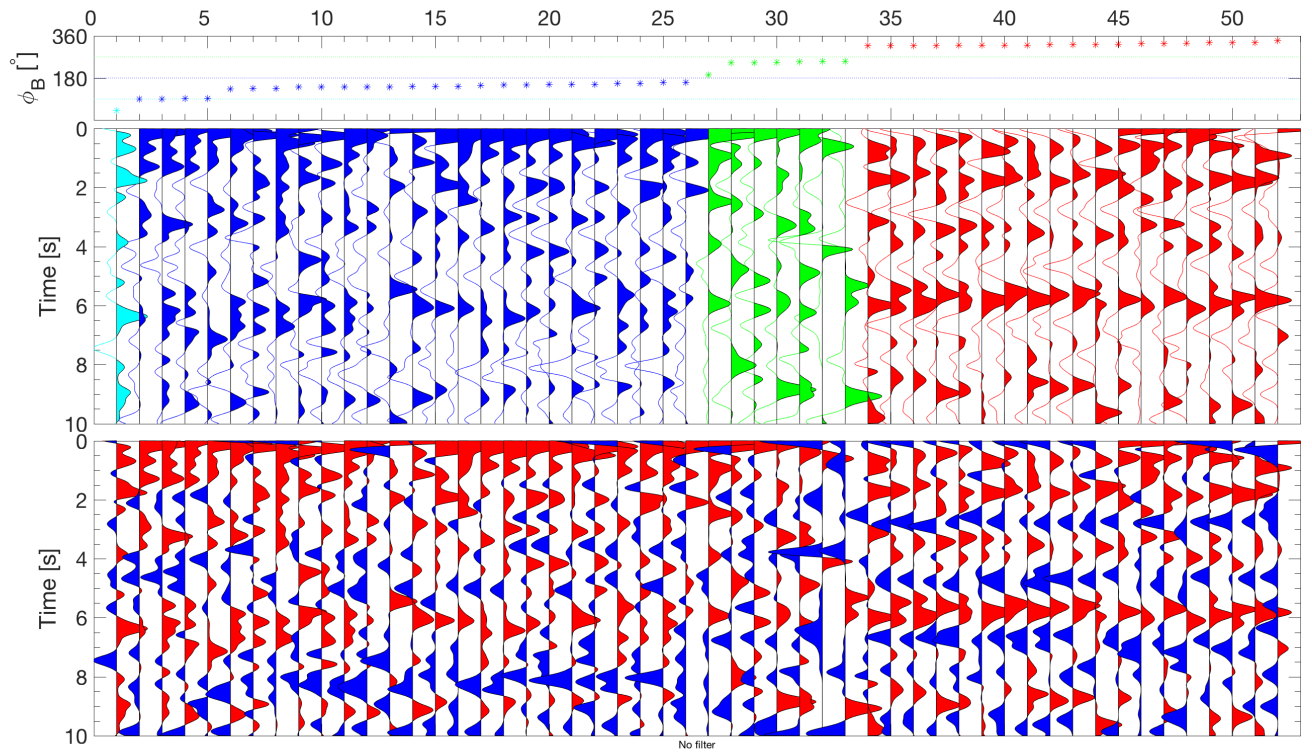
TEPE BackAzimuth



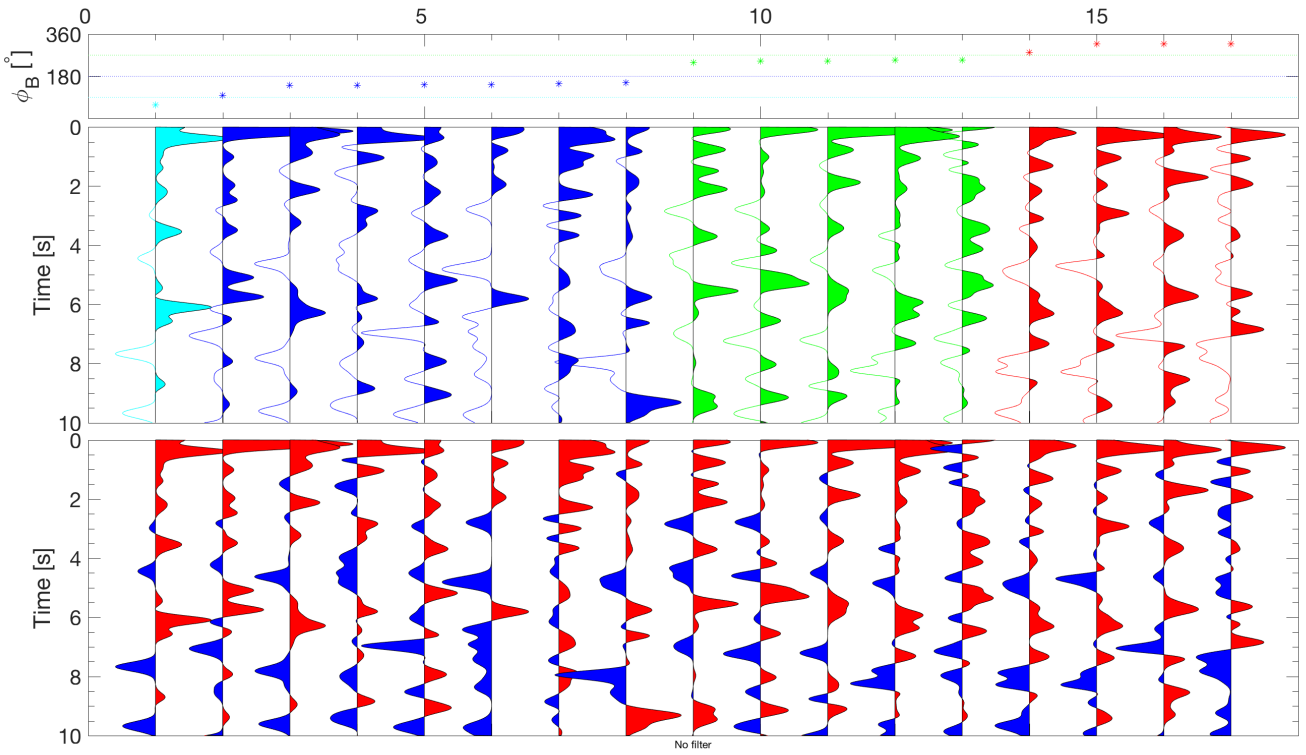
THVM BackAzimuth



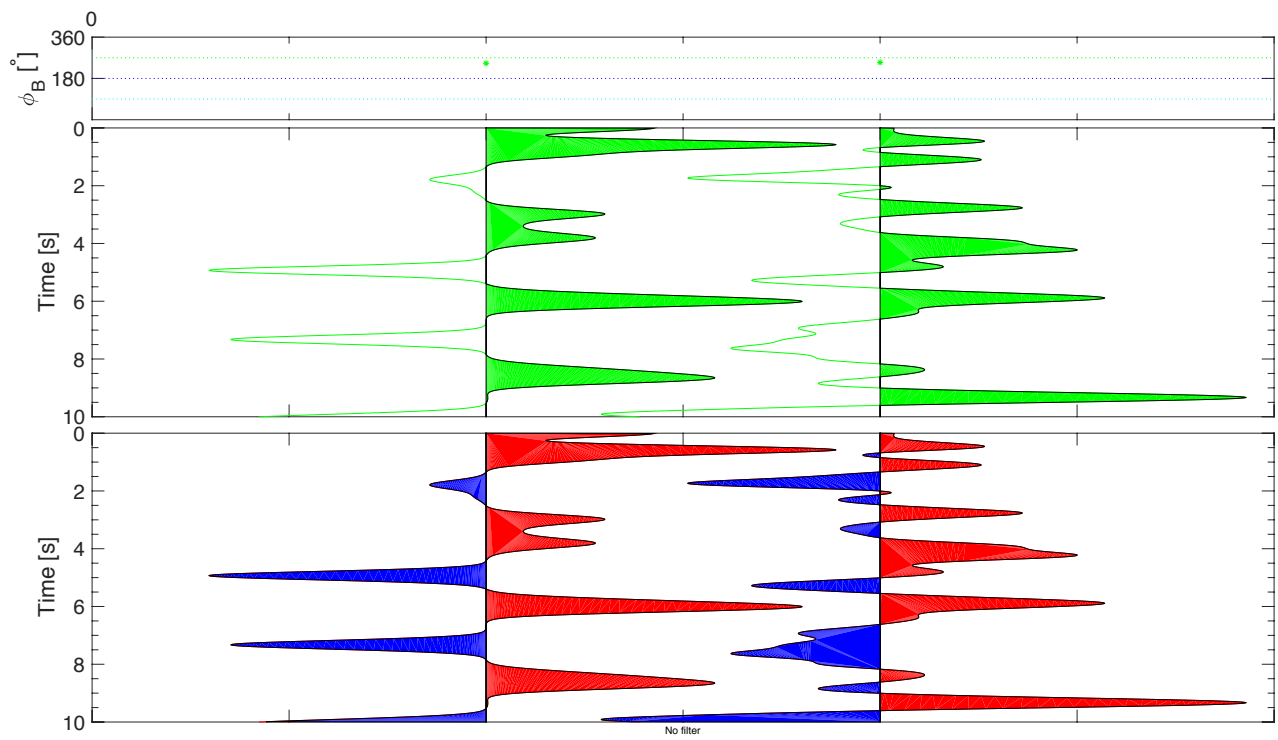
TLVM BackAzimuth



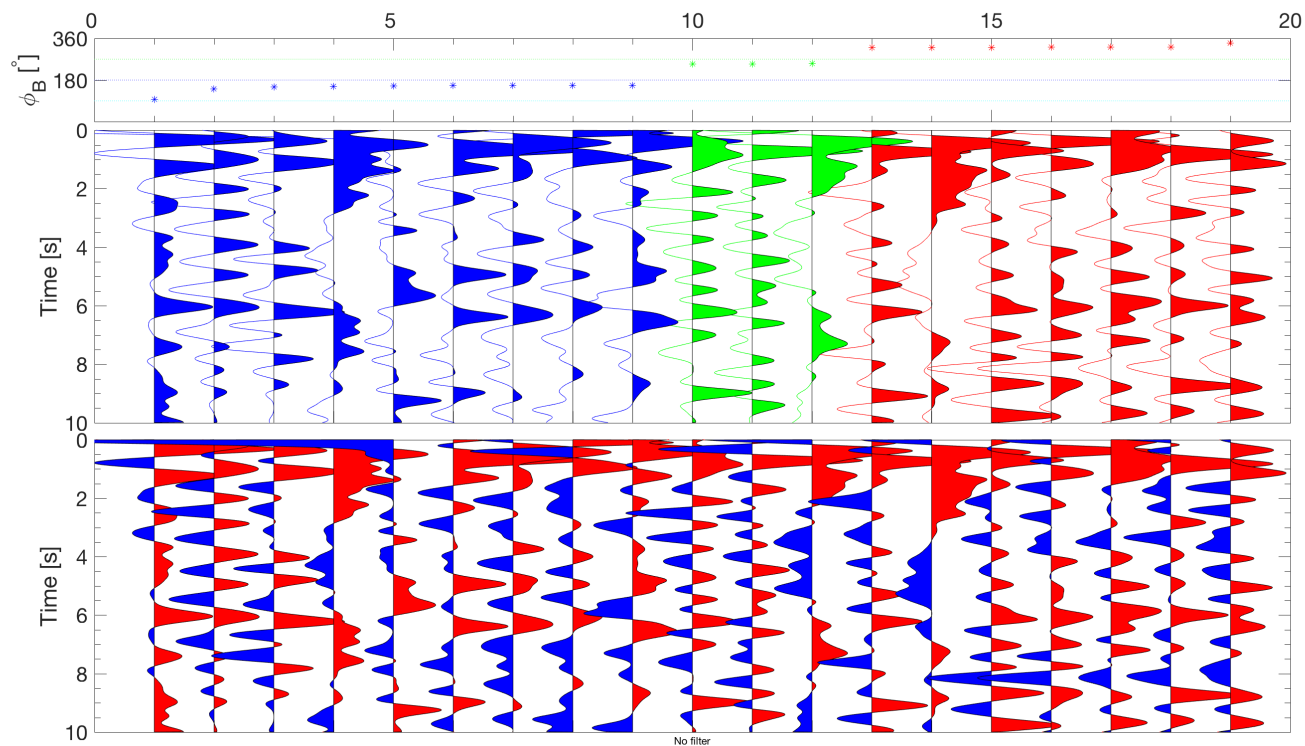
TONI BackAzimuth



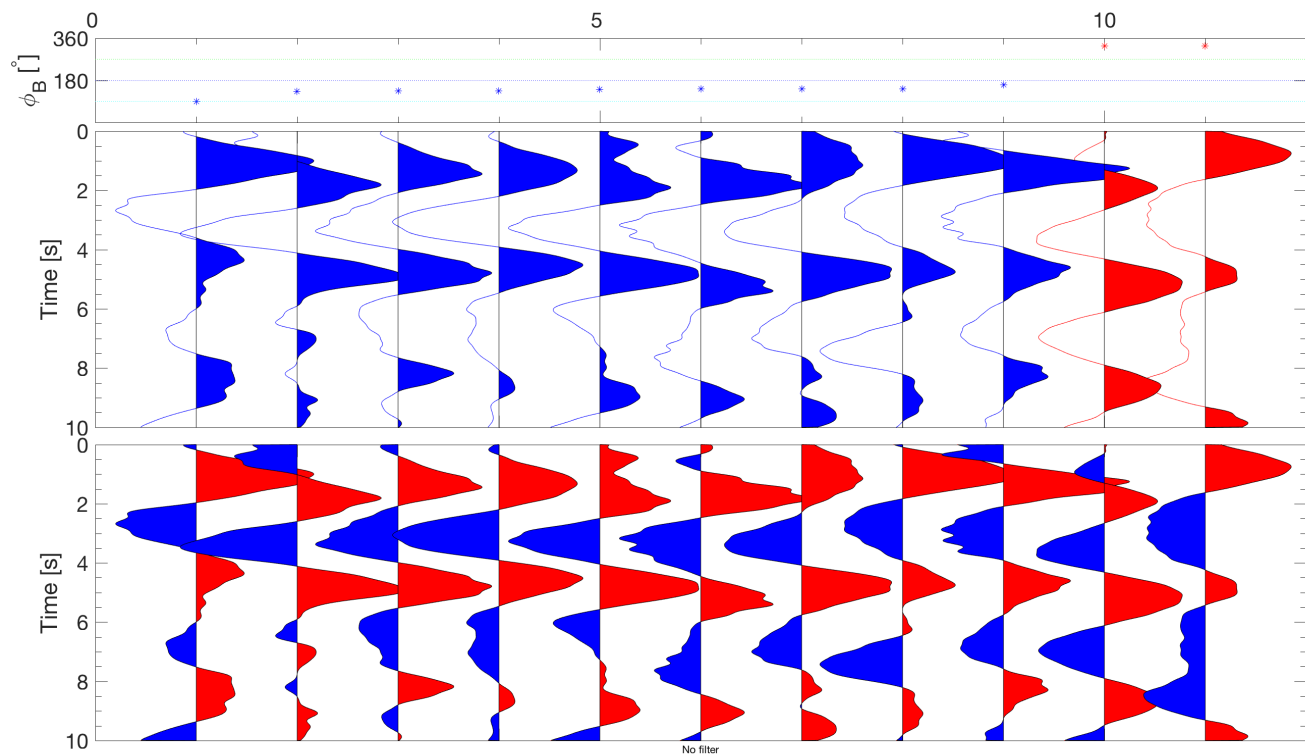
TOSU BackAzimuth



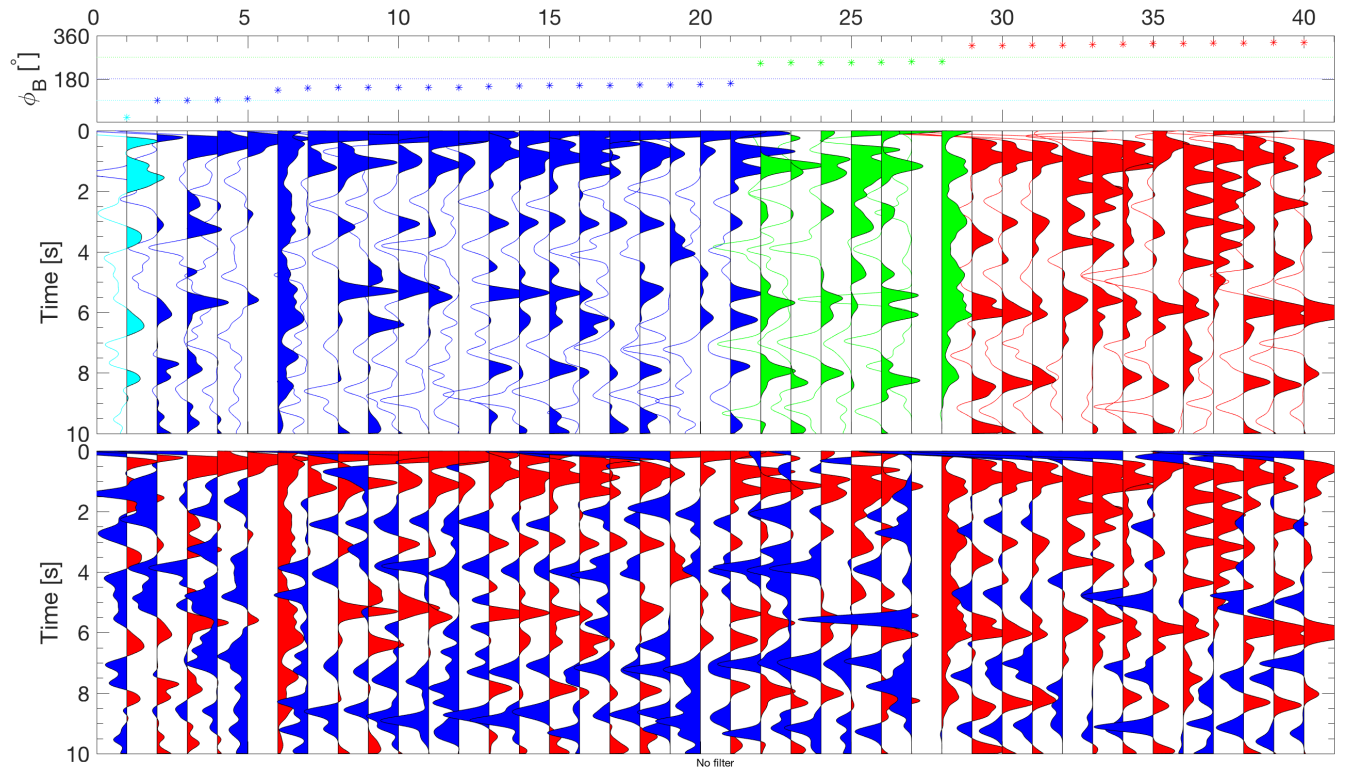
TXVM BackAzimuth



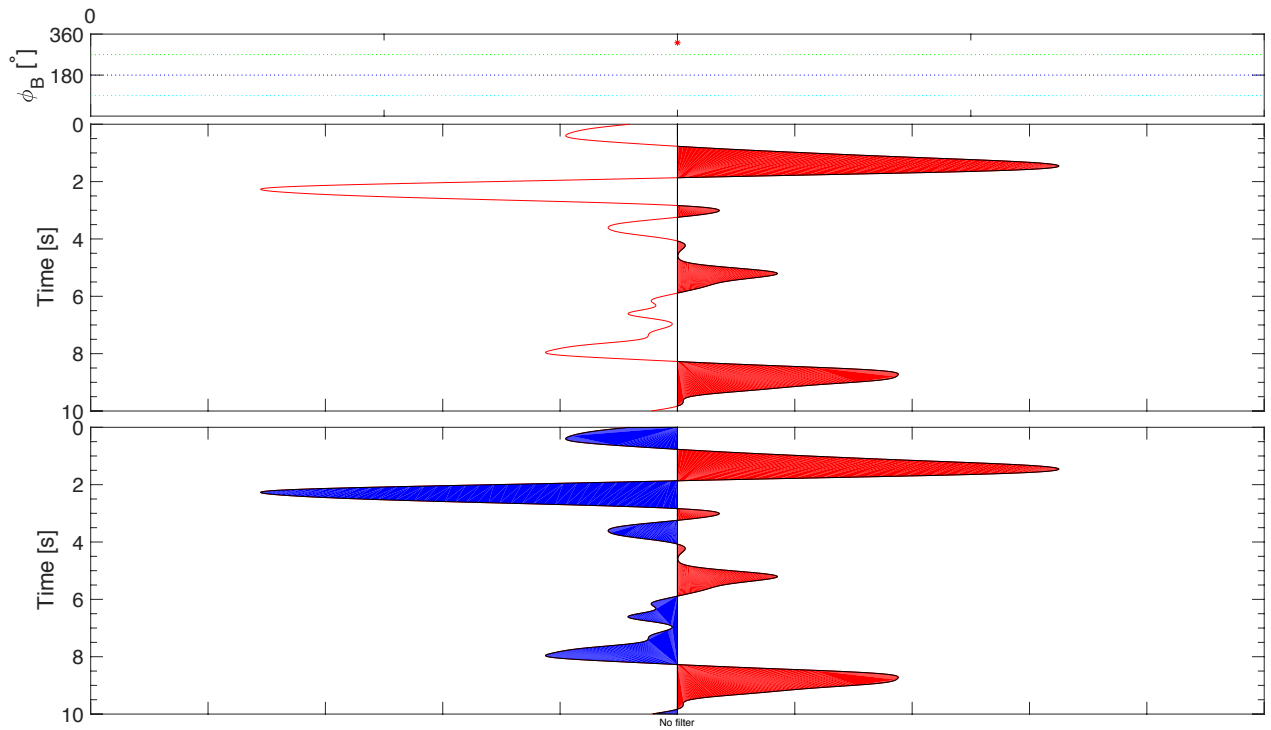
VRVM BackAzimuth



XCVM BackAzimuth



ZOCA BackAzimuth



Anexo 3 – Perfiles

