



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

**ESTRUCTURA SÍSMICA DEL CENTRO-SUR DE MÉXICO Y SU RELACIÓN
CON LA SISMICIDAD DE LA REGIÓN**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ DOMÍNGUEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS
(Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL JURADO:

Dr. Arturo Iglesias Mendoza /Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Marco Calò /Instituto de Geofísica, UNAM

Dra. Xyoli Pérez Campos /Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Francisco Córdoba Montiel / Observatorio Sismológico y Vulcanológico de
Veracruz, UV

Dr. Raúl Castro Escamilla /CICESE

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, OCTUBRE DE 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
2. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DEL CENTRO-SUR DE MÉXICO	9
2.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	9
2.2 Plataforma Morelos-Guerrero.....	10
2.3 Terreno Xolapa	12
2.4 Terreno Mixteco	12
2.5 Terreno Oaxaca	12
2.6 Terreno Juárez.....	12
2.7 Terreno Maya.....	13
2.8 Tectónica del centro-sur de México y su sismicidad	13
3. ANÁLISIS DE DATOS Y FUNCIONES DE RECEPTOR.....	17
3.1. Datos y preprocesamiento	17
3.1. a Estaciones sismológicas	17
3.1. b Funciones de receptor.....	19
3.2. Función de receptor para una capa sobre un semiespacio	22
3.2. a Descomposición empírica de modos.....	23
3.2. b Apilado de datos.....	25
3.3. Análisis de funciones de receptor (capas planas isótropas)	27
3.3. a Dominio $H - \kappa$	27
3.3. b Inversión global para un modelo de capas inclinadas.	33
3.4. Anisotropía en las funciones de receptor	38
3.4. a Características	39

3. 4. b	Estimación.....	41
3. 5.	Inversión anisótropa de funciones de receptor	44
4.	RESULTADOS.....	48
4. 1.	Capas planas isótropas.....	48
4. 1. a	Dominio $H - \kappa$	49
4. 2.	Capas inclinadas isótropas	52
4. 2. a	Inversión cortical promedio.....	54
4. 2. b	Inversión cortical del modelo isótropo segmentado.....	55
4. 3.	Capas inclinadas y anisótropas	56
4. 3. a	Inversión cortical del modelo anisótropo segmentado.....	56
4. 4.	Perfil MASE.....	61
4. 5.	Perfil VEOX.....	63
5.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	66
5. 1.	Capa superficial de baja velocidad	67
5. 2.	Corteza superior	68
5. 3.	Corteza inferior y espesor cortical.....	71
5. 4.	Perfil MASE.....	74
5. 5.	Perfil VEOX.....	76
5. 6.	Anisotropía en la cuña del manto.....	86
5. 7.	Sismicidad del centro-sur de México	89
5. 8.	Conclusiones	92
	REFERENCIAS.....	97
	ANEXO I. Métodos para estimar anisotropía.....	110
	ANEXO II. Lista de estaciones, la red a la que pertenecen, su localización y altitud. Estimaciones del modelo dividido en las capas L1-L3.	122

ÍNDICE DE FIGURAS

GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

Figura 2. 1. Topografía de la región centro-sur de México.....	11
Figura 2. 2. Sismicidad de la región centro-sur de México.....	15

ANÁLISIS DE DATOS Y FUNCIONES DE RECEPTOR

Figura 3. 1. Localización del área de estudio y redes de estaciones sísmicas	18
Figura 3. 2. Modelo de una capa sobre un semiespacio y sus funciones de receptor	23
Figura 3. 3. Secciones de FR de la estación TUXT.....	26
Figura 3. 4. Determinación del punto de conversión para las FR.....	32
Figura 3. 5. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales.	38
Figura 3. 6. Esquema de una onda S inicialmente polarizada en la dirección radial viajando en un medio anisótropo.....	40
Figura 3. 7. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales para el ejemplo que cuenta con cobertura acimutal ideal.....	47
Figura 3. 8. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales para el ejemplo que simula la distribución acimutal de una estación de prueba.	47

RESULTADOS

Figura 4. 1. Profundidad de la capa asociada a un estrato de baja velocidad	50
Figura 4. 2. Profundidad de la discontinuidad intermedia de la corteza	51
Figura 4. 3. Espesor total de la corteza.....	53
Figura 4. 4. Comparación entre FRP observadas y sintéticas de la estación TUXT, obtenidas a partir del modelo resultante en el primer paso de la inversión	55

Figura 4. 5. Espesor del estrato somero de baja velocidad, obtenido con la inversión en tres pasos	57
Figura 4. 6. Profundidad de la discontinuidad que separa la capa L2 de la L3, asociada a la discontinuidad de Conrad.....	59
Figura 4. 7. Profundidad a la base de la capa L3, obtenida con la inversión en tres pasos.....	62
Figura 4. 8. Topografía, estimaciones de anisotropía para las capas L2 y L3 y su suma algebraica para el perfil MASE	64
Figura 4. 9. Topografía, estimaciones de anisotropía para las capas L2 y L3 y su suma algebraica para el perfil VEOX	65

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Figura 5. 1. Comparación entre direcciones de anisotropía estimadas y la dirección promedio de fallas y fracturas para la corteza superior.....	69
Figura 5. 2. Comparación entre direcciones de anisotropía estimadas, el rumbo y grado de inclinación en la base de la capa L3.....	72
Figura 5. 3. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para los primeros 200 km del perfil MASE	77
Figura 5. 4. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la FVTM del perfil MASE.....	78
Figura 5. 5. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la sección norte del perfil MASE	79
Figura 5. 6. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para los primeros 200 km del perfil MASE.....	80
Figura 5. 7. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para la sección que abarca la FVTM del perfil MASE	81
Figura 5. 8. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para la sección norte del perfil MASE	82

Figura 5. 9. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la sección para el perfil VEOX	84
Figura 5. 10. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección y grado de inclinación en la base de la capa L3 para el perfil VEOX	85
Figura 5. 11. Anisotropía remanente del centro-sur de México	88
Figura 5. 12. Agrupación de sismos con el método de “medias k” de acuerdo con el deslizamiento, rumbo y profundidad	91
Figura 5. 13. Grupos de mecanismos focales para la sismicidad somera	93
Figura 5. 14. Grupos de mecanismos focales para la sismicidad profunda	94

AGRADECIMIENTOS

Para empezar, un inmenso agradecimiento a mi tutora, la Dra. Xyoli Pérez Campos, quien por más de 10 años ha dedicado parte de su invaluable tiempo a darle seguimiento a mi formación, no sólo desde el lado profesional sino también desde el personal. Me ha motivado a ser mejor cada día, a seguir y conseguir mis sueños, pero sobre todo a ser feliz. No cabe duda de que aquel día que me aceptó como estudiante fue un día que cambio, positivamente, el rumbo de mi vida. Por todo esto y más: ¡muchas gracias por haber dirigido mi formación profesional y por haber compartido sabios consejos!

Quiero agradecer el apoyo infinito y el sacrificio de mis padres y hermanos, quienes han sido un cimiento muy importante de este camino de formación profesional.

Agradezco al Dr. Raúl Castro Escamilla, al Dr. Marco Calò, al Dr. Francisco Córdoba Montiel y al Dr. Arturo Iglesias Mendoza, por la atenta y minuciosa revisión de este trabajo, sin su crítica y retroalimentación este trabajo no habría evolucionado lo suficiente.

Agradezco a mi Comité Tutor, la Dra. Marina Manea y al Dr. Raúl Valenzuela quienes, durante todo el programa, me acompañaron para evaluar el desempeño académico.

Un enorme agradecimiento a Araceli Chamán y a Erika Ulloa por todo el apoyo y seguimiento al trámite de titulación, mismo que no habría sido posible sin el gran auxilio brindado.

A mis familiares y amigos quienes constantemente me alentaban a seguir adelante.

Un agradecimiento muy especial a Alinne, Alan y Thalía por todo su apoyo y acompañamiento, fuera y dentro de los institutos, en las comidas y en las salidas, en las buenas y en las malas.

Agradezco también a Jorge Castillo, Carlos Villafuerte y Raymundo Plata por su gran amistad y por enseñarme sobre perseverancia y dedicación. ¡Ya estoy con ustedes, colegas!

Agradezco a mis compañeros y amigos, algunos de hace varios años, del Servicio Sismológico Nacional: Adriana González, Daniel González, Delia Bello y Mariana López, quienes me brindaron gran parte de su tiempo para instruirme en el gran y demandante trabajo que se realiza en el SSN

Un gran agradecimiento a Víktor Martínez, quien de inicio a fin no dejó de impulsarme a conseguir mis metas y sueños.

Agradezco a todo el equipo de Seismology Is The Wave: Manuel Aguilar, Luis Daniel Martínez, Leonarda Esquivel, Raúl Corona, Jimena Vega y Diego Espinosa por acompañarme y sobre todo aguantarme esta aventura de la divulgación.

Agradezco a los proyectos PAPIIT IN106119 y IN110822 y por la beca para finalizar la redacción de la tesis y la obtención del grado.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado para la realización de mis estudios de doctorado.

Un agradecimiento especial al personal del Servicio Sismológico Nacional (SSN) por el gran trabajo de mantenimiento, adquisición y distribución de datos. Un agradecimiento personal a Antonio de Jesús Mendoza Carvajal (SSN) y a Jorge Real Pérez (Instituto de Geofísica, UNAM) quienes instalaron y dieron mantenimiento a la red GECO.

Además, quisiera agradecer al Dr. Francisco Córdoba Montiel (UV) y al Ing. Gilberto Castelán-Pescina (CENAPRED) por contribuir con los datos usados en este proyecto.

Investigación realizada gracias a los Programas UNAM-PAPIIT IN105816, UNAM-PAPIIT IN106119 y UNAM-PAPIIT IN110822.

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”

RESUMEN

El centro-sur de México es una región constituida por varios terrenos tectonoestratigráficos, los cuales resaltan su compleja historia geológica y tectónica. Las variaciones del espesor cortical, así como el de las capas que componen la corteza, suelen correlacionarse superficialmente con las distintas estructuras geológicas. Aunado al enfoque geométrico, las propiedades elásticas de una capa nos pueden dar una idea del pasado, o del presente tectónico estableciendo la relación que existe, por ejemplo, entre el porcentaje de anisotropía, y su dirección, y el nivel de sismicidad o los estados de esfuerzo en una región, estudios que aún no se han establecido, sistemáticamente, para analizar el territorio nacional. En este trabajo se analizaron las funciones de receptor (FR) de 180 estaciones sismológicas. Inicialmente se determinó la estructura isótropa cortical, partiendo de un modelo de capas planas, usando los tiempos de arribo de los pulsos que construyen la FR. Con un modelo preliminar se invirtieron las formas de ondas de las FR radiales, usando el método conocido como cristalización simulada. El proceso constó en una inversión en tres pasos: primero, se invierten las formas de onda para estimar el espesor, la inclinación y la relación de velocidades $V_p/V_s = \kappa$, para una capa promedio; el segundo paso consiste en usar el modelo previamente estimado para invertir las formas de onda para los mismos parámetros, pero para un modelo de tres capas; el último paso, tomando como información *a priori* el modelo isótropo de varias capas, consiste en invertir las FR radiales y transversales para estimar el contenido de anisotropía y su dirección en las dos capas inferiores que conforman el modelo. Gracias al estudio de los tiempos de arribo de los pulsos que componen las FR, se identificaron diferencias entre la región central del centro-sur de México, donde se observaron espesores mayores, y la región de la costa del océano Pacífico y la zona hacia el Golfo de México, en la cuenca de Veracruz, en donde los espesores son menores. Así mismo, se observaron espesores mayores por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana. Los resultados de la inversión con el método de cristalización simulada también muestran, aunque con una menor resolución, las

características generales de los modelos obtenidos usando los tiempos de arribos de las FR. El contenido de anisotropía y sus direcciones presentan una dispersión importante en la región de estudio; sin embargo, en algunas zonas, como en la costa del Pacífico, es posible identificar direcciones perpendiculares, del eje rápido de anisotropía, con la dirección de subducción de la placa de Cocos. Las direcciones promedio de anisotropía para la capa intermedia (corteza superior) muestran una alineación con la dirección promedio de las fracturas y fallas de la región, mismo que es asociado a fracturamiento de extensión con bajas presiones de confinamiento. Por otra parte, en la región central del área de estudio las direcciones de anisotropía muestran paralelismo con la dirección del echado, lo que sugiere que la dirección de la anisotropía es una huella de procesos de deformación que se llevaron a cabo en el pasado. Además, se estimó la anisotropía remanente en el manto oceánico, corteza oceánica (de la placa de Cocos) y la cuña del manto continental, realizando la resta algebraica de los parámetros de anisotropía, estimados en este proyecto, de las estimaciones calculadas previamente con onda SKS. Los resultados de la anisotropía remanente realzan que, en la región central, las direcciones de anisotropía son más parecidas a la dirección de convergencia de la placa de Cocos, pero en la zona este del centro-sur, antes de llegar al Istmo de Tehuantepec, se observa un cambio, de $N10^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$, en la dirección del eje rápido de anisotropía, al norte de la región en donde se ha propuesto que existe una rotura en la placa de Cocos. Sin embargo, el análisis de la sismicidad profunda, el tremor no volcánico junto con los deslizamientos lentos y el uso de la tomografía sísmica sugieren que la placa es continua y que la transición del ángulo de subducción está soportada por una fuerte flexura.

ABSTRACT

South-central Mexico is a region composed of several tectonostratigraphic terranes, which remark its complex geologic and tectonic history. Crustal thickness variations, and those from inner layers that composed the crust, are often correlated with different geologic structures. Besides the geometric approach, the elastic properties of a layer could bring some insight of the tectonic past, or the tectonic present, establishing the relationships that exists between the contribution of anisotropy, and the fast axis direction, with the seismicity or the stress states in a region. However, studies have not yet been systematically established to analyze these properties in Mexico. In this work, receiver functions (RF) from 180 seismic stations were analyzed. Initially the crustal isotropic structure was determined, starting from a model of horizontal layers, using the arrival times of the converted phases that construct the RF. With a preliminary model, the radial RF waveforms were inverted, using the methodology known as simulated annealing. The process consisted in a three-step inversion: first, the waveforms are inverted to estimate the thickness, strike and dip direction and the ratio V_P/V_S or κ , for an average layer; the second step uses the previously estimated model to invert the waveforms for the same isotropic parameters but for a three-layer model; the last step consisted in, taking the three-layer isotropic model as *priori* information, inverting the radial and transverse RF to estimate the anisotropy contribution (δt) and direction of the fast axis (φ) of the middle and lower layers. Studying the arrival times of the P-to-S conversions, differences were identified between the central region of the study area, where a thicker crust was estimated, and the region near the Pacific coast and towards the Gulf of Mexico, in the Veracruz Basin, where a thinner crust was estimated. Furthermore, larger thickness was estimated beneath the Trans Mexican Volcanic Belt. Results obtained by inverting the RF waveforms, with the simulated annealing method, also show, though with less resolution, general and similar features as the parameters using the arrival times of the main conversions that construct the RF. The anisotropy contribution and the fast axis direction show an important dispersion over the entire study area; however, along the Pacific

coast it is possible to identify directions of the fast axis of anisotropy perpendicular to the subduction direction of the Cocos plate. Average directions of the fast axis of anisotropy, for the middle layer (upper crust), show alignment with average directions of faults and fractures which could be associated with extension fractures with low confining pressure. Moreover, on the central region the fast axis directions show parallelism with dipping directions, which suggests that anisotropy directions are a fingerprint of deformation processes during the past. Additionally, anisotropy remnant of the oceanic mantle, oceanic crust (of the Cocos plate) and the continental mantle wedge was estimated by subtracting the anisotropy contribution of the upper and lower crust, estimated in this work, from the anisotropy parameters, previously estimated, using SKS shear wave splitting method. Remnant anisotropy results highlight that, in the central region, the fast axis directions are alike with the convergence direction of the Cocos plate, but, towards the east, before reaching the Tehuantepec ridge, there is a change, from N10°W to N70°E, in the fast axis direction of anisotropy, northward to the region where a rupture zone has been proposed. Nevertheless, the analysis of deep seismicity, non-volcanic tremor, slow sleep events and seismic tomography images suggest that the plate is continuous, as no rupture is seen, and the transition of the subduction angle is supported by a strong flexure on the plate.

1. INTRODUCCIÓN

El centro-sur de México tiene una vasta e interesante historia geológica y ésta se refleja en la variabilidad de sus provincias fisiográficas, los contrastantes terrenos tectonoestratigráficos, al igual que sus respectivos recubrimientos sedimentarios, los cuales, en algunas zonas dentro de los estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla y Veracruz, se encuentran expuestos.

Algunos estudios han estimado el espesor y estructura de la corteza. Por ejemplo, Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) determinaron el espesor cortical en las regiones aledañas a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) hacia los márgenes con el océano Pacífico y el Golfo de México, usando datos gravimétricos. Hacia la región sur del México, Valdés *et al.* (1986) usaron datos sísmicos y gravimétricos para modelar la estructura de velocidades de la corteza en el centro de Oaxaca y, por su parte, Nava *et al.* (1988) lo hicieron a lo largo de la costa del Pacífico. Iglesias *et al.* (2001) propusieron un modelo de velocidad de onda S, V_S , para los estados de Guerrero y Oaxaca, realizando la inversión de curvas de dispersión con algoritmos genéticos y cristalización simulada. Además, la estructura cortical también se ha estudiado con datos magnetotelúricos (MT; Arzate *et al.*, 1993; Jording *et al.*, 2000; Jödicke *et al.*, 2006).

En un estudio más reciente, Ferrari *et al.* (2012) conjuntaron estimaciones del espesor cortical, resultados del análisis de funciones de receptor (FR) del Experimento de Subducción Mesoamericano (MASE, por sus siglas en inglés; Pérez-Campos *et al.*, 2008), del arreglo para Mapear la Zona de Subducción de Rivera (MARS, por sus siglas en inglés; Yang *et al.*, 2009), del perfil Veracruz-Oaxaca (VEOX, Melgar y Pérez-Campos, 2011) y con los datos gravimétricos de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). Por otro lado, Espíndola *et al.* (2017) determinaron la estructura cortical por debajo de las estaciones sismológicas del Servicio Sismológico Nacional (SSN), empleando FR.

En la mayoría de los estudios mencionados, la estructura cortical se ha limitado a resolver el espesor cortical como una unidad completa o a determinar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), sin embargo, otros autores (p.e. Gaité *et al.* 2012 y Spica *et al.* 2016) han obtenido modelos de velocidades cortical, y el manto superior, con el uso de la tomografía y correlación cruzada de ruido ambiental.

Desde otro enfoque, Stubailo *et al.* (2012), invirtiendo datos de velocidad de fase, encontraron variaciones en la V_S en el centro de Oaxaca, comparado con los valores observados hacia el Golfo de México y en la región sur. Además, Castellanos *et al.* (2018) estimaron un modelo de V_S 3D usando datos de ruido sísmico; observaron un adelgazamiento de la corteza en la región cercana a la FVTM y la Cuenca de Veracruz, misma característica que observaron Urrutia-Fucugauchi y Flores (1996).

Finalmente, otros autores han estimado el contenido de anisotropía en el manto superior (Stubailo *et al.* 2012; Van Benthem *et al.* 2013; Valenzuela y León-Soto, 2017; Castellanos *et al.* 2017; Castellanos *et al.* 2018; Vázquez-Aragón, 2019; Carciumaru *et al.* 2020; Celis *et al.* 2020) con el objetivo de entender con mayor detalle la geometría de subducción de la placa de Cocos y su relación con la sismicidad y el volcanismo de la región.

Desde esta perspectiva, se ha visto que un valor promedio de anisotropía, magnitud y dirección, φ y δt , respectivamente, es el resultado de la geometría de las capas que componen una unidad mayor (Park y Levin, 2016). Ejemplificando, una estimación media de la anisotropía del manto superior resulta de la contribución individual de las capas que componen la corteza y la contribución del mismo manto superior (p.e., cuña del manto en zonas de subducción).

Por lo anterior, el propósito de este estudio es determinar el modelo de estructura sísmica en la región centro-sur de México, estimando la geometría de las capas que componen la corteza y su contenido individual de anisotropía.

Los resultados de este estudio darán oportunidad para restar la anisotropía cortical observada a las mediciones promedio del manto superior y estimar la contribución individual del manto (o cuña del manto, en una zona de subducción). Para el caso específico de México, estos resultados podrían ayudar a establecer un mejor modelo de la geometría de la placa de Cocos relacionado con la controversial hipótesis de una ruptura en la placa (Dougherty y Clayton, 2014; Fasola *et al.*, 2016; Castellanos *et al.*, 2018).

Para lograr el objetivo propuesto se analizarán funciones de receptor (FR) de onda P (FRP) y de onda S (FRS) para estimar, en primera instancia, un modelo de estructura homogénea e isótropa. Estas señales son adecuadas y comúnmente usadas para estudiar la estructura cortical (Ammon, 1991; Zhu y Kanamori, 2000), ya que representan la estructura relativa de la Tierra por debajo de una estación sísmológica.

Es importante mencionar que los pulsos que construyen una FR contienen información tanto del espesor de una capa (H), la relación de velocidad V_P/V_S , o κ ; además, si la hubiera, la dirección y magnitud de la anisotropía (φ y δt). Por este motivo, para estimar un modelo heterogéneo de capas inclinadas y anisótropas se invertirán las formas de ondas de las FRP para obtener los parámetros de este modelo.

En el Capítulo 2 se presentará, de forma resumida, la geología y tectónica del centro-sur de México, presentando las unidades fisiográficas y tectonoestratigráficas más importantes de la región, mismas que nos ayudarán en la discusión de los resultados.

En el Capítulo 3 se describirán las redes, estaciones y datos utilizados en este estudio. Se detallará el proceso para obtener una FR, el acondicionamiento previo para obtener el modelo homogéneo e isótropo y el postprocesamiento para crear FR representativas previo al proceso de inversión. Además, se describirá paso a paso el proceso de inversión, en donde se resaltaré y justificaré el proceso implementado en tres pasos.

En el Capítulo 4 se presentarán y describirán los resultados, partiendo de un modelo homogéneo simple hasta un modelo segmentado que incluye capas inclinadas anisótropas.

Finalmente, esta tesis tendrá un cierre en el Capítulo 5 donde se discutirán los resultados obtenidos, se dará una interpretación y se plantearán las conclusiones del proyecto, tomando en cuenta los resultados científicos como los resultados técnicos/metodológicos.

2. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DEL CENTRO-SUR DE MÉXICO

México, desde un punto de vista geológico, es una región de América del Norte con una vasta historia que se ve reflejada en las distintas regiones y provincias fisiográficas en que está dividida. En este apartado se revisará el marco geológico y tectónico, lo que permitirá establecer una idea de la estructura sísmica y de sus propiedades elásticas.

Morán-Zenteno y Wilson (1994) hacen una división mayor para describir la geología de la república en cuatro apartados importantes, en donde la zona actual de estudio se encuentra dentro de la región central y la suroriental. Estas dos regiones abarcan las provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la Sierra Madre del Sur, parte de la Planicie Costera del Golfo y de la Cordillera Americana Central.

Además, dentro de las provincias se encuentran los siguientes terrenos tectonoestratigráficos, de este a oeste (Figura 2.1): los terrenos Maya, Juárez, Oaxaca, Mixteco, la plataforma Guerrero-Morelos y al sur, colindando con el océano Pacífico, el terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983).

2.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

De acuerdo con Ferrari *et al.* (2012), la FVTM es un arco magmático que comenzó a desarrollarse hace aproximadamente 19 Ma. Se extiende, con una dirección E-W, por más de 1000 km en el centro de México y su geometría es oblicua a la Trinchera Mesoamericana. Su evolución geológica se resume principalmente en cuatro episodios:

- a) Vulcanismo de arco en el Mioceno temprano a intermedio, caracterizado por vulcanismo efusivo (de edades entre 22 y 16.5 Ma); las rocas emplazadas tienen composición andesítica-dacítica.
- b) Migración del vulcanismo máfico en el Mioceno tardío, caracterizado por el emplazamiento de lavas máficas. Se resalta que al oeste de la longitud 99° W, las rocas volcánicas son de composición subalcalina. Por otro lado, al

este de la longitud denotada, la composición de las lavas es más Na-alcalinas. Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) proponen que esta variación en la composición puede ser el resultado de episodios magmáticos anteriores, además de las diferencias de espesor y composición de la corteza continental.

- c) Episodio silíceo a bimodal en el Mioceno tardío al Plioceno temprano, caracterizado por vulcanismo silíceo que migró hacia la trinchera, emplazamiento de domos, flujos de lava e ignimbritas de composición dacítica a riolítica al este de los 101 °W de longitud; por otro lado, al oeste de los 103 °W de longitud se observan los domos más grandes y menores cantidades de ignimbritas; además, el carácter bimodal del material volcánico se produjo por el emplazamiento de flujos de lava de basaltos alcalinos.
- d) FVTM moderna, caracterizada por la edificación de los estratovolcanes en el último millón de años. Los volcanes activos de la región central tienen una alineación, aproximadamente, E-O mientras que en la parte oriental se observa una alineación NO-SE de los edificios volcánicos.

Además, en el centro de México se encuentran los volcanes Tláloc, Iztaccíhuatl y el Popocatepetl, lo cuales siguen una alineación aproximada N-S. Esta misma dirección de alineación se observa en el límite este de la FVTM en donde encuentran los estratovolcanes Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, de los cuales el edificio más joven está localizado al sur (Siebe y Macías, 2006).

2. 2 Plataforma Morelos-Guerrero

Esta región expone una secuencia sedimentaria marina que data del Jurásico superior al Cretácico superior y que se sobrepone a un basamento metamórfico Precámbrico; sin embargo, hacia los límites con el estado de Oaxaca, la secuencia marina descansa sobre un basamento metamórfico del Paleozoico. Además, algunas unidades sedimentarias se encuentran cubiertas por depósitos continentales del Cenozoico y por rocas volcánicas de la FVTM. También es importante resaltar que a finales del Cretácico ocurrió un episodio de deformación

compresional que dio como resultado la formación de pliegues anticlinales y sinclinales (Morán-Zenteno y Wilson, 1994).

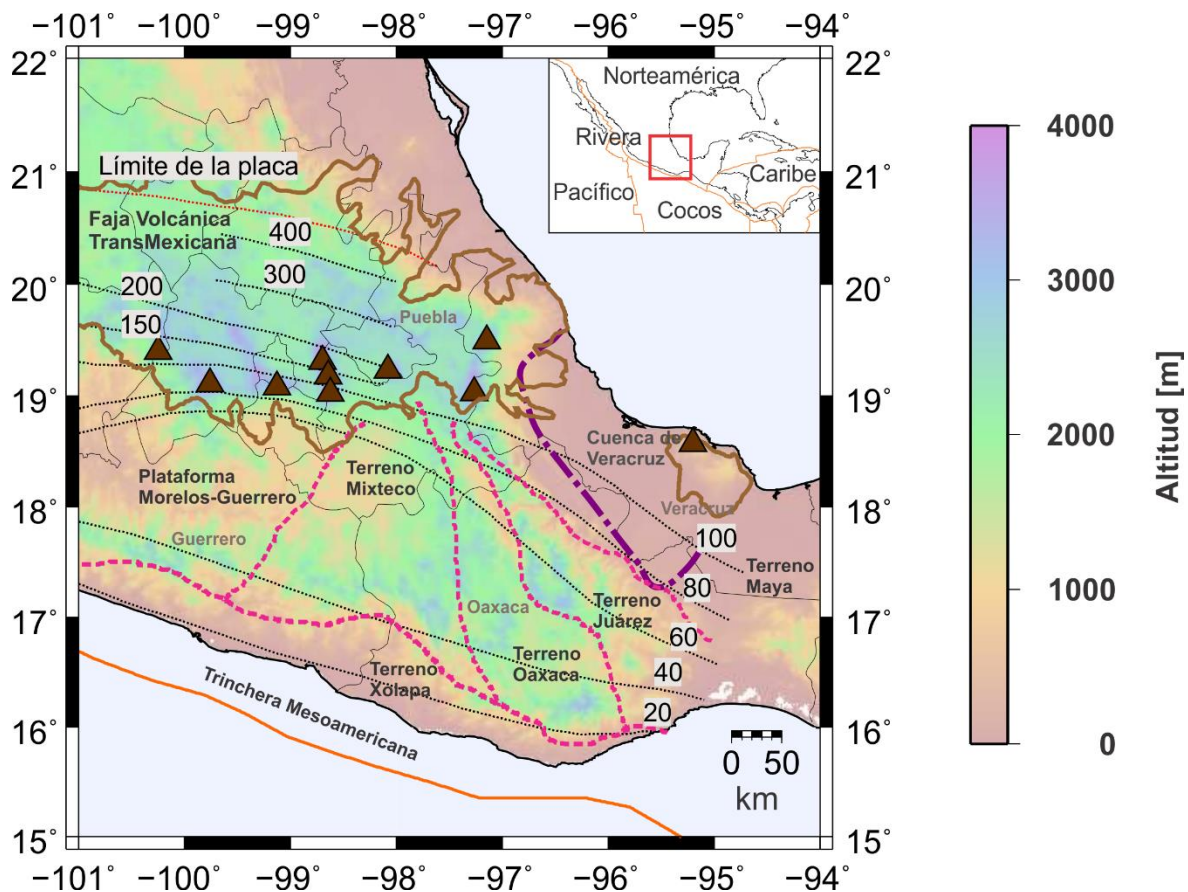


Figura 2. 1. Topografía de la región centro-sur de México. La línea continua en color café claro delimita la FVTM y el Campo Volcánico de los Tuxtlas. Las líneas discontinuas en color magenta marcan los límites de los terrenos tectonoestratigráficos (Ferrari *et al.* 2012). La cuenca de Veracruz está delimitada por la línea discontinua-punteada en color morado. Los triángulos cafés denotan los volcanes activos (Ferrari *et al.* 2012). Las líneas punteadas en color negro corresponden a las curvas de isopropfundidad de la placa de Cocos (Ferrari *et al.* 2012). La línea naranja denota la Trinchera Mesoamericana (MAT) y en el mapa superior derecho se muestran, en líneas naranjas, los límites entres placas.

2. 3 Terreno Xolapa

El terreno Xolapa se distribuye en el sureste de la república como un cinturón, a lo largo de las costas de Guerrero y Oaxaca. Está caracterizado por rocas que datan del periodo Jurásico al Terciario, como un arreglo complejo de unidades metamórficas-plutónicas con un alto grado de desarrollo de migmatitas (Campa y Coney, 1983). Estudios de Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) sugieren que un arco magmático del Jurásico temprano habría constituido el basamento de este terreno; además señalan que las rocas que lo conforman han sido afectadas por tres fases de deformación.

2. 4 Terreno Mixteco

Este terreno está caracterizado por tener un basamento Precámbrico, que en comparación con los otros terrenos del sur de México parece ser más antiguo. En la región sur, sedimentos marinos y continentales del periodo Jurásico sobreyacen a las rocas del basamento. Además, algunos estratos presentan inclinaciones que van desde los 20° hasta los 60° con acimuts que varían entre las direcciones NW-NE (Böhnel, 1999).

2. 5 Terreno Oaxaca

Al igual que el Mixteco, este terreno cuenta con un basamento de edad Precámbrica. Su posicionamiento, uno al lado del otro, data del Pérmico intermedio (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Las rocas del Cenozoico, que sobreyacen al basamento, incluyen silicatos continentales del Paleógeno y rocas volcánicas depositadas en cuencas extensionales (Arzate-Flores *et al.* 2016).

2. 6 Terreno Juárez

Está compuesto por rocas de arcos volcánicos y oceánicos deformadas que datan del Jurásico y del Cretácico. Algunas de sus unidades muestran un ligero ángulo de inclinación y tiene una cobertura sedimentaria que presenta algunas fallas en la región este, casi colindando con el terreno Maya (Campos-Enríquez *et al.* 2013).

2. 7 Terreno Maya

El basamento está constituido por rocas granulíticas del Grenviliano, con unidades plutónicas encajadas del Paleozoico superior y el Jurásico. La mayor parte del terreno se encuentra cubierto por formaciones Mesozoicas y Cenozoicas, además de unidades sedimentarias del Paleozoico superior y rocas pre-Mesozoicas (Ortega-Gutiérrez *et al.* 2007).

2. 8 Tectónica del centro-sur de México y su sismicidad

La tectónica del centro-sur de México está controlada por la interacción de la placa de Cocos que subduce por debajo de la placa de Norteamérica, a lo largo de la costa del océano Pacífico (Figura 2.2). En este margen, en los estados de Guerrero, Oaxaca, y Chiapas, es donde se encuentra la mayor concentración de sismicidad del centro-sur de México (Pardo y Suárez, 1995).

La subducción de la placa de Cocos no sólo controla la sismicidad de la región sino también otros fenómenos asociados como los sismos lentos (p. ej., Kostoglodov *et al.* 2003; Cruz-Atienza *et al.* 2021; Villafuerte *et al.* 2021, etc.), el tremor no-volcánico o tectónico (p. ej., Payero *et al.* 2008; Kostoglodov *et al.* 2010), la oblicuidad de la geometría de la FVTM (Pardo y Suárez, 1995) y la misma actividad volcánica dentro de la faja volcánica.

La placa de Cocos, la cual subduce a lo largo de la costa del Pacífico, presenta variaciones en la geometría del ángulo de subducción. Por debajo del estado de Michoacán, la placa entra con un ángulo menor que 50° (Pardo y Suárez, 1995; Dougherty *et al.* 2012) y disminuye gradualmente hasta llegar al centro de México en donde subduce de forma horizontal hasta ~250 km desde la trinchera, por debajo del estado de Guerrero (Pérez-Campos *et al.*, 2008); entre las longitudes 99° y 98° oeste, el ángulo de subducción aumenta gradualmente en dirección este, hasta alcanzar un ángulo de aproximadamente 26° por debajo del Istmo de Tehuantepec (Melga y Pérez-Campos, 2011).

La transición de ángulo de subducción entre el estado de Michoacán y Guerrero, donde cambia de un ángulo suave a uno subhorizontal, se ha estudiado

previamente por Stubailo *et al.* (2012) y Dougherty *et al.* (2012), quienes proponen que la placa de Cocos tiene una rotura que sigue, aproximadamente, la proyección de la zona de Fractura de Orozco (ZFO) y la dividen en Cocos Norte y Cocos Sur. Por otro lado, la transición del ángulo de subducción en la región centro-sur, cambiando de subhorizontal hasta aproximadamente 50° hacia el este, ha sido estudiada por varios autores: Dougherty y Clayton (2014), analizando la sismicidad regional, y Castellanos *et al.* (2018), estudiando ruido sísmico, sugieren que el cambio en el echado de la placa es debido a una rotura (línea en color azul de la Figura 2.2); por su parte, Letort *et al.* (2018), derivado de un análisis de sismicidad detectada a distancias telesísmicas, también apoya la hipótesis de una rotura en la placa, que explicaría el cambio del ángulo de subducción, pero la zona de ruptura que ellos proponen se localiza al este de la región en donde Dougherty y Clayton (2014) y Castellanos *et al.* (2018) proponen la rotura. En la Figura 2.2 la región corresponde con el rectángulo en transparencia gris.

En contraste, otros autores sugieren que la placa no presenta una rotura y que ésta es continua en el bloque de Cocos Sur. Por ejemplo, Fasola *et al.* (2016), analizando la sismicidad, el tremor no volcánico y los eventos de deslizamiento lentos, proponen que la placa se encuentra en un estado de saturación de momento de flexura, lo cual permite que la placa se deforme sin romperse; Rodríguez Domínguez (2013, 2016), estudiando la estructura sísmica de la región usando FR, propone que la placa es continua en la región de estudio y soporta la idea de la fuerte flexura de la placa; además, usando tomografía sísmica mejorada, Calò (2021) reconstruye la geometría de la placa de Cocos, en la región aledaña al Istmo de Tehuantepec, y no observa evidencia que soporte la hipótesis que explique el cambio de geometría de subducción con un rotura vertical.

En la Figura 2.2 se muestra la sismicidad de la región centro-sur de México. Cada punto representa un sismo y el color está asociado con la profundidad reportada por el SSN (SSN, 2022). De forma general, se pueden identificar cuatro regiones de sismicidad.

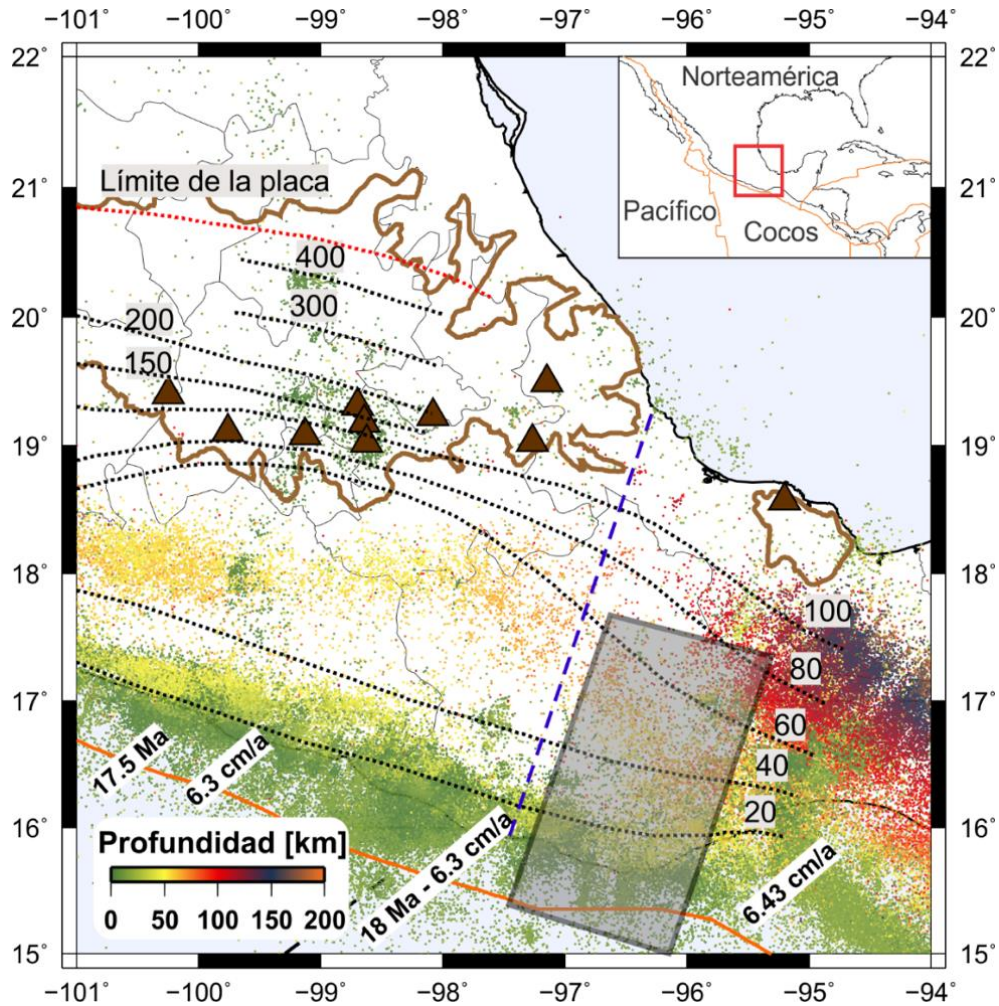


Figura 2. 2. Sismicidad de la región centro-sur de México. Cada punto corresponde con un sismo y el color está asociado con la profundidad. Los rasgos como las líneas de isoprofundidad de la placa, la MAT y la FVTM, siguen la simbología de la Figura 2.1. Los recuadros blancos indican la edad de la placa (Manea y Manea, 2008) en millones de años (Ma) y la velocidad de convergencia en centímetros por año (cm/a). La línea azul discontinua corresponde con la rotura propuesta por Dougherty *et al.* (2014) y Castellanos *et al.* (2018) y el rectángulo en transparencia gris muestra la región en donde Letort *et al.* (2018) proponen la rotura en la placa de Cocos.

La primera región, con sismos entre 0 y 50 km de profundidad, se distribuye a lo largo de toda la costa del océano Pacífico, en la zona de contacto entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica; una segunda región se observa al oeste de

la subducción subhorizontal, tiene una profundidad entre 50 y 70 km, y la sismicidad podría tener su origen tanto en la zona de contacto entre Cocos y Norteamérica (sismos interplaca) o dentro de la placa de Cocos (sismos intraplaca); la tercera región se observa al este de la zona de estudio, aproximadamente a los 95° oeste, en donde se observa una gran cantidad de sismicidad, con profundidades mayores de los 150 km y que además sigue la geometría de subducción de la placa de Cocos; por último, entre los límites este y oeste, se observa una zona en donde en realidad disminuye la sismicidad, misma que coincide con la región en donde se ha propuesto que existe una rotura en la placa o donde ésta tiene una fuerte flexura.

3. ANÁLISIS DE DATOS Y FUNCIONES DE RECEPTOR

Para entender cómo se llegó a los resultados propuestos en el actual trabajo, se necesita describir con claridad el tipo de datos usados, las redes, las estaciones sismológicas analizadas, los métodos empleados y algunas estrategias desarrolladas para entender el análisis de los resultados. Por los motivos anteriores se empezará por describir el origen y el tipo de datos.

3. 1. Datos y preprocesamiento

3. 1. a Estaciones sismológicas

Este proyecto es el resultado de la colaboración de varias instituciones, las cuales compartieron datos de estaciones permanentes, como el Servicio Sismológico Nacional (SSN; Pérez-Campos *et al.*, 2018; SSN, 2022), la Universidad Veracruzana (UV; Córdoba-Montiel *et al.*, 2018) y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Se analizaron también datos de arreglos temporales pertenecientes a: la red de Oaxaca (OxNet, Cabral-Cano, *et al.*, 2018); El Experimento de Subducción MesoAmericana (MASE, por sus siglas en inglés; MASE, 2007; Pérez-Campos *et al.*, 2008); el perfil Veracruz-Oaxaca (VEOX; VEOX, 2010, Melgar y Pérez-Campos, 2011); la red de los Humeros (RSHU, llamada en este proyecto HUM, Lermo *et al.* 2016); la Red de Los Tuxtlas (RLT; Iglesias, 2022) y el arreglo enfocado en el estudio de la geometría de la placa de Cocos (GECO, por sus siglas en inglés; Rodríguez-Domínguez *et al.*, 2019).

Se emplearon datos de once estaciones del SSN y de tres estaciones de la UV (Figura 3.1). Estas estaciones cuentan con un sismómetro de banda ancha cuya respuesta plana en velocidad se encuentra entre ~ 0.01 y 50 Hz. Además, tienen un digitalizador de 24 bits y una antena para el control del tiempo, GPS (SSN, 2022). La estación ubicada en el volcán Citlaltépetl, también llamado Pico de Orizaba (POCC, Figura 3.1), perteneciente al CENAPRED, se encuentra en el cara sur del volcán y cuenta con un sismómetro de banda ancha CMG-6TD (Mora González, 2015; Córdoba-Montiel, F., comunicación personal).

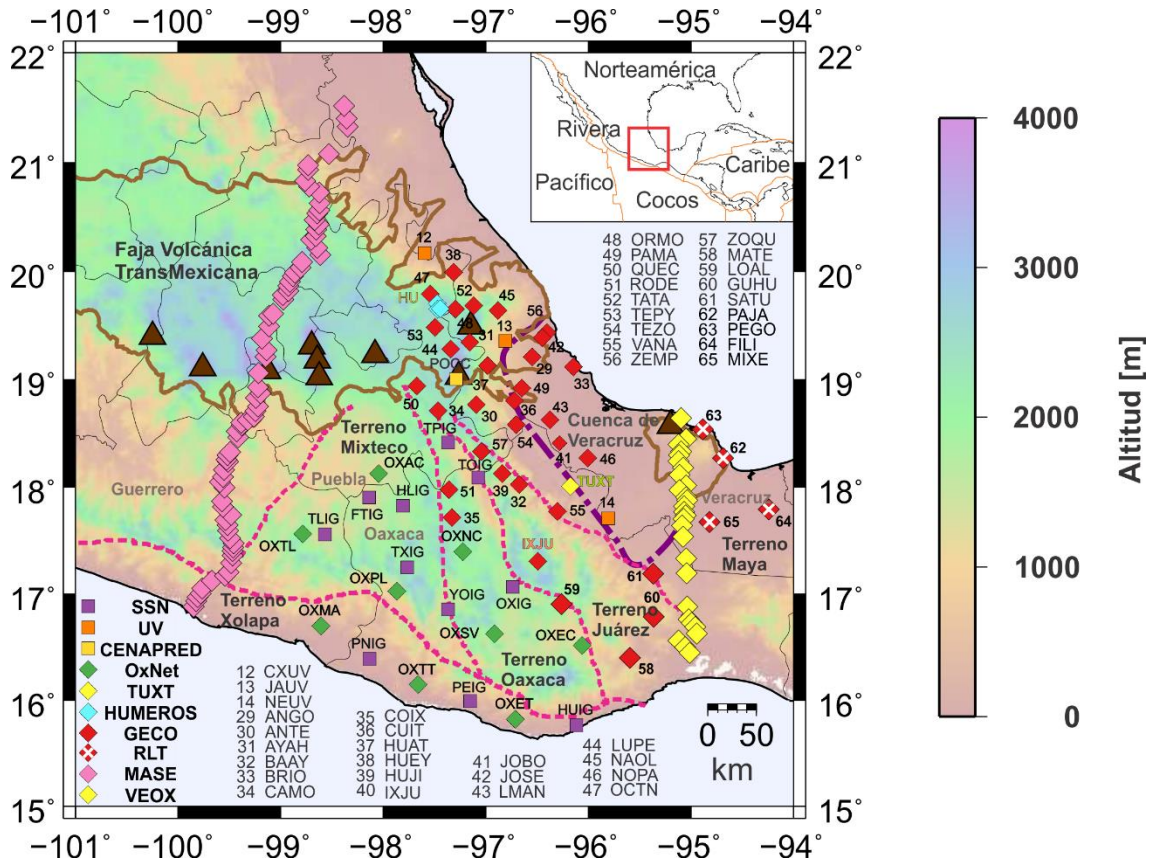


Figura 3. 1. Localización del área de estudio y redes de estaciones sísmicas. Las líneas discontinuas en color magenta denotan los límites de los terrenos geológicos del centro-sur de México (Ferrari *et al.*, 2012). La cuenca de Veracruz está delimitada por línea discontinua punteada en color morado y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) aparece encerrada por una línea café (Ferrari *et al.*, 2012). Los símbolos cuadrados corresponden a las estaciones permanentes y los rombos a las estaciones temporales, además el color asignado corresponde a la red. Los triángulos en color café denotan los volcanes activos de la región.

El experimento MASE (MASE, 2007) contó con sismómetros de banda ancha triaxiales, cuya respuesta plana se encuentra entre 120 s y 50 Hz, marca Güralp CMG-3T y digitalizadores Reftek RT-130 y Quanterra Q330 (Real Pérez, 2010). Al finalizar el proyecto MASE, parte de los sensores se usaron para la instalación del perfil VEOX, por este motivo, la descripción de los sensores corresponde a los del proyecto MASE y en ese caso sólo se usaron digitalizadores Reftek RT-130. La red de los Humeros, estuvo enfocada en el monitoreo del campo volcánico que

lleva el mismo nombre y contó con sismógrafos de banda ancha, marca Güralp-40TD (Torres Cuenca, 2017). Por otra parte, la red GECO contó con dos tipos de sismómetros: un sensor Güralp-40T, con una banda de respuesta reportada por el fabricante entre 60 s y 100 Hz; y el segundo tipo de sensor de la compañía Reftek, modelo 151B-60, con una respuesta plana entre los 60 s y 50 Hz. Ambos sismómetros usaron digitalizadores Reftek 130 de seis canales con 24 bits de resolución.

3. 1. b Funciones de receptor

Una función de receptor (FR) es una serie de tiempo que se obtiene a partir de las tres componentes de un registro sísmico y representa la respuesta relativa de la Tierra por debajo de la estación en donde se registró un sismo (Langston, 1979; Ammon, 1991). Cuando se lleva a cabo la deconvolución de una componente, por ejemplo, radial o transversal con la componente vertical se produce una FR de onda P (FRP). Por otro lado, cuando se realiza la deconvolución de la componente vertical con la componente radial se produce una FR de onda S (FRS).

Para producir una FR primero se elige el tiempo de arribo de las ondas P y S . Dado que algunas estaciones permanentes tienen periodos de operación mayores que diez años, sus correspondientes catálogos sísmicos constan de más de 600 eventos telesísmicos, por este motivo se usó un algoritmo de selección automática de tiempos arribo, implementado por Rodríguez Domínguez (2016). El algoritmo estima primero un tiempo de arribo teórico con el programa TauP (Crotwell *et al.*, 1999) y después se realiza una corrección del arribo estimando la función de kurtosis, un estadístico de grado superior (Saragiotis *et al.*, 2000; Saragiotis *et al.*, 2002; Baillard *et al.*, 2004).

Posteriormente se rotan las componentes geográficas (norte-sur, este-oeste, vertical) al sistema Radial-Transversal-Longitudinal (LQT , o P - SV - SH), de tal forma que la energía de la onda P sea maximizada en la componente longitudinal y la energía de la onda S sea minimizada en la misma componente (Sodoudi, 2006).

Generalmente, se usan eventos telesísmicos con magnitud $M_w \geq 5.8$. Esta condición garantiza una buena relación señal-ruido, además los eventos deben estar a distancias epicentrales entre 30° y 90° para las FRP, y entre 65° y 85° para las FRS. El criterio anterior asegura que los ángulos de incidencia de las ondas registradas en la componente vertical, sean aproximadamente de 0° . Esta última condición permite asumir que la respuesta relativa en la componente vertical es una función δ .

Matemáticamente, podemos representar el proceso para producir una FR como sigue. El registro de un telesismo en las tres componentes de una estación se puede expresar de la siguiente manera:

$$D_L(t) = S(t) * I(t) * E_L(t), \quad (3.1)$$

$$D_Q(t) = S(t) * I(t) * E_Q(t), \quad (3.2)$$

$$D_T(t) = S(t) * I(t) * E_T(t), \quad (3.3)$$

en donde $D_L(t)$, $D_Q(t)$ y $D_T(t)$ son los sismogramas en las componentes longitudinal, radial y transversal, $S(t)$ es la función temporal de fuente, $I(t)$ es la respuesta del instrumento y $E_L(t)$, $E_Q(t)$ y $E_T(t)$ son las respuestas relativas de la Tierra en cada componente. En el dominio del tiempo, un sismograma, $D(t)$, es la convolución de estas tres funciones: fuente, instrumento y estructura. Dado que, como se mencionó anteriormente, el ángulo de incidencia en la componente vertical es cercano a cero, la función $E_L(t) = \delta$, por lo que la Ecuación (3.1) puede reescribirse como:

$$D_L(t) = S(t) * I(t). \quad (3.4)$$

Dado que la deconvolución se realiza entre las componentes de un mismo instrumento, suponiendo que la respuesta instrumental es la misma en todas las componentes; y además se toma en cuenta que la función de la fuente también es la misma en los tres registros, la deconvolución, ya sea para onda P o para la onda S , aísla la función de la estructura relativa de la Tierra, $E_{L,Q o T}(\omega)$. Es decir,

$$\frac{D_Q(\omega)}{D_L(\omega)} = \frac{S(\omega) I(\omega) E_Q(\omega)}{S(\omega) I(\omega)} = E_Q(\omega), \quad (3.5)$$

para la FRP, y en el caso de la FRS queda como

$$\frac{D_L(\omega)}{D_Q(\omega)} = \frac{S(\omega) I(\omega) E_L(\omega)}{S(\omega) I(\omega)} = E_L(\omega). \quad (3.6)$$

La deconvolución realizada en este trabajo es en el dominio del tiempo, tal como proponen Ligorría y Ammon (1999). En el proceso se crea un tren de impulsos a partir de las correlaciones entre señales que, convolucionado con una función gaussiana, produce una función aproximada a la respuesta relativa de la Tierra, que es posible llamar $E_{SQ}(t)$. La función mencionada se actualiza iterativamente y se convoluciona con la componente longitudinal,

$$D_{SQ}(t) = D_L(t) * E_{SQ}(t), \quad (3.7)$$

de esta forma se produce un sismograma sintético de la componente radial, $D_{SQ}(t)$, el cual se compara con la componente observada, $D_Q(t)$.

El objetivo de la deconvolución en el dominio del tiempo es minimizar el error entre el dato observado y el dato sintético. Cuando se cumple un número máximo de iteraciones o se cumple una condición mínima de error, que es traducida en un nivel de reproducibilidad de la señal, el proceso se detiene y el resultado produce, finalmente, una FR. La ventaja de la deconvolución en el dominio del tiempo, sobre el dominio de las frecuencias, es que se evita usar el parámetro de nivel que agua, el cual controla el contenido de frecuencias de la FR y que además suele elegirse arbitrariamente, en función de la forma de onda.

Las componentes geográficas norte-sur, este-oeste y vertical (*NEZ*) se rotan, en principio al sistema vertical, radial, transversal (*ZRT*), y posteriormente al sistema *LQT*. Se remueve la media y la tendencia de las tres componentes y se cortan ventanas de 120 s: para las FRP, 30 s antes del arribo de la onda *P* y 90 s posterior al arribo de *P*; y, para las FRS, 90 s antes del arribo de la onda *S* y 30 s posterior al arribo de *S*. Previo a la deconvolución, las señales para la onda *P* son filtradas entre 0.01 y 5 Hz y entre 0.05 y 0.5 Hz para la onda *S*. La banda de

frecuencias más amplia para las ondas P permite resolver las capas someras con espesores menores que 5 km. En la deconvolución, el tren de impulsos calculado se convoluciona con una función Gaussiana, $G(\omega) = \exp(-\omega^2/4a^2)$, con parámetro $a = 5$, el cual controla el contenido de frecuencias de la FR (hasta 5 Hz). En ambos casos se parte de la fórmula para la resolución vertical que es $\lambda/4$ y para determinar λ se calcula como $\lambda = v/f$, donde v es la velocidad de la onda convertida y f es la frecuencia máxima con la que construimos las FR. Usando una velocidad promedio para la onda P de $V_p = 6.5$ km/s y una relación de velocidades $\kappa = 1.73$, tenemos que la velocidad de una onda convertida S es $V_s = 3.76$ km/s, por tanto, $\lambda = 0.752$ y la resolución vertical resulta en 0.188 km. De este análisis se concluye que es posible determinar el espesor de capas de hasta 200 m.

3. 2. Función de receptor para una capa sobre un semiespacio

En este apartado se revisará cómo está construida una FR. Para explicar este punto se establece el modelo de una capa sobre un semiespacio en donde las velocidades de la onda P y de la onda S son diferentes para la capa y el semiespacio, es decir $V_{P_1} \neq V_{P_{SE}}$ y $V_{S_1} \neq V_{S_{SE}}$. El subíndice "1" hace referencia a la capa y el subíndice "SE" hace referencia al semiespacio.

Cuando un frente de ondas llega a la interfase entre dos medios, parte de la energía es reflejada en la frontera y otra parte es refractada o transmitida hacia el otro medio (Figura 3.2). En esta frontera, o contraste de impedancia, se lleva a cabo también la conversión de ondas P a ondas SV , para las FRP, y de ondas SV a P , para las FRS. Una FR, que es sensible a este contraste de impedancia, está construida por el grupo de ondas convertidas en la discontinuidad, principalmente por una primera conversión de P a SV (Ps) y los múltiplos ($PpPs$, $PsPs$ y $PpSs$) u ondas que se quedan atrapadas entre la discontinuidad y la superficie libre.

La FRS está construida de forma análoga a la FRP pero ésta carece de múltiplos, ya que en el registro el arribo de la primera onda convertida Sp llega antes que la onda directa. Los múltiplos, a partir de un campo de ondas S incidente, llegan

después del arribo directo. En el proceso de deconvolución, para la onda S, el eje temporal de la componente longitudinal se cambia de sentido y el tiempo de referencia se asigna al arribo de la onda directa por lo que, al cambiar el sentido del eje del tiempo, el arribo Sp , es el único que construye la FRS.

Conociendo el tiempo de arribo de alguna onda convertida ($t_S - t_P$), por ejemplo el arribo Ps , y suponiendo velocidades promedio para las ondas P y S (V_P y V_S , respectivamente) será posible estimar el espesor de la capa de la siguiente manera:

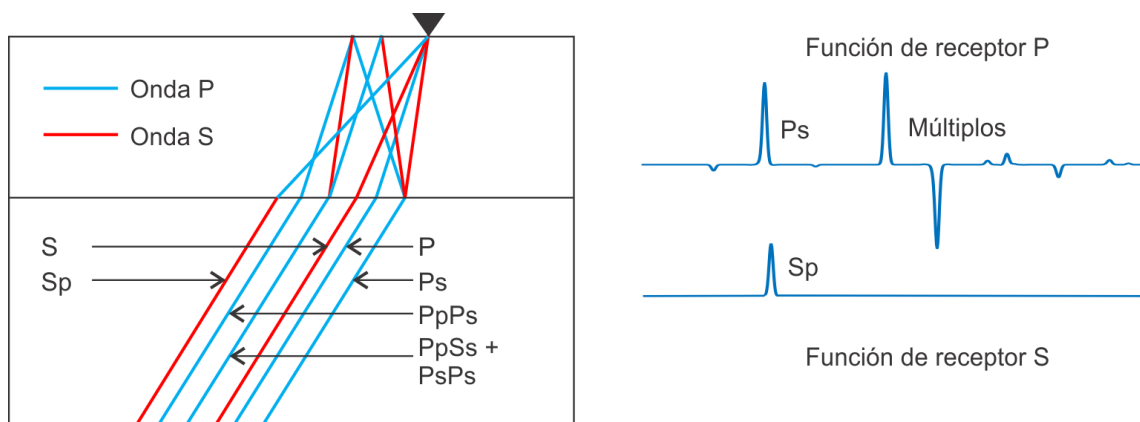


Figura 3. 2. Modelo de una capa sobre un semiespacio y sus funciones de receptor. Izquierda: rayos correspondientes a las ondas P (azul) y S (roja) y sus conversiones principales en una discontinuidad. Derecha: funciones de receptor que produce un modelo de una capa.

$$t_S - t_P = H_1 \left(\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P} \right), \quad (3.8)$$

donde H_1 es el espesor de la capa.

3. 2. a Descomposición empírica de modos

Antes de analizar las FR, éstas fueron descompuestas mediante el uso de un algoritmo de descomposición empírica de modos (EMD, por sus siglas en inglés; Huang *et al.*, 1998). La EMD es un proceso adaptativo que opera como un filtro pasa-banda. Se usa para tratar señales no lineales que describen fenómenos no estacionarios y no periódicos (Huang *et al.*, 1998) y se utiliza para mejorar la

coherencia de los pulsos que construyen las FR. Este método fue adaptado y automatizado por Montealegre-Cázares y Pérez-Campos (2016).

De forma general, la EMD descompone una serie de tiempo en varias funciones intrínsecas de modo (IMF, por sus siglas en inglés), que son señales que contienen energía espectral en diferentes bandas de frecuencias restringidas.

Una señal descompuesta mediante el uso de la EMD se puede representar como:

$$X(t) = \sum_i^n c_i + r_n, \quad (3.9)$$

donde $X(t)$ es la señal original, c_i son las IMF calculadas y r_n es el residual. Cabe resaltar que la EMD permite reconstruir la señal original con diferentes combinaciones de IMFs, esto permite destacar características diferentes de la señal.

El cómputo de la EMD sufre de problemas que afectan la calidad de las IMFs. Uno de ellos es conocido como mezcla de modos en donde la energía remanente de una IMF se observaba en otra. Por su parte Wu y Huang (2009) y Yeh *et al.* (2010) corrigieron este problema adicionando ruido blanco (positivo y negativo, de amplitud escalada) mientras se lleva a cabo la descomposición. Este proceso fue llamado descomposición empírica de modos por conjuntos complementarios (CompEEMD, por sus siglas en inglés). Por otra parte, Montealegre-Cázares y Pérez-Campos (2016) modificaron el algoritmo para que, de forma automatizada, se delimiten los parámetros de la CompEEMD y sea posible descomponer grandes cantidades de datos sin la necesidad de que intervenga un analista, llamando al método CompEEMD automatizada (ACompEEMD, por sus siglas en inglés).

En la Figura 3.3 se muestran las FR para la estación TUXT. Se presentan las FR originales, filtradas en tres bandas de frecuencia (1.0-5.0 Hz, 0.1-1.0 Hz y 0.5-5 Hz) y reconstruidas con diferentes IMFs. La IMF 1-1 resalta un pulso previo a 1 s, mismo que es posible observar en la sección filtrada entre 1.0 y 5.0 Hz. Además, la coherencia del pulso positivo, aproximadamente en 4.5 s se resalta usando un filtro pasa-banda entre 0.1 y 1.0 Hz; este mismo pulso sobresale con la

combinación de las IMF 2-2 y 3-3 gracias a que la mezcla de pulsos es casi removida completamente. El pulso cercano a los 2 s se hace más evidente en la IMF 2-2, sin embargo no es posible identificar este pulso con los filtros pasa-banda analizados.

Como es posible observar, resulta adecuado reconstruir una sección de FR para resaltar la coherencia de los pulsos de interés usando la ACompEEMD.

3. 2. b Apilado de datos

Otro proceso implementado, previo al análisis de las FR para estimar la estructura sísmica de la corteza, fue el agrupamiento y apilado de las señales con base en su forma.

Como se verá más adelante, y recordando que varias de las estaciones permanentes registraron una cantidad considerable de datos, y por tanto cuentan con un gran número de FR, para una inversión global resulta impráctico, computacionalmente muy costoso, y muy tardado usar todas y cada una de las FR. Además, una inversión que incluya todas las FR resulta en un modelo único para una estación lo que se traduce en un promedio espacial alrededor de la zona muestreada.

Los métodos de agrupamiento o “clustering” permiten organizar grandes conjuntos de datos de tal forma que puedan ser analizados sencilla y eficientemente (Everitt y Dunn, 2001).

Medias móviles es un método de agrupamiento que, a partir de una ventana de búsqueda, conjunta los datos estimando la mayor densidad de puntos que queden dentro de una región. Una ventaja de este método, en comparación con otros métodos de agrupamiento, por ejemplo “*k*-means”, es que no requiere información *a priori* del número de grupos a crear, sólo es necesario definir el tamaño de la ventana de búsqueda.

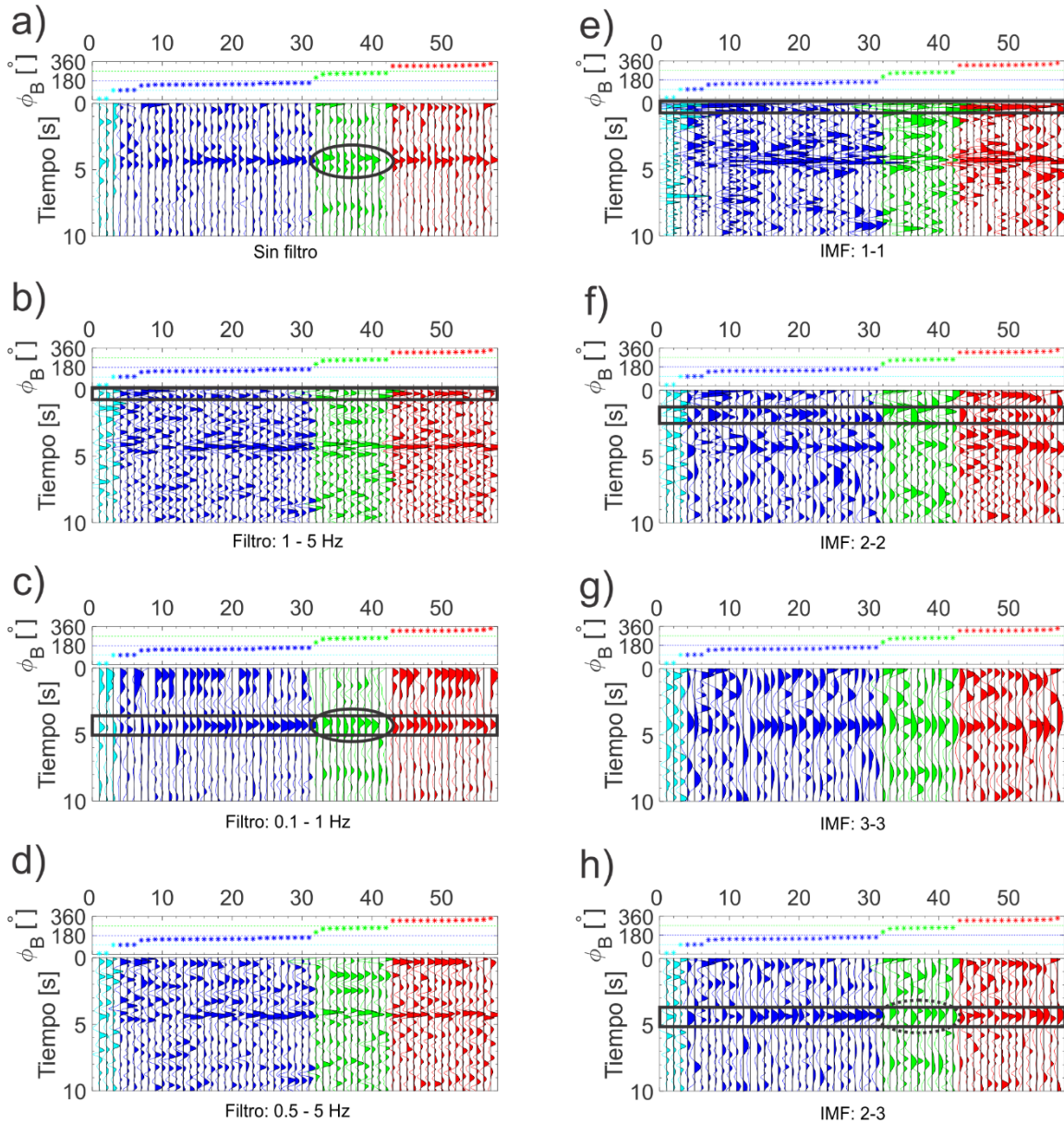


Figura 3. 3. Secciones de FR de la estación TUXT ordenadas por acimut inverso. El eje horizontal corresponde al número de FR y los colores de los paneles superiores, y de las formas de onda, representan el grupo de acimut inverso al que pertenecen: cian, el grupo de 0°-90°; azul, el de 90°-180°; verde, de 180°-270° y rojo, de 270°-360°. Los paneles inferiores muestran las FR. Los pulsos coherentes están encerrados por rectángulos. El área que presenta pulsos mezclados está encerrada por una elipse discontinua. El panel a) es la sección de FR originales. b) Sección filtrada entre 1-5 Hz, c) entre 0.1-1 Hz, d) entre 0.5-5 Hz. e) Sección reconstruida con la IMF 1-1, f) con la IMF 2-2, g) con IMF 3-3 y h) con las IMF 2-3.

De forma general, el algoritmo, en primera instancia, genera puntos aleatorios que representan los centros de grupo y estima la cantidad de datos que caen dentro de las regiones de búsqueda. Después, los centros de búsqueda se van moviendo para calcular nuevamente la densidad de puntos que caen en una región de búsqueda. El método converge cuando se obtienen regiones o grupos con la mayor densidad de datos. Información más robusta y detallada se puede consultar en el trabajo de Comaniciu y Meer (2002).

3. 3. Análisis de funciones de receptor (capas planas isótropas)

Como se mencionó en el apartado 3.2, los pulsos que construyen las FR están relacionados con las ondas convertidas en la frontera entre dos medios, cuyas propiedades elásticas son contrastantes. De igual forma, con la Ecuación 3.8 se estableció la relación que existe entre el tiempo de arribo de una fase convertida, el espesor de una capa y las velocidades del medio.

A continuación se presenta un método que permite obtener una primera estimación de la estructura de la corteza como un modelo de capas planas e isótropas.

3. 3. a Dominio $H - \kappa$

Zhu y Kanamori (2000) desarrollaron un método en donde las amplitudes y los tiempos de arribo de las ondas convertidas P_s , P_pP_s y $P_sP_s+P_pS_s$ son llevadas al dominio $H - \kappa$, en donde H es el espesor de una capa, κ es el cociente de velocidades V_p/V_s , donde V_p y V_s son las velocidades de onda P y onda S , respectivamente.

Ya que este es un método usado frecuentemente para el estudio de la corteza, y en trabajos anteriores se ha descrito con mayor detalle el proceso de transformación al dominio $H - \kappa$ (Zhu y Kanamori, 2000; Rodríguez Domínguez, 2013 y Rodríguez Domínguez, 2016), a continuación sólo se detallarán las modificaciones realizadas para este proyecto.

Partiendo de una búsqueda de mallado, en donde se evalúan una serie de valores para H y κ , la mejor estimación para ambos parámetros resulta donde las fases convertidas se suman coherentemente mediante la siguiente ecuación de transformación:

$$A_P(H, \kappa) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) + w_3 r(t_3), \quad (3.10)$$

en donde, $A_P(H, \kappa)$ es la función de apilado; $r(t_i)$ son las amplitudes de las fases convertidas (Ps , $PpPs$ y $PsPs+PpSs$) localizadas en los tiempos t_i , mismos que dependen de la velocidad de onda P y un valor de κ de prueba; w_i son factores de peso, cuya suma debe ser igual a uno. Siguiendo el trabajo de Zhu y Kanamori (2000), los pesos asignados fueron $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$ y $w_3 = 0.1$, cumpliendo además la condición que $w_1 > w_2 + w_3$. El peso asignado a la conversión principal Ps , w_1 , es mayor ya que, en función del contraste de impedancia en la frontera entre dos medios, el pulso Ps tendrá mayor amplitud en comparación con la amplitud de los múltiplos, $PpPs$ y $PpSs+PsPs$, es decir, la relación señal-ruido de Ps es mayor.

Para la estimación preliminar del modelo de capas planas e isótropas se usaron tanto las FRP como las FRS. Las conversiones Sp se incluyeron de forma análoga al proceso para Ps , recordando que sólo se cuenta con la información de las conversiones principales. La función de apilado para la onda S queda, de forma simple, como,

$$A_S(H, \kappa) = r(t_4) \quad (3.11)$$

y la ecuación de transformación general queda como:

$$A_{PS}(H, \kappa) = w'_1 A_P(H, \kappa) + w'_2 A_S(H, \kappa), \quad (3.12)$$

en donde w'_j son factores de peso, cuya suma también debe ser igual a uno.

A partir de un modelo de tres capas, con espesores de 10 km cada una y propiedades elásticas contrastantes, se crearon FR sintéticas de tal forma que se pudieran evaluar distintas combinaciones de pesos con el objetivo de recuperar los valores iniciales del modelo propuesto. Los valores de w'_j con los que se

recuperan, con mayor precisión, los parámetros originales, fueron $w'_1 = 0.7$ y $w'_2 = 0.3$.

Previamente se mencionó que los ángulos de incidencia de las ondas convertidas eran aproximadamente verticales, dadas las distancias en donde se originan los eventos telúsmicos. Debido a esto, existe una distancia horizontal, d , desde el lugar donde se encuentra la estación hasta el punto proyectado en superficie en donde se lleva a cabo la conversión de la onda, y esta distancia depende del parámetro de rayo y la profundidad del sismo. Como una regla general, a partir de la ley de Snell (Stein y Wysession, 2003), se establece que la distancia horizontal, para la onda P (d_{PS}), es aproximadamente un tercio de la profundidad a la discontinuidad de interés; es decir, si la profundidad de una discontinuidad se encuentra a 30 km, la distancia horizontal sería de 10 km. Por otro lado, para la onda S (d_{SP}), cuyos ángulos de incidencia con respecto a la vertical son mayores, la distancia horizontal es aproximadamente la misma distancia que la profundidad a la que se encuentra la discontinuidad de interés.

Tal como lo proponen Rodríguez-Domínguez *et al.* (2019), la distancia horizontal y su dirección acimutal se puede calcular de forma ponderada, dependiendo de la cantidad de información que aporten las FRP y las FRS. En el método que formulan se realiza una subdivisión en cuatro cuadrantes de acimut inverso, cada 90° ($0^\circ - 90^\circ$, $90^\circ - 180^\circ$, $180^\circ - 270^\circ$, $270^\circ - 360^\circ$). Para determinar el acimut inverso y la distancia horizontal se calculan factores de peso $w_P = NFRP/NTFR$ y $w_S = NFRS/NTFR$, donde $NFRP$ y $NFRS$ son el número de FRP y FRS, respectivamente y $NTFR = NFRP + NFRS$, es el número total de funciones de receptor.

- 1) Si hay una mayor contribución de FRP, donde $w_P > w_S$, entonces la distancia horizontal será:

$$d = d_{PS} + w_S d_{SP}. \quad (3.13)$$

- 2) Si hay una mayor contribución de FRS, $w_S > w_P$, entonces:

$$d = d_{SP} + w_P d_{PS} \text{ y} \quad (3.14)$$

3) el acimut inverso es calculado como:

$$\varphi = \overline{\varphi_P} w_P + \overline{\varphi_S} w_S, \quad (3.15)$$

en donde, $\overline{\varphi_P}$ y $\overline{\varphi_S}$ son, respectivamente, los acimuts inversos promediados de las FRP y las FRS, por cada cuadrante.

Un esquema de este proceso se presenta en la Figura 3.4. El panel superior muestra el modelo de una capa sobre un semiespacio. El panel izquierdo muestra la geometría de los rayos para las ondas P y S , en flechas azules y rojas, respectivamente, y sus conversiones en la interfase, a una profundidad H . d_{p_s} y d_{s_p} son las distancias horizontales de los puntos de P_s y S_p , respectivamente. La posición del punto de conversión atribuido depende de los factores de peso w_P y w_S . El panel central muestra cuatro formas distintas de contribución. El color del círculo representa la profundidad de la discontinuidad. Para el modelo de una capa horizontal sobre el semiespacio no hay variación acimutal de la profundidad, por tanto, los círculos en cualquier dirección son del mismo color y, la distancia horizontal depende sólo de los factores de peso calculados con la contribución de las FRP y las FRS.

Si hay contribución (Figura 3.4):

- A. Sólo de FRP, el círculo verde, mostrado entre 0° y 90° , se localiza sobre la circunferencia azul marino.
- B. Mayor de FRP que de FRS, mostrado entre 90° y 180° , el círculo se localiza a una distancia cercana a d_{p_s} , sobre la circunferencia punteada.
- C. Mayor de FRS, mostrado entre 180° y 270° , el círculo se localiza cercano a d_{s_p} , sobre la línea discontinua.
- D. Sólo de FRS, mostrado entre 270° y 360° , el círculo esta localizado sobre la circunferencia magenta.

Los paneles inferiores de la Figura 3.4(b) representan el modelo de una capa inclinada sobre un semiespacio. El punto de conversión, la profundidad de la capa (representada por el color del círculo) y por tanto la distancia horizontal, dependen de la dirección de arribo de la onda. En el panel izquierdo, las ondas que llegan de

la dirección oeste son convertidas en la parte somera de la discontinuidad mientras que aquellas que llegan de la dirección este son convertidas en la parte profunda de la misma discontinuidad. Para este caso, la distancia horizontal también depende de la dirección de arribo. El panel central representa los modos de contribución, que además dependen del número de FRP y FRS.

El análisis anterior permite tener, a lo más, cuatro estimaciones de la profundidad de una discontinuidad de interés. La incertidumbre de cada estimación de la profundidad H se realiza con la técnica de remuestreo por bootstrap (100 remuestreos) de tal forma que se obtenga la distribución del estimador \hat{H} . El intervalo de confianza y el valor medio de la estimación, $H_{50}[H_5, H_{95}]$, se definen con los percentiles 5, 50 y 95.

Yeck *et al.* (2013) mostraron que si se ignora el efecto de una capa sedimentaria, generalmente de baja velocidad, la profundidad del Moho podría ser estimada erróneamente, con una diferencia de ~ 10 km. Para evitar la sobreestimación del espesor de la corteza, se modificaron los métodos propuestos por Zhu y Kanamori (2000) y por Yeck *et al.* (2013) para considerar, como la suma de un modelo de tres capas, el efecto de las velocidades bajas en las capas superiores.

Primero se calcula el espesor de la capa más somera y se aplica una corrección por 'moveout' siguiendo el método propuesto por Gurrola *et al.* (1994). Dado que se trabaja con FR obtenidas a partir de eventos telesísmicos cuyas distancias y profundidades son diferentes, y por tanto sus parámetros de rayo, se realiza esta corrección para simular que todas las señales vienen de una misma distancia epicentral y una misma profundidad. Una vez estimado un espesor y una velocidad V_s se calcula el tiempo teórico del arribo de la fase P_s y se calcula la diferencia de tiempo. El vector de tiempo se ajusta para hacer coincidir el arribo teórico y el observado para cada FR. El objetivo de esta corrección es mejorar la relación señal-ruido de la fase convertida en la primera discontinuidad.

Después se estima la profundidad de la segunda capa, en donde el espesor de la primera capa se suma al espesor de la segunda y se vuelve a corregir por 'moveout'. El proceso se repite para la tercera, y última capa. Se usaron los

valores de velocidad de onda P 4.45, 5.35 y 6.925 km/s, respectivamente para las capas 1, 2 y 3, basados en el modelo regional de Oaxaca de Valdés *et al.* (1986).

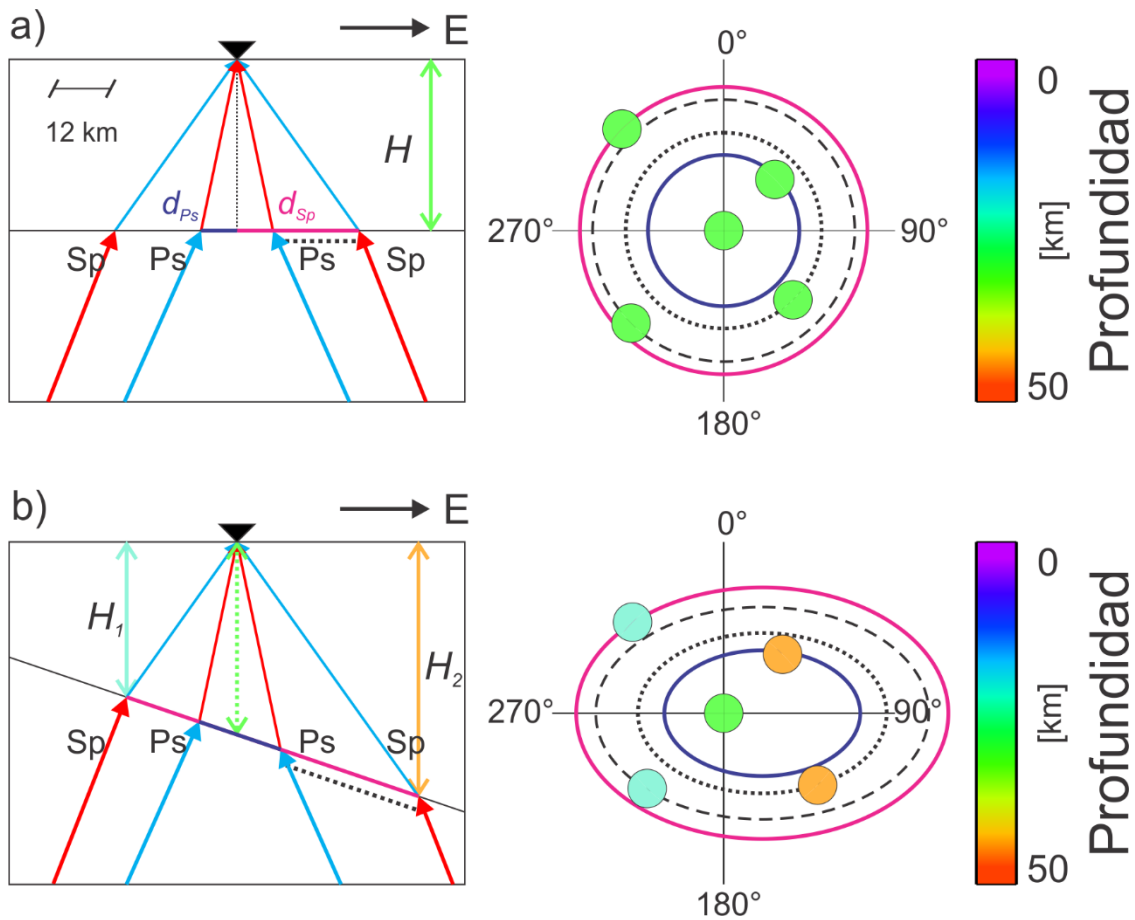


Figura 3. 4. Determinación del punto de conversión. Los rayos de las ondas P y S , convertidas en la interfase, a una profundidad H , se muestran con flechas azules y rojas, respectivamente. d_{Ps} (azul oscuro) y d_{Sp} (magenta) son las distancias horizontales. A) Modelo de una capa sobre un semiespacio (recuadro izquierdo). El panel central muestra cuatro formas de contribución de acuerdo con el número de FRP y FRS. El color del círculo representa la profundidad de la discontinuidad. Para el diagrama se asume que $H = 35$ km. La descripción del diagrama es detallada en la Sección 3. 3.a. b) Modelo de una capa inclinada sobre un semiespacio. En este modelo, el punto de conversión en la discontinuidad depende de la dirección de arribo de la onda. Las conversiones en la parte somera de la capa estimarán un espesor menor en comparación con aquellas que arriban de la parte profunda. Las diferencias están representadas por el color del círculo.

3. 3. b Inversión global para un modelo de capas inclinadas.

El primer enfoque estuvo centrado en determinar un modelo preliminar de tres capas horizontales e isotrópicas. No obstante, la tectónica del centro-sur de México dista mucho de ser tan simple, sin embargo, el análisis por cuadrantes permite identificar variaciones acimutales de los tiempos de arribo de las fases que construyen una FR. Estas variaciones pueden estar asociadas a capas inclinadas, capas anisótropas o una combinación de inclinación y anisotropía.

Analizando datos sintéticos, se observó que para capas inclinadas los tiempos de arribo del pulso P_s , son menores, en todas las direcciones de arribo, en función del grado de inclinación. A mayor inclinación el arribo de onda P_s llegará en un tiempo menor (Figura 3.5). Esta condición podría provocar una subestimación del espesor usando el método $H - \kappa$.

Para atacar, en primera instancia, el problema de geometrías complejas (capas inclinadas con direcciones de rumbo e inclinaciones independientes) se implementó un método de inversión global con cristalización simulada (Kirkpatrick *et al.*, 1983). La función de costo se calcula usando el valor de semejanza entre los datos observados y las FR sintéticas, obtenidas a partir de los modelos evaluados en la inversión. Los sismogramas sintéticos se calculan usando el método de Frederiksen y Bostock (2000), el cual permite, basado en el trazado de rayos, trabajar con modelos que incluyan capas inclinadas (isótropas o anisótropas).

Rodríguez Domínguez (2013) realizó una inversión con cristalización simulada en donde agrupa las funciones de receptor en cuadrantes de 90° de acimut inverso y resuelve en cuatro distintas direcciones el modelo de velocidades. Dado que el acoplamiento, o '*trade-off*' entre los parámetros H , κ y la inclinación es muy fuerte para este problema, este proceso no asegura la unificación de todos los datos en un solo modelo, es decir algunos modelos podrían ajustarse a los datos aún cuando las geometrías o propiedades elásticas difieran considerablemente entre cada grupo. Por lo anterior, en este proyecto se adecuó el programa de inversión

para que funciones de receptor representativas de varias direcciones se invirtieran para un solo modelo.

Una cobertura acimutal densa y completa (por ejemplo, cada 10° de 0° a 350°) posiblemente aseguraría la unificación de todos los datos en un solo y robusto modelo. Computacionalmente esto sería muy costoso; además, la distribución acimutal de los telesismos dista mucho de esta geometría ideal. Aprovechando que la sismicidad está concentrada en ciertas regiones de la Tierra es posible aprovechar esta información y agrupar las FR que vienen de una misma región y tienen hipocentros similares. Estas características permiten obtener una FR representativa de una zona sismogénica, lo cual, en el marco del proceso de inversión, reduce la cantidad de información que se procesaría con el algoritmo y, sobre todo, permite muestrear las heterogeneidades laterales.

Para demostrar la robustez del método se muestra a continuación el resultado de dos pruebas de inversión: la primera consiste en invertir treinta y seis FRP, una cada 10° , cubriendo todo el rango acimutal (de 0° a 350°); la segunda prueba simula la distribución acimutal de la estación de prueba, TUXT, la cual no tiene una distribución homogénea ni cubre gran parte del rango acimutal.

Para ambas pruebas se calcularon funciones de receptor sintéticas, simulando un modelo de estructura cortical compleja, constituido por tres capas sobre un semiespacio. En este modelo, las dos capas inferiores tienen una inclinación en su frontera con la capa a la que sobreyacen y tienen un porcentaje y dirección de anisotropía.

La Tabla 3.1 resume los valores del modelo de prueba. Los valores resaltados en color azul corresponden a los catorce parámetros que se resolverán secuencialmente con la inversión.

Previamente se mencionó que el acoplamiento de los parámetros del modelo, los cuales controlan los tiempos de arribo, la polaridad y las amplitudes de las ondas convertidas, es muy alto. En este sentido, una pequeña variación de inclinación en

la base de una capa podría afectar considerablemente la estimación de κ , la cual depende fuertemente de V_S .

Tabla 3.1. Valores iniciales del modelo de prueba para evaluar el proceso de inversión.

Capa	Espesor [m]	Densidad [kg/m]	V_p [m/s]	V_s [m/s]	Anisotropía [%]	Dirección de eje rápido [°]	Rumbo [°]	Echado [°]
1	1500	2194	4450	2225	---	---	---	---
2	13500	2482	5350	3057	4	60	20	13
3	20000	2986	6925	4003	5	35	25	25
Semiespacio	∞	3322	8040	4702	---	---	---	---

Para aminorar el efecto del acoplamiento de los parámetros, se plantea resolver la inversión isótropa en dos etapas: 1) primero resolviendo para una capa promedio, simulando el espesor cortical completo y su inclinación; y 2) la segunda inversión, resolviendo el modelo complejo de estructura interna cortical, constituido por tres capas cuyas bases tienen una inclinación. Esta estrategia permite, en primera instancia, corroborar o corregir la estimación realizada en el dominio $H - \kappa$; en segundo lugar, estimar, de tenerse, la inclinación del espesor total de la corteza; y por último, que este modelo sirva de información *a priori* para delimitar con mayor precisión los espacios de búsqueda para el resto de los parámetros isótropos (espesores de las tres capas que conforman el modelo y la inclinación de la base de la segunda capa).

La incertidumbre de las estimaciones de calcula con los 100 modelos que tuvieron el menor error en la inversión. Con esta población se calcula el error estándar y este valor se suma y resta al valor de cada parámetros del modelo obtenido con la inversión, de tal forma que se obtiene una banda de incertidumbre de la estimación.

La Tabla 3.2. presenta los parámetros estimados de la inversión isótropa, en sus dos etapas, para la prueba con densidad homogénea de datos y cobertura acimutal completa. Se muestran los valores estimados y su error estándar. Como

referencia, se ponen en color azul, debajo de cada capa, los valores del modelo con el que se generaron las FR sintéticas. Los valores estimados que tienen un asterisco denotan las estimaciones que no caen dentro del rango de error de la estimación, es decir, los parámetros que no convergen a los valores esperados con la inversión.

En la Tabla 3.2 se observa que para la mayoría de los parámetros los valores del modelo original caen dentro del intervalo de error obtenido de la inversión, excepto para V_S y el echado de la capa 3, en donde se observa que el valor estimado queda fuera del intervalo de error sin embargo, para V_S el error es menor que 5 % y para el echado el error es menor que 20 %.

La Tabla 3.3 resume los resultados para la segunda prueba de inversión, la cual simula un conjunto de FR representativas que no es homogénea y no es densa.

Como se observa en la Tabla 3.3, para la mayoría de los parámetros, los valores del modelo original también caen dentro del intervalo de error obtenido a partir de la inversión, exceptuando nuevamente la V_S , pero de la segunda capa, cuyo error fue menor que 5 %, y nuevamente el echado de la capa 3, cuyo error fue del 12 %.

Tabla 3.2. Comparación de valores estimados (en negro) con la inversión isótropa de dos pasos para el modelo con cobertura acimutal densa y homogénea con respecto al modelo original (en azul). Los valores seguidos con asterisco corresponden a las estimaciones que no convergieron adecuadamente al valor de los parámetros esperados.

Capa	Espesor [m]	V_S [m/s]	Rumbo [°]	Echado [°]
1	1600 ± 200	2200 ± 100	---	---
	1500	2225	---	---
2	13000 ± 500	3000 ± 100	16 ± 54	10.5 ± 2.8
	13500	3057	20	13
3	21700 ± 2500	3900* ± 60	23 ± 7	29.3* ± 1
	20000	4003	25	25

La Figura 3.5 muestra dos secciones de FR. El recuadro a) presenta las FRP sintéticas, a partir del modelo de prueba, y las obtenidas a partir del modelo invertido para el ejercicio con densidad acimutal homogénea y mayor cobertura acimutal. Por otra parte, el recuadro b) muestra la segunda prueba de inversión, en donde se simula una densidad acimutal incompleta. Las líneas rojas discontinuas son las FRP obtenidas a partir del modelo invertido y las líneas azules son las FR sintéticas a partir del modelo propuesto en la Tabla 3.1.

Tabla 3.3. Comparación de valores estimados (en negro) con la inversión isótropa de dos pasos para el modelo con cobertura no homogénea y no densa con respecto al modelo original (en azul). Los valores seguidos con asterisco corresponden a las estimaciones que no convergieron adecuadamente al valor de los parámetros esperados.

Capa	Espesor [m]	V_S [m/s]	Rumbo [°]	Echado [°]
1	1400 ± 200	2200 ± 50	---	---
	1500	2225	---	---
2	14300 ± 800	3120 ± 50	18 ± 16	15.4 ± 3.7
	13500	3057	20	13
3	18500 ± 2700	4000 ± 50	22 ± 7	22.5* ± 1.3
	20000	4003	25	25

Es posible observar que los ajustes no son exactos y esto, hasta este punto, es válido ya que sólo se ha resuelto el modelo isótropo. Esta aproximación es adecuada para que defina el modelo inicial en la última fase de la inversión: la parte anisótropa.

Estos dos ejercicios demuestran la robustez del método, incluso cuando la cobertura acimutal no es la ideal. Es importante puntualizar que los resultados mostrados se obtuvieron con señales libres de ruido y que la inversión con datos observados podría no resolver con la misma precisión los parámetros buscados.

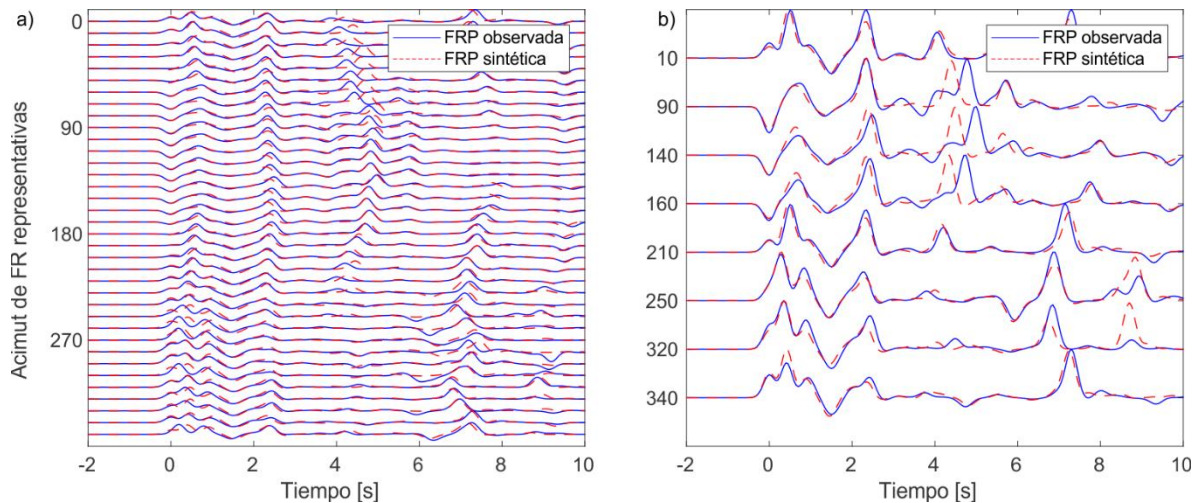


Figura 3. 5. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales. a) Señales para el ejemplo donde se cuenta con la cobertura acimutal ideal. b) Señales que simulan la distribución acimutal para una estación de prueba.

3. 4. Anisotropía en las funciones de receptor

El comportamiento mecánico de un medio continuo está establecido por la relación que existe entre los esfuerzos y la deformación (Udías, 1999) y está dada por la Ley de Hooke, definida como:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}e_{kl}, \quad (3.16)$$

donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos; e_{kl} es el tensor de deformaciones y C_{ijkl} es el tensor de módulos elásticos, el cual describe las propiedades del material. Bajo ciertas condiciones de geometría, el tensor de módulos elásticos se reduce a sólo 21 componentes, los cuales son suficientes para caracterizar un medio elástico en general (Stein y Wysession, 2003).

En el caso de un medio homogéneo e isótropo, las propiedades elásticas del medio son invariantes sin importar la dirección en que se midan. Para este caso, el tensor de módulos elásticos se reduce a sólo dos componentes: las constantes de Lamé λ y μ .

La ley constitutiva queda entonces como:

$$\sigma_{ij} = \lambda\theta\delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (3.17)$$

donde, θ es la dilatación, μ es la rigidez del medio, que es la resistencia del medio a los esfuerzos cortantes y λ no tiene un significado físico simple. Un medio que requiera un número mayor de constantes elásticas indicará que sus propiedades dependen de la dirección, es decir, será un medio anisótropo (Stein y Wysession, 2003).

3. 4. a Características

En el apartado 3.1.b se mencionó que, para obtener una FR, la deconvolución se podría llevar a cabo entre alguna de las dos componentes, la radial o la transversal, con la señal vertical, para las componentes horizontales, o con la señal longitudinal. Como la primera parte del trabajo se enfocó en la estructura isótropa del modelo, los ejemplos y las pruebas se llevaron a cabo con las FR radiales. Lo anterior para hacer más eficiente el tiempo de cómputo.

En un modelo de capas planas e isótropas, la energía en la componente transversal será nula, pues toda la energía se encuentra polarizada en el plano SV (Stein y Wysessions, 2003). Sin embargo cuando una onda pasa a través de un medio anisótropo se lleva a cabo una partición de la energía (Figura 3.6) y la onda, inicialmente polarizada en la dirección radial, ahora se polariza en la dirección de los ejes rápido y lento. La diferencia de tiempo (δt), entre el arribo de la onda polarizada en la dirección rápida (φ) y la onda en la dirección lenta, dependerá del porcentaje de anisotropía en la capa y el espesor de la misma.

Cassidy (1992) analizó el efecto que produce una capa inclinada en las funciones de receptor. En su trabajo determinó que, en las FR radiales, la amplitud de las ondas P_s que arriban desde la dirección en donde la capa está a menor profundidad tienen una amplitud mayor y tiempos de arribo tempranos; en contraste, para los eventos que llegan de la dirección en donde la capa está más profunda tendrán amplitudes menores y tiempos de arribo tardíos. También identificó que, en la componente transversal, la amplitud de la onda P directa y la de la fase P_s es cero para los arribos que llegan de la dirección perpendicular al

rumbo de la capa, y para aquellos que llegan en la dirección del rumbo, la amplitud es máxima. Además, observó que las fases presentaban un cambio de polaridad cada 360° .

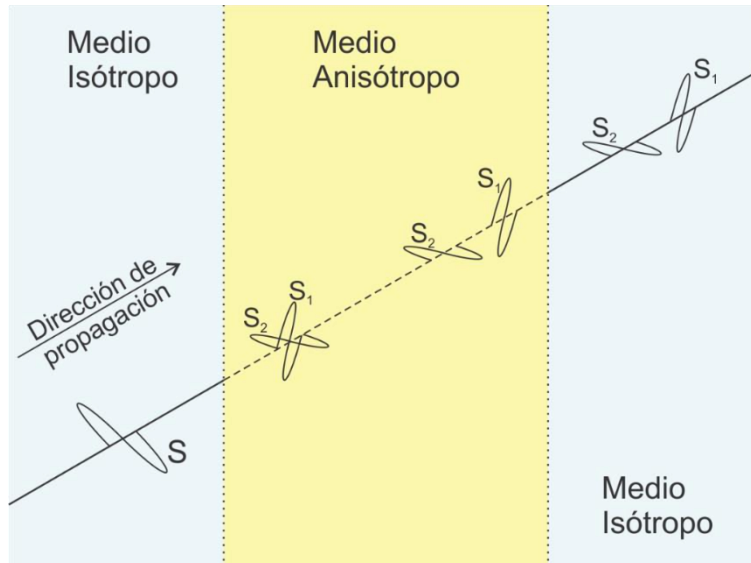


Figura 3. 6. Esquema de una onda S inicialmente polarizada en la dirección radial viajando en un medio anisótropo. La separación de la onda se lleva a cabo sobre los ejes rápido (S_1) y lento (S_2) resultando en pulsos que presentan una diferencia en el tiempo de arribo (Modificada de Stein y Wysession, 2003).

Por otra parte, los efectos de la anisotropía en las FR han sido estudiados en los trabajos de McNamara (1990), McNamara y Owens (1993), Savage (1998) y Nagaya *et al.* (2008). Ellos han determinado que principalmente en un medio anisótropo, la energía en la componente transversal es nula en las direcciones de polarización rápida y lenta, y la energía será máxima a 45° de estas dos direcciones (McNamara, 1990; McNamara y Owens, 1993). Por otro lado, Savage (1998), analizando tanto capas inclinadas isótropas como anisótropas, encontró que, para una capa inclinada, el arribo de la onda directa es observado en la componente transversal sin importar la profundidad de la capa y que, en medios anisótropos, con eje de simetría horizontal, la periodicidad de la polarización, en función del acimut, es de 180° .

3. 4. b Estimación

Existen métodos plenamente estudiados para estimar la anisotropía usando la onda *SKS*. Las funciones de receptor tienen un comportamiento parecido a los registros sísmicos en las componentes *ZRT* (vertical-radial-transversal), en donde, para un medio isótropo y un modelo de capas planas, no se esperaría ver energía en la componente transversal. Sin embargo, cuando la onda *SKS* pasa por alguna región anisótropa, parte de la energía de partición se registra en la componente transversal (Silver y Chan, 1991). Este es un efecto análogo en las FR.

Se evaluaron cuatro métodos para que, a partir del modelo isótropo complejo (tres capas superpuestas e interfases inclinadas, entre el semiespacio y la última capa y la última capa con la capa intermedia), se estime el contenido de anisotropía y la dirección del eje rápido en las dos capas inferiores que constituyen el modelo. En este trabajo se descarta la estimación de los parámetros de anisotropía para la capa más somera ya que en función de su espesor, relativamente más pequeño en comparación con los espesores de las capas inferiores, su contribución sería considerablemente menor. Sin embargo, no se descarta que esta capa sea anisótropa, en dado caso, la estimación para la capa intermedia reflejará, ponderadamente, su contribución.

Liu y Niu (2012) desarrollaron un método donde combinan en una sola función tres diferentes estimaciones de anisotropía: 1) maximizando la energía pico de FRQ después de realizar una corrección por '*moveout*' cosenoidal al tiempo de arribo de *Ps*; 2) maximizando la correlación de las FRQ después de una corrección completa por anisotropía o 3) minimizando la energía en las componentes transversales apiladas una vez removido el efecto de la anisotropía. La función conjunta se calcula con las estimaciones ponderadas de las tres correcciones calculadas.

La corrección por '*moveout*' cosenoidal se implementó, ya que se observó que el tiempo de arribo del pulso *Ps* presentaba una variación temporal regular, con forma cosenoidal, y que podía ser asociada al contenido de anisotropía en una capa. El método se adaptó para resolver, secuencialmente, el contenido de

anisotropía para tres capas, pero los resultados no fueron positivos ya que para estaciones que presentan capas inclinadas el grado de inclinación es tal que afecta considerablemente los tiempos de arribo de la onda convertida, y las estimaciones de anisotropía resultan fuera de rangos físicos o geotectónicamente posibles. En el Anexo 1 se puede consultar más detalle sobre el algoritmo de corrección por ‘*moveout*’ cosenoidal

Como se puntualizó anteriormente, una capa inclinada o una capa plana anisótropa provocarán que se desvíe energía hacia la componente transversal. Una capa inclinada produce conversiones de onda cuya variación de amplitud, en función del acimut inverso, sigue un patrón cosenoidal con periodo de 360° (Cassidy, 1992). Por otro lado, el mismo patrón se observará si en una capa plana con anisotropía el eje rápido (o lento) presenta una inclinación, en contraste con el patrón de 180° que produce una capa plana anisótropa con eje rápido horizontal.

Este mismo patrón se observará si, en una capa plana anisótropa, el eje rápido (o lento) presenta una inclinación, en contraste con el patrón de 180° que produce un eje rápido horizontal.

Tomando en cuenta estas características, varios autores han adoptado el método de descomposición en armónicos para estudiar la anisotropía cortical (Bianchi *et al.*, 2010; Olugboji y Park, 2016; Liu y Park, 2017 y Xie *et al.* 2020). La matemática formal de este proceso fue presentada por Park y Levin (2016). Actualmente es un método de uso común debido a su fácil implementación.

El método descompone las FR radiales y transversales en cinco componentes armónicas representativas, $H_{0-5}^{Q,T}$. Los subíndices 0-5 denotan el orden del armónico y los superíndices Q y T refieren a la componente radial o transversal, respectivamente. El armónico H_0 representa la amplitud constante de la FR y es únicamente influenciada por la estructura isótropa del modelo de velocidades. Los armónicos $H_{1,2}$, que presentan una periodicidad de 360° , están relacionados con el patrón de amplitudes de una capa inclinada o anisotropía con eje rápido inclinado;

y los armónicos $H_{3,4}$, que presentan una periodicidad de 180° , están relacionados con una capa anisótropa horizontal y eje rápido horizontal.

En el Anexo 1 se puede consultar más detalle sobre la matemática y el proceso de descomposición en armónicos.

El proceso es computacionalmente muy rápido, sin embargo, para una estimación precisa se requiere tener una cobertura acimutal adecuada, al menos no contar con vacíos acimutales mayores de 45° para recuperar la forma de los armónicos $H_{3,4}$. Esto resultó ser un gran problema para este estudio ya que la distribución de eventos cubre pobremente el cuadrante de $0^\circ - 90^\circ$, pues casi no hay telesismos en esas direcciones. Además, en los otros cuadrantes, a pesar de que están mejor poblados, existe una concentración principal sólo en direcciones definidas, es decir, carece de muestreo acimutal constante.

En otro esfuerzo para estimar el contenido de anisotropía cortical Schulte-Pelkum y Mahan (2014) presentan un algoritmo simple y eficiente. En el Anexo 1 se puede consultar más detalle sobre este último método.

Los autores resaltan que los pulsos asociados a las conversiones Ps , producidos por una interfase inclinada, tienen una periodicidad de 360° , tal como se señaló anteriormente, y que además tienen un desfase de 90° entre la componente radial y la transversal. Al sustraer el efecto promedio isótropo de cada FR, $R_i - R_0$, donde R_i son las i -ésimas funciones de receptor y R_0 es la componente radial promedio, la energía restante en las componentes radiales tiene, aproximadamente, la misma forma que las transversales pero desfasada 90° . Si las componentes transversales se desplazan -90° , en teoría, ambas secciones de FR serían idénticas y sería posible, recordando que la energía es cero en la dirección del rumbo de una capa inclinada, determinar características del modelo isótropo. Este mismo proceso puede ser aplicado, recorriendo 45° , para encontrar direcciones del eje rápido o lento de anisotropía.

La simplicidad de restar el efecto isótropo, R_0 , hace de este proceso una herramienta poderosa. Además, Schulte-Pelkum y Mahan (2014) muestran que si

se apilan las componentes en función de la dirección es posible que las mismas FR cubran los vacíos acimutales que intrínsecamente presentaban.

Este último método corrige de cierta forma el problema observado con el método de descomposición en armónicos. Desafortunadamente, para lograr recuperar direcciones de ejes rápidos o lentos de anisotropía es necesario que las secciones no tengan vacíos de 45° , aun con el método de Schulte-Pelkum y Mahan (2014), en varias estaciones no se logra poblar de forma adecuada todo el rango acimutal.

Por los problemas anteriores, los últimos tres métodos descritos no pudieron ser aplicados para estimar el contenido de anisotropía en este estudio.

3. 5. Inversión anisótropa de funciones de receptor

Si bien los tres métodos propuestos en el apartado 3.4.b son computacionalmente muy eficientes, la distribución acimutal de los datos, y el hecho de que en algunas regiones se observan capas inclinadas, no permiten estimar el contenido de anisotropía con gran precisión.

Los métodos de inversión no lineal permiten resolver problemas multiparamétricos, no lineales, o cuando la linearización de los parámetros, para simplificar la resolución del problema, no es posible. Estos métodos aseguran la convergencia a una solución alrededor del mínimo global, de la función de error. Una desventaja importante es su alto costo computacional. En este sentido se decidió usar el método de cristalización simulada dado que el problema (la producción de una FR) es fuertemente no lineal y, como se mostró en la Tabla 3.1, es además multiparamétrico. Asimismo, dado que ya se cuenta con un algoritmo para invertir FR radiales, integrar la información de las componentes transversales es una modificación sencilla.

Esta última inversión toma como información preliminar la estructura de velocidades isótropa estimada previamente. A todo el proceso se le llamó inversión en tres pasos y se divide en: 1) inversión cortical promedio, resolviendo el espesor de una capa, la relación de velocidades κ y el rumbo e inclinación; 2) inversión cortical detallada, resolviendo el espesor y κ para las tres capas, así

como rumbo e inclinación de las dos capas inferiores; e 3) inversión completa, resolviendo principalmente el contenido de anisotropía porcentual, y la dirección del eje rápido.

Anteriormente se mencionó que Rodríguez Domínguez (2013) invirtió, independientemente en cuadrantes cada 90°, las FR de una estación. Desde ese trabajo se reconoció que el acoplamiento de los parámetros podría dar como resultados formas de onda que tuvieran un buen ajuste, entre observados y sintéticos, pero que geométrica- o espacialmente los modelos resultantes no fueran congruentes para una estación. Esta es la razón por la cual se decidió invertir por partes, para reducir el efecto de no unicidad ocasionado por el acoplamiento de los parámetros del modelo.

Las tablas 3.4 y 3.5 resumen los resultados del último paso de la inversión, para el ejercicio donde se cuenta con una sección de FR con una cobertura acimutal ideal y para el ejemplo que simula la distribución acimutal observada en una estación.

Tabla 3.4. Comparación de valores estimados (en negro) con la inversión completa para el modelo con cobertura acimutal densa y homogénea con respecto al modelo original (en azul). Los valores seguidos con asterisco corresponden a las estimaciones que no convergieron adecuadamente al valor de los parámetros esperados.

Capa	Espesor [m]	V_S [m/s]	Rumbo [°]	Echado [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	Dirección del eje rápido de anisotropía [°]
1	1600 ± 200	2200 ± 100	---	---	---	---
	1500	2225	---	---	---	---
2	13000 ± 500	3100 ± 100	16 ± 53	10.5 ± 2.9	5.8* ± 1.0	46* ± 11
	13500	3057	20	13	4	60
3	21700 ± 2400	3900 ± 100	23 ± 8	29.3* ± 1.0	2* ± 1.2	90* ± 19
	20000	4003	25	25	5	35

Además, en las figuras 3.7 y 3.8 se muestran los ajustes de las FR, radiales y transversales, para la inversión completa de las dos pruebas realizadas. Los colores son iguales que los de la Figura 3.5.

Como es posible observar, los ajustes de las señales mejoran con el tercer paso de la inversión. Además, los ajustes mostrados para la componente transversal muestran también resultados positivos.

Las ligeras diferencias del modelo obtenido, en comparación con el modelo original, se deben principalmente al acoplamiento de los parámetros, fenómeno que se ve reducido favorablemente con la propuesta de inversión en tres pasos.

Tabla 3.5. Comparación de valores estimados (en azul) con la inversión completa para el modelo que simula la distribución acimutal de una estación de prueba con respecto al modelo original (en azul). Los valores seguidos con asterisco corresponden a las estimaciones que no convergieron adecuadamente al valor de los parámetros esperados.

Capa	Espesor [km]	V_s [m/s]	Rumbo [°]	Echado [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	Dirección del eje rápido de anisotropía [°]
1	1400 ± 200	2200 ± 100	---	---	---	---
	1500	2225	---	---	---	---
2	14300 ± 800	3100 ± 100	18 ± 16	15.4 ± 3.7	2.9 ± 1.3	53 ± 19
	13500	3057	20	13	4	60
3	18500 ± 2600	4000 ± 100	22 ± 7	22.5* ± 1.3	8.8* ± 1.5	28 ± 24
	20000	4003	25	25	5	35

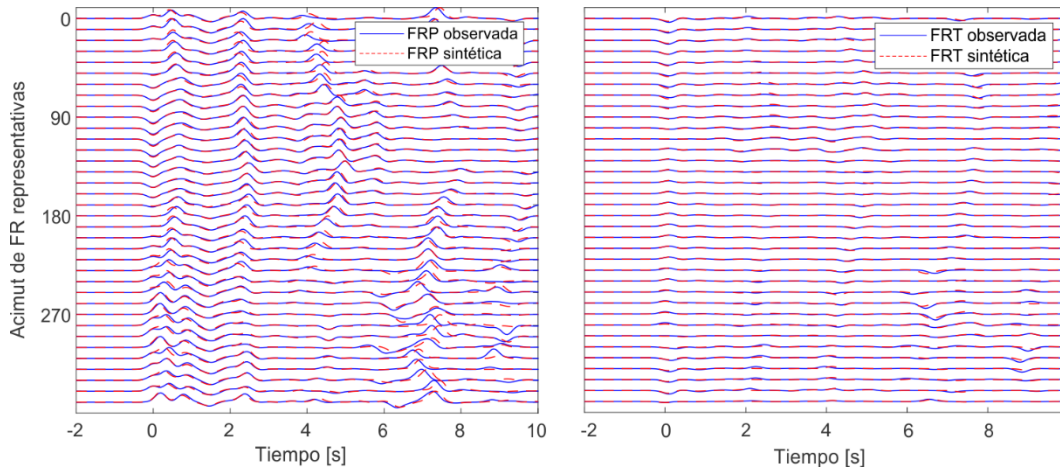


Figura 3. 7. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales. a) Señales de la componente radial. b) Señales de la componente transversal para el ejemplo donde se cuenta con cobertura acimutal ideal.

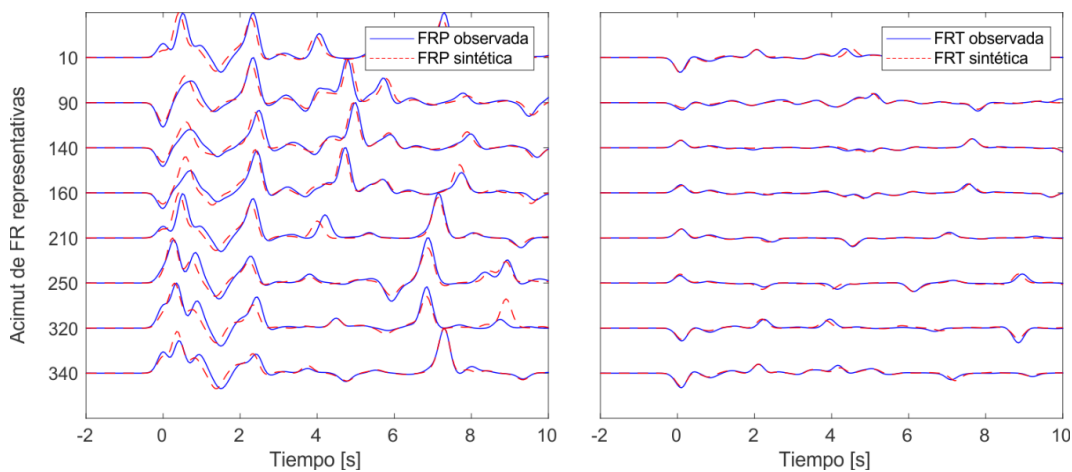


Figura 3. 8. Comparación entre las funciones de receptor obtenidas a partir del modelo resultante de la inversión y las señales originales. a) Señales de la componente radial. b) Señales de la componente transversal para el ejemplo que simula la distribución acimutal de una estación de prueba.

4. RESULTADOS

Estudios previos en la región centro-sur de México han resaltado una existente complejidad en la estructura de la corteza (p. ej., Valdés *et al.*, 1986; Campillo *et al.*, 1996; Espíndola *et al.*, 2017; Lara Rodríguez, 2018; Rodríguez-Domínguez *et al.*, 2019), además de que ésta podría simplificarse, principalmente, por tres capas.

En este capítulo se describirán los resultados desde cuatro enfoques diferentes: a) primero se revisarán los resultados partiendo de un modelo segmentado, constituido por tres capas planas e isótropas; b) el segundo enfoque tratará el problema como un modelo cortical promedio cuya base, asociada a la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), presenta una inclinación; c) el tercer enfoque hará referencia a un modelo cortical segmentado en tres capas isótropas cuyas fronteras presentan un grado de inclinación; d) y el último enfoque describirá el modelo cortical segmentado en capas no horizontales y con contenido de anisotropía.

Dados los estudios anteriores, la primera capa (L1), que conforma el modelo analizado, hará referencia a una capa de baja velocidad, con un espesor que varía entre 0.5 y 3.0 km. La segunda capa (L2), cuyo espesor puede variar entre 5.0 y 25.0 km, probablemente esté asociada a la corteza superior, abarcando desde la base de L1, la capa superior de baja velocidad, hasta la siguiente discontinuidad sísmica intracortical, probablemente la discontinuidad de Conrad. La última capa (L3), abarca desde la base de la capa L2 hasta el Moho.

4. 1. Capas planas isótropas

Las superficies de las figuras 4.1 – 4.3 se elaboraron con los valores de profundidad obtenidos a partir del análisis acimutal, descrito en el apartado 3.3.a, y usando el interpolador ‘vecinos más próximos’ (*nearest neighbor*), del programa Generic Mapping Tools (GMT; Wessel y Smith, 1998), con un radio de apertura de 65 km (distancia máxima entre estaciones en la región central del estudio).

Como se mencionó en el apartado 3.3.b., el problema a resolver depende de 14 parámetros cuya dependencia, acoplamiento, o el bien llamado '*trade-off*', es bastante fuerte. Por esto se estableció que una primera aproximación a capas planas e isótropas es adecuada previo a la inversión de la forma de onda de las FR. Esto permite obtener un modelo inicial para la inversión. Además, el proceso que establecen Zhu y Kanamori (2000) permite usar un conjunto de funciones de receptor para determinar un espesor promedio por estación y evaluar posibles cambios laterales en función de las direcciones de arribo de cada FR.

4. 1. a Dominio $H - \kappa$

En el Capítulo 3.3.a se estableció el método para calcular la distancia horizontal que existe entre una estación y el punto, proyectado en superficie, donde se lleva a cabo la conversión de una onda. Como tal, la distancia calculada depende del número de FRP y FRS que provienen de una dirección particular. A partir de la localización de una estación, la distancia horizontal, y su dirección, se puede llevar a coordenadas geográficas, mismas que se usan para construir las superficies interpoladas de las figuras 4.1 - 4.3. Una estación contará, a lo más, con cuatro mediciones por cada capa.

Además, los resultados que a continuación se describen fueron publicados por Rodríguez-Domínguez *et al.* (2019). Las imágenes fueron reconstruidas para facilitar su comparación con los resultados de la inversión de la forma de onda de la FR.

La Figura 4.1 muestra la profundidad de la capa más somera (L1), asociada a un estrato de baja velocidad. Se puede observar que, en la región sur del área de estudio, esta capa tiene un espesor menor, de aproximadamente 1.5 km, en comparación con el resto de la región. Por debajo de la FVTM, en la mayor parte de la cuenca de Veracruz y en el norte de los terrenos Oaxaca y Juárez, el espesor de esta capa es mayor, rondando entre 2.5 km y 3 km. La imagen no muestra diferencias claras del espesor entre los terrenos que componen el centro-sur de México.

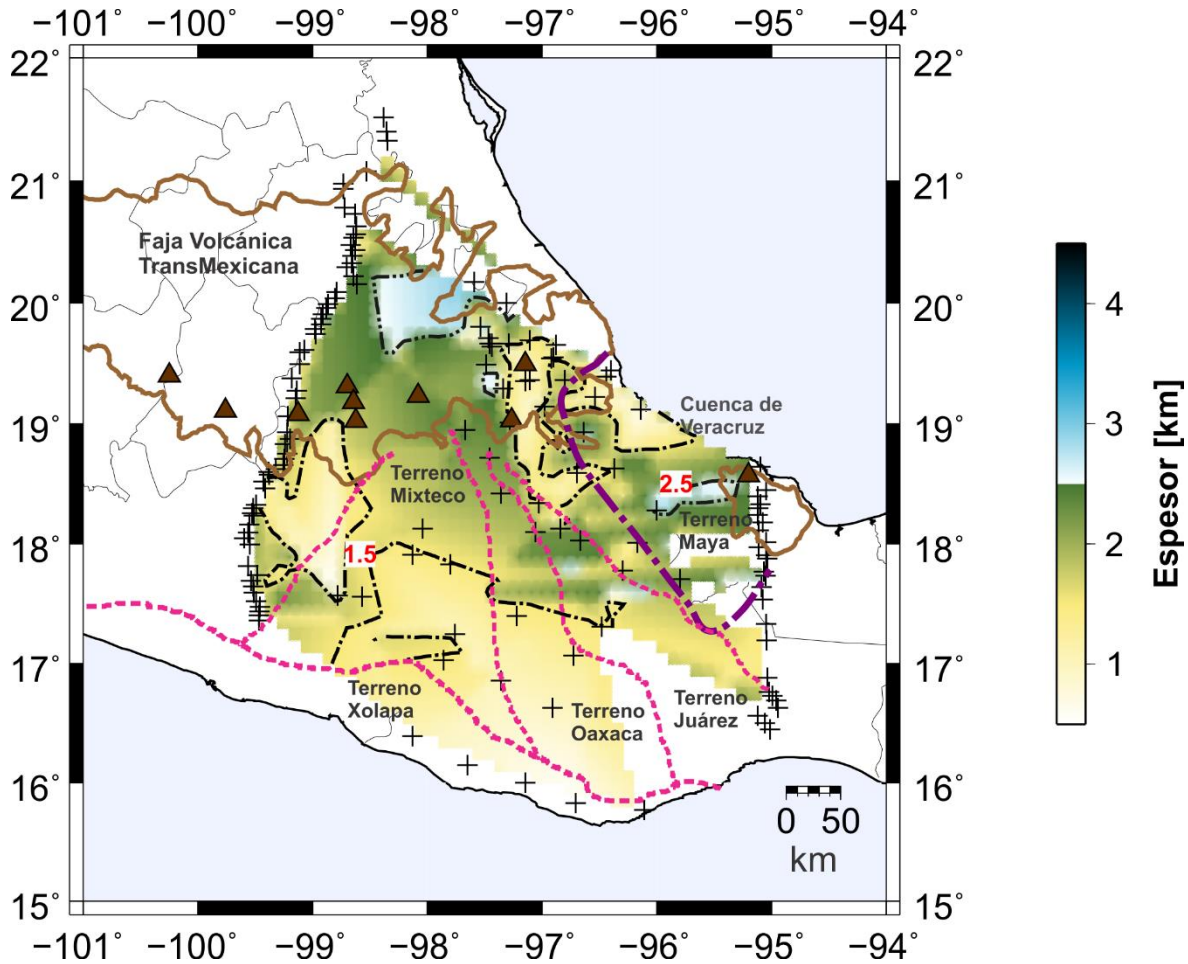


Figura 4. 1. Profundidad de la capa asociada a un estrato de baja velocidad. Las líneas discontinuas en color magenta delinear las fronteras entre los mayores terrenos tectonoestratigráficos del centro-sur de México. La cuenca de Veracruz está delimitada por la línea discontinua punteada en color púrpura, la FVTM y Los Tuxtlas están marcadas dentro de una línea café claro continua. Los símbolos “+” en color negro muestran la localización de las estaciones. Con línea discontinua punteada en color negro se muestra la curva de isoprofundidad para 1.5 km y con línea negra discontinua, doblemente, punteada la curva de 2.5 km.

La profundidad de la capa L2, asociada a la discontinuidad de Conrad, se muestra en la Figura 4.2. La imagen se observa ligeramente más poblada de datos, en comparación con L1, ya que al ser una discontinuidad más profunda los puntos de conversión, por tanto, la distancia horizontal, de las ondas en las diferentes direcciones de arriba se localizan a mayores distancias a partir de la estación.

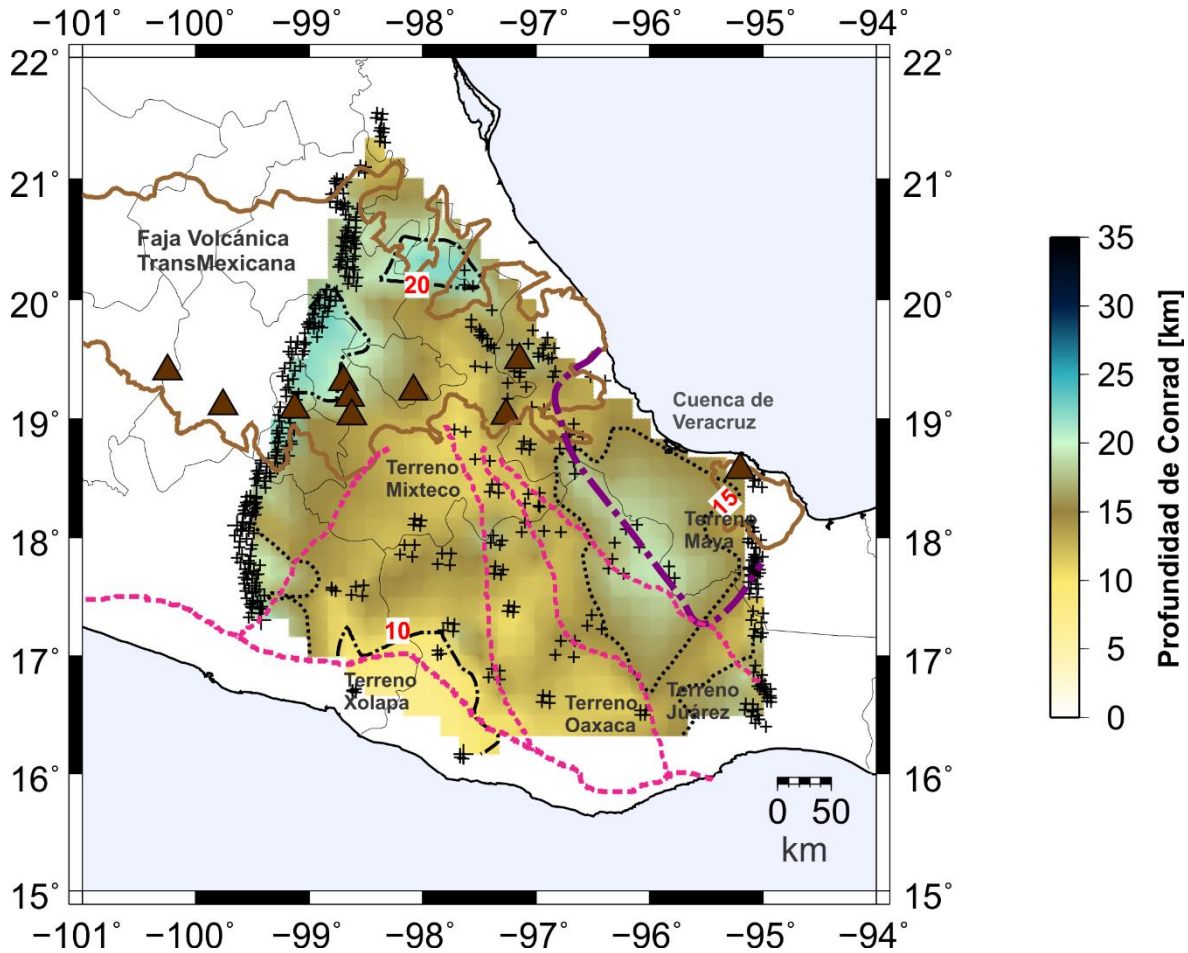


Figura 4. 2. Profundidad de la discontinuidad intermedia de la corteza. La simbología de los límites de terrenos sigue el mismo código que la Figura 4.1. Los símbolos “+” en color negro denotan los puntos de conversión en las diferentes direcciones de arriba a partir de la estación. Con línea negra discontinua, punteada y doblemente punteada, se muestran las curvas de isoprofundidad para los 10 km y 20 km. Con línea negra punteada se muestra la curva de isoprofundidad para los 15 km.

Es notable que esta discontinuidad es, en profundidad, menos variable que la capa L1, aunque hay ligeras diferencias. Por debajo del terreno Xolapa se observa la menor profundidad a 10 km. Por debajo de terreno Maya, adentrándose en la cuenca de Veracruz, se puede notar que la discontinuidad tiene una mayor profundidad, comparada con la región central. Por debajo de la FVTM, cercano a los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, se observan las mayores profundidades,

aproximadamente 20 km, y en el límite norte de la FVTM, al este del arreglo MASE.

La Figura 4.3 muestra el espesor total de la corteza, el cual, como bien se mencionó, es el resultado de la suma de los tres estratos cuyos espesores se estimaron secuencialmente con el método propuesto por Zhu y Kanamori (2000) y modificado para un modelo de varias capas, descrito en la Sección 3. 3.a. En este caso se observan rasgos parecidos a aquellos de la capa L2 (Figura 4.2). Se observa que, con algunas ligeras variaciones, la profundidad es similar por debajo de los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez. Por otra parte, el espesor menor se observa, tal como se notó en L2, por debajo del terreno Xolapa. Además, por debajo de la FVTM se puede notar que los espesores varían entre 40 - 50 km. Estos valores son muy parecidos entre la sección del arreglo MASE que queda dentro de la faja y la región del límite este de la FVTM.

4. 2. Capas inclinadas isótropas

En las primeras pruebas de inversión se intentó resolver el modelo multiparamétrico, mostrado en la Tabla 3.1, ajustando empíricamente los parámetros que controlan la inversión como: el parámetro T que controla el criterio de Metrópolis, que a su vez controla la probabilidad de aceptación de los modelos; el número máximo de modelos aceptados; los modelos probados en cada paso del criterio de Metrópolis; y el error mínimo aceptado entre señales.

Al menos se realizaron dos pruebas, partiendo de modelos muy simples hasta el modelo más complicado (Tabla 3.1): una usando FR sintéticas simulando una cobertura completa acimutal y una regularidad ideal de los arribos; y la otra simulando una cobertura acimutal parecida a la observada en una estación de prueba, sin una regularidad en la dirección de los sismos.

La prueba con el modelo más simple sólo resolvía el espesor de una capa plana sobre un semiespacio. La siguiente prueba resolvía una capa cuya frontera con el semiespacio presentaba una inclinación y la siguiente prueba la capa contenía un grado de anisotropía.

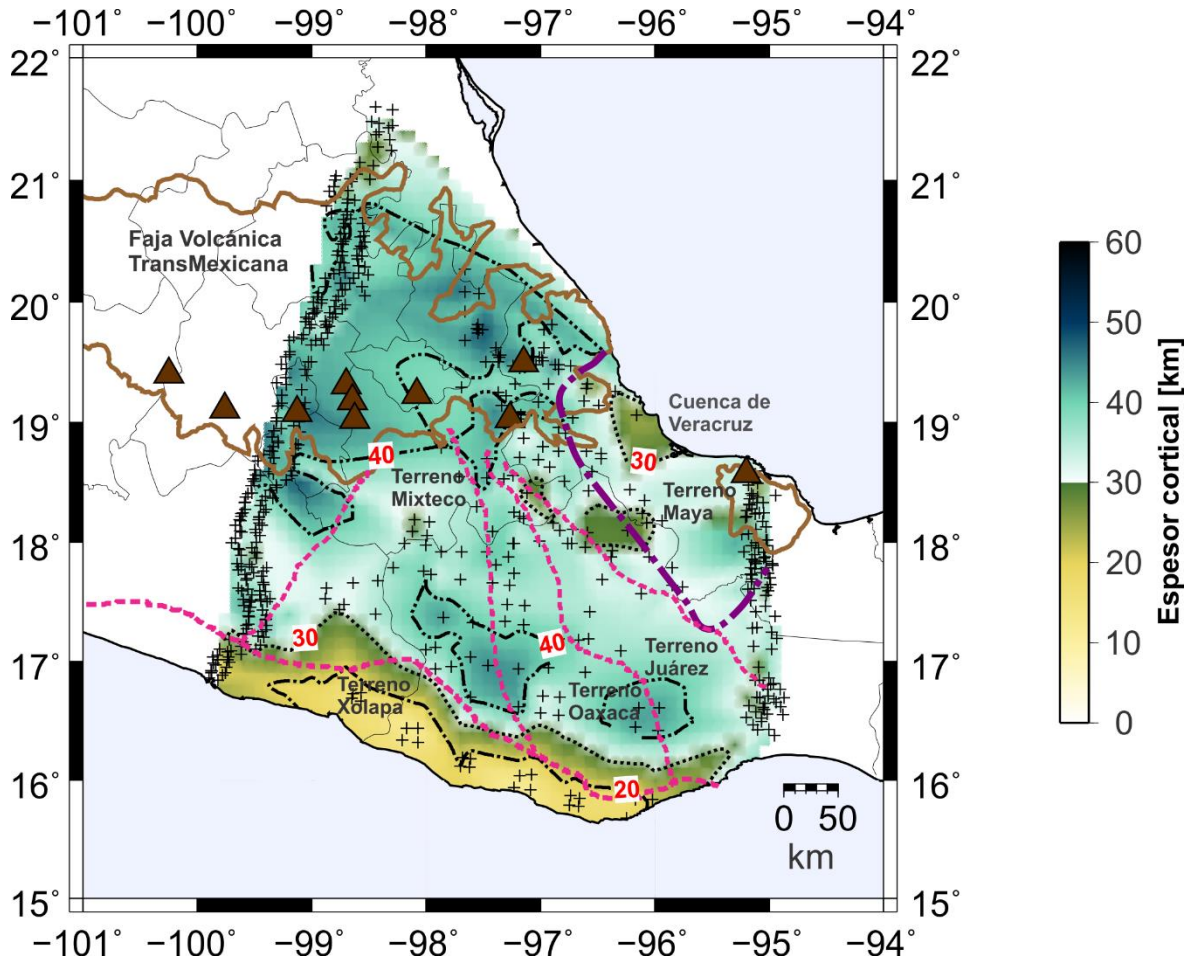


Figura 4. 3. Espesor total de la corteza. La simbología sigue el mismo código que la Figura 4.2. Con línea negra discontinua, punteada y doblemente punteada, se muestran las curvas de isopropfundidad para los 20 km y 40 km. Con línea negra punteada se muestra la curva de isopropfundidad para los 30 km.

Desde estas primeras pruebas se comenzó a observar que, al dar completa libertad a los parámetros, no se convergía adecuadamente al valor de la dirección del eje rápido y al porcentaje de anisotropía del modelo de prueba. La siguiente prueba consistía en incluir dos capas y resolver primero los parámetros isótropos de capas planas y complicar secuencialmente el modelo, incluyendo capas inclinadas y anisótropas, esto hasta probar la inversión para el modelo más complejo, sin ningún tipo de restricción para los parámetros.

Tal como se resaltó en la sección 3.3.b, uno de los problemas principales es el acoplamiento de los parámetros, y el grado de libertad otorgado, en la búsqueda

de modelos en la inversión. El acoplamiento mayor se observó en el valor de κ , el cual depende de la velocidad de la onda S , que influye considerablemente en los tiempos de arribo de las fases convertidas. De igual forma, cuando una capa presenta cierto grado de inclinación, los tiempos de arribo también se verán afectados en función de la dirección e inclinación de la capa. Por los problemas anteriores, se planteó realizar la inversión en tres pasos, comenzando con un modelo cortical promedio.

4. 2. a Inversión cortical promedio

Como se mencionó en el apartado 3.3.b, si una capa asociada a la corteza, con un espesor aproximado de 35 km, presenta un alto grado de inclinación el método de Zhu y Kanamori (2000) podría subestimar, hasta por 10 km, su espesor. Dadas las condiciones geológicas del centro-sur de México (subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica, en la región sur del área de estudio, y la interrupción casi abrupta de los edificios volcánicos en la sección este de la FVTM), ésta es una geometría esperada en el área de estudio.

La primera inversión, que parte del modelo de tres estratos apilados, pretende resolver la inclinación que podría presentar la corteza continental.

La Figura 4.4 muestra el ajuste entre las FRP observadas y las sintéticas a partir del modelo resultante de la primera inversión. Las señales están ordenadas por acimut inverso, mostrando la FR apilada por cada grupo. Como es posible observar, el ajuste sólo es notable alrededor del pulso correspondiente a la Moho, aproximadamente a los 4.5 s, y ligeramente en el pulso directo, en el tiempo $t = 0$. Cualquier variación en tiempo o amplitud, ocasionada por capas inclinadas y/o anisótropas, se verá reflejada en el arribo del pulso directo y será el resultado de la contribución individual de cada capa que compone el modelo de estructura.

Como se mencionó anteriormente, esta primera inversión tiene como objetivo determinar el rumbo e inclinación de la corteza promedio, desde un enfoque de estructura isótropa, y este mismo valor se tomará como información *a priori* para el segundo paso de la inversión.

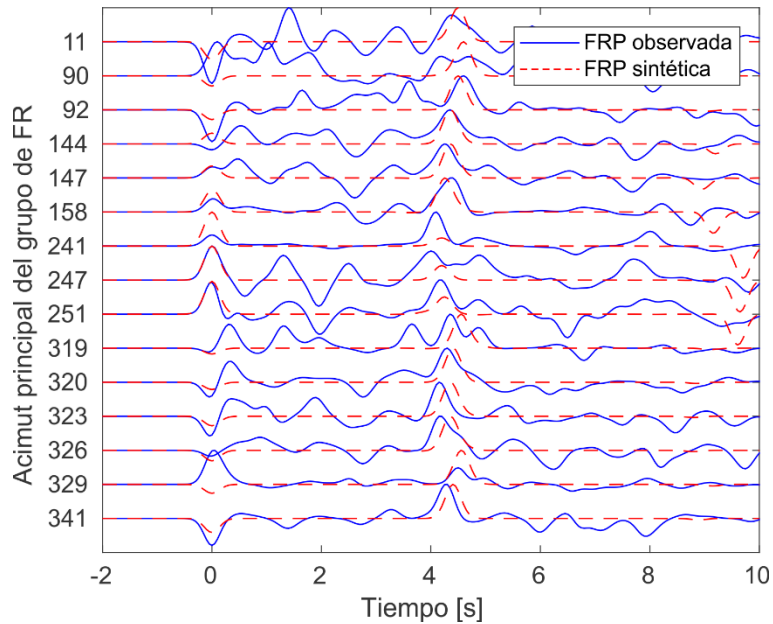


Figura 4. 4. Comparación entre FRP observadas y sintéticas. Las líneas continuas en color azul son las FRP observadas en la estación TUXT. Las líneas discontinuas en color rojo son las FRP sintéticas, obtenidas a partir del modelo resultante en el primer paso de la inversión.

4. 2. b Inversión cortical del modelo isótropo segmentado

A lo largo del texto se ha mencionado que el problema de acoplamiento de los parámetros dificulta la estimación y convergencia de la inversión para resolver los valores del modelo consistentemente. La forma de atacar este problema es, como se ha planteado, resolver por pasos para ir reduciendo el número de parámetros en cada inversión.

Para el segundo paso del proceso, la inversión da libertad para que la relación de velocidades, κ , varíe entre 1.75 - 2.3 para la capa L1, y entre 1.65 - 1.90 para las capas L2 y L3, respectivamente. El primer rango se basó en los valores promedio, observados por Yeck *et al.* 2013, para una capa sedimentaria; y el segundo rango, entre 1.65 y 1.90, se basó en los valores típicos de varias litologías que podrían dar composición la corteza (Christensen, 1996 y Hodgson *et al.* 2017). Además, el valor de inclinación de la capa L3, previamente estimado, entra como dato inicial con un espacio de búsqueda reducido al rango de error de la estimación, de esta

forma es como si se fijara este parámetro para que el proceso resuelva con mayor facilidad los espesores, κ e inclinación del modelo segmentado.

4. 3. Capas inclinadas y anisótropas

Hasta este punto, la inversión se ha enfocado completamente en el modelo isótropo, mismo que refleja sus cambios, principalmente, en la forma de onda de las componentes radiales. Por lo anterior, sólo se usan las FR radiales (FRQ) para las primeras dos inversiones.

El último paso de la inversión toma como información *a priori* el modelo isótropo segmentado, es decir, los espesores de tres capas y su respectiva relación de velocidades de onda, $V_p/V_s = \kappa$, dirección y grado de inclinación para la base de las capas L2 y L3 (Conrad), y Moho.

El objetivo primordial de la tercera inversión es resolver el contenido de anisotropía y la dirección del eje rápido para las capas L2 y L3, es decir sólo para cuatro parámetros.

4. 3. a Inversión cortical del modelo anisótropo segmentado

En un modelo isótropo conformado por una o varias capas horizontales, la energía en la componente transversal será nula (Cassidy, 1992; Savage, 1998). Sin embargo, cualquier variación asociada con heterogeneidades laterales, como capas inclinadas, o anisótropas provocará que parte de la energía emigre hacia la componente transversal.

Debido a que los efectos de la anisotropía también se reflejan en las FR transversales (FRT), éstas, a diferencia de las inversiones anteriores, son incluidas en el último paso de la inversión. El gran inconveniente de incluir estas componentes reside en el aumento considerable del tiempo de cómputo pues se requiere modelar el doble de señales con cada modelo evaluado.

La Figura 4.5 muestra el espesor de la capa L1, asociada a un estrato de baja velocidad. En el recuadro a) se presenta la superficie interpolada a partir de los

resultados de la inversión y en el recuadro b) los círculos de colores son las estimaciones puntuales en cada estación.

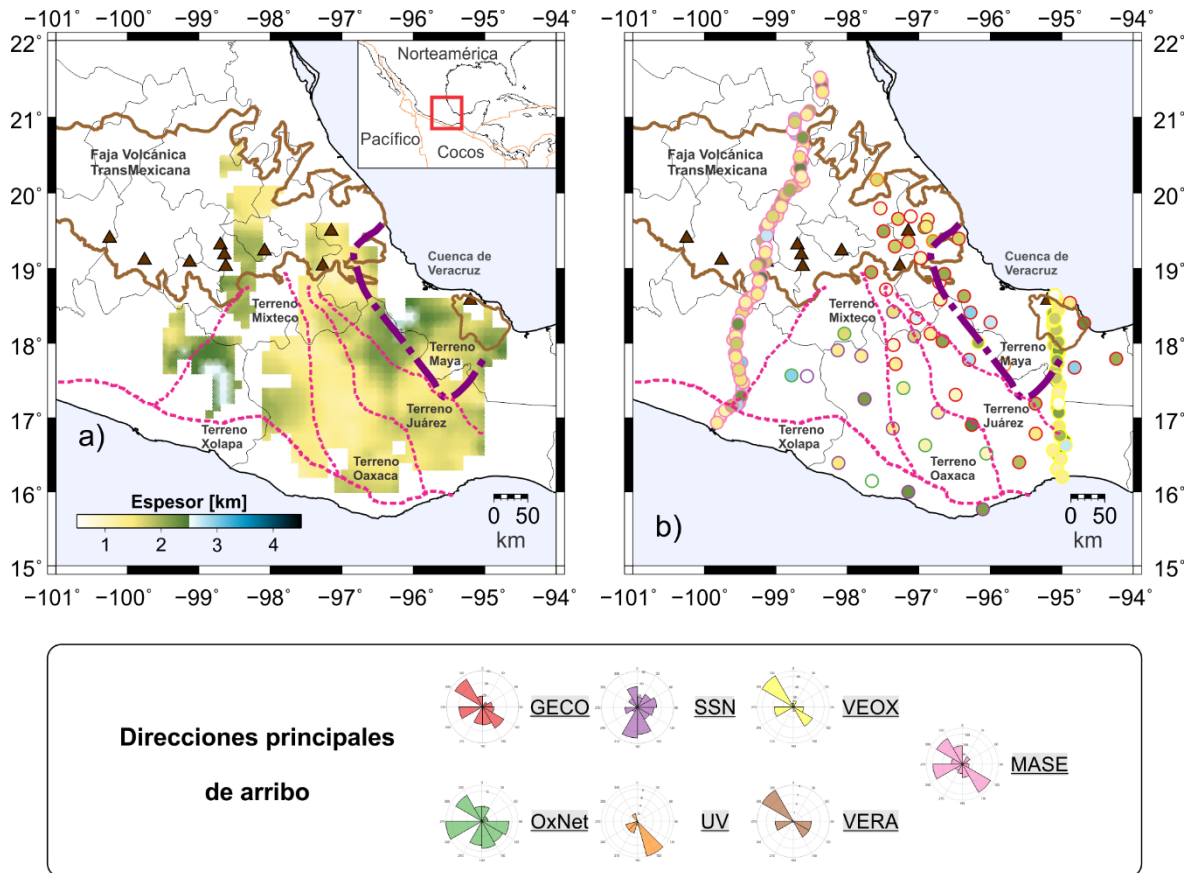


Figura 4. 5. Espesor del estrato somero de baja velocidad, obtenido con la inversión en tres pasos. a) Superficie interpolada y b) estimaciones puntuales (círculos). Los colores de las circunferencias (borde de los datos puntuales) están asociados con las redes analizadas (ver rosetas). Las rosetas, en el sector inferior de la imagen, denotan las direcciones principales de los grupos de funciones de receptor.

En comparación con la Figura 4.1, se ve una menor densidad de información, pero es importante recordar que los resultados de la Figura 4.1 fueron estimados con el método modificado de Zhu y Kanamori (2000). Siguiendo el trabajo de Rodríguez-Domínguez *et al.* (2017) se interpolaron los datos con el algoritmo de

“triangulación de Delauny” y se ajustó la escala de colores para que fuera homogénea en ambos resultados.

A grandes rasgos, la información presentada en las imágenes es congruente entre los dos métodos de interpolación, la triangulación de Delauny y vecinos más próximos. Espesores menores y consistentes se observan en la región centro-sur del área de estudio. Se resalta un espesor mayor en la frontera suroeste del terreno Mixteco que parece notarse en la Figura 4.1. Además, aunque no destaca significativamente, se observan espesores mayores dentro de la cuenca de Veracruz y al norte del perfil VEOX. Por otra parte, también se observan espesores mayores en la FVTM, casi en la frontera con el terreno Mixteco, siendo también consistente con los resultados obtenidos en el dominio $H - \kappa$.

La profundidad de la discontinuidad que separa la capa L2 de la L3, posiblemente atribuida a la discontinuidad de Conrad, se muestra en la Figura 4.6. Los recuadros a) y b) muestran la misma información que en la Figura 4.5 (superficie interpolada de la discontinuidad, estimaciones puntuales de su profundidad). El recuadro c) muestra las direcciones de rumbo y grado de inclinación de la discontinuidad. El recuadro d) muestra las estimaciones puntuales de anisotropía con sus errores asociados. En este último recuadro se muestra las estimaciones para los perfiles MASE y VEOX, lo cuales se analizarán a detalle en los apartados 4.4 y 4.5.

A grandes rasgos, se observa una gran congruencia entre los resultados obtenidos con la inversión y los resultados del análisis de $H - \kappa$ (Figura 4.2). Al sur de la FVTM, en los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez, las profundidades a la base de la capa L2 rondan entre 10 y 15 km. Los datos que se encuentran al centro de la cuenca de Veracruz muestran un ligero aumento, sin embargo, la información viene sólo de dos estaciones. Aunque no es muy alta la resolución, por debajo de la FVTM se observa también un ligero aumento en la profundidad de la discontinuidad que separa la capa L2 de la capa L3, además es posible observar esta variación con los resultados del análisis $H - \kappa$.

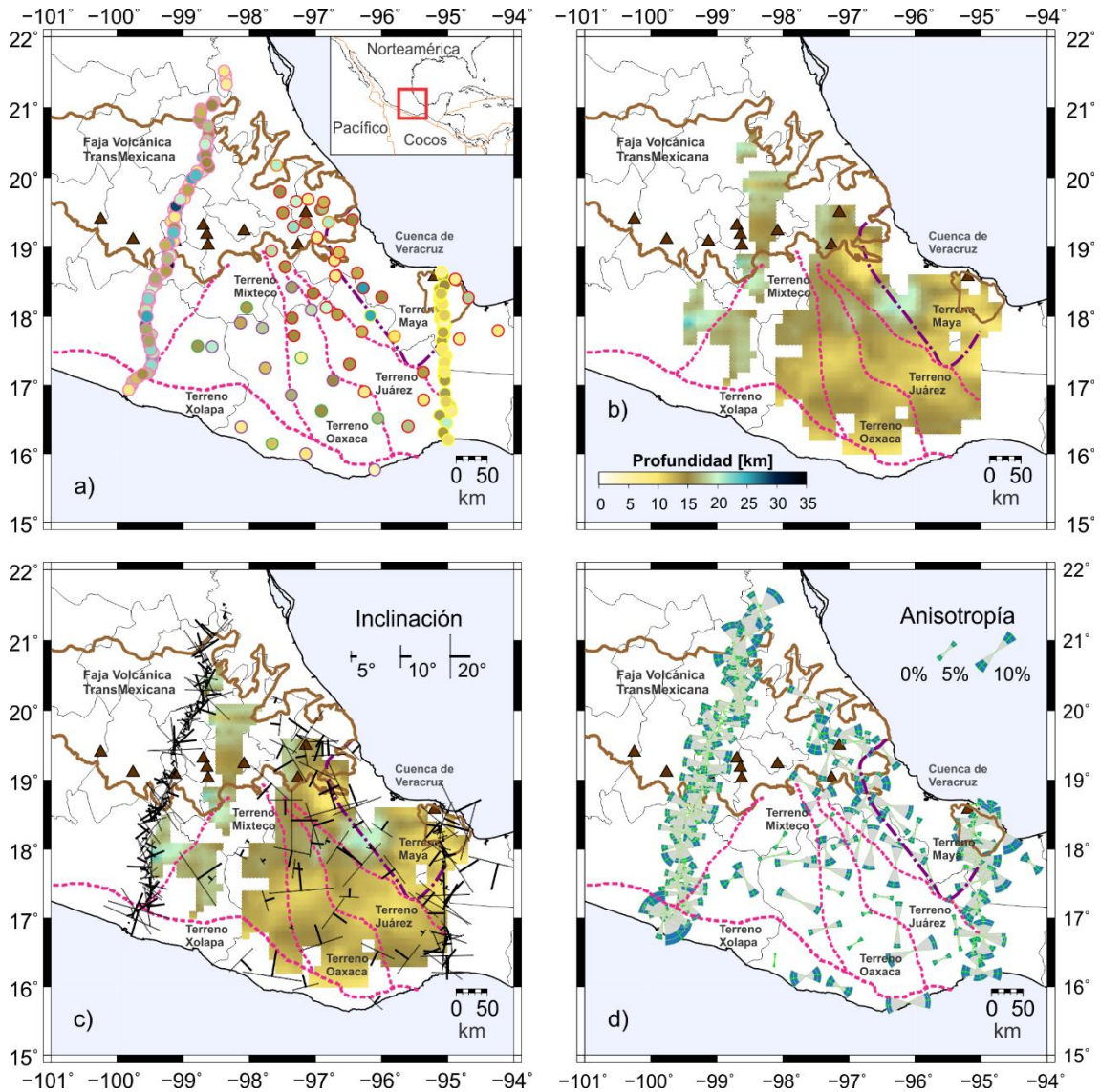


Figura 4. 6. Profundidad de la discontinuidad que separa la capa L2 de la L3, asociada a la discontinuidad de Conrad, obtenida con la inversión en tres pasos. a) Estimaciones puntuales (círculos) y b) superficie interpolada. c) Superficie interpolada, rumbo de la capa inclinada y el grado de inclinación, siguiendo la simbología usada en geología para denotar rumbo y echado. d) Direcciones del eje rápido de anisotropía y la magnitud de ésta, además la gráfica de rebanadas de pastel denota el error asociado a la estimación.

Por otra parte, una estimación de anisotropía se presenta como una gráfica de rebanada de pastel doble y simétrica. La línea verde gruesa muestra la dirección del eje rápido de anisotropía; el error de la estimación está delimitado por los

bordes de la rebanada de pastel; la magnitud o el porcentaje de anisotropía se realiza dentro de la zona en color azul de cada rebanada de pastel; el valor de la estimación está representado por el segmento de arco al centro del área azul. La región en color gris sirve para no confundir las regiones de otras estimaciones.

El recuadro d) de la Figura 4.6 muestra las direcciones del eje rápido de anisotropía y su magnitud en la capa L2. Exceptuando un par de mediciones que muestran una dirección aproximadamente norte-sur, a lo largo del terreno Xolapa las direcciones de anisotropía tienen una tendencia aproximadamente este-oeste, con un valor promedio de 102° . Una tendencia parecida, en orientaciones aproximadamente en dirección este-oeste, se puede ver en los terrenos Mixteco y Oaxaca. En el límite entre el terreno Juárez y el Maya, las cuatro mediciones muestran una dirección similar ($\sim 5^\circ$). Por debajo de la Cuenca de Veracruz y en el este de la FVTM, las rebanadas de pastel no muestran direcciones preferenciales.

Dado que el espaciamiento de las estaciones sobre los perfiles MASE y VEOX es más regular, éstos se describirán de manera independiente.

La Figura 4.7 muestra los resultados para el espesor total de la corteza, mismo que resulta de sumar los espesores de las capas individuales. Este resultado también se puede ver como la profundidad a la base de la capa L3. La simbología sigue la misma descripción que la Figura 4.6. En el recuadro a) se observa la superficie interpolada, a la base de la capa L3, y b) las mediciones puntuales en cada estación. De forma general, presenta las mismas características que los resultados mostrados en la Figura 4.3 pero con una menor cobertura espacial. Una diferencia reconocible se ubica en la región central del terreno Juárez en donde dos mediciones parecen afectar la interpolación local entre estos dos puntos, subestimando la profundidad de la base de la corteza.

En el recuadro c) se muestran las direcciones puntuales para el rumbo y el grado de inclinación a la base de la capa L3, y en el recuadro d) se muestran las mediciones de anisotropía para la capa L3, de forma análoga a la simbología de la Figura 4.6c. Por debajo del terreno Xolapa se observa el mismo comportamiento que para la base de la capa L2, con los vectores de rumbo alineados,

aproximadamente, en una dirección este-oeste. La mayoría de los vectores de rumbo, dentro del terreno Mixteco, tienen una dirección similar a la de la capa L2. Por debajo de los terrenos Oaxaca, Juárez, Maya y la FVTM, no es posible observar un patrón claro entre las direcciones en la base de esta capa y la base de la capa L2 dado que las estimaciones tienen un alto grado de dispersión.

4. 4. Perfil MASE

En las figuras 4.6c, d y 4.7c, d se introdujeron las mediciones de anisotropía para el perfil MASE. Dado que la distancia entre estaciones es de 5 km, la visualización de las estimaciones no es la más adecuada para su correcta descripción. Por el motivo anterior, en la Figura 4.8 se muestran las estimaciones en función de la distancia para este perfil de estaciones.

De sur a norte, se muestran en la Figura 4.8, a) la topografía a lo largo del perfil MASE. El inicio del perfil se toma, en línea recta, desde la primera estación (Acapulco, Guerrero) hasta la última (Tempoal, Veracruz). Las mediciones de anisotropía para las capas L2 y L3 se muestran en los recuadros b) y c), respectivamente, y en el recuadro d) se muestra la suma algebraica de las estimaciones de anisotropía para las capas L2 y L3. En el recuadro b) se muestran además las direcciones y magnitud de la anisotropía de Castellanos *et al.* (2017) y en los recuadros c) y d) las mediciones de Castellanos *et al.* (2018).

Es posible notar que el espesor menor (< 30 km) se ubica en los límites sur y norte del perfil, por debajo del terreno Xolapa y bajo la sección donde se localiza el basamento Precámbrico. Un espesor intermedio (~ 40 km) se observa por debajo de la plataforma Guerrero-Morelos y los mayores espesores se pueden observar por debajo de la FVTM en donde, para algunas estaciones, el espesor es mayor que 50 km.

Las direcciones y magnitudes de anisotropía para la capa L2 presentan una gran dispersión, pero es posible señalar la similitud en las direcciones por debajo del terreno Xolapa. Por debajo de la región central de la plataforma Guerrero-Morelos se observan subgrupos con tendencia norte-sur y algunos este-oeste. Por debajo

de la FVTM, las estimaciones presentan una mayor dispersión, pero es posible diferenciar que a partir de, aproximadamente, 360 km, medido desde la primera estación, las direcciones de anisotropía tienen, en conjunto, un comportamiento más homogéneo, con direcciones aproximadamente N-S.

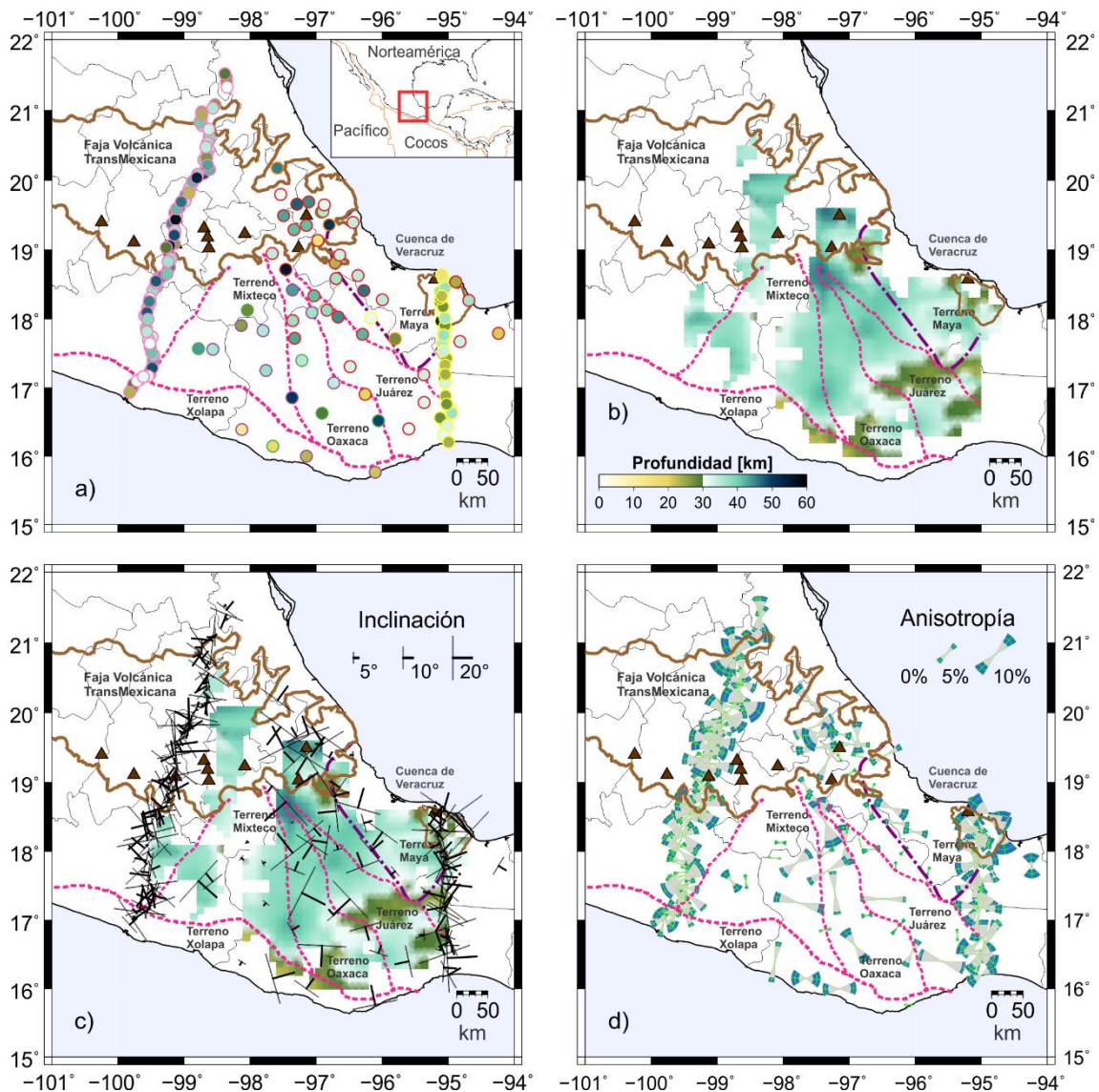


Figura 4. 7. Profundidad a la base de la capa L3, obtenida con la inversión en tres pasos. a) Estimaciones puntuales (círculos) y b) superficie interpolada. c) Superficie interpolada, rumbo de la capa inclinada y el grado de inclinación, siguiendo la simbología usada en geología para denotar rumbo y echado. d) Direcciones del eje rápido de anisotropía y la magnitud de ésta, además la gráfica de rebanadas de pastel denota el error asociado a la estimación.

Es importante señalar que hay algunas mediciones cuya magnitud de anisotropía parece muy alta con respecto de las estimaciones contiguas. Como tal, el valor de δt depende del espesor estimado y parece haber una correlación entre estos valores que parecen anómalos con el espesor estimado.

4. 5. Perfil VEOX

En la Figura 4.9 se muestran, tal como en el perfil MASE, las estimaciones puntuales para el perfil VEOX. De igual forma, se muestra la topografía sobre el perfil, las direcciones y magnitud de la anisotropía en las capas L2 y L3 y su suma algebraica.

Para la capa L2, por debajo del terreno Juárez se observa que, para los primeros 50 km, hay similitudes en las direcciones de anisotropía, variando entre N30°W y N30E°; a partir de 60 km las direcciones son aproximadamente E-W, hasta el límite con el terreno Maya; por debajo del terreno Maya parece haber un cambio gradual en las direcciones de anisotropía, variando entre N80°E y S75°E; y por debajo del Campos Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT) se observan direcciones, predominantemente, entre S30°E y S85°E.

Por otra parte, las direcciones de la anisotropía en la capa L3 no presentan patrones de agrupación tan claros como para la capa L2. Por debajo del terreno Juárez, no parece resaltar un patrón claro; tampoco se observa algún patrón claro que agrupación en las direcciones de anisotropía por debajo del terreno Maya; por debajo del CVLT, parece haber dos patrones de direcciones uno, al sur, variando entre N85°E y S45°E, y al norte, con direcciones aproximadamente N-S.

Además, se observa que la contribución de la anisotropía es mayor en la capa L3, en comparación con la capa L2, pero esto puede estar asociado a que se estimaron espesores mayores para la capa L3.

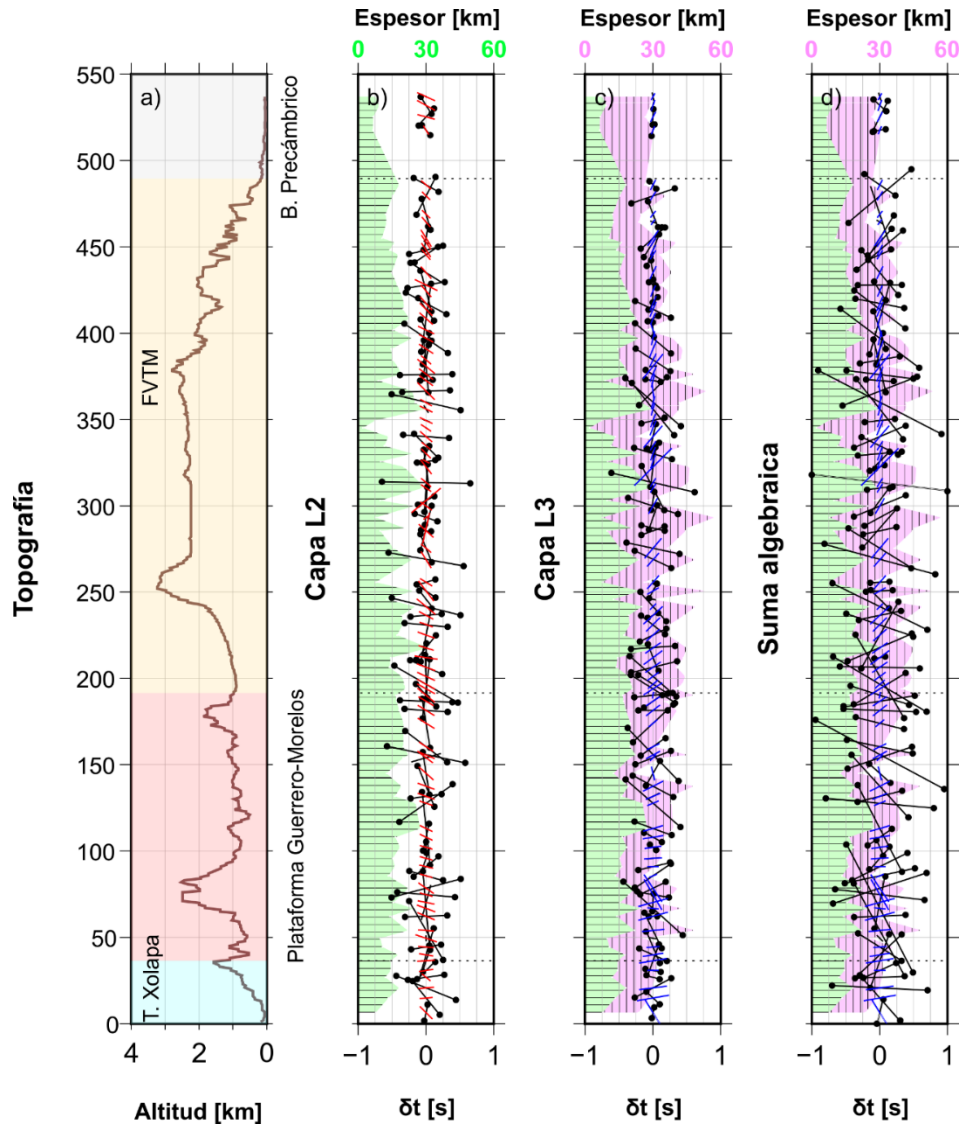


Figura 4. 8. Topografía, estimaciones de anisotropía para las capas L2 y L3 y la suma algebraica para el perfil MASE. Los recuadros, en transparencia de colores azul, rojo y amarillo, denotan los terrenos tectonoestratigráficos principales a lo largo del perfil. Las áreas en color verde y morado, con respectivo achurado horizontal y vertical para las capas L2, L3 y la suma algebraica, muestran los espesores estimados y el eje horizontal superior corresponde a estos espesores. Los vectores en color negro, delimitados por círculos, representan las estimaciones de anisotropía (φ y δt) de este trabajo. Los vectores sobrepuestos en color rojo son las mediciones realizadas por Castellanos *et al.* (2017) y, en color azul, Castellanos *et al.* (2018).

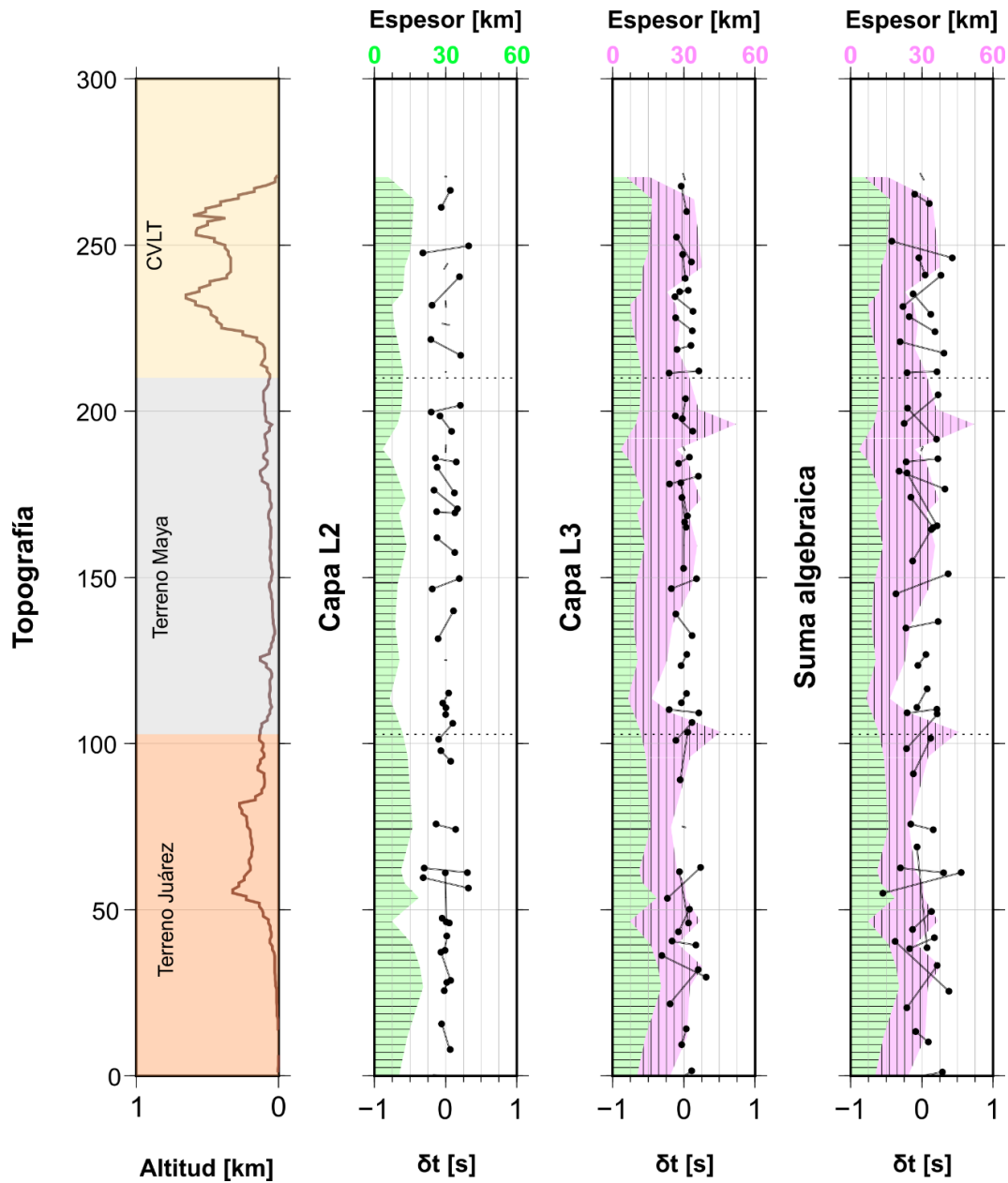


Figura 4. 9. Topografía, estimaciones de anisotropía para las capas L2 y L3 y la suma algebraica para el perfil VEOX. Los recuadros, en transparencia de colores naranja, gris y mostaza, denotan los terrenos tectonoestratigráficos principales a lo largo del perfil. Las áreas en color verde y morado, con respectivo achurado horizontal y vertical para las capas L2, L3 y la suma algebraica, muestran los espesores estimados y el eje horizontal superior corresponde a estos espesores. Los vectores en color negro, delimitados por círculos, representan las estimaciones de anisotropía (φ y δt) de este trabajo.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De la descripción de los resultados se puede inferir que las variaciones geométricas observadas y las direcciones de anisotropía tan dispersas no son más que la evidencia de la complejidad que presenta la corteza continental en el centro-sur de México.

A partir de los trabajos de Crampin (1978) y Crampin (1985), Nagaya *et al.* (2008) simplifican a cuatro causas plausibles que podrían generar anisotropía en la corteza y el manto superior: a) orientación preferencial del arreglo cristalográfico de los minerales ("*lattice preferred orientation*" o *LPO*, por sus siglas en inglés); b) alineamiento de grietas rellenas por material fundido; c) alineamiento de grietas inducidas por los esfuerzos tectónicos y d) deformación interna debido a procesos tectónicos pasados (Silver y Chan, 1991).

De las cuatro causas anteriores, las primeras dos explican de mejor forma la anisotropía en el manto superior y en la cuña del manto en las zonas de subducción (Crampin, 1981). Por otro lado, si existiera agrietamiento inducido por el estado de esfuerzos entonces la opción c) es una explicación plausible para explicar la anisotropía y se esperaría que la dirección del eje rápido esté alineada con la dirección de los esfuerzos máximos principales (Nagaya *et al.* 2008).

Aunque el mecanismo de agrietamiento causado por esfuerzo es plausible, no lo es en realidad para toda la corteza puesto que en la corteza inferior las propiedades cambian, diferenciando entre una región de material quebradizo (en la corteza superior) y una región donde el material tiene un comportamiento dúctil (Mainprice y Nicolas, 1988).

A continuación, se revisará el modelo de estructura, analizando la parte geométrica y las propiedades internas, relacionando la anisotropía con algunos factores que expliquen la variabilidad observada en las direcciones estimadas. Asumiremos que para la corteza se tiene una simetría hexagonal, consistente con un arreglo de capas apiladas (Anderson, 1989).

5. 1. Capa superficial de baja velocidad

Aunque geométrica o espacialmente esta capa no se correlaciona fuertemente con los diversos terrenos que constituyen el centro-sur de México, parece plausible que los espesores se pudieran correlacionar con las coberturas sedimentarias que cubren la región central. Por ejemplo, es posible identificar una región con mayor espesor a lo largo del margen oeste de la cuenca de Veracruz (el oeste del terreno Maya). También, abarcando un área mayor, en el centro de Oaxaca se observa un espesor similar entre los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez, posiblemente asociado a la cuenca que yace en el bloque de techo de la falla Oaxaca, que pertenece al sistema de fallas del Cenozoico, con una orientación, aproximadamente, norte-sur (Álvarez *et al.* 1994).

Dentro de la FVTM, al este del perfil MASE, parece sobresalir una región con alineación norte-sur donde se observan espesores entre 1.5 y 2.0 km. Esa región es en realidad una zona “iluminada” por el método de interpolación, ya que parece estar determinada por los valores del perfil MASE y los valores en la región este de la FVTM, aun cuando en esa región no se tiene ninguna estación, por tanto, es una zona que no debe ser tomada en cuenta como parte de la resolución.

El problema con la interpolación para esta primera capa se extiende a toda la región en donde, dado el planteamiento del problema, la resolución lateral depende de la profundidad de la capa. En este caso el espesor es en promedio de un par de kilómetros lo que en realidad nos indica que los efectos geométricos son aproximadamente a 700 m alrededor de la estación.

El efecto de la anisotropía se despreció para esta capa ya que su espesor, en comparación con los espesores de la corteza superior e inferior en gran parte de la región de estudio, no supera más del 10%, por capa, o del 5% para el espesor total de la corteza. Además, también se despreció la variación lateral de la interfase con la corteza superior, es decir, se simplificó a una capa horizontal para la inversión de la forma de onda. Sin embargo, el análisis $H - \kappa$ sí muestra evidencia de variaciones laterales que, aunado con la anisotropía, lo convierte en un problema más complejo de resolver con la resolución de las FR utilizadas.

5. 2. Corteza superior

El espesor promedio regional a la base de esta discontinuidad ronda alrededor de los 15 km, aunque en la región al sur de la FVTM ronda entre 15 y 20 km. Esta profundidad es consistente con las observaciones de Iglesias *et al.* (2001), pero resulta 5 km más profunda en comparación con la profundidad de la corteza superior estimada por Iglesias *et al.* (2010), en donde los autores observan, a lo largo de todo el perfil MASE una profundidad de 10 km. Por otra parte, en la región de Oaxaca los resultados son consistentes con las observaciones de Valdés *et al.* (1986) y con Espíndola *et al.* (2017)

A finales de la década de los 80s, Litak y Brown (1989) ya planteaban la existencia de la discontinuidad de Conrad, asociada al límite entre el basamento granítico, en la corteza superior, y las rocas basálticas, en la corteza inferior. Si bien, esta discontinuidad se ha identificado en otras regiones continentales (Yang *et al.* 2021), en México sólo las observaciones de Espíndola *et al.* (2017) y Rodríguez-Domínguez *et al.* (2019) han presentado datos cuantitativos de su profundidad, sin asociarla como tal a la discontinuidad de Conrad y más bien al cambio entre una corteza que se comporta de forma quebradiza y una corteza de comportamiento dúctil.

De acuerdo con Litak y Brown (1989), la corteza superior se comporta como una unidad de roca quebradiza y las direcciones de anisotropía se relacionarían con las direcciones de fallas y fracturas de la región. Para analizar esta relación se usó la base de datos de fallas y fracturas, del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2022). En primera instancia se tomó un radio de búsqueda a partir de la localización de una estación. Dicho radio será, al igual que el radio establecido para calcular la distancia horizontal de una onda convertida P_s (sección 3.3.a), un tercio de la profundidad a la discontinuidad de interés, y se obtendrá el histograma polar de todas las direcciones que caigan dentro del radio de búsqueda.

La Figura 5.1 muestra, como rebanadas de pastel, las direcciones de anisotropía estimadas a partir de la inversión de las FR (línea verde) y el error asociado a la

estimación (semi-rebanada de pastel en color azul). Encima de cada estimación de anisotropía se grafica el histograma polar de las direcciones de fallas y fracturas. Las estimaciones para los perfiles MASE y VEOX se muestran en transparencia ya que se analizarán a detalle en los apartados 5.4 y 5.5.

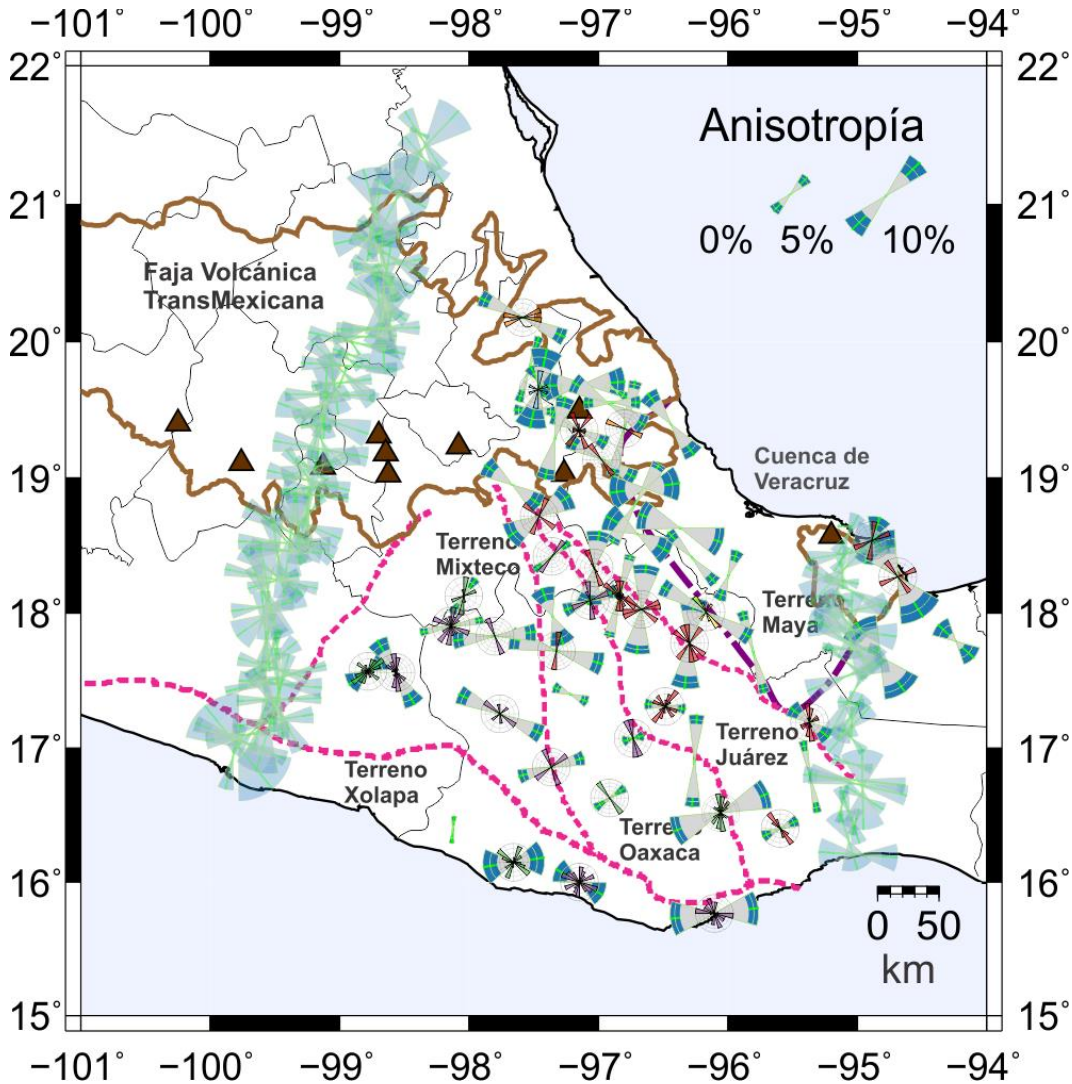


Figura 5. 1. Comparación entre direcciones de anisotropía estimadas (rebanadas de pastel) y la dirección promedio de fallas y fracturas para la corteza superior (histogramas polares). El color del histograma polar corresponde a la red a la que pertenece la estación sismológica (ver Figura 3.1).

Para algunas estaciones no se pudo estimar el histograma polar, esto debido a que, en esa localización dentro del radio de búsqueda, no se encontraron fallas ni

fracturas, y esto pudo deberse a que en realidad en la zona aledaña a la estación no existen estos rasgos mapeados o la profundidad es muy pequeña, por tanto, el radio de búsqueda; por lo que las fallas aledañas tampoco quedaron dentro de este radio.

Es posible resaltar que, en la mayoría de los histogramas polares, la dirección con mayor frecuencia de datos corresponde con la dirección del eje rápido de anisotropía o bien tiene una tendencia hacia esa dirección. Por ejemplo, en las direcciones de la región este del terreno Xolapa, es posible observar esta congruencia. En el terreno Mixteco, en la mayoría de las rosetas también se puede ver la correspondencia de las direcciones. De igual forma, en la frontera este de la Cuenca de Veracruz, se observa el mismo parecido en dos estaciones localizadas al norte. Sin embargo, también se observa que bajo el Terreno Juárez las direcciones entre el eje rápido de anisotropía y las direcciones de fallas son perpendiculares entre ellas.

Ante estas observaciones, que podrían parecer inconsistentes, es importante recordar que la cobertura acimutal de las FR no es ideal, por lo que las direcciones estimadas podrían tener un sesgo en la dirección en donde se tiene un mayor número de FR.

Como se mencionó al inicio del capítulo, una interpretación plausible para explicar las direcciones de anisotropía es su relación y similitud con la dirección del esfuerzo principal máximo (Nagaya *et al.* 2008); en cuyo caso, las fallas y fracturas tendrían una dirección oblicua a esta dirección principal. Esto no se observa con las direcciones estimadas del eje rápido de anisotropía, las cuales, en la mayoría de los casos, son paralelas a la dirección de las fallas. Una posible explicación es que las fallas y/o fracturas se hayan desarrollado debido a esfuerzos de extensión con presiones de confinamiento bajo.

Tadokoro y Ando (2002) estudiaron los procesos de fracturamiento, “sanación” (del inglés *healed*) de la fractura y su relación con el eje rápido de anisotropía y encontraron que después de un sismo grande, entre 9 y 12 meses, las direcciones del eje rápido de anisotropía coincidían con la dirección de las fallas principales,

pero después de 33-45 meses las direcciones del eje rápido rotaban hacia la dirección del esfuerzo principal máximo. Este escenario es menos plausible para explicar, en conjunto todas las observaciones, pero podría ser válido para la región cercana a la costa, en donde con mayor frecuencia, se presentan sismos de moderados a grandes.

5. 3. Corteza inferior y espesor cortical

Desde el punto de vista del modelo general de estructura, la corteza inferior (capa L3) se examinará en conjunto con las capas L1 y L2 (corteza superior) para analizar y comparar los resultados del espesor total de la corteza. Antes de este análisis se revisarán los resultados de anisotropía para esta capa.

De los mecanismos que explicarían la anisotropía en la corteza (Crampin, 1978; Crampin, 1985 y Nagaya *et al.*, 2008), se sugiere que la deformación interna debido a procesos tectónicos pasados es una causa plausible para explicar las direcciones del eje rápido de anisotropía en la corteza inferior. Bajo este mecanismo se esperaría que la dirección del eje rápido estuviera alineada en la dirección del echado de la capa.

La Figura 5.2 muestra la comparación de las estimaciones de anisotropía y sobrepone el símbolo asociado a la dirección el rumbo y del echado, en la base de la corteza inferior. De forma general, se observa que la dirección del echado es coincidente con la dirección del eje rápido de anisotropía, en la mayoría de las estaciones, de los terrenos Xolapa, Mixteco, Oaxaca y Juárez. Sin embargo, hay estaciones en donde no se observa esta correspondencia, aunque sí se resalta una tendencia de la dirección del echado hacia la dirección del eje rápido de anisotropía.

Desafortunadamente bajo el terreno Maya, y al este de la FVTM, la mayoría de los ejes rápidos de anisotropía son casi perpendiculares a la dirección del echado, por lo que debe existir otro mecanismo que controle las direcciones del eje rápido.

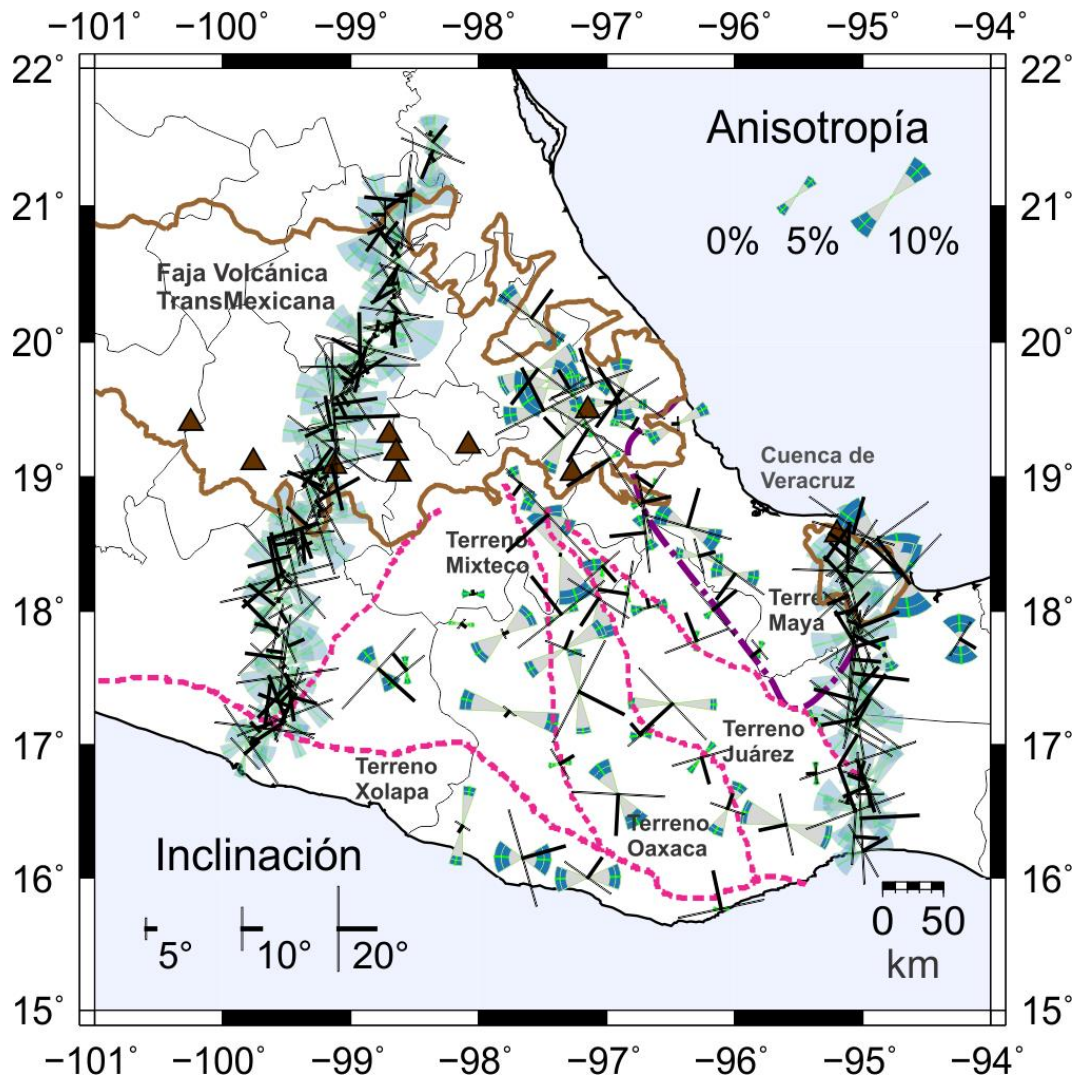


Figura 5. 2. Comparación entre direcciones de anisotropía estimadas (rebanadas de pastel), el rumbo y grado de inclinación en la base de la capa L3.

Hacia la costa del Pacífico, en el terreno Xolapa, se observa en promedio una corteza delgada de 15 ± 1 km (Rodríguez-Domínguez *et al.* 2019), la cual es 5 km más gruesa que los resultados propuestos por Valdés *et al.* (1986) y a la vez 5 km más delgada en comparación con los resultados observados por Nava *et al.* (1988). Algunas veces, cuando una placa subduce, esta puede erosionar a la placa cabalgante (Stern, 2011). En el caso del centro-sur de México, la placa de Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica y esta erosión por subducción podría ser el mecanismo responsable de una corteza adelgazada a lo largo del terreno Xolapa (Morán-Zenteno *et al.* 1996).

Por otro lado, se identificó un ligero adelgazamiento de la corteza, aproximadamente de 6 km, de un espesor de 37 ± 1.9 km en el centro de Oaxaca a 31.6 ± 1.9 km hacia el Golfo de México (Rodríguez-Domínguez *et al.*, 2019), por debajo de la cuenca de Veracruz en el terreno Maya. Los procesos de apertura tectónica o “*rifting*” que provocaron la apertura del Golfo de México durante el Mesozoico (Marton y Buffler, 1994) produjeron que la corteza se estirara, lo cual podría explicar el adelgazamiento observado por debajo de la planicie costera del Golfo de México.

En concordancia con los estudios de Valdés *et al.* (1986) e Iglesias *et al.* (2001), en el centro de Oaxaca (por debajo de los terrenos, Mixteco, Oaxaca y Juárez) y en la FVTM, se observa una corteza más gruesa, que varía entre 30 y 50 ± 2 km.

Las estimaciones (en el dominio $H - \kappa$) del espesor cortical, en el estado de Oaxaca, son comparadas directamente con los resultados de Espíndola *et al.* (2017) dada la similitud del proceso. En esta comparación, Espíndola *et al.* (2017) sobreestiman el espesor de la corteza (Rodríguez-Domínguez *et al.*, 2019). Para la estación PNIG (Pinotepa Nacional, Oaxaca), Espíndola *et al.* (2017) obtuvieron un espesor de 24.1 ± 6 km, contra la estimación, sin corrección por el efecto de capas de baja velocidad, de 24.8 [22.9, 25.0] km y una vez corregido de 13 [12.1, 13.5] km; para la estación OXIG (Oaxaca, Oaxaca) los autores obtuvieron 41.8 ± 6.3 km contra nuestra profundidad no corregida de 36.8 [35.6, 37.1] km y para el modelo de tres capas, incluyendo una capa sedimentaria, de 38.6 [38.0, 39.6] km. Finalmente para la estación TPIG (Tehuacán, Puebla), los autores obtuvieron 42.0 ± 2.3 km, contra una profundidad de 42.3 [41.6, 42.9] km para el modelo de tres capas horizontales. Las diferencias observadas, en este caso una sobreestimación, pueden ser atribuidas a que en este trabajo se incluyó la estimación del espesor de una capa somera de baja velocidad.

En el caso en donde haya evidencia de que exista una capa de baja velocidad, que pudiera estar asociada a una capa sedimentaria, el omitir su contribución en el modelo podría resultar en una sobreestimación del espesor total del modelo. Una capa de baja velocidad retrasa el tiempo de arribo de la onda convertida y este

retraso, de no corregirse adecuadamente, asume que a mayor tiempo se recorre mayor distancia (Yeck *et al.* 2013).

En general, la homogeneidad del espesor cortical en el centro de Oaxaca concuerda con la geometría que proponen Jording *et al.* (2000) quienes, usando datos magnetotélúricos, no observan una frontera en profundidad entre los terrenos Oaxaca y Juárez, por lo que sugieren que estos terrenos comparten un mismo basamento. Desde esta perspectiva, en este estudio sólo se observan diferencias entre la sección central (terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez) con la sección del sur (terreno Xolapa), ligeramente diferente en comparación con la sección oriental (en la cuenca de Veracruz) y por debajo del límite norte de la FVTM.

5. 4. Perfil MASE

La comparación de las direcciones de anisotropía estimadas y las direcciones de fallas y fracturas se realiza para el perfil MASE, tal como se realizó para los datos de la región central del área de estudio. (sección 5.2). Como se mencionó anteriormente, la distancia entre estaciones para este perfil es aproximadamente de 5 km por lo que esta comparación se realiza por segmentos para no perder el detalle de la comparación.

La Figura 5.3. muestra los primeros 200 km del perfil. El recuadro a) muestra la topografía de los primeros 100 km con la división de terrenos. El recuadro b) muestra el espesor de la capa L2 con las estimaciones de anisotropía. El recuadro c) muestra los histogramas polares de las fallas y fracturas cercanas a las estaciones. Sobrepuesto, con línea azul y círculos en los extremos, se grafica la dirección de la anisotropía estimada en la estación correspondiente. Los recuadros d), e) y f) muestran, de igual forma: topografía, espesor de la capa y direcciones de anisotropía e histogramas polares de fallas y fracturas, pero para las distancias entre 100 – 200 km del perfil.

Como en el caso revisado en la sección 5.2, para algunas estimaciones no se cuenta con el histograma polar de las fallas y fracturas, esto, como se mencionó,

puede ser debido a que dentro del radio de búsqueda no se tiene mapeada alguna falla.

En la Figura 5.3. se puede notar que en la mayoría de las estaciones la dirección de la anisotropía coincide con la dirección de las fallas y fracturas. Por otra parte, la Figura 5.4 muestra la comparación por debajo de la FVTM. Aquí podemos resaltar un comportamiento similar, en la región aledaña a la plataforma Guerrero-Morelos (sección en transparencia roja), que existe una similitud entre las direcciones de anisotropía y la dirección de las fallas, tal como se observó para los primeros 200 km. Este comportamiento deja de ser congruente para la sección central, en donde además se tienen menos histogramas polares. A partir de los 350 km (Figuras 5.4 y 5.5), donde hay un cambio topográfico importante se vuelve a tener el comportamiento similar entre la dirección de la anisotropía y la dirección de las fallas y fracturas.

Las regiones en donde la dirección del eje rápido de anisotropía coincide con la dirección de las fallas podría explicarse, como se vio para la región central del centro-sur de México, que es debido a fracturas de extensión con presiones de confinamiento bajo. Por otro lado, entre los 200 y 350 km, en donde las direcciones de anisotropía y la dirección de las fallas no presentan paralelismo, el mecanismo que podría explicar esta diferencia podría asociarse a fracturamiento de cizalla bajo un régimen de compresión.

No se muestra la comparación para la sección del basamento Precámbrico porque no se pudieron obtener histogramas polares para esa zona.

Para la sección sur del perfil (terreno Xolapa), en donde la alineación del eje rápido de anisotropía es congruente con la dirección de las fallas y fracturas, el escenario plausible es el propuesto por Tadokoro y Ando (2002), en donde esta alineación ocurre cuando, después de un sismo, una falla aún no ha “sanado”. Por otro lado, fuera de las regiones donde se localiza la mayor concentración de la sismicidad el escenario que mejor podría explicar el paralelismo es el asociado a un estado de esfuerzos extensivo con una baja presión de confinamiento.

En las figuras 5.6 – 5.8 se muestran las comparaciones entre la topografía, el espesor de la capa L3, las estimaciones de anisotropía y la dirección del rumbo y el echado en la base de la misma capa.

Como se mencionó en el apartado 5.3., Nagaya *et al.* (2008) proponen que la anisotropía en la corteza inferior es una marca de la deformación interna que resulta de procesos tectónicos pasados y que la correspondencia de la dirección del eje rápido de anisotropía podría mostrar una correlación con las heterogeneidades laterales (capas o fronteras inclinadas).

En términos generales, a lo largo del perfil MASE, las direcciones del eje rápido de anisotropía, en la capa L3, coinciden con la dirección del echado en la base de la misma capa. Un problema para establecer una correlación concisa, con los rasgos superficiales, es que no se observa, en la mayor parte del perfil, algún patrón que relacione estas direcciones con los terrenos tectonoestratigráficos. Sólo es posible observar que bajo la FVTM es mayor el paralelismo de la dirección del eje rápido de anisotropía con la dirección del echado. Posiblemente en esta región, la huella de deformación interna, relacionada a procesos magmáticos, domine más en relación con procesos puramente tectónicos.

5. 5. Perfil VEOX

El mismo análisis comparativo se realizó para el perfil VEOX. La Figura 5.9 muestra la topografía del perfil, las direcciones de anisotropía y de las fallas y fracturas. Para esta región se tiene un catálogo menor de fallas por lo que se calcularon pocos histogramas polares.

En general, no se observa congruencia en las direcciones para la región por debajo del terreno Juárez. Desafortunadamente en el límite con el terreno Maya y en ese mismo terreno sólo se cuenta con un par de histogramas polares, pero en uno de ellos el valor de anisotropía es casi nulo, y en el otro la dirección de las fallas es oblicua a la dirección del eje rápido de anisotropía.

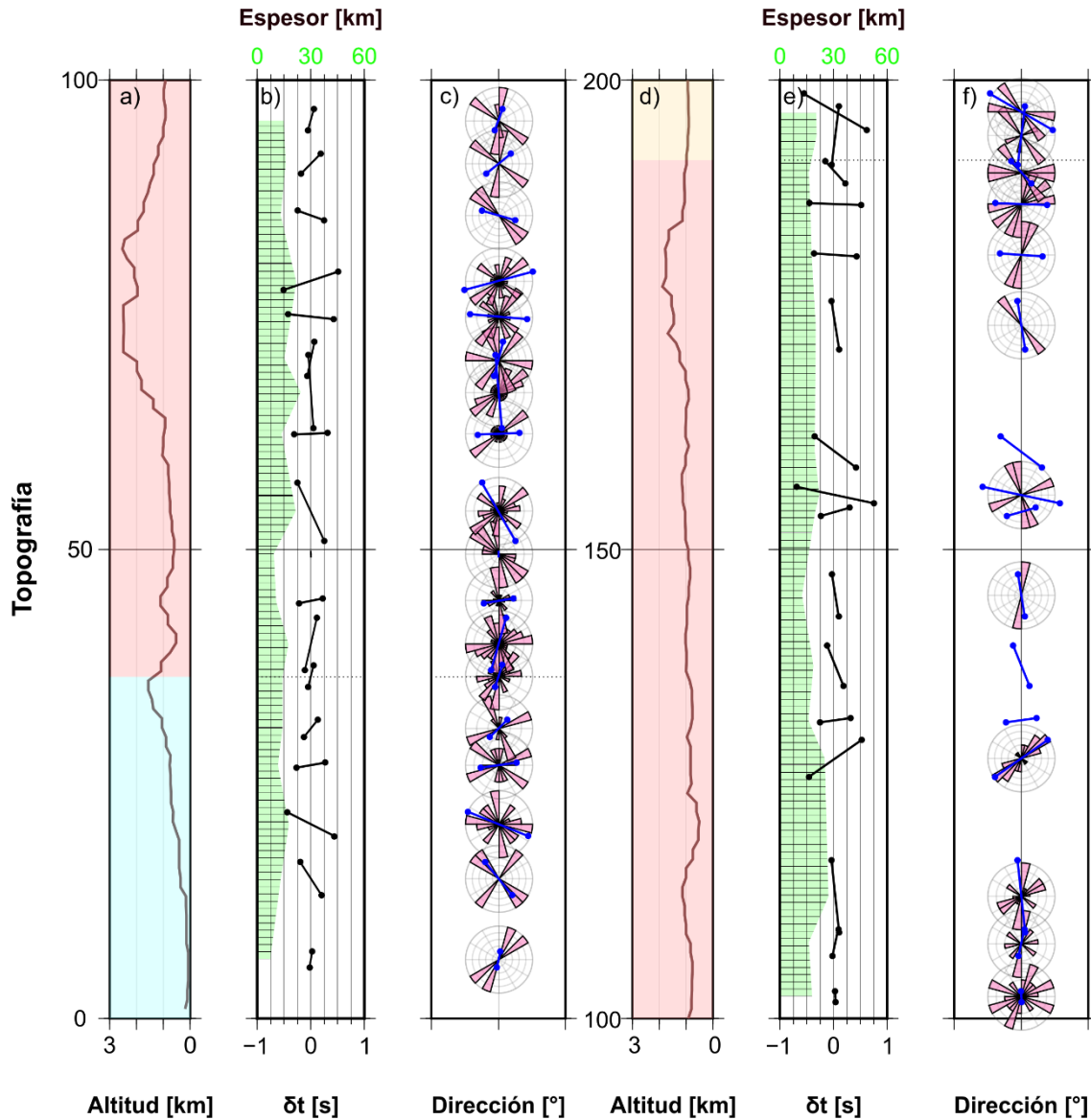


Figura 5. 3. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para los primeros 200 km del perfil MASE. El recuadro a) muestra la topografía para los primeros 100 km. El recuadro b) muestra en área verde, con achurado horizontal, el espesor para la capa L2 y el eje horizontal superior corresponde con este espesor; en línea negra, con círculos en los límites, se muestran las direcciones de anisotropía. El recuadro c) muestra el histograma polar de fallas y fracturas cercanas a cada estación y sobrepuesto, en color azul con círculos en los extremos, la comparación con las direcciones de anisotropía. Los recuadros d), e) y f) muestran las mismas características que a), b) y c) pero de 100 a 200 km del perfil MASE.

Por debajo del CVLT se tienen tres mediciones y las direcciones promedio de las fallas también son oblicuas a las direcciones del eje rápido. Aun cuando son pocas mediciones parece que el mecanismo que explica la anisotropía para esta capa es el fracturamiento de cizalla bajo un régimen compresivo, parecido a la región observada en MASE, entre los 200 y 350 km del perfil.

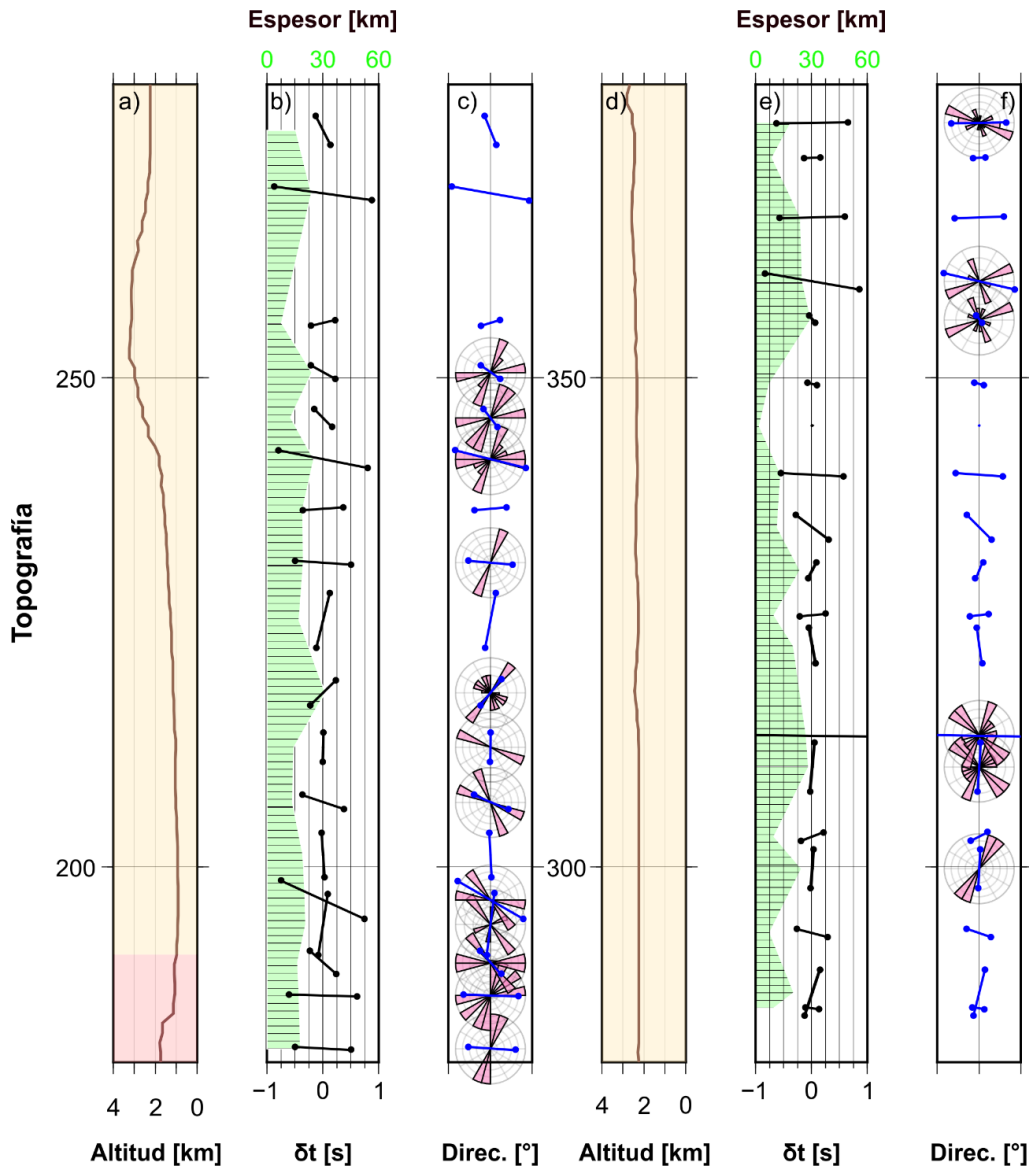


Figura 5. 4. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la sección que abarca la FVTM del perfil MASE. La descripción de los recuadros es similar al de la Figura 5.3 pero los recuadros a) y d) corresponde al segmento entre 180 y 380 km del perfil MASE.

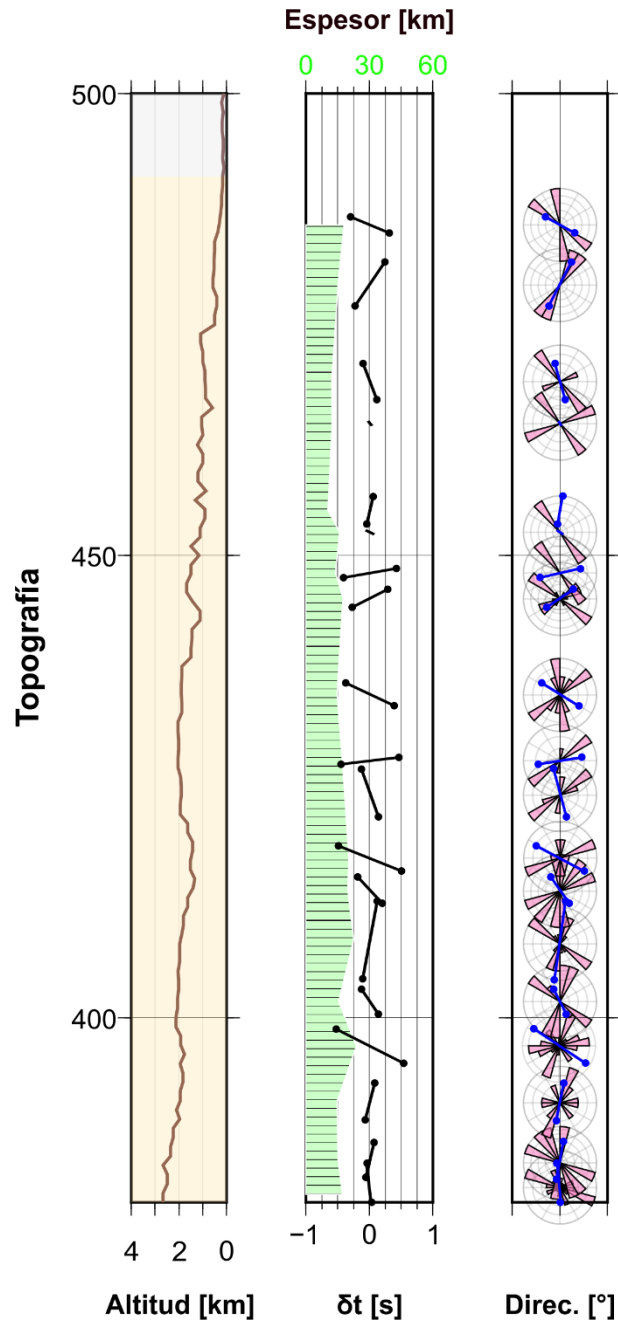


Figura 5. 5. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la sección norte del perfil MASE. Los tres recuadros siguen la misma descripción que en la Figura 5.3 pero el cuadro de topografía abarca el segmento a partir de 380 km y hasta el final del perfil MASE.

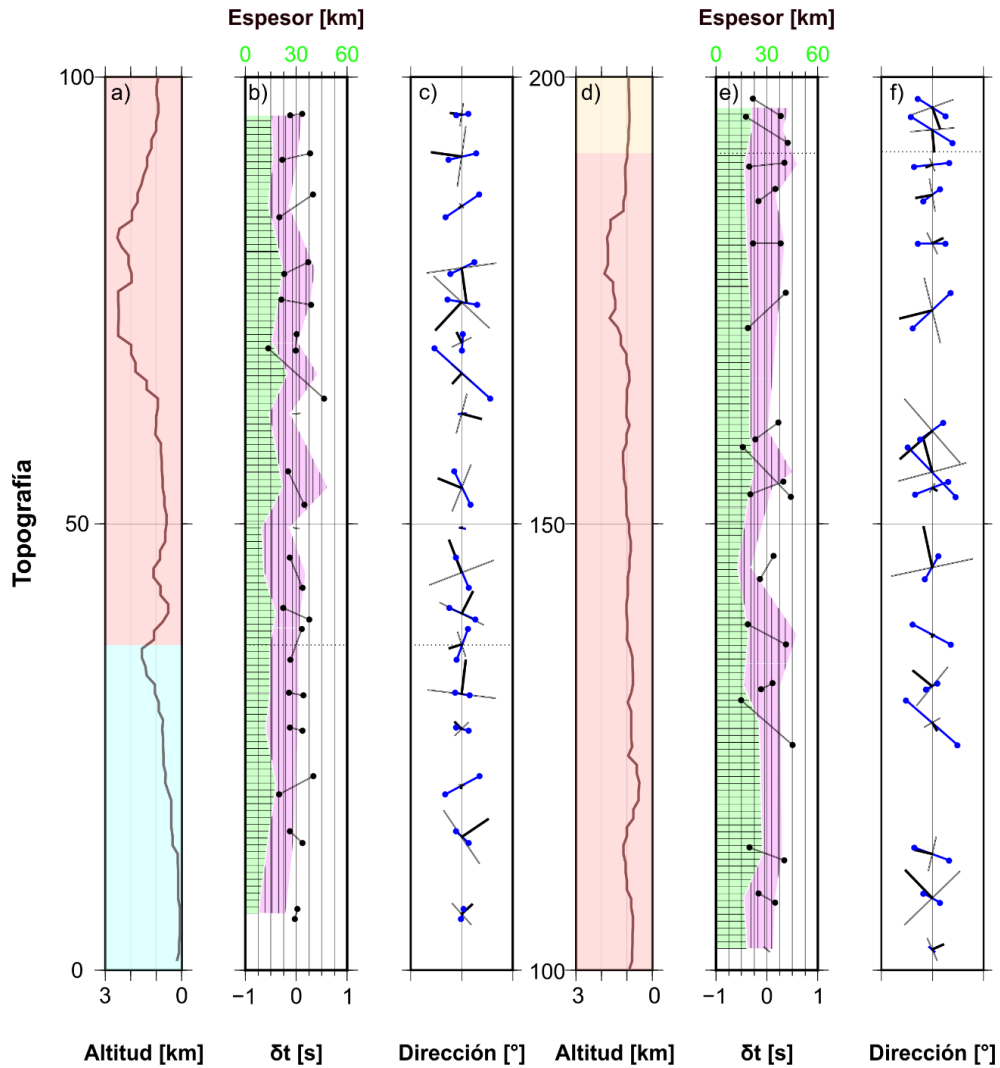


Figura 5. 6. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para los primeros 200 km del perfil MASE. El recuadro a) muestra la topografía para los primeros 100 km. El recuadro b) muestra en área verde, con achurado horizontal, el espesor para la capa L2 y en área morada con achurado vertical el espesor para la capa L3. El eje horizontal superior corresponde con el espesor. En línea negra, con círculos en los extremos, se muestran las direcciones de anisotropía. El recuadro c) muestra el rumbo y la dirección del echado en la base de la capa L3 y sobrepuesto, en color azul con círculos en los extremos, la comparación con las direcciones de anisotropía. Los recuadros d), e) y f) muestran las mismas características que a), b) y c) pero en el segmento entre 100 y 200 km del perfil MASE.

La anisotropía para la capa L3 se compra con las direcciones y el grado de inclinación en la frontera inferior de esta capa, tal como se hizo para la región central de la zona del centro-sur de México (Figura 5.10).

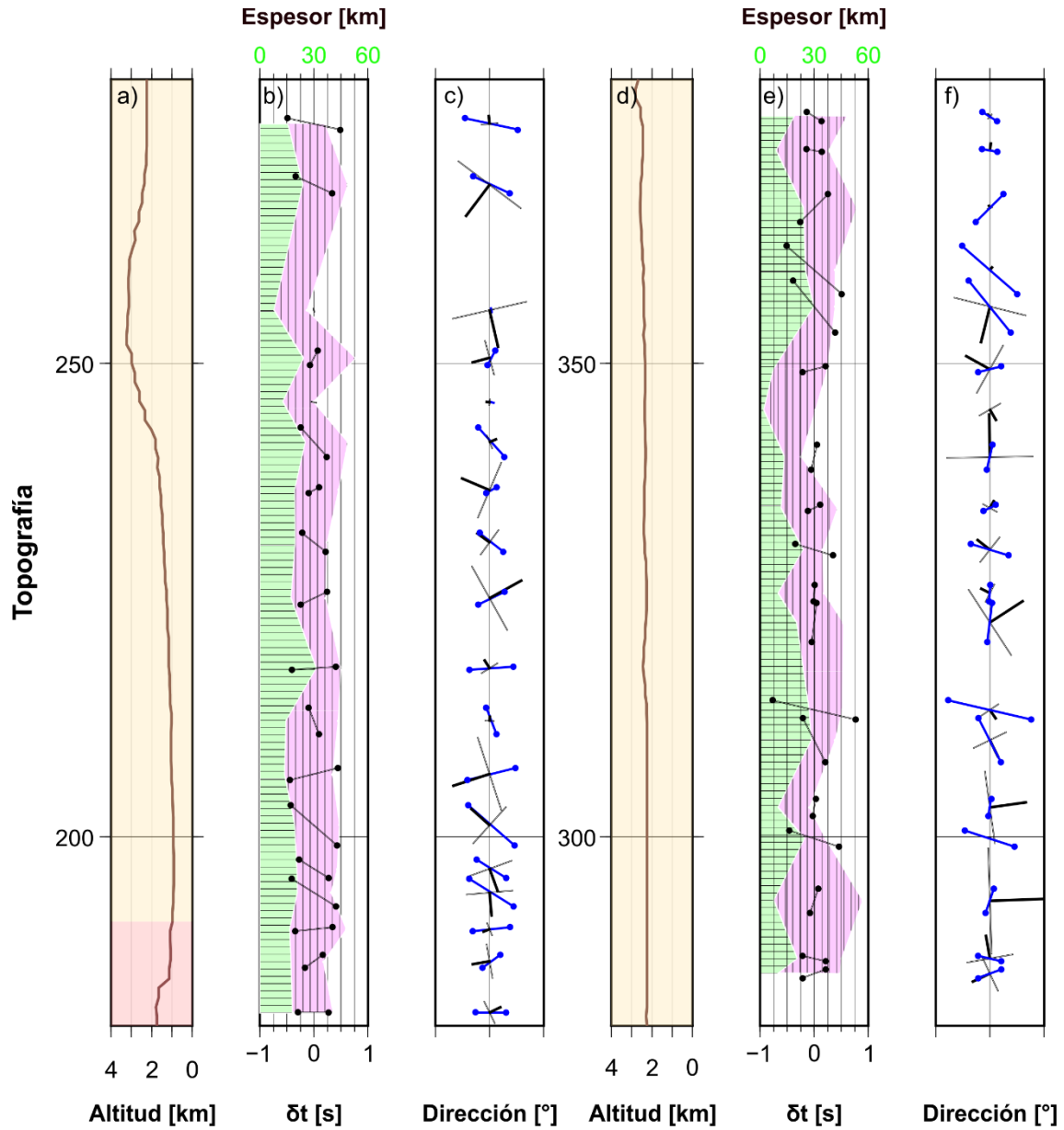


Figura 5. 7. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para la sección que abarca la FVTM del perfil MASE. La descripción de los recuadros es similar al de la Figura 5.6 pero los recuadros a) y d) corresponde al segmento que abarca la FVTM.

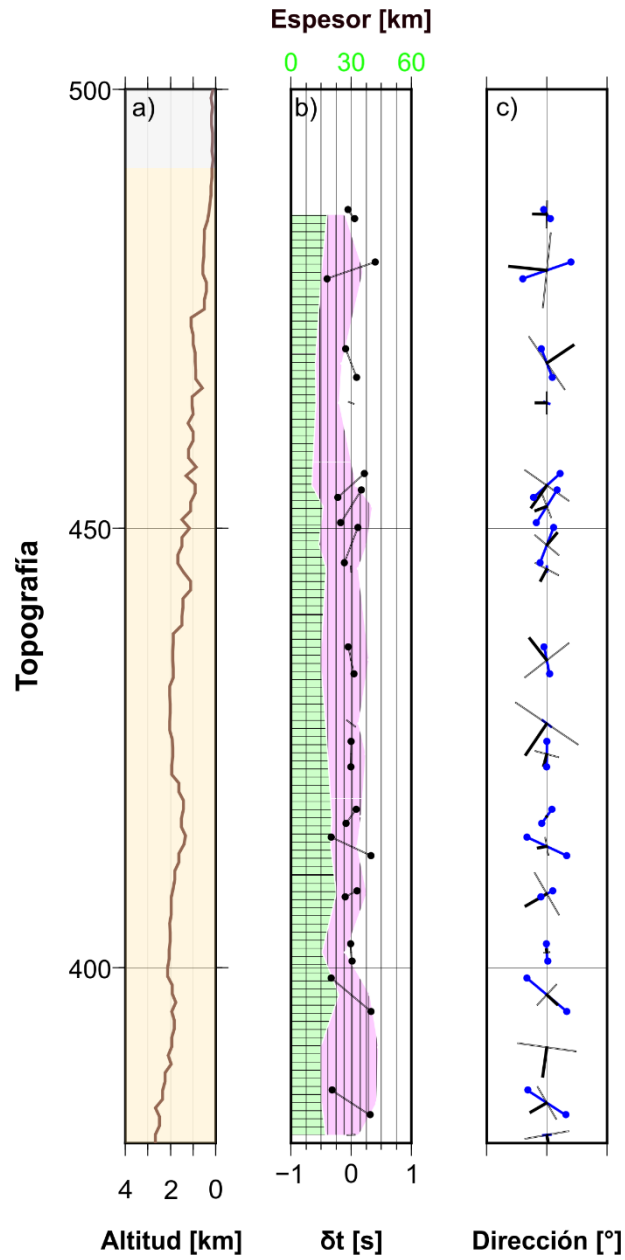


Figura 5. 8. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección del rumbo y echado en la base de la capa L3 para la sección norte del perfil MASE. Los tres recuadros siguen la misma descripción que en la Figura 5.6 pero el cuadro de topografía abarca el segmento de la región norte del perfil MASE.

La mayoría de las direcciones del eje rápido de anisotropía tiene una tendencia hacia la dirección del echado, estimado en la base de la capa L3, a excepción de seis mediciones en donde las direcciones comparadas son perpendiculares (la dirección de anisotropía es paralela a la dirección del rumbo). El bajo paralelismo observado dificulta establecer una relación entre las direcciones de anisotropía con una huella de deformación del pasado. Sin embargo, se debe destacar que, aunque las direcciones del echado y del eje rápido no son paralelas, éstas sí muestran una similitud y posiblemente el problema de precisión sea, nuevamente, ocasionado por el acoplamiento entre la magnitud de la anisotropía y la relación de velocidades de onda, κ .

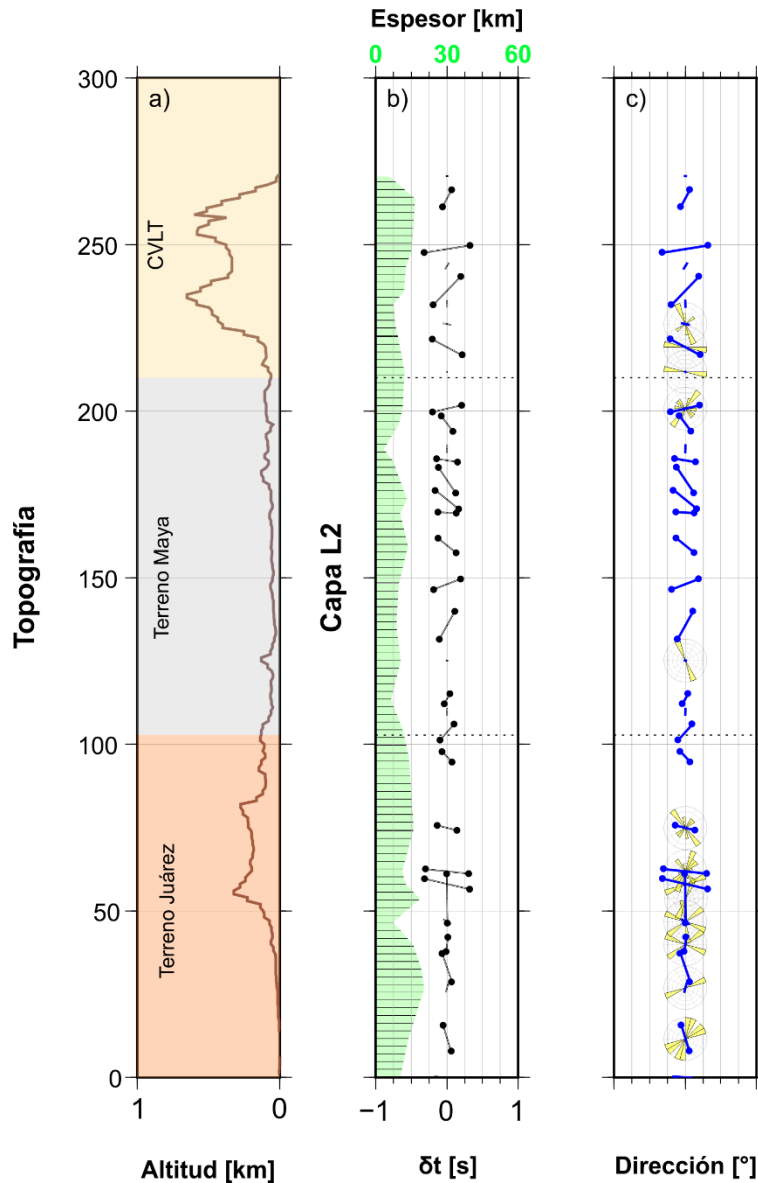


Figura 5. 9. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección de fallas y fracturas para la sección para el perfil VEOX. El recuadro a) muestra la topografía del perfil. El recuadro b) muestra en área verde, con achurado horizontal, el espesor para la capa L2 y el eje horizontal superior corresponde con este espesor; en línea negra, con círculos en los extremos, se muestran las direcciones de anisotropía. El recuadro c) muestra el histograma polar de fallas y fracturas cercanas a cada estación y sobrepuesto, en color azul con círculos en los extremos, la comparación con las direcciones de anisotropía.

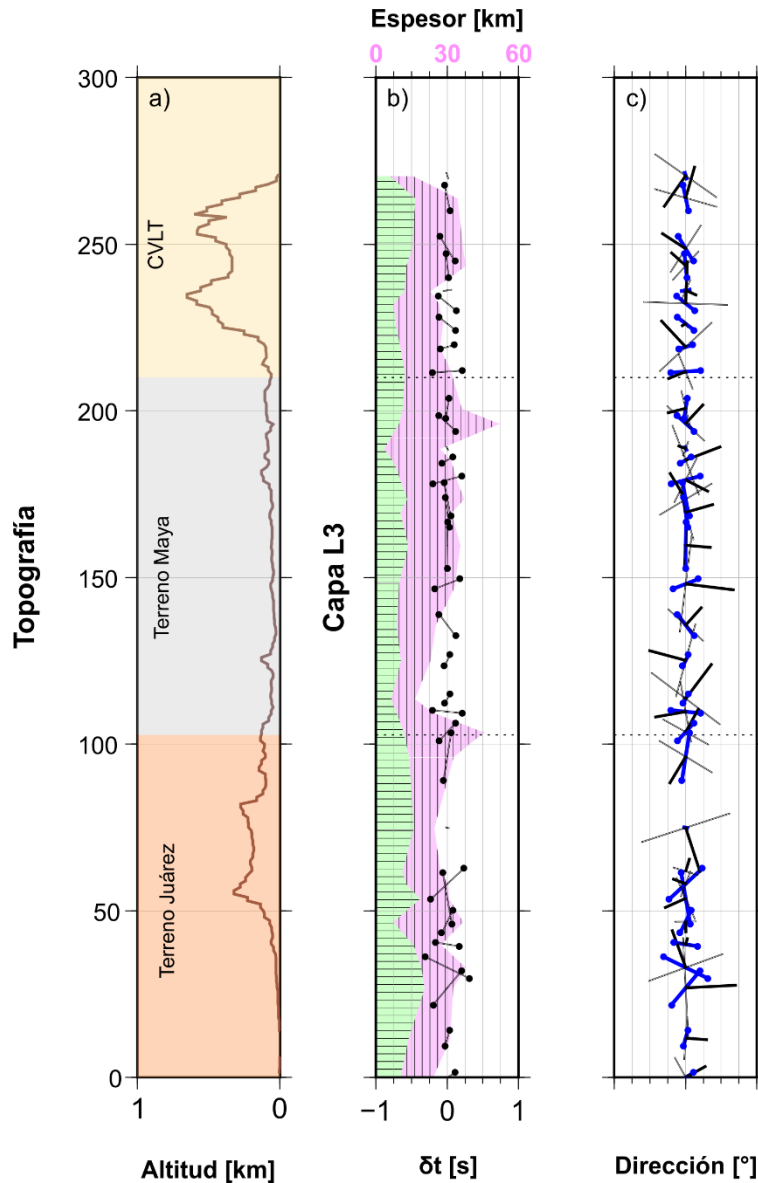


Figura 5. 10. Comparación entre la dirección del eje rápido de anisotropía y la dirección y grado de inclinación en la base de la capa L3 para el perfil VEOX. El recuadro a) muestra la topografía del perfil. El recuadro b) muestra en área verde, con achurado horizontal, el espesor para la capa L2 y en área morada con achurado vertical el espesor para la capa L3. El eje horizontal superior corresponde con el espesor. En línea negra, con círculos en los extremos, se muestran las direcciones de anisotropía. El recuadro c) muestra el rumbo y la dirección del echado en la base de la capa L3 y sobrepuesto, en color azul con círculos en los extremos, la comparación con las direcciones de anisotropía.

5. 6. Anisotropía en la cuña del manto

El centro-sur de México, en su parte profunda, presenta aún preguntas por resolver en relación con la tectónica actual. Una de ellas, actualmente en investigación, es la transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos.

Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica y en la región entre el centro de México y el centro-sur hay un cambio en el ángulo de subducción, de una inclinación casi nula (subducción subhorizontal) a un ángulo suave, de aproximadamente 26° . Sin embargo, aún no se ha resuelto cómo se está dando esta transición. Algunos autores han propuesto que la placa presenta una ruptura (Dougherty y Clayton, 2014; Castellanos *et al.* 2018; Letort *et al.* 2018) y que esto explicaría la transición del ángulo de subducción. Por otra parte, existe también la hipótesis que propone una placa continua con una fuerte flexura en su estructura (Rodríguez Domínguez, 2013; Fasola *et al.* 2016; Rodríguez Domínguez, 2016; Calò, 2021).

Si bien este proyecto se ha enfocado en estudiar la estructura sísmica de la corteza, el análisis detallado de la estructura profunda está fuera del alcance de este trabajo; sin embargo, con las estimaciones de anisotropía es posible obtener un modelo de la contribución de la anisotropía a partir de la base de la corteza, en el manto superior.

Se realizó la resta algebraica de las estimaciones de anisotropía, con onda SKS (MASE: Bernal-López *et al.* 2016; VEOX: Valenzuela y León Soto, 2017; SSN: Van Benthem *et al.* 2013, Valenzuela y León Soto, 2017, Vázquez Aragón, 2019; GECCO: Vázquez Aragón, 2019, Celis *et al.* 2020 y Celis *et al.* 2022, comunicación personal) menos las estimaciones obtenidas en este proyecto para las capas L2 y L3.

La Figura 5.11 ejemplifica la resta algebraica realizada. En el recuadro a) se muestran las direcciones del eje rápido (φ) y la magnitud de la anisotropía (δt) para la capa promedio conformada por L1+L2. El recuadro b) muestra las mediciones de anisotropía para la capa L3. El recuadro c) muestra el compendio

de estimaciones de anisotropía para el centro-sur de México, además de los perfiles MASE y VEOX. Finalmente, el recuadro d) muestra las direcciones y la magnitud de la anisotropía después de restar algebraicamente las mediciones de SKS menos las estimaciones de la corteza, lo cual se interpreta como la anisotropía de la cuña del manto, la placa subducida y el manto superior. Los recuadros en la esquina superior derecha de los recuadros a) – d) muestran la zona del modelo de estructura asociada a la medición de la anisotropía.

La anisotropía remanente a lo largo del perfil MASE es bastante compleja y requiere un análisis más profundo para interpretar tanta variabilidad, lo que parece bastante claro es que antes de entrar en la FVTM, las direcciones tienen aproximadamente una orientación perpendicular a la trinchera, en comparación con una dirección más oblicua observada en las estimaciones de SKS. Además, donde no parece haber un cambio significativo entre SKS y la anisotropía remanente es en la sección norte de la FVTM, sobre el perfil, aproximadamente a partir de la curva de isoprofundidad a los 300 km.

Por otra parte, VEOX tiene un comportamiento similar entre las estimaciones de SKS y la anisotropía remanente.

La región central es donde se observan características más interesantes. Las direcciones de la anisotropía remanente antes de la curva de isoprofundidad, a los 60 km, muestran una dirección, en promedio, perpendicular a la trinchera, comparada con las estimaciones, en un sentido, más oblicuas de SKS, esto posiblemente esté asociado a la alineación de los minerales de olivino con la dirección del movimiento de la placa de Cocos. Por otro lado, al norte de la región en donde Letort *et al.* (2018) proponen otra ruptura en la placa de Cocos es donde se observa un cambio considerable en las direcciones de la anisotropía remanente.

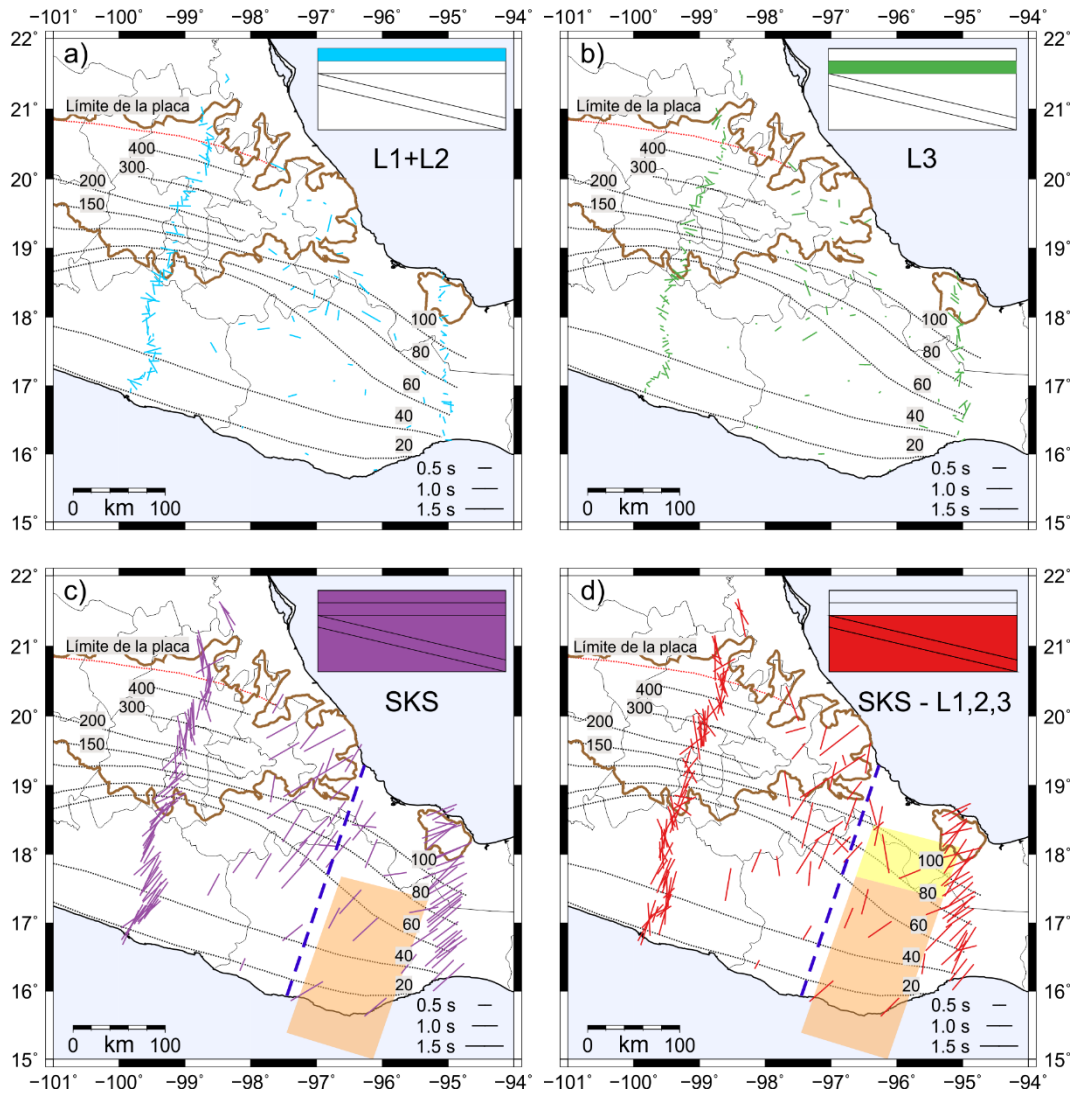


Figura 5. 11. Anisotropía remanente del centro-sur de México. El recuadro a) muestra las direcciones del eje rápido de anisotropía y su magnitud (δt) en la capa L2; el recuadro b) muestra los parámetros para la capa L3; el recuadro c) muestra el compendio de mediciones de anisotropía de onda SKS y el recuadro d) muestra el resultado de restar algebraicamente la dirección y magnitud de SKS menos los resultados de las capas L2 y L3. Las líneas punteadas negras denotan las curvas de isopropundidad de la placa de Cocos. La línea azul discontinua en el recuadro c) corresponde a la ruptura que sugieren Dougherty y Clayton (2014) y Castellanos *et al.* (2018) y el recuadro naranja señala la zona en donde Letort *et al.* (2018) proponen otra ruptura.

Por una parte, esta observación sirve como evidencia para considerar un cambio mayor en la geometría de la placa, al norte de la región en donde Letort *et al.* (2018) proponen una rotura, pero por la distribución de estaciones, no es posible corroborar su hipótesis. Por otra parte, el cambio coincide con la zona en donde Calò (2021) sugiere una flexión lateral de la placa. Desafortunadamente, las observaciones someras no permiten formular una conclusión más robusta sobre la geometría de la placa y la transición del ángulo de subducción.

5. 7. Sismicidad del centro-sur de México

Se analizaron los mecanismos focales de 426 sismos con magnitud mayor o igual que $M_w \geq 5.5$, ubicados entre 101° y 94° de longitud oeste, entre 15° y 20° de latitud norte y profundidades hasta 200 km. La información se obtuvo del catálogo del Global CMT (Dziewonski y Woodhouse, 1981).

El análisis se dividió en sismicidad somera y sismicidad profunda. El primer enfoque se realizó con el objetivo de relacionar la estructura sísmica estimada con la distribución de la sismicidad, tanto en el contacto entre la placa de Cocos con la placa de Norteamérica como en los eventos registrados dentro de la corteza continental. El segundo enfoque, sismicidad profunda, tiene como objetivo relacionar los mecanismos focales con el análisis del remanente de anisotropía.

Se aplicó, a las dos familias de análisis (sismicidad somera y profunda), un método de agrupamiento para clasificar los mecanismos focales de acuerdo con el rumbo del plano principal, el deslizamiento en la falla y la profundidad. Se usó el algoritmo de clasificación “medias k ”, el cual agrupa elementos en “ k ” grupos basándose en sus características. Para elegir el número de grupos se calculó una matriz exploratoria de datos en donde se relacionan, por pares, el rumbo, el deslizamiento y la profundidad. Basado en la familia de sismicidad profunda se eligió $k = 6$, para ambos grupos.

La Figura 5.12 muestra los seis grupos calculados para cada una de las familias de sismos. En los recuadros a) y b) se muestran las gráficas con la relación de pares deslizamiento-rumbo, para la sismicidad somera y la profunda,

respectivamente. El algoritmo logra diferenciar adecuadamente la sismicidad con mecanismo inverso (deslizamiento > 0) de la sismicidad con mecanismo normal (deslizamiento < 0). El agrupamiento en función del permite relacionar los sismos con las diferencias en la geometría de la placa de Cocos.

La Figura 5.13 muestra el agrupamiento de mecanismos focales para la familia la sismicidad somera y cuatro perfiles perpendiculares a la MAT. Para los perfiles A-A' y D-D' se proyectan los mecanismos focales a 100 km del perfil; por otro lado, para los perfiles C-C' y D-D' se proyectan a 50 km del perfil.

La sismicidad interplaca en su mayoría identificada por los mecanismos focales en colores azul claro y azul rey, se observa consistentemente en los perfiles A-A', B-B' y D-D'; además, esta sismicidad sigue consistentemente la geometría del techo de la placa de Cocos (línea en color negro discontinua en los perfiles) propuesta por Ferrari et al. (2012). Por otra parte, se observa un grupo de sismicidad en color rosa, también interplaca, pero en una región más profunda, esta sismicidad es casi nula a lo largo del perfil D-D'. Los mecanismos de falla normal (en colores lima, verde y rojo), observados principalmente en los perfiles A-A' y D-D' parecen localizarse o bien dentro de la corteza continental (marcada con las estimaciones puntuales por cada estación con un símbolo de más en color rojo), dentro de los primeros 20 km, o dentro de la corteza oceánica, aunque es su mayoría en la región profunda de la corteza oceánica de la placa de Cocos (perfil D-D').

Por otro lado, en la Figura 5.14 se muestran los grupos para la familia de sismicidad profunda. Para los perfiles F-F' y G-G' se proyectan los mecanismos focales que se encuentran a 50 km de distancia de cada perfil; para el perfil H-H' se proyectan mecanismos a 100 km del perfil y para el perfil E-E' se proyectan a 150 km del perfil.

El perfil E-E' se estableció para analizar la región en donde la placa de Cocos subduce subhorizontalmente. Los perfiles F-F' y G-G' se establecieron para analizar las regiones en donde se ha propuesto que existe una rotura en la placa de Cocos. Finalmente, el perfil H-H' se estableció perpendicular a la MAT, en el extremo este de la región de estudio.

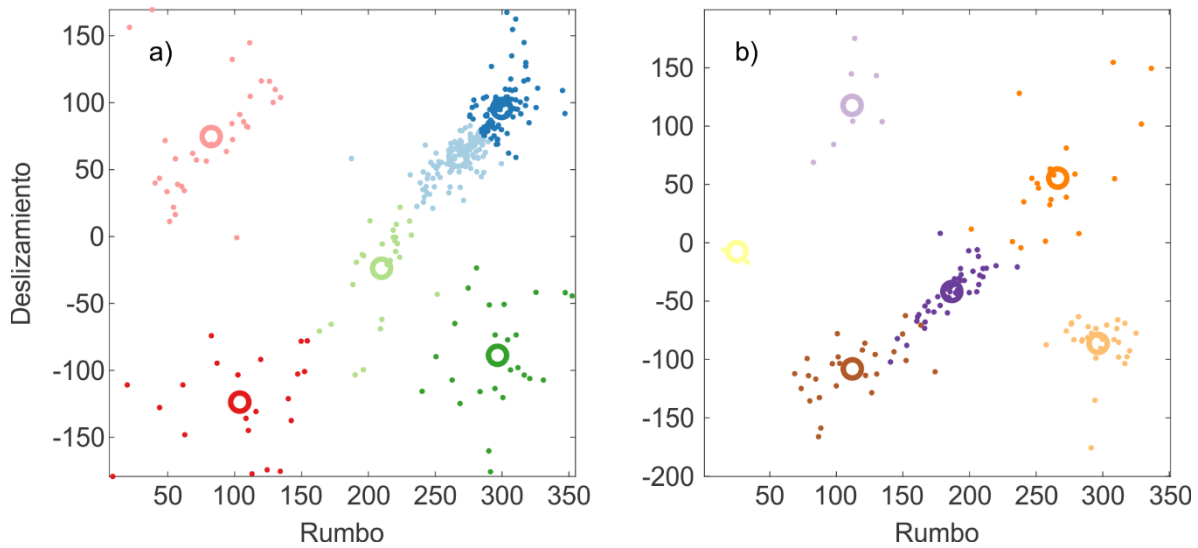


Figura 5. 12. Agrupación de sismos con el método de “medias k ” de acuerdo con el deslizamiento, rumbo y profundidad. El recuadro a) muestra los seis grupos para la familia de la sismicidad somera. El recuadro b) muestra los seis grupos para la familia de la sismicidad profunda. El color sólo marca la diferencia entre grupos.

Inicialmente, el algoritmo de agrupamiento separa la sismicidad con mecanismo inverso (grupos en color lila y naranja) y una profundidad cercana a los 50 km, misma que se distribuye a lo largo de toda la costa, aunque es escasa. Para este grupo, y para los mecanismos de la familia de sismicidad somera, las direcciones del rumbo del plano de falla principal coinciden con la dirección del eje rápido de anisotropía en las estaciones ubicadas en el terreno Xolapa, mismos que a su vez coinciden con las direcciones de fallas y fracturas.

De los grupos de sismicidad de falla normal (mecanismos focales en color beige, café y morado) el algoritmo también separa adecuadamente la sismicidad que se registra en la región en donde la placa de Cocos subduce subhorizontalmente (color beige), de la sismicidad en los bordes de esta región (color café). Además, la sismicidad intraplaca, cercana al Golfo de Tehuantepec, con profundidades mayores que 70 km (mecanismos en color morado) es diferenciada correctamente del resto de la sismicidad. El total de los grupos, para la familia de la sismicidad

profunda, siguen con gran precisión la curva asociada al techo de la placa de Cocos (línea discontinua en los paneles inferiores de la Figura 5.14).

Los mecanismos focales en el perfil F-F', cercano a la rotura sugerida por Dougherty y Clayton (2014) y Castellanos *et al.* (2018) muestran una diferencia en la profundidad a partir de los 275 km, desde el origen del perfil, misma que puede ser atribuida a diferentes profundidades de ruptura dentro de la litósfera oceánica.

Por debajo del perfil G-G', las direcciones de los planos de falla principales no muestran una variación importante que pueda asociarse a la diferencia observada con el análisis del remanente de anisotropía, lo cual sugiere que la placa de Cocos mantiene una estructura continua, con una fuerte flexura y que el cambio en las direcciones de anisotropía se puede deber al mismo cambio en la geometría de la placa.

5. 8. Conclusiones

El método para analizar las funciones de receptor, partiendo de un modelo de capas planas isótropas, permite resolver secuencialmente el espesor de cada capa que compone el modelo y la relación de velocidades V_p/V_s , κ . Además, este método permite corregir un efecto de retraso, ocasionado por las capas superiores de menor velocidad, en el arribo de las ondas convertidas que produciría una sobreestimación del espesor cortical. Este paso permite establecer un modelo preliminar de estructura homogéneo e isótropo.

El algoritmo para invertir las formas de onda de las funciones de receptor, con el método de cristalización simulada, consta de tres pasos: 1) inversión del modelo isótropo para el espesor total de la corteza; 2) inversión del modelo cortical isótropo segmentado; 3) inversión del modelo cortical anisótropo segmentando. Esta división del proceso permite reducir la cantidad de parámetros libres que se resuelven en cada inversión y, por tanto, el tiempo de cómputo. Además, al reducir los parámetros isótropos (espesores de las capas y la inclinación de sus bases) se asegura una mejor convergencia al estimar los parámetros más sensibles como lo son: el porcentaje de la anisotropía y la dirección del eje rápido.

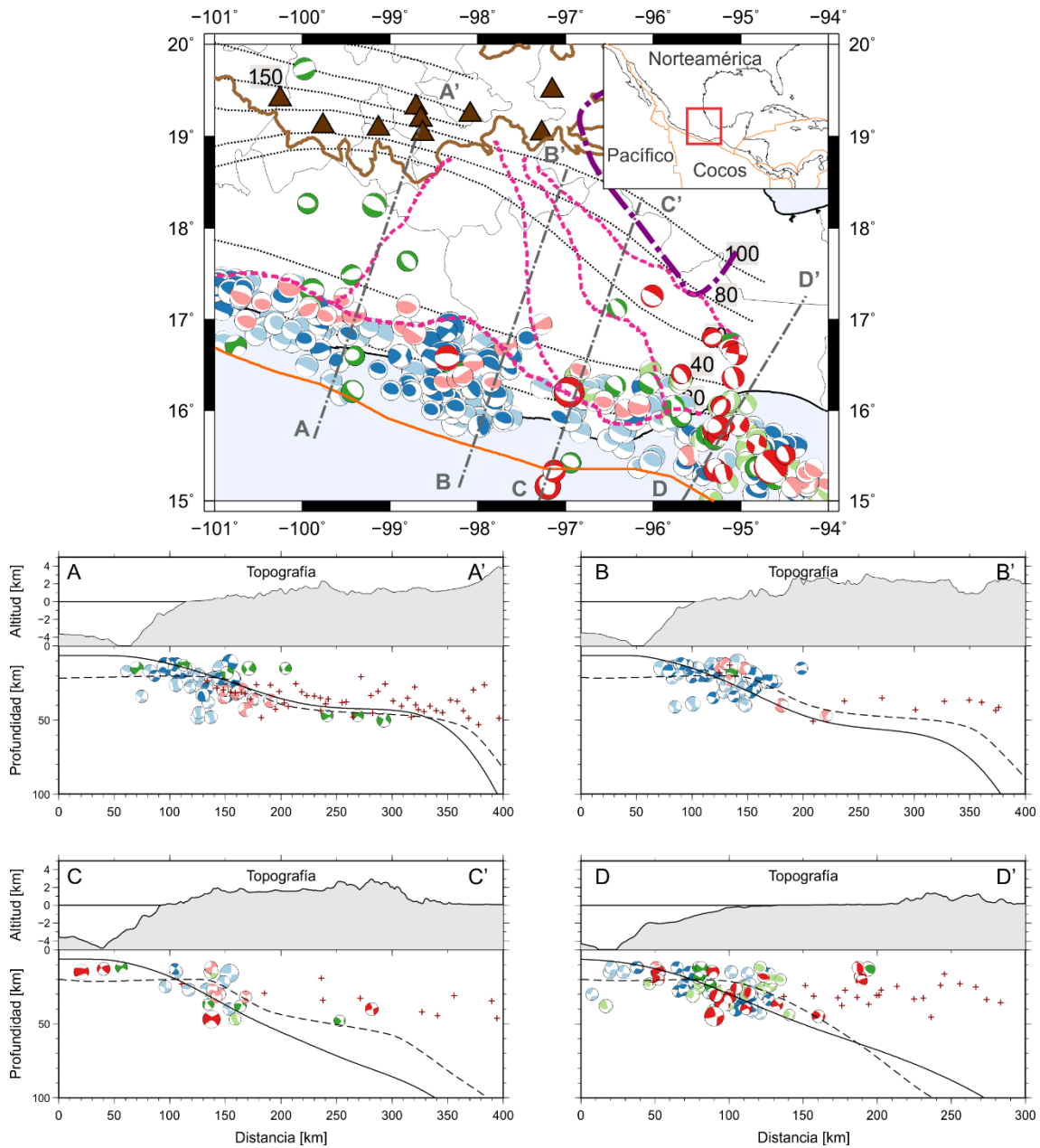


Figura 5. 13. Grupos de mecanismos focales para la sismicidad somera. El mapa superior muestra la distribución espacial de los mecanismos focales y el color está asociado al grupo al que pertenecen. En los paneles inferiores se muestra la topografía para cada perfil y la profundidad de los mecanismos focales. Los símbolos “+” son las estimaciones de la profundidad a la base de la corteza, obtenidas en este trabajo. La línea negra discontinua corresponde a la geometría del techo de la placa de Cocos (Ferrari et al. 2012) y la línea negra continua es la geometría de Slab 2.0 (Hayes *et al.* 2018).

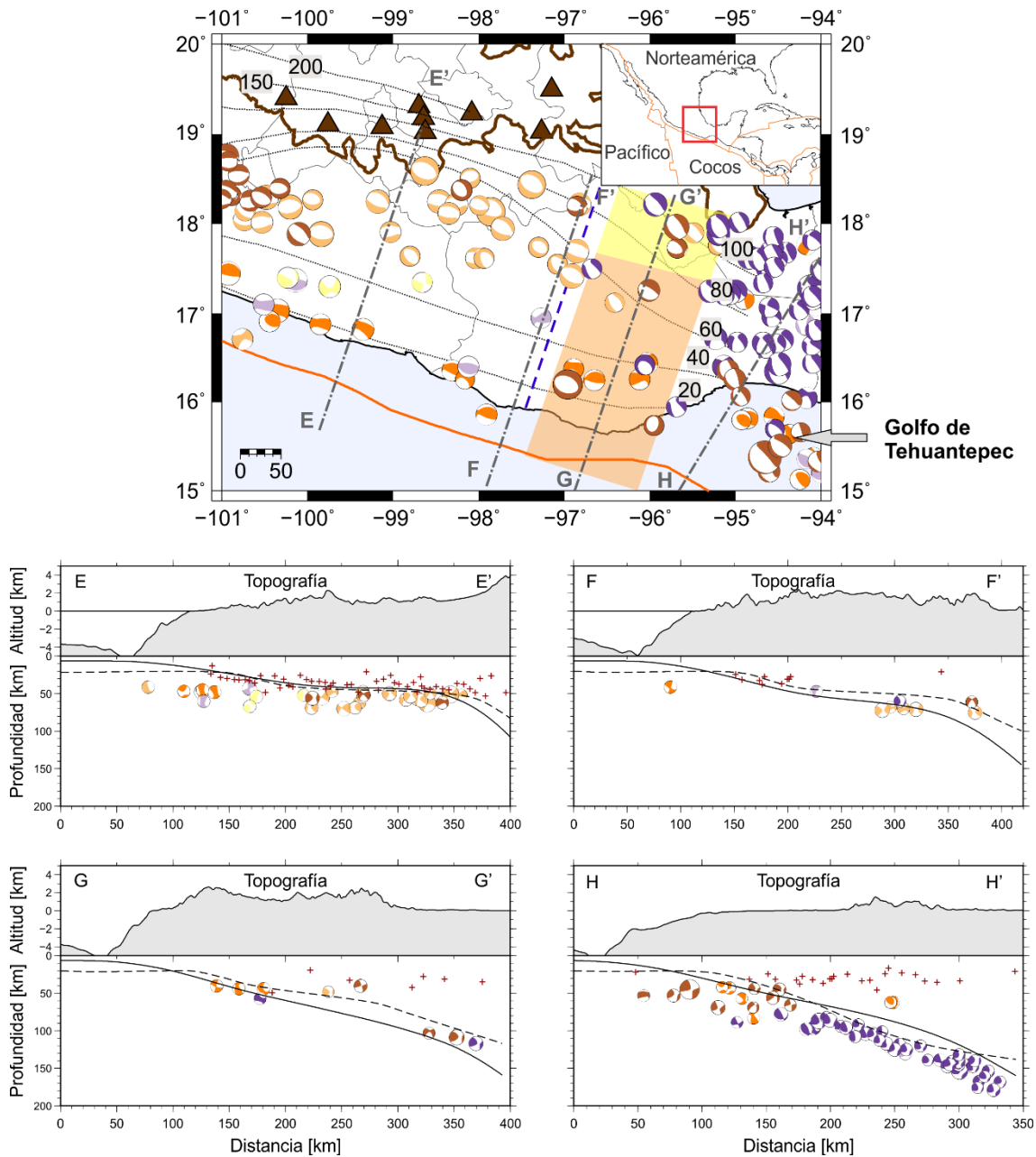


Figura 5. 14. Grupos de mecanismos focales para la sismicidad profunda. La descripción de la simbología es análoga a la de la Figura 5.13. Además, se muestra, con línea azul discontinua, la rotura propuesta por Dougherty y Clayton (2014); con un rectángulo en transparencia roja la región en donde Letort *et al.* (2018) proponen la rotura; y con un rectángulo en transparencia amarilla la región en donde se observa un cambio en la dirección del eje rápido una vez calculado el remanente de anisotropía.

Los resultados del espesor cortical concuerdan con estudios previos. Además, con las estaciones analizadas en este proyecto se tiene una mejor cobertura del área de estudio, por tanto, una resolución mayor en comparación con los estudios anteriores. Se logró distinguir, en estructura, una diferencia entre los espesores corticales en el centro de Oaxaca, de aproximadamente 40 km, y los espesores localizados en la costa del Pacífico, menores que 30 km; al igual que los espesores observados en la planicie costera del Golfo de México, con un valor medio de 30 km; los mayores espesores se localizan por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana, en donde se llegaron a estimar espesores de hasta 50 km.

Isostáticamente, la región central (terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez) parece estar compensada bajo el modelo de Airy, tal como proponen Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1996), en donde las estructuras con mayor altitud cuentan con raíces más profundas (espesores corticales mayores). Por otra parte, por debajo de la FVMT, la misma correspondencia entre altitud y espesor nos sugiere una compensación isostática bajo el mismo modelo de Airy. Esta última idea contrasta con la propuesta de Iglesias *et al.* (2010) quienes sugieren que la compensación isostática puede ser predicha bajo del modelo de Pratt, en donde la profundidad de las estructuras topográficas se encuentra a un mismo nivel y la diferencia de altitudes depende de la variación de la densidad de las estructuras topográficas.

Las direcciones del eje rápido de anisotropía concuerdan, en su mayoría, con las direcciones promedio de las fallas y fracturas cercanas a cada estación de registro, en donde un régimen de esfuerzos extensionales con una baja presión de confinamiento explica de mejor forma estas relaciones, salvo en algunos lugares donde las direcciones son oblicuas a la dirección promedio de las fallas, en donde éstas sí podrían estar alineadas con la dirección del esfuerzo principal máximo. Resulta complejo tratar de explicar la relación de los esfuerzos en la corteza superior. Exceptuando el terreno Xolapa, donde las direcciones de anisotropía y los histogramas de las direcciones de fallas tiene un mayor paralelismo, el resto de la región centro-sur (terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez) no muestra patrones

claros ni en las direcciones de anisotropía, ni en las direcciones preferenciales de fallas y fracturas. Esto parece indicar que la corteza superior está compuesta por bloques pequeños (divididos por las fallas) cuyas geometrías son bastante complejas, por esto los esfuerzos podrían transmitirse de bloque en bloque generando direcciones de fallamiento y direcciones de anisotropía que no muestran patrones claros o direcciones preferenciales.

El modelo cortical propuesto, entre otros fines, podría ser útil para reducir la incertidumbre en la estimación de epicentros de sismos regionales. Por otra parte, podría tomarse como modelo inicial para llevar a cabo estudios de tomografía sísmica. Además, recientes trabajos sobre la ocurrencia de réplicas parten de modelos isótropos para determinar la distribución espacial de la sismicidad (Page y van der Elst, 2022); estos estudios bien podrían incluir un modelo de capas anisótropas, tal como el que se propone en este trabajo, para evaluar si la anisotropía tiene un efecto en la distribución espacial de las réplicas o, en otros casos, con enjambres sísmicos. Por otro lado, el análisis de anisotropía remanente, restando las estimaciones corticales, obtenidas en este trabajo, a las mediciones de anisotropía usando onda SKS, revelan un cambio importante en las direcciones del flujo, por debajo de la corteza, al norte de la región en donde Letort *et al.* (2018) proponen una rotura para la sección sur de la placa de Cocos, cambio que se observa ligeramente al sureste de la zona en donde Dougherty y Clayton (2014) y Castellanos *et al.* (2018) sugieren como la región en donde se ubicaría una rotura en la placa. Sin embargo, dada la distribución de estaciones de este proyecto, el análisis de los mecanismos focales y la dirección de los planos de falla, de la sismicidad profunda, se sugiere que la transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos, en su sección sur, se debe a una fuerte flexura, además de no ser posible identificar una rotura, observación que concuerda con los planteamientos de Fasola *et al.* (2016), Rodríguez Domínguez (2016) y Calò (2021).

REFERENCIAS

- Álvarez, S. A. A., Gutiérrez, F. O., y Samaniego, Á. F. N., 1994. Structural evolution of the Sierra de Juarez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 11(2), 3, 147--156.
- Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81 (6), 2504--2510.
- Anderson, D. L., 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell scientific publications. 382 pp.
- Arzate, J., Mareschal, M., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. A preliminary crustal model of the Oaxaca continental margin and subduction zone from magnetotelluric and gravity measurements. *Geof. Int.*, 32(3), 6 pp.
- Arzate-Flores, J. A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., y Márquez-Ramírez, V., 2016. Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from magnetotelluric data. In *Geodynamics of the Latin American Pacific Margin*. Birkhäuser, Cham, 3357--3371.
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C. y Mangeney, A., 2004. An automatic kurtosis-based P- and S-phase picker designed for local seismic networks. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104(1), 394--409.
- van Benthem, S. A., Valenzuela, R. W., y Ponce, G. J., 2013. Measurements of upper mantle shear wave anisotropy from a permanent network in southern Mexico. *Geof. Int.*, 52(4), 385--402.
- Bernal-López, L. A., Garibaldi, B. R., León Soto, G., Valenzuela, R. W., y Escudero, C. R., 2016. Seismic anisotropy and mantle flow driven by the Cocos slab under southern Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, 173(10), 3373--3393.

- Bianchi, I., Park, J., Piana Agostinetti, N., y Levin, V., 2010. Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 115(B12), 14 pp.
- Böhenl, H., 1999. Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca terrane (Mexico). *J. South Am. Earth Sc.*, 12(6), 545--556.
- Cabral-Cano, E., Pérez-Campos, X., Márquez-Azúa, B., Sergeeva, M. A., Salazar-Tlaczani, L., DeMets, C., Adams, D., Galetzka, J., Hodgkinson, K., Serra, Y. L., Mattioli, G.S., Miller, M., 2018. TLALOCNet: A continuous GPS-Met backbone in Mexico for seismotectonic and atmospheric research. *Seismol. Res. Lett.*, 89(2A), 373--381.
- Calò, M., 2021. Tears, windows, and signature of transform margins on slabs. Images of the Cocos plate fragmentation beneath the Tehuantepec isthmus (Mexico) using Enhanced Seismic Models. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 560, 12 pp..
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20(6), 1040--1051.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J., y Hermann, R. B., 1996. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geof. Int.*, 35(4), 10 pp.
- Campos-Enriquez, J. O., Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J., Keppie, J. D., Arango-Galván, C., Unsworth, M., y Belmonte-Jimenez, S. I., 2013. The buried southern continuation of the Oaxaca-Juarez terrane boundary and Oaxaca Fault, southern Mexico: Magnetotelluric constraints. *J. S. Am. Earth Sci.*, 43, 62--73.
- Carciumaru, D., Ortega, R., Castellanos, J. C., y Huesca-Pérez, E., 2020. Crustal characteristics in the subduction zone of Mexico: implication of the tectonostratigraphic terranes on slab tearing. *Seismol. Res. Lett.*, 91(3), 1781--1793.
- Cassidy, J. F. 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(3), 1453--1474.

Castellanos, J., Pérez-Campos, X., Valenzuela, R., Husker, A., y Ferrari, L., 2017. Crust and upper-mantle seismic anisotropy variations from the coast to inland in central and Southern Mexico. *Geophys. J. Int.*, 210(1), 360--374.

Castellanos, J. C., Clayton, R. W., y Pérez-Campos, X., 2018. Imaging the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt with ambient seismic noise: Evidence for a slab tear. *J. Geophys. Res-Solid Ea.*, 123(9), 7741--7759.

Celis, S., Vázquez, L., Valenzuela, R., y Pérez-Campos, X., 2020. Seismic Anisotropy Provides Insight Into Upper Mantle Flow and its Relationship to Subduction of the Cocos Plate in Southern Mexico. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2020, pp. DI029-0022).

Christensen, N. I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res-Solid Ea.*, 101(B2), 3139-3156.

Comaniciu, D. y Meer, P., 2002. Mean shift: A robust approach toward feature space analysis. *IEEE T. Pattern Anal.*, (5). 603--619.

Córdoba-Montiel, F., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., Sieron, K., Grupo de Trabajo del Servicio Sismológico Nacional, Valdés-González, C., Singh, S. K. y Pacheco, J. F., 2018. The broadband seismological network of Veracruz, Mexico: Toward a regional seismotectonic interpretation, *Seismol. Res. Lett.*, 89(2A), 345--355.

Crampin, S., 1978. Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. I*, 53(3), 467--496.

Crampin, S., 1985. Evidence for aligned cracks in the Earth's crust. *First Break*, 3(3).

Crampin, S., 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave motion*, 3(4), 343--391.

Crotwell, H. P. y Owens, T. J., 1999. The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and raypath utilities, *Seismol. Res. Lett.*, 70(2), 154--160.

Cruz-Atienza, V. M., Tago, J., Villafuerte, C., Wei, M., Garza-Girón, R., Dominguez, L. A., Kostoglodov, V., Nishimura, T., Franco, S.I., Real, J., Santoyo, M.A., Ito, Y. y Kazachkina, E., 2021. Short-term interaction between silent and devastating earthquakes in Mexico. *Nat. Commun.*, 12(1), 1--14.

Dougherty, S. L., Clayton, R. W., y HelMBERGER, D. V., 2012. Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res-Solid Ea.*, 117(B9).

Dougherty, S. L., y Clayton, R. W., 2014. Seismicity and structure in central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos plate. *J. Geophys. Res-Solid Ea.*, 119(4), 3424--3447.

Dziewonski, A. M. TA Chou, Wondhouse J H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86(2), 825-2.

Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1, 18 pp.

Espíndola, V. H., Quintanar, L., y Espíndola, J. M., 2017. Crustal structure beneath Mexico from receiver functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 107(5), 2427--2442.

Everitt, B. S., y Dunn, G., 2001. Applied multivariate data analysis (Vol. 2). London: Arnold, 337 pp.

Fasola, S., Brudzinski, M. R., Ghouse, N., Solada, K., Sit, S., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Kelly, N, y Jensen, K., 2016. New perspective on the transition from flat to steeper subduction in Oaxaca, Mexico, based on seismicity, nonvolcanic tremor, and slow slip. *J. Geophys. Res-Solid Ea.*, 121(3), 1835--1848.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522, 122--149.

Frederiksen, A. W., y Bostock, M. G., 2000. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. *Geophys. J. Int.*, 141(2), 401--412.

Gaite, B., Iglesias, A., Villaseñor, A., Herraiz, M., y Pacheco, J. F., 2012. Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.*, 188(3), 1413--1424.

Gurrola, H., Minster, J. B., y Owens, T., 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities. *Geophys. J. Int.*, 117(2), 427--440.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., y Smoczyk, G. M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58--61.

Hodgson, I., Illsley-Kemp, F., Gallacher, R. J., Keir, D., Ebinger, C. J., y Mtelela, K., 2017. Crustal structure at a young continental rift: A receiver function study from the Tanganyika Rift. *Tectonics*, 36(12), 2806-2822.

Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, N. C., Tung, C. C. y Liu, H. H., 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 454(1971), 903--995.

Iglesias, A., Atienza, V. C., Shapiro, N. M., Singh, S. K., y Pacheco, J. F., 2001. Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geofis. Int.*, 40(3), 181--190.

Iglesias, A., Clayton, R. W., Pérez-Campos, X., Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., y Valdés-González, C., 2010. S wave velocity structure below central Mexico

using high-resolution surface wave tomography. *J. Geophys. Res-Sol. EA*. 115(B6), 10 pp.

INEGI, 2022. Mapa Digital de Fallas y Fracturas.

Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., y Rüpke, L., 2006. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *J. Geophys. Res-Sol. EA*, 111(B8), 22 pp.

Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., y Jödicke, H., 2000. Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions. *Tectonophysics*, 327(1-2), 1--13.

Kirkpatrick, S., Gelatt Jr, C. D., y Vecchi, M. P., 1983. Optimization by simulated annealing. *Science*, 220(4598), 671--680.

Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., y Bilham, R., 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15) 4 pp.

Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., y Clayton, R., 2010. The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 37(24), 5 pp.

Langston, C., 1979. Structure under Mount Rainer, Washington, Inferred by teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749--4762.

Lara Rodríguez, T.E. Estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec usando tiempos de llegada de ondas Sp (Tesis de maestría). Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM. 87 pp.

Lermo, J., Lorenzo, C., Antayhua, Y., Ramos, E., y Jiménez, N., 2016. Sísmica pasiva en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla-México y su relación con los pozos inyectoros. In XVIII Congreso Peruano de Geología, 5 pp.

Letort, J., Retailleau, L., Boué, P., Radiguet, M., Gardonio, B., Cotton, F., y Campillo, M., 2018. Lateral variations of the Guerrero–Oaxaca subduction zone (Mexico) derived from weak seismicity ($M_b > 3.5$) detected on a single array at teleseismic distance. *Geophys. J. Int.*, 213(2), 1002--1012.

Ligorria, J. y Ammon, C., 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(5), 1395--1400.

Litak, R. K., y Brown, L. D., 1989. A modern perspective on the Conrad discontinuity. *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 70(29), 713--725.

Liu, H., y Niu, F., 2012. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. *Geophys. J. Int.*, 188(1), 144--164.

Liu, Z., y Park, J., 2017. Seismic receiver function interpretation: P s splitting or anisotropic underplating? *Geophys. J. Int.*, 208(3), 1332--1341.

Mainprice, D., y Nicolas, A., 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *J. Struct. Geol.*, 11(1-2), 175--189.

Manea, M., y Manea, V. C., 2008. On the origin of El Chichón volcano and subduction of Tehuantepec Ridge: A geodynamical perspective. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 175(4), 459--471.

Marton, G., y Buffler, R. T., 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *Int. Geol. Rev.*, 36(6), 545--586.

McNamara, D.E. 1990. Evidence for azimuthal seismic anisotropy in the Basin and Range province: Implications for middle to lower crustal tectonic processes. M.S. Thesis, University of Missouri, 125 pp.

McNamara, D.E. y T.J. Owens 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases. *J. Geophys. Res.*, 98, 12,003--12,017.

MASE, 2007. Meso America Subduction Experiment. Caltech. Dataset. <https://doi:10.7909/C3RN35SP>.

Melgar, D. y Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions, *Pure Appl. Geophys.*, 168(8-9), 1449--1460.

Montealegre-Cázares, C. y Pérez-Campos, X., 2016. Study of the subduction zone in central Mexico by using non-linear and non-stationary analysis (Empirical Mode Decomposition) on receiver functions, paper presented at the AGU Fall Meeting 2016, San Francisco, California, 12-16 December.

Mora González, I., 2015. Metodologías aplicadas a las Ciencias de la Tierra. Editorial IETEC, Arana Editores. 124 pp.

Moran-Zenteno, D., y Wilson, J. L., 1994. The geology of the Mexican Republic Tulsa, Oklahoma, *AAPG. Bull.*, (Vol. 39, p. 160), 5--33.

Nava, F., Núñez-Cornú, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Mueller, S., Udías, A., García-García, M. y Calderón, G., 1988. Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics*, 154(3-4), 241--251.

Nagaya, M., Oda, H., Akazawa, H. y Ishise, M., 2008. Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: application to the estimate of seismic anisotropy. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 2990--3006.

Olugboji, T. M., y Park, J., 2016. Crustal anisotropy beneath Pacific Ocean-Islands from harmonic decomposition of receiver functions. *Geochem. Geophys. Geosy.*, 17(3), 810--832.

Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregon, C., Elias-Herrera, M., Martens, U., Moran-Ical, S., Chiquín, M. Keppie, J.D., Torres De León, R. y Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *Int. Geol. Rev.*, 49(11), 996--1024.

Page, M. T., y van der Elst, N. J., 2022. Aftershocks Preferentially Occur in Previously Active Areas. *The Seismic Record*, 2(2), 100--106.

Pardo, M., y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res-Sol. EA*, 100(B7), 12357--12373.

Park, J., y Levin, V., 2016. Anisotropic shear zones revealed by backazimuthal harmonics of teleseismic receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 207(2), 1216--1243.

Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., y Clayton, R. W., 2008. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 35(7), 6 pp.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C. y Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35(18), L18303, 6 pp.

Pérez-Campos, X., Espíndola, V. H., Pérez, J., Estrada, J. A., Monroy, C. C., Bello, D., González-López, A., González Ávila, D., Contreras Ruiz Esparza, M. G., Maldonado, R., Tan, Y., Rodríguez Rasilla, I., Vela Rosas, M. A., Cruz, J. L., Cárdenas, A., Navarro Estrada, F., Hurtado A., Mendoza Carvajal, A. D., Montoya-Quintanar, E., Pérez-Velázquez, M. A., 2018. The Mexican national seismological service: An overview, *Seismol. Res. Lett.*, 89(2A), 318--323.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., y Martens, U., 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 26(1), 201--221.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., y Valencia, V. A., 2009. El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico

Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 26(1), 222--242.

Real Pérez, J., 2010. Caracterización de niveles de ruido en estaciones sismológicas del proyecto MASE (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM. 89 pp.

Rodríguez Domínguez, M.Á., 2013. Estructura sísmica debajo de la estación sismológica de Tuxtepec, Oaxaca, mediante funciones de receptor (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM. 73 pp.

Rodríguez Domínguez, M.Á., 2016. Transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos en la zona centro-sur de México (tesis de maestría). Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM. 73 pp.

Rodríguez-Domínguez, M., Pérez-Campos, X., Montealegre-Cázares, C., Clayton, R.W. y Cabral-Cano, E., 2019. Crustal structure variations in south-central Mexico from receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 219(3), 2174--2186.

Saragiotis, C., Hadjileontiadis, L. J., Savvaidis, A. S., Papazachos, C. B. y Panas, S. M., 2000. Automatic S-phase arrival determination of seismic signals using nonlinear filtering and high-order statistics, *Proc. IAGARSS*, (1), 292--294.

Saragiotis, C., Hadjileontiadis, L. J. y Panas, S. M., 2002. PAI-S/K: A robust automatic seismic P phase arrival identification scheme, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(6), 1395--1404.

Savage, M.K., 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 103, 15,069--15,087.

Schulte-Pelkum, V., y Mahan, K. H., 2014. A method for mapping crustal deformation and anisotropy with receiver functions and first results from USArray. *Earth Planet Sc. Lett.*, 402, 221--233.

Siebe, C., y Macías, J. L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Geol. S. Am. Spec. Pap.*, 402, 253--329.

Silver, P. G., y Chan, W. W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res-Sol. EA.*, 96(B10), 16429--16454.

Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H.-P. y Bohnhoff, M., 2006. Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 111(B12307), 1--23.

Spica, Z., Pertou, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F., y Iglesias, A., 2016. 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophys. J. Int.*, 206(3), 1795--1813.

SSN (2022): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional, México. Dirección electrónica: <http://www.ssn.unam.mx>

Stein, S. y Wysession, M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing. 498 pp.

Stern, C. R., 2011. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Res.*, 20(2-3), 284--308.

Stubailo, I., Beghein, C., y Davis, P. M., 2012. Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res. Solid Earth.*, 117(B5) 16 pp.

Tadokoro, K., y Ando, M., 2002. Evidence for rapid fault healing derived from temporal changes in S wave splitting. *Geophys. Res. Lett.*, 29(4), 6-1, 4 pp.

Torres Cuenca, R., 2017. Uso de técnicas de vibración ambiental para caracterizar el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM. 74 pp.

Udías, A., 2000. Principles of Seismology. Cambridge University Press. 475 pp.

Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev.*, 38(2), 176--194.

Valdés, C. M., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsley, C. E., Lewis, B. T. R. y Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76 (2), 547-563.

Valenzuela, R. W., y León Soto, G., 2017. Shear Wave Splitting and Mantle Flow in Mexico: What Have we Learned? *Geof. Int.*, 56(2), 187--217.

Vázquez Aragón, L.A. 2019. Anisotropía sísmica del manto y estructura con datos del proyecto geometría de cocos (tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM. 80 pp.

VEOX, 2010. Veracruz-Oaxaca Subduction Experiment. Caltech. Dataset. <https://doi.org/10.7909/C3MW2F2C>.

Villafuerte, C., Cruz-Atienza, V., Tago, J., Solano, D., Garza-Girón, R., Franco, S., Domínguez, L.A. y Kostoglodov, V., 2021. Slow slip events and megathrust coupling changes reveal the earthquake potential before the 2020 Mw 7.4 Huatulco, Mexico, event. *Earth Space Sci.* Open Archive, 56(10.1002).

Wessel, P. y Smith, W. H., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 79(47), 579--579.

Wu, Z., y Huang, N. E., 2009. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method. *Adv. Adapt. Data Anal.*, 1(01), 1--41.

Xie, Z., Levin, V., y Wu, Q., 2020. Crustal anisotropy beneath northeastern Tibetan Plateau from the harmonic decomposition of receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 220(3), 1585-1603.

Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., y Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *J. Geophys. Res-Sol EA.*, 114(B1), 9 pp.

Yang, B., Wang, Y., Zhao, L., Yang, L., y Sha, C., 2021. Depth variation of the Conrad discontinuity in the Qaidam Basin, northwestern China, and its crustal dynamic implications. *Earth Planet. Phys.*, 5(3), 296--304.

Yeck, W. L., Sheehan, A. F., y Schulte-Pelkum, V., 2013. Sequential H-k stacking to obtain accurate crustal thicknesses beneath sedimentary basins. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103(3), 2142--2150.

Yeh, J. R., Shieh, J. S., y Huang, N. E., 2010. Complementary ensemble empirical mode decomposition: A novel noise enhanced data analysis method. *Adv. Adapt. Data Anal.*, 2(02), 135--156.

Zhu, L. y Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105 (B2), 2969--2980.

ANEXO I. Métodos para estimar anisotropía

A. Maximización de la energía radial con corrección por desfase cosenoidal

Funciones de receptor sintéticas, calculadas para un modelo de una capa anisótropa sobre un semiespacio, muestran una variación temporal en la amplitud pico de la fase Ps radial, la cual sigue la forma de una curva $\cos(2\theta)$, siendo ésta una función del acimut inverso (Figura A.1).

Liu y Niu (2012) propusieron una función conjunta para estimar, a partir de la maximización de la energía radial y la minimización de la energía en la componente transversal, la dirección del eje rápido de anisotropía, φ , y su desfase en tiempo, δt .

En este trabajo se evaluó la pertinencia de implementar la función de maximización de energía radial con corrección por desfase cosenoidal, una de las funciones propuestas por Liu y Niu (2012). En el método, φ y δt se pueden estimar a partir de la fase y la amplitud de una función cosenoidal. Este proceso se basa en el cálculo del cociente de la energía pico del apilado de todas las FR radiales, después de la corrección del desfase cosenoidal, y del apilado antes de esta corrección. El cociente está dado por:

$$I_{rcos}(\varphi, \delta t) = \frac{[\sum_{j=1}^N F_r^j [t - \frac{\delta t}{2} \cos 2(\varphi - \theta_j)]]_{max}^2}{[\sum_{j=1}^N F_r^j(t)]_{max}^2}, t \in [t_b, t_e], \quad (A.1)$$

en donde el superíndice j represente la j -ésima función de receptor con acimut inverso θ_j . N es el número total de FR. El subíndice max indica la amplitud más alta del arribo Ps dentro de una ventana definida entre el tiempo de inicio, t_b , y el tiempo final t_e .

El parámetro φ varía en un rango entre 0° y 360° y δt entre 0.0 y 1.0 s. El cociente llegará al máximo de energía al evaluar los parámetros φ y δt correctos. Los parámetros con los que se construyó el modelo evaluado se muestran en la Tabla A.1.

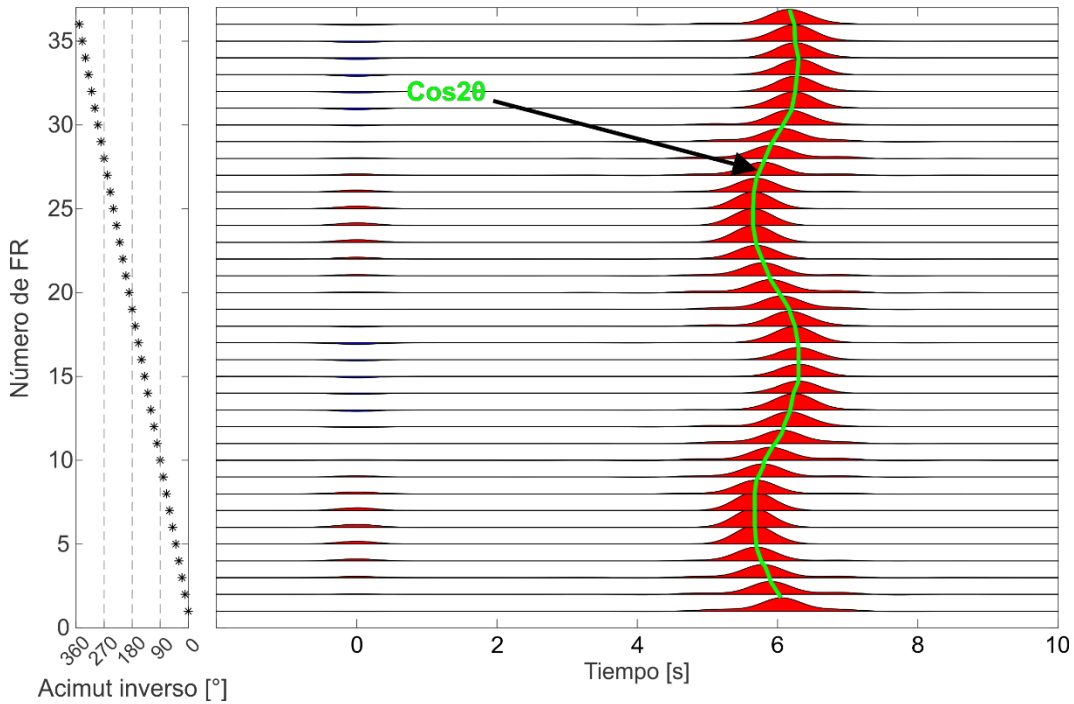


Figura A.1. Funciones de receptor sintéticas calculadas para el modelo de una capa anisótropa sobre un semiespacio. Las señales están ordenadas por acimut inverso. La curva que une las amplitudes pico de los arribos P_s siguen la forma de una curva $\cos(2\theta)$.

Tabla A. 1. Parámetros del modelo evaluado para una capa sobre el semiespacio.

Espesor [km]	V_P [km/s]	V_S [km/s]	κ	Anisotropía [%]	Anisotropía δt [s]	Dirección anisotropía, φ [°]
50	6.5	3.75	1.73	5	0.66	50
∞	7.8	4.50	1.66	-	-	-

El valor de los parámetros y su intervalo de confianza se determinaron a partir del valor de la mediana y los percentiles 5 y 95, de la función de densidad de probabilidad, misma que se obtuvo al realizar un remuestreo con “*bootstrap*” con 51 evaluaciones. La Figura A.2 muestra las señales corregidas por el desfase δt ,

el espacio de soluciones, la estimación de los parámetros y los histogramas de los parámetros.

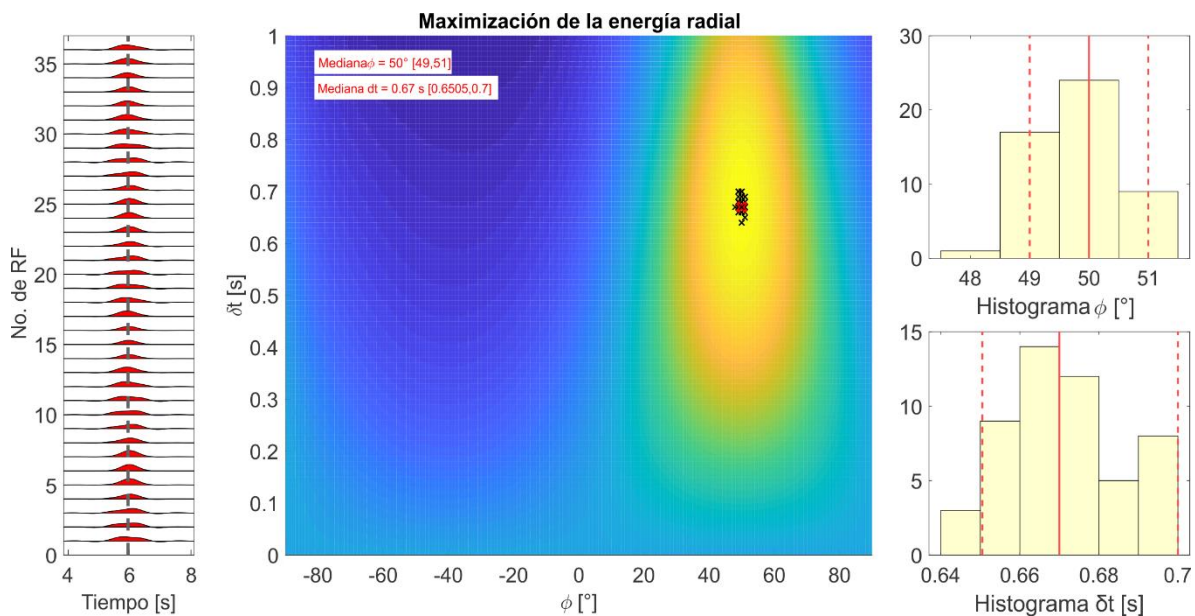


Figura A.2. Estimación de los parámetros de anisotropía. La sección vertical, en el recuadro izquierdo muestra las FR corregidas por δt . El recuadro central muestra la superficie de soluciones, los tonos cálidos representan las amplitudes máximas del apilado de las FR. La cruz en color rojo muestra el valor de la mediana y las cruces en color negro muestran las estimaciones dentro de los percentiles 5 y 95. En los recuadros de la derecha se muestran los histogramas de los parámetros φ (arriba) y δt (abajo); en estos recuadros, la línea continua roja es el valor de la mediana y en líneas discontinuas se representan los percentiles 5 y 95.

En la evaluación de modelos constituidos por más de una capa se identificó que, al estimar sólo los parámetros de la capa más profunda sin tomar en cuenta las capas anteriores, los valores para φ y δt no coincidían con los valores con los que se calcularon las FR.

Por ejemplo, si se tiene un modelo de dos capas anisótropas, con diferente magnitud y dirección de anisotropía, la estimación realizada usando el pulso correspondiente a la capa más profunda difiere de la estimación y corrección de los valores individuales de cada capa, dado que los tiempos de conversión en la

capa inferior estarán influenciados por los valores de anisotropía de la capa superior (Park y Levin, 2016b y Xie *et al.* 2020).

Por el motivo anterior, el proceso se desarrolló para estimar secuencialmente los parámetros de anisotropía de varias capas apiladas. De tal forma que se logra estimar con mayor precisión la contribución individual en cada capa del modelo.

B. Descomposición en armónicos

El método de descomposición en armónicos es un proceso recientemente desarrollado que tiene la capacidad de caracterizar las variaciones acimutales de amplitud en las FR, de esta forma es posible estimar los parámetros de anisotropía en capas que componen la corteza, incluyendo la profundidad y espesor de la capa anisótropa, el tipo de eje (rápido o lento) y su dirección (Xie *et al.* 2020).

Para comprender, de manera general, el proceso de descomposición debemos recordar que cuando se tiene una capa horizontal anisótropa, con eje rápido o lento horizontal, la amplitud y polaridad de la onda convertida P_s cambia en función del acimut inverso exhibiendo un patrón identificado por cuatro lóbulos, o de periodicidad π (Savage, 1998; Xie *et al.* 2020). Ahora bien, si el patrón observado corresponde a dos lóbulos se dice que tiene una periodicidad de 2π y esto corresponde a una capa anisótropa con eje de simetría inclinado o bien a una capa con una discontinuidad inclinada (Cassidy, 1992; Xie *et al.* 2020).

Basado en los patrones armónicos, descritos anteriormente, las componentes radiales y transversales de las FR se pueden descomponer en un conjunto de funciones armónicas, que dependen del acimut inverso (Bianchi *et al.* 2010). Se asume que las FR se pueden expresar como una suma escalada de funciones senoidales $\cos(k\phi)$ y $\sin(k\phi)$, en donde k es el orden del armónico y ϕ es al acimut inverso (Xie *et al.* 2020).

El componente armónico con $k = 0$ denota la amplitud constante de las FR, la cual está influenciada por la estructura isótropa del modelo. Los armónicos de orden $k = 1, 2$ muestran una periodicidad de 2π (o dos lóbulos) y de π (cuatro lóbulos),

respectivamente. Las FR radiales y transversales se descomponen en los componentes armónicos, como una función del acimut inverso, mediante (Park y Levin 2016b; Xie *et al.* 2020):

$$\begin{bmatrix} FR_1^Q \\ FR_2^Q \\ \vdots \\ FR_N^Q \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \cos(\phi_1) & \text{sen}(\phi_1) & \cos(2\phi_1) & \text{sen}(2\phi_1) \\ 1 & \cos(\phi_2) & \text{sen}(\phi_2) & \cos(2\phi_2) & \text{sen}(2\phi_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\phi_N) & \text{sen}(\phi_N) & \cos(2\phi_N) & \text{sen}(2\phi_N) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_0^Q \\ H_1^Q \\ H_2^Q \\ H_3^Q \\ H_4^Q \end{bmatrix}, \quad (\text{A.2})$$

$$\begin{bmatrix} FR_1^T \\ FR_2^T \\ \vdots \\ FR_N^T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \cos(\phi_1) & \text{sen}(\phi_1) & \cos(2\phi_1) & \text{sen}(2\phi_1) \\ 1 & \cos(\phi_2) & \text{sen}(\phi_2) & \cos(2\phi_2) & \text{sen}(2\phi_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\phi_N) & \text{sen}(\phi_N) & \cos(2\phi_N) & \text{sen}(2\phi_N) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_0^T \\ H_1^T \\ H_2^T \\ H_3^T \\ H_4^T \end{bmatrix},$$

en donde FR_i^Q y FR_i^T son las i -ésimas funciones de receptor de acimut inverso ϕ_i . $[H_i^{Q,T}]$ representan los componentes armónicos de las FR y son también llamados términos armónicos, con grado de orden armónico ($k = 0,1,2$).

Por otro lado, la inclinación de una interfase y la anisotropía ocasionan que las amplitudes de las FR radiales y transversales varíen con un desfase dado por $+(\pi/2k)$ en función del acimut inverso. Por tal motivo, si se asumen capas planas, las FR radiales y transversales se pueden descomponer como una combinación lineal de armónicos apilados dados por la ecuación (Bianchi *et al.* 2010; Olugboji y Park, 2016):

$$\begin{bmatrix} FR_1^Q \\ FR_2^Q \\ \vdots \\ FR_N^Q \\ FR_1^T \\ FR_2^T \\ \vdots \\ FR_N^T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \cos(\phi_1) & \text{sen}(\phi_1) & \cos(2\phi_1) & \text{sen}(2\phi_1) \\ 1 & \cos(\phi_2) & \text{sen}(\phi_2) & \cos(2\phi_2) & \text{sen}(2\phi_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\phi_N) & \text{sen}(\phi_N) & \cos(2\phi_N) & \text{sen}(2\phi_N) \\ 0 & \cos(\phi_1 + \pi/2) & \text{sen}(\phi_1 + \pi/2) & \cos(2(\phi_1 + \pi/4)) & \text{sen}(2(\phi_1 + \pi/4)) \\ 0 & \cos(\phi_2 + \pi/2) & \text{sen}(\phi_2 + \pi/2) & \cos(2(\phi_2 + \pi/4)) & \text{sen}(2(\phi_2 + \pi/4)) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \cos(\phi_N + \pi/2) & \text{sen}(\phi_N + \pi/2) & \cos(2(\phi_N + \pi/4)) & \text{sen}(2(\phi_N + \pi/4)) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \text{const}(t) \\ \cos\phi(t) \\ \text{sen}\phi(t) \\ \cos 2\phi(t) \\ \text{sen} 2\phi(t) \end{bmatrix}, \quad (\text{A.3})$$

en donde FR_i^Q y FR_i^T son las i -ésimas FR radiales y transversales provenientes de los acimuts inversos ϕ_i y similar al proceso descrito para los componentes

armónicos $[H_i^{Q,T}]$, se construyen cinco series de tiempo: $\text{const}(t)$, $\cos\phi(t)$, $\text{sen}\phi(t)$, $\cos 2\phi(t)$ y $\text{sen} 2\phi(t)$ a partir de las N trazas originales de las FR. Aquí, $\text{const}(t)$, representa la estructura isótropa.

En la Figura A.3 se muestran cuatro grupos de términos armónicos para el modelo de la Tabla A.1. El recuadro a) muestra los componentes para las FR radiales, el primer término, H_0^Q , corresponde con el pulso asociado a la discontinuidad de la estructura isótropa. Por otro lado, el término senoidal H_4^Q corresponde con el patrón asociado a 2π , o dos lóbulos, y este hace referencia a un eje de anisotropía horizontal. En el recuadro b) se observa también energía en el término cuyo patrón es 2π , en el término cosenoidal H_3^Q . En el recuadro c) también es posible identificar energía en los componentes cosenoidal y senoidal 2π . Finalmente, en el recuadro d) se presenta, considerablemente, mayor energía en la componente “constante”, que está asociada a la estructura isótropa del modelo.

Por último, la amplitud de los pulsos en los términos armónicos, ya sean los de dos o cuatro lóbulos, mostrados en el recuadro de “anisotropía e inclinación” (Figura A.3.d), dependen de la orientación y el tipo de eje (rápido o lento) de anisotropía (Olugboji y Park, 2016; Park y Levin, 2016b). Si se define a θ como la dirección del eje de anisotropía, las amplitudes $H_{A/D}^{(\cos/\text{sen})k\phi}$ variarán como funciones trigonométricas de θ . Por tanto, para determinar la dirección de anisotropía sólo es necesario estimar $\cos^{-1}\theta$ o $\text{sen}^{-1}\theta$ en el tiempo de arribo de la fase de interés.

Un inconveniente de este método es que no permite estimar la magnitud de la anisotropía, sin embargo, es un método adecuado para establecer direcciones preliminares. Además, cuando se tiene información o energía en los componentes armónicos, cuyo patrón es 2π , o cuatro lóbulos, el método no permite diferenciar entre el eje rápido o lento de anisotropía.

En su apartado 2.3, Figura 5, Xie *et al.* (2020) presentan un diagrama de flujo en donde muestran de forma resumida el proceso para estimar las direcciones de anisotropía.

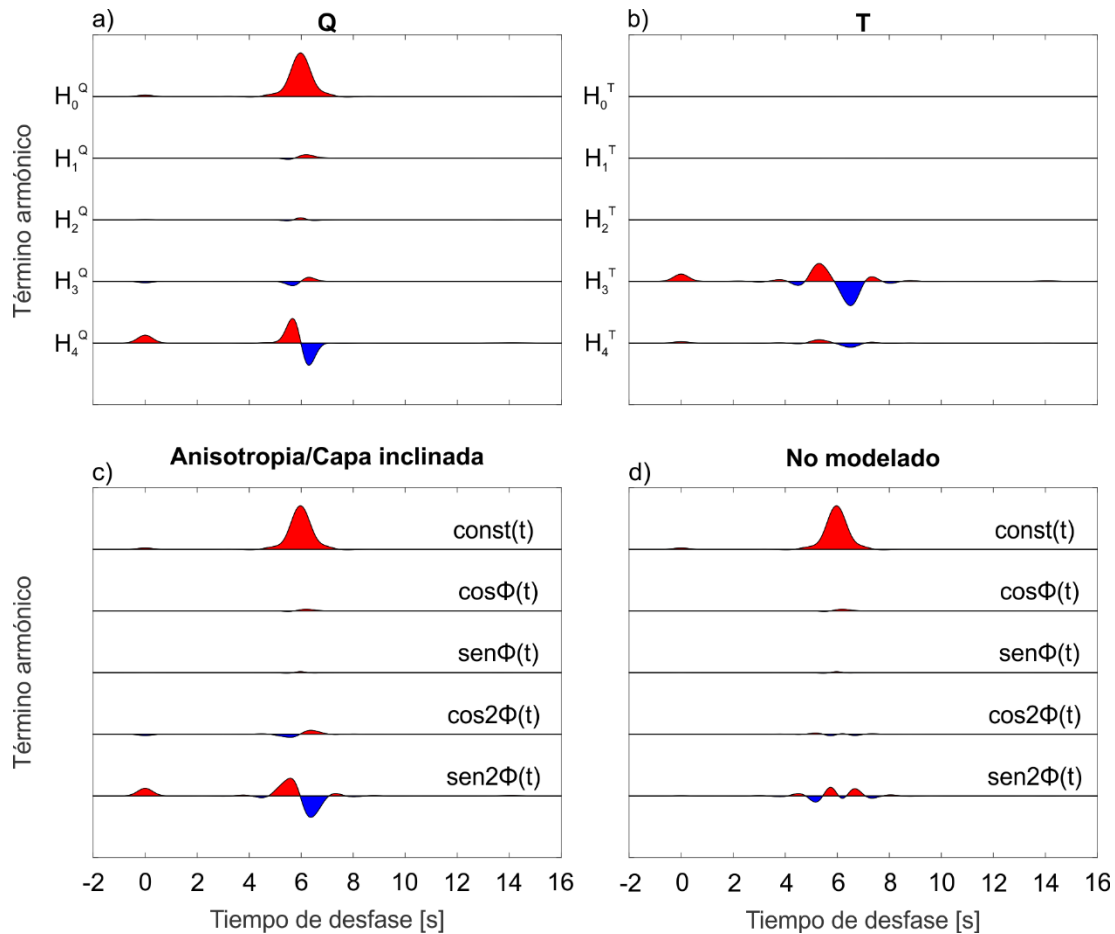


Figura A.3. Componentes armónicos, en función del acimut inverso, para las FR radiales y transversales (recuadros a y b). Los recuadros c y d muestran la descomposición en términos armónicos tomando en cuenta la variación de amplitud $\pm(\pi/2k)$, tanto para anisotropía y/o capa inclinada y para los componentes “no modelados”. Esta última descomposición, de haber energía en algún término, nos ayudaría a identificar y discriminar capas inclinadas o reverberaciones producidas por una mala corrección por “move out” (Xie *et al.* 2020).

C. Método de Schulte-Pelkum y Mahan

Schulte-Pelkum y Mahan (2014) propusieron un método simple para estimar la dirección y magnitud de la anisotropía usando FR. De forma resumida, el proceso

consiste en sustraer de las componentes radiales el promedio de éstas, desplazar las FR transversales por una cantidad fija acimutal y resolver, para las señales en conjunto, los arribos grados 1 y 2, correspondientes a los patrones 2π y π observados por Park y Levin (2016), en donde el grado-1 corresponde con variaciones de amplitud y polaridad identificadas por dos lóbulos, y el grado-2 relacionado con cuatro lóbulos. El proceso permite determinar el tiempo de retraso, que relaciona la profundidad, la orientación de inclinación y las características anisótropas. Además, en caso de que existan vacíos en la cobertura acimutal, al combinar las FR radiales con las transversales, parte de los vacíos acimutales son cubiertos por la combinación de componentes (Schulte-Pelkum y Mahan, 2014).

Para profundizar en los pasos de este proceso se empezará por analizar un modelo de dos capas isótropas sobre un semiespacio. La primera capa tiene una inclinación. La sección de FR radiales muestra este pulso alrededor de 2 s (Figura A.4.a). Se puede observar que hay una variación temporal y de amplitud grado-1. La conversión en la segunda interfase, alrededor de 4.5 s, no presenta ninguna variación temporal dado que la capa es horizontal. La Figura A.4.b muestra las FR transversales.

El primer paso es calcular la componente radial promedio, R_0 , que representa la estructura isótropa de capas planas, y restarla a cada una de las FR radiales. La sección de FR resultantes será muy parecida a las componentes transversales pero recorrida, en acimut inverso, 90° (Figura A.4.c). Además, en las FR corregidas por la estructura isótropa, $R - R_0$, se puede observar que el pulso de la onda directa, $t = 0$, muestra el mismo patrón de amplitud y polaridad grado-1. El siguiente paso es entonces recorrer 90° al conjunto de FR transversales para igualarlas con las FR radiales, por ejemplo, una FR que venga del acimut inverso 10° será recorrida hacia los 100° . Este paso se muestra en el recuadro d) de la Figura A.4. El último paso es promediar las secciones radiales corregidas por estructura isótropa, $R - R_0$, con las transversales recorridas, $T - 90^\circ$.

A partir de la sección resultante se puede obtener la dirección o rumbo de la capa inclinada identificando el acimut donde se presenta un cambio de polaridad. En el ejemplo, el rumbo de la capa está en 0° y 180° .

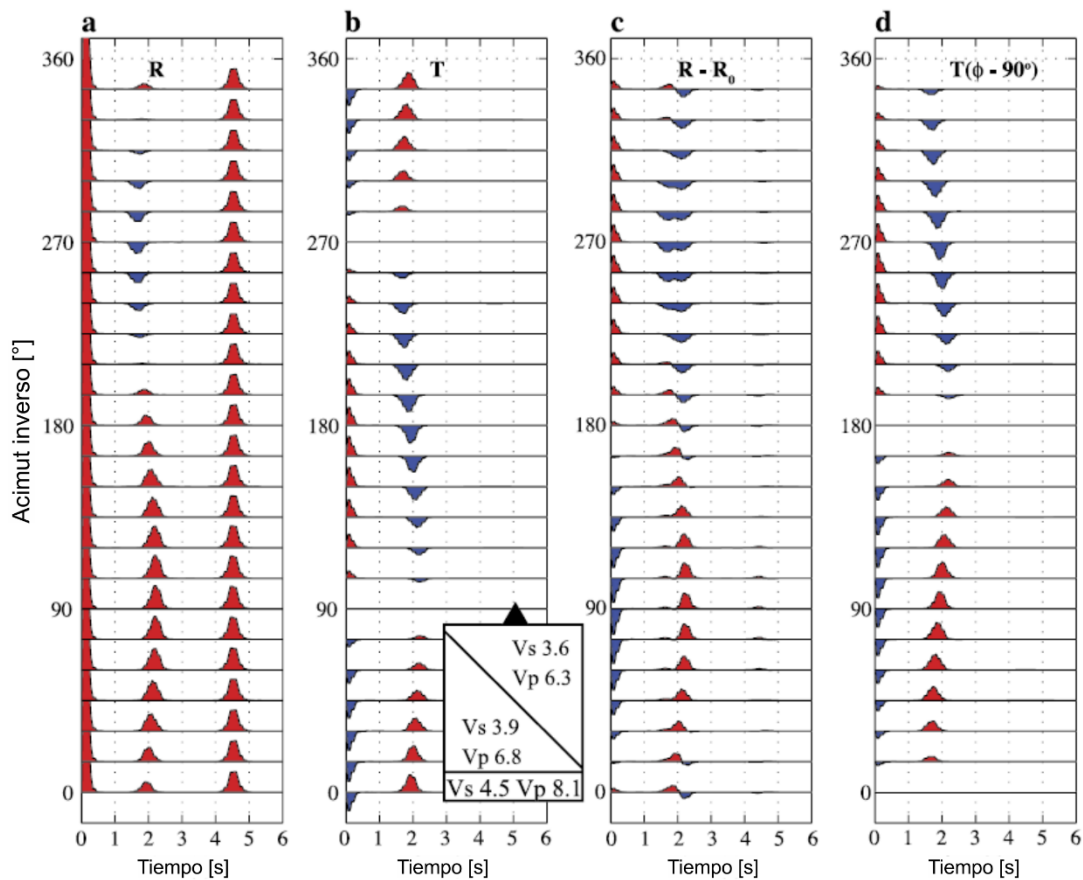


Figura A.4. Secciones de FR asociadas al proceso para determinar la dirección de anisotropía siguiendo el método propuesto por Schulte-Pelkum y Mahan (2014). La sección a) muestra las FR radiales; la sección b) muestra las FR transversales; la sección c) muestra las FR corregidas por la estructura isótropa; y finalmente la sección d) muestra las FR transversales desplazadas 90° . El recuadro en la parte inferior del cuadro b) muestra el modelo usado para generar las FR. La imagen fue modificada de Schulte-Pelkum y Mahan (2014).

Los siguientes dos modelos analizados seguirán el mismo procedimiento para obtener la sección de FR promediada de $R - R_0$ y $T - (45^\circ/90^\circ)$. El primer modelo contiene una capa anisótropa con eje de simetría horizontal (Figura A.5) y el

segundo también contiene una capa anisótropa, pero en este caso el eje de simetría presenta una inclinación (Figura A.6).

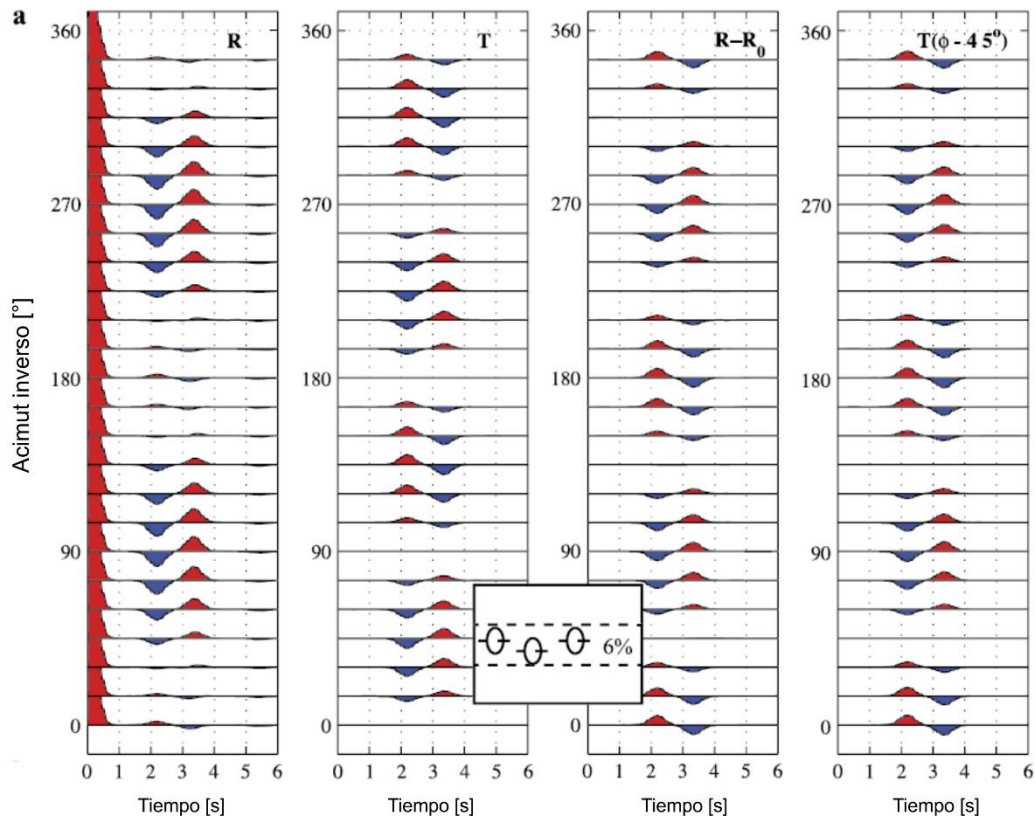


Figura A.5. Secciones de FR asociadas al proceso para determinar la dirección de anisotropía siguiendo el método propuesto por Schulte-Pelkum y Mahan (2014). Las secciones a-c siguen la misma descripción que en la Figura A.4.a-c. La sección d) muestra las FR transversales desplazadas 45°. El recuadro inferior, entre las secciones b) y c), muestra el modelo usado para generar las FR. La imagen fue modificada de Schulte-Pelkum y Mahan (2014).

De forma general, las FR obtenidas a partir de un modelo con una capa anisótropa, con eje de simetría horizontal muestran, como se revisó anteriormente, periodos de π o cuatro lóbulos en la amplitud y polaridad del pulso de interés.

La dirección del eje rápido o lento nuevamente se encontrará en donde la energía sea mínima o entre los acimuts en donde se observe un cambio de polaridad.

Para el caso en donde el eje de anisotropía presenta una inclinación (Figura A.6) el proceso es el mismo, la dirección del eje se identificará en donde la energía es mínima o entre los acimuts en donde se observe un cambio de polaridad, en el tiempo asociado al arribo de la fase de interés.

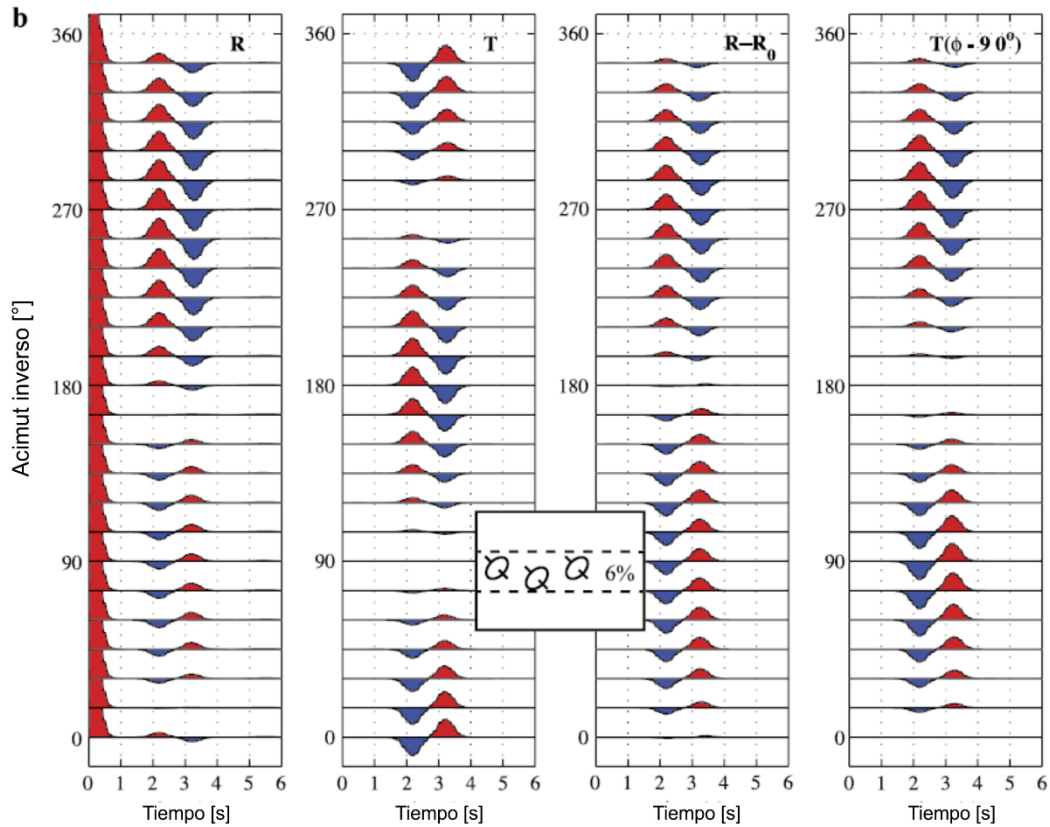


Figura A.6. Secciones de FR asociadas al proceso para determinar la dirección de anisotropía siguiendo el método propuesto por Schulte-Pelkum y Mahan (2014). Las secciones a-d siguen la misma descripción que en la Figura A.4. El recuadro inferior, entre las secciones b) y c), muestra el modelo usado para generar las FR. La imagen fue modificada de Schulte-Pelkum y Mahan (2014).

REFERENCIAS

Bianchi, I., Park, J., Piana Agostinetti, N., y Levin, V., 2010. Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 115(B12), 14 pp.

Cassidy, J. F. 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(3), 1453--1474.

Liu, H., y Niu, F., 2012. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. *Geophys. J. Int.*, 188(1), 144-164.

Olugboji, T. M., y Park, J., 2016. Crustal anisotropy beneath Pacific Ocean-Islands from harmonic decomposition of receiver functions. *Geochem. Geophys. Geosy.*, 17(3), 810--832.

Park, J., y Levin, V., 2016. Anisotropic shear zones revealed by backazimuthal harmonics of teleseismic receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 207(2), 1216--1243.

Savage, M.K., 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 103, 15,069--15,087.

Xie, Z., Levin, V., y Wu, Q., 2020. Crustal anisotropy beneath northeastern Tibetan Plateau from the harmonic decomposition of receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 220(3), 1585-1603.

ANEXO II. Lista de estaciones, la red a la que pertenecen, su localización y altitud. Estimaciones del modelo dividido en las capas L1-L3.

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt [s]
1	GECO	AYAH	19.351	-97.149	2081	L1	1.7 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	15.2 ± 1.2	170 ± 37	9.7 ± 3	116 ± 15	5.5 ± 1	0.28 ± 0.05
						L3	41.3 ± 1.3	122 ± 20	19.9 ± 1.8	150 ± 23	0.7 ± 1	0.05 ± 0.07
2	GECO	BAAY	18.031	-96.67	651	L1	2.1 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	13.6 ± 0.7	34 ± 39	17.6 ± 4	6 ± 18	8.6 ± 0.9	0.37 ± 0.03
						L3	44.5 ± 1.5	256 ± 21	4.4 ± 1.1	79 ± 19	2.8 ± 1.1	0.21 ± 0.08
3	GECO	CAMO	18.716	-97.458	2326	L1	0.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.1 ± 1.7	90 ± 36	15.3 ± 4	56 ± 22	6.7 ± 1.2	0.31 ± 0.06
						L3	55.9 ± 3.5	138 ± 10	29.1 ± 1.8	121 ± 19	4.9 ± 1.2	0.53 ± 0.13
4	GECO	COIX	17.723	-97.325	2070	L1	1.3 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	14.7 ± 1.1	7 ± 59	8.5 ± 2.8	106 ± 14	9.1 ± 1.1	0.43 ± 0.05
						L3	43.1 ± 1.6	292 ± 22	9.8 ± 2	59 ± 12	8.5 ± 0.9	0.63 ± 0.07
5	GECO	CUIT	18.812	-96.715	361	L1	0.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	8.6 ± 0.4	138 ± 36	4.9 ± 2.1	31 ± 9	9.2 ± 0.6	0.27 ± 0.02
						L3	23.6 ± 2.9	348 ± 10	14.7 ± 1.8	71 ± 20	1.5 ± 1.2	0.06 ± 0.04
6	RLT	FILI	17.792	-94.241	608	L1	2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	8.5 ± 3.1	104 ± 52	27.3 ± 6.1	133 ± 28	3.6 ± 1.6	0.1 ± 0.05
						L3	21 ± 3.8	31 ± 51	9.2 ± 3.1	177 ± 42	3.4 ± 1.9	0.1 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
7	GECO	GUHU	16.786	-95.364	649	L1	1.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	9.5 ± 0.9	211 ± 49	3.5 ± 2.7	169 ± 6	6.7 ± 1	0.22 ± 0.04
						L3	32 ± 2.7	176 ± 11	4.8 ± 1.5	177 ± 17	1.6 ± 0.9	0.09 ± 0.05
8	GECO	HUAT	19.137	-96.977	1328	L1	0.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	7.8 ± 1.5	116 ± 60	18.2 ± 5.3	119 ± 13	7.1 ± 1	0.17 ± 0.03
						L3	15.3 ± 5.5	147 ± 13	26.6 ± 3.5	57 ± 21	1.2 ± 1.3	0.02 ± 0.03
9	GECO	HUJI	18.13	-96.835	1700	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.1 ± 1.7	19 ± 30	2.9 ± 4.2	15 ± 7	8.4 ± 0.6	0.54 ± 0.03
						L3	38 ± 1.8	189 ± 10	15.7 ± 3.4	165 ± 9	1.2 ± 0.5	0.06 ± 0.02
10	GECO	IXJU	17.312	-96.484	1978	L1	1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	14.2 ± 0.7	273 ± 62	8.7 ± 3.5	98 ± 15	3.5 ± 0.8	0.17 ± 0.04
						L3	32.8 ± 1.4	137 ± 12	22.9 ± 2	91 ± 8	8.8 ± 0.69	0.42 ± 0.03
11	GECO	JOBO	18.413	-96.277	2469	L1	2.9 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	25.7 ± 1.1	146 ± 52	13 ± 3.5	137 ± 11	6.3 ± 1	0.53 ± 0.09
						L3	46.3 ± 1.3	345 ± 3	8.4 ± 3.7	98 ± 15	4.3 ± 0.9	0.22 ± 0.05
12	GECO	JOSE	19.393	-96.442	89	L1	1.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	14.9 ± 0.9	315 ± 6	10.9 ± 4.2	143 ± 15	6.9 ± 1.2	0.32 ± 0.06
						L3	33.9 ± 1.3	178 ± 19	3.2 ± 1.9	60 ± 13	6 ± 1.1	0.3 ± 0.06
13	GECO	LMAN	18.631	-96.368	83	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.1 ± 1.8	249 ± 34	23.4 ± 4.2	109 ± 20	8.4 ± 1	0.37 ± 0.04
						L3	34.7 ± 3.8	286 ± 14	20.9 ± 1.8	115 ± 22	6 ± 1.4	0.33 ± 0.08
14	GECO	LOAL	16.907	-96.261	1832	L1	2.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	7.6 ± 1.1	68 ± 36	0 ± 2.4	3 ± 9	8.7 ± 1	0.21 ± 0.03
						L3	19.2 ± 1.2	74 ± 23	14.3 ± 2.8	41 ± 12	2.5 ± 1.6	0.08 ± 0.05

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
15	GECO	LUPE	19.29	-97.336	2475	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	21.7 ± 0.9	149 ± 30	22.7 ± 2.7	14 ± 13	7.9 ± 1.1	0.59 ± 0.08
						L3	41.3 ± 2.1	226 ± 39	14.5 ± 2.7	27 ± 13	7 ± 1	0.37 ± 0.05
16	GECO	MATE	16.403	-95.598	199	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	17.7 ± 1.3	217 ± 44	16.7 ± 3.8	65 ± 18	3.1 ± 1	0.17 ± 0.06
						L3	31.5 ± 3.7	168 ± 18	14.4 ± 1.8	107 ± 16	9.3 ± 0.6	0.34 ± 0.02
17	RLT	MIXE	17.677	-94.822	436	L1	2.9 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	8 ± 1.6	327 ± 35	22.6 ± 4.2	145 ± 29	7.6 ± 1.3	0.21 ± 0.03
						L3	33.3 ± 3.5	158 ± 24	1.1 ± 2	155 ± 27	2.8 ± 0.9	0.19 ± 0.06
18	GECO	NAOL	19.646	-96.876	1542	L1	1.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.6 ± 0.7	122 ± 43	14.2 ± 3.6	123 ± 20	2.1 ± 1.1	0.09 ± 0.05
						L3	31.5 ± 1.5	125 ± 9	24.1 ± 1.6	177 ± 22	5.4 ± 1.2	0.27 ± 0.06
19	GECO	NOPA	18.278	-95.999	25	L1	2.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.8 ± 1	304 ± 5	11 ± 3.3	20 ± 15	4.4 ± 1.2	0.21 ± 0.06
						L3	34.6 ± 1.3	126 ± 23	16.6 ± 1.9	101 ± 21	4 ± 1.1	0.2 ± 0.06
20	GECO	OCTN	19.798	-97.537	2235	L1	0.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	15.5 ± 1.4	186 ± 64	9.5 ± 5.5	17 ± 8	6 ± 1.2	0.29 ± 0.06
						L3	31 ± 4.1	127 ± 26	23.1 ± 3.5	65 ± 15	8.3 ± 0.5	0.32 ± 0.02
21	GECO	ORMO	19.656	-97.29	2401	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.3 ± 1.3	34 ± 46	8.2 ± 3.3	8 ± 16	0.8 ± 1.2	0.05 ± 0.07
						L3	47.6 ± 2.5	239 ± 36	11 ± 1.8	142 ± 24	0.5 ± 1.2	0.04 ± 0.08
22	RLT	PAJA	18.269	-94.686	818	L1	2.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	18 ± 1.2	195 ± 20	26.9 ± 2	148 ± 28	8.1 ± 1.9	0.5 ± 0.11
						L3	36.4 ± 3.1	223 ± 12	26.1 ± 2.2	171 ± 34	7 ± 2.1	0.33 ± 0.1

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	φ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
23	GECO	PAMA	18.927	-96.643	347	L1	2.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	11.8 ± 1	155 ± 26	22.3 ± 2.8	82 ± 29	5.9 ± 1.6	0.22 ± 0.06
						L3	33.5 ± 1.7	215 ± 20	10.4 ± 2.4	24 ± 19	0.5 ± 1.4	0.03 ± 0.08
24	RLT	PEGO	18.54	-94.887	267	L1	1.4 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	7 ± 3.9	334 ± 76	29 ± 5	18 ± 29	3.7 ± 1.4	0.09 ± 0.03
						L3	24 ± 5.4	54 ± 20	29.4 ± 3.1	127 ± 29	7.8 ± 2	0.34 ± 0.09
25	GECO	QUEC	18.948	-97.667	2163	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	18.7 ± 1.3	133 ± 35	21 ± 3.4	126 ± 18	6 ± 1.2	0.37 ± 0.07
						L3	34.4 ± 2.6	126 ± 16	7 ± 2.5	147 ± 22	3.1 ± 1	0.13 ± 0.04
26	GECO	RODE	17.979	-97.354	2103	L1	0.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.8 ± 1.5	102 ± 37	16.6 ± 3.9	159 ± 25	4.9 ± 1.5	0.22 ± 0.07
						L3	37.3 ± 2.4	232 ± 18	25.5 ± 2.5	61 ± 18	2.8 ± 1	0.16 ± 0.06
27	GECO	SATU	17.193	-95.37	142	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.8 ± 1.1	311 ± 45	17.1 ± 3.1	128 ± 23	4 ± 1.1	0.18 ± 0.05
						L3	33.3 ± 1.5	348 ± 17	0.8 ± 2	139 ± 21	1.1 ± 1.4	0.05 ± 0.07
28	GECO	TATA	19 691	-97.113	2063	L1	0.6 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	7.1 ± 0.8	215 ± 25	24 ± 2.1	87 ± 22	7.2 ± 1.5	0.16 ± 0.03
						L3	44.7 ± 1.8	251 ± 5	19.5 ± 1.3	103 ± 28	2.8 ± 1.3	0.28 ± 0.13
29	GECO	TEPY	19.491	-97.491	2351	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.9 ± 1.2	116 ± 28	13.9 ± 2.4	93 ± 16	3.4 ± 0.9	0.15 ± 0.04
						L3	43.1 ± 2.5	243 ± 12	25.2 ± 1.8	82 ± 14	7.2 ± 1.5	0.52 ± 0.1
30	GECO	TEZO	18.588	-96.699	208	L1	1.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	8.4 ± 1.3	254 ± 35	29.9 ± 6.5	120 ± 23	6.3 ± 1.4	0.18 ± 0.04
						L3	36.7 ± 2.9	174 ± 10	18.6 ± 2.6	156 ± 23	2.8 ± 1.1	0.2 ± 0.08

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
31	GECO	VANA	17.779	-96.296	80	L1	2.8 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.7 ± 1.4	221 ± 37	25.8 ± 2.7	6 ± 18	8.4 ± 1.2	0.35 ± 0.05
						L3	42.1 ± 2.4	249 ± 24	15.7 ± 3.7	179 ± 21	0.8 ± 1.4	0.06 ± 0.1
32	GECO	ZOQU	18.338	-97.035	2469	L1	2.6 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	14.7 ± 1.8	342 ± 29	21.8 ± 3.6	8 ± 20	6.9 ± 1	0.32 ± 0.04
						L3	41.4 ± 3.1	49 ± 25	10.6 ± 1.8	3 ± 13	0.7 ± 1.5	0.05 ± 0.1
33	HUM	HU01	19.709	-97.467	2971	L1	2.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	30.9 ± 1.7	214 ± 38	12.7 ± 4.5	154 ± 25	1.7 ± 1.8	0.17 ± 0.18
						L3	64.1 ± 2.4	234 ± 16	19.7 ± 2.7	80 ± 30	5.4 ± 1.6	0.45 ± 0.13
34	HUM	HU03	19.709	-97.467	3025	L1	0.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.8 ± 2.1	315 ± 4	22.2 ± 4.3	12 ± 23	6.6 ± 2	0.43 ± 0.14
						L3	51 ± 2.6	342 ± 27	16.8 ± 3.6	56 ± 40	4.9 ± 1.6	0.37 ± 0.12
35	MASE	ACAH	17.362	-99.468	838	L1	1.5 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	14 ± 0.7	126 ± 27	10.8 ± 3.4	88 ± 8	8.2 ± 0.8	0.39 ± 0.04
						L3	26.3 ± 1.5	15 ± 35	13.9 ± 1.3	85 ± 17	1.7 ± 0.7	0.06 ± 0.02
36	MASE	AGBE	20.43	-98.631	1795	L1	1.2 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	19.9 ± 1.5	156 ± 26	15.2 ± 3.7	145 ± 13	3.8 ± 0.8	0.25 ± 0.05
						L3	32.6 ± 2	170 ± 32	5.4 ± 1.7	115 ± 21	5.5 ± 0.9	0.19 ± 0.03
37	MASE	AMAC	18.6	-99.386	946	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.5 ± 1.3	81 ± 52	7.6 ± 3.8	120 ± 12	9.9 ± 0.8	0.68 ± 0.06
						L3	42.9 ± 1.8	70 ± 20	15.3 ± 2.6	122 ± 18	4.6 ± 1.1	0.26 ± 0.06
38	MASE	APOT	18.708	-99.246	1058	L1	1.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.5 ± 2.1	126 ± 46	5.1 ± 4.1	1 ± 12	5.2 ± 1.3	0.26 ± 0.06
						L3	43.6 ± 2.7	273 ± 47	3.1 ± 2.6	159 ± 19	5.2 ± 1	0.4 ± 0.07

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
39	MASE	ARBO	19.533	-99.142	2268	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	9.8 ± 1.1	353 ± 21	23 ± 3.2	63 ± 17	5.4 ± 1	0.17 ± 0.03
						L3	27.5 ± 2.8	352 ± 8	23.6 ± 2	9 ± 20	5.2 ± 1.1	0.23 ± 0.04
40	MASE	ATLA	18.753	-99.22	1134	L1	2.8 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	31.4 ± 3.5	166 ± 57	5.4 ± 4.7	39 ± 16	2.9 ± 1.2	0.29 ± 0.12
						L3	45 ± 1.9	238 ± 23	6.1 ± 3.4	86 ± 23	4.1 ± 1.3	0.14 ± 0.05
41	MASE	ATOT	20.291	-98.703	2012	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	23.8 ± 2.5	91 ± 57	16 ± 3.4	124 ± 12	6.3 ± 1	0.48 ± 0.08
						L3	38.9 ± 2.3	43 ± 20	8.4 ± 1.4	130 ± 13	5.6 ± 1.1	0.22 ± 0.04
42	MASE	BUCU	18.465	-99.415	1279	L1	1.1 ± 0.6	---	---	---	---	---
						L2	18 ± 2.9	159 ± 48	13.4 ± 5.1	94 ± 17	6.5 ± 1.1	0.4 ± 0.06
						L3	40.6 ± 3.3	334 ± 38	8.1 ± 2.3	90 ± 17	4.5 ± 1.2	0.27 ± 0.07
43	MASE	CANT	21.464	-98.358	179	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	9.3 ± 0.5	38 ± 27	0.2 ± 2.5	148 ± 15	6.1 ± 1.1	0.19 ± 0.04
						L3	28.9 ± 1.3	309 ± 11	11 ± 1.8	12 ± 23	1.8 ± 1.2	0.09 ± 0.07
44	MASE	CARR	17.206	-99.511	580	L1	1.8 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	10.8 ± 1.7	97 ± 32	7.6 ± 2.9	81 ± 13	7.3 ± 1.2	0.28 ± 0.04
						L3	35.7 ± 1.4	249 ± 20	23.8 ± 2.5	157 ± 9	8.4 ± 0.7	0.55 ± 0.04
45	MASE	CASA	18.576	-99.381	945	L1	1 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	20.9 ± 1.8	203 ± 45	10.5 ± 4.5	7 ± 21	7.9 ± 1	0.55 ± 0.07
						L3	39.7 ± 3	85 ± 18	15 ± 2.5	122 ± 11	6.9 ± 1.1	0.35 ± 0.06
46	MASE	CHIC	19.088	-99.148	3307	L1	1.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	7.8 ± 1.2	311 ± 39	5 ± 3	73 ± 16	7.1 ± 1.3	0.18 ± 0.03
						L3	26.1 ± 1.7	77 ± 12	24.5 ± 1.8	168 ± 25	1.7 ± 1.1	0.08 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	φ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
47	MASE	CHIO	20.976	-98.734	1390	L1	2.9 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.3 ± 1.9	215 ± 56	0.6 ± 5.8	164 ± 27	7.2 ± 1.4	0.3 ± 0.05
						L3	24.8 ± 2.1	326 ± 2	18.6 ± 4.5	159 ± 20	6 ± 1.6	0.21 ± 0.05
48	MASE	CIEN	18.413	-99.475	1088	L1	1.6 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.2 ± 0.9	256 ± 39	13.3 ± 3.1	171 ± 16	7 ± 1.5	0.46 ± 0.1
						L3	37.1 ± 3.4	166 ± 16	22.8 ± 2.8	47 ± 15	7.7 ± 0.9	0.32 ± 0.04
49	MASE	CIRE	19.387	-99.157	2257	L1	2.8 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	20.5 ± 1.3	277 ± 50	9.5 ± 4.7	14 ± 12	6.4 ± 1	0.42 ± 0.07
						L3	45.1 ± 2.1	260 ± 22	15.2 ± 2.6	103 ± 13	3.3 ± 0.9	0.22 ± 0.05
50	MASE	CIRI	21.403	-98.36	145	L1	2.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	6.8 ± 0.8	112 ± 42	5.7 ± 3.6	43 ± 25	9.8 ± 1.3	0.21 ± 0.02
						L3	26.5 ± 2.4	112 ± 15	15.7 ± 2.2	3 ± 24	6.7 ± 1	0.32 ± 0.05
51	MASE	COAC	19.61	-99.072	2341	L1	1.6 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	27.3 ± 2.1	18 ± 46	0.4 ± 3.4	91 ± 8	9 ± 0.5	0.81 ± 0.05
						L3	45.7 ± 3.2	56 ± 42	6.7 ± 2.5	103 ± 18	8.7 ± 1.1	0.41 ± 0.05
52	MASE	CUCE	18.931	-99.222	1567	L1	2.4 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	19.3 ± 2.7	205 ± 44	16 ± 4.4	85 ± 24	4.4 ± 1.4	0.29 ± 0.09
						L3	43.7 ± 3.3	203 ± 13	19.5 ± 2.5	61 ± 26	1.7 ± 1.7	0.11 ± 0.1
53	MASE	CUNO	18.983	-99.241	1907	L1	1.9 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	25.2 ± 0.7	168 ± 33	11.2 ± 3.1	104 ± 12	7.9 ± 1.1	0.65 ± 0.09
						L3	48.8 ± 1.4	337 ± 19	4.8 ± 1.2	138 ± 14	4.4 ± 0.9	0.27 ± 0.05
54	MASE	ECID	19.867	-98.927	2339	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	2.1 ± 1.2	86 ± 41	10.3 ± 2.6	124 ± 28	1.7 ± 1.3	0.01 ± 0.01
						L3	30.6 ± 1.3	60 ± 22	8.1 ± 1.2	14 ± 26	0.3 ± 1.3	0.02 ± 0.1

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
55	MASE	EL30	17.005	-99.782	276	L1	1.2 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	13.4 ± 1.6	294 ± 37	27.5 ± 6.6	141 ± 39	9.3 ± 2.1	0.4 ± 0.08
						L3	28.4 ± 2	326 ± 15	21.9 ± 1.6	133 ± 37	3.9 ± 1.6	0.16 ± 0.06
56	MASE	EL40	17.054	-99.764	448	L1	1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	18 ± 0.9	166 ± 44	5.8 ± 4.1	112 ± 9	9.7 ± 0.6	0.59 ± 0.03
						L3	29.6 ± 1.3	98 ± 33	2 ± 2.1	62 ± 14	6.2 ± 1	0.2 ± 0.03
57	MASE	ELBA	20.56	-98.625	1877	L1	1.2 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	17.2 ± 2	221 ± 60	13.6 ± 4.3	81 ± 12	6.4 ± 1.1	0.35 ± 0.06
						L3	33.3 ± 2.9	124 ± 32	21.8 ± 4	127 ± 18	1.6 ± 0.9	0.07 ± 0.04
58	MASE	ELPA	21.327	-98.349	120	L1	1.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	6.5 ± 1.6	150 ± 57	3.1 ± 5.6	140 ± 23	5.3 ± 1.1	0.12 ± 0.02
						L3	30.4 ± 2.8	237 ± 31	3.9 ± 1.4	15 ± 23	5 ± 0.9	0.32 ± 0.06
59	MASE	ELPO	17.594	-99.515	1427	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.4 ± 2	84 ± 45	8.3 ± 6	106 ± 11	7 ± 0.7	0.32 ± 0.03
						L3	25.5 ± 3.3	136 ± 26	2.1 ± 2.8	56 ± 24	8.8 ± 0.9	0.27 ± 0.03
60	MASE	ESTA	19.493	-99.111	2301	L1	2.8 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	24.6 ± 1.4	317 ± 17	25.2 ± 4.7	3 ± 26	4.3 ± 1.7	0.35 ± 0.13
						L3	36.4 ± 1.9	262 ± 39	0.4 ± 3.6	108 ± 27	6 ± 1.7	0.18 ± 0.05
61	MASE	HUIT	17.742	-99.484	1350	L1	3 ± 0.6	---	---	---	---	---
						L2	18.4 ± 2.4	182 ± 51	24.8 ± 6.1	177 ± 21	1.7 ± 0.7	0.1 ± 0.04
						L3	33.8 ± 2.4	336 ± 24	8.3 ± 3.1	131 ± 23	1.3 ± 0.7	0.05 ± 0.03
62	MASE	IXCA	21.079	-98.531	818	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	18 ± 1	221 ± 37	17.2 ± 3	119 ± 33	4.3 ± 1.9	0.26 ± 0.12
						L3	26.5 ± 1.5	181 ± 17	8 ± 2.4	141 ± 36	1.4 ± 1.7	0.03 ± 0.04

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
63	MASE	JIUT	18.872	-99.198	1462	L1	2.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	19.6 ± 0.8	229 ± 43	14.1 ± 3.9	95 ± 8	6.2 ± 1.1	0.4 ± 0.07
						L3	37.4 ± 2.3	216 ± 30	10.1 ± 2.6	128 ± 15	4.4 ± 1.1	0.21 ± 0.05
64	MASE	KM67	19.957	-98.881	2423	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	29.7 ± 1.9	117 ± 39	4 ± 3.3	148 ± 13	0.9 ± 0.8	0.08 ± 0.08
						L3	41.8 ± 1.7	104 ± 20	23.9 ± 1.8	141 ± 17	6.7 ± 1.2	0.21 ± 0.04
65	MASE	MAXE	18.05	-99.595	991	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	16.2 ± 0.9	120 ± 39	4.5 ± 5.2	82 ± 15	5.4 ± 1.2	0.29 ± 0.06
						L3	37.8 ± 2.6	219 ± 26	16.9 ± 3.2	63 ± 18	2.5 ± 1.4	0.13 ± 0.07
66	MASE	MAZA	17.436	-99.463	1292	L1	1.6 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	15.5 ± 1.4	210 ± 36	8.2 ± 4	15 ± 11	6.7 ± 1	0.33 ± 0.05
						L3	30.7 ± 2.6	244 ± 20	7.4 ± 2.1	3 ± 15	3.3 ± 1.1	0.13 ± 0.04
67	MASE	MIMO	20.136	-98.685	2857	L1	0.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	17.4 ± 1.6	252 ± 34	27.3 ± 5.4	175 ± 22	8.5 ± 2.4	0.48 ± 0.14
						L3	33.4 ± 3	80 ± 46	12.9 ± 3	86 ± 25	1.2 ± 0.9	0.05 ± 0.04
68	MASE	MIXC	19.378	-99.181	2274	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	9.7 ± 2.6	358 ± 60	3.7 ± 6.9	99 ± 16	2.6 ± 0.7	0.09 ± 0.02
						L3	44.5 ± 4.2	155 ± 22	12.4 ± 3.2	70 ± 13	6.7 ± 0.9	0.62 ± 0.08
69	MASE	MOJO	20.627	-98.621	2049	L1	1.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	14.8 ± 2.5	48 ± 55	3.9 ± 3.5	122 ± 14	7.5 ± 1.5	0.34 ± 0.07
						L3	38.4 ± 2.2	232 ± 23	16.4 ± 3.6	169 ± 32	5 ± 1	0.31 ± 0.06
70	MASE	MOLA	20.78	-98.725	1802	L1	3 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	14 ± 0.9	166 ± 39	6.9 ± 4.4	77 ± 19	7.2 ± 1.9	0.32 ± 0.09
						L3	37.3 ± 1.8	310 ± 17	9.1 ± 1.6	21 ± 22	6.8 ± 1.9	0.42 ± 0.12

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	φ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
71	MASE	MULU	19.437	-99.13	2061	L1	2.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	7.7 ± 2	268 ± 28	24.4 ± 4.4	109 ± 17	8.8 ± 1.4	0.22 ± 0.03
						L3	57 ± 2.4	358 ± 3	34.5 ± 1.9	19 ± 26	9.6 ± 1.4	1.26 ± 0.18
72	MASE	NOGA	20.387	-98.656	1389	L1	2.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	22.7 ± 1.7	329 ± 12	3.9 ± 2.6	8 ± 16	8.8 ± 1.5	0.62 ± 0.1
						L3	37.4 ± 2	150 ± 16	14.3 ± 1.8	63 ± 24	1.6 ± 1.4	0.06 ± 0.06
73	MASE	OCOL	20.848	-98.74	1547	L1	2.6 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	10.5 ± 2	146 ± 50	9.4 ± 4.3	10 ± 17	6.9 ± 0.9	0.22 ± 0.03
						L3	31.9 ± 2.1	125 ± 25	15.8 ± 2.2	48 ± 20	9.1 ± 2	0.5 ± 0.11
74	MASE	OCOT	17.253	-99.506	722	L1	2.9 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	9.7 ± 1.6	80 ± 32	0.1 ± 4.4	178 ± 24	1.6 ± 2	0.05 ± 0.06
						L3	25.9 ± 1.7	266 ± 26	0.7 ± 1.7	100 ± 20	1.9 ± 1.2	0.08 ± 0.05
75	MASE	PABL	17.404	-99.469	1232	L1	2.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	24.7 ± 1.6	306 ± 43	11.2 ± 3.7	175 ± 7	8.9 ± 0.8	0.69 ± 0.06
						L3	42.6 ± 1.4	132 ± 32	9.2 ± 2.5	132 ± 10	9.6 ± 0.6	0.47 ± 0.03
76	MASE	PACH	20.096	-98.701	2480	L1	1.7 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	19.1 ± 1.2	201 ± 34	6.4 ± 3.8	89 ± 10	8.2 ± 0.6	0.48 ± 0.04
						L3	48.3 ± 1.3	222 ± 23	2 ± 2.8	122 ± 13	2.7 ± 0.9	0.19 ± 0.07
77	MASE	PALM	18.521	-99.43	1130	L1	1.2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	17.2 ± 2.2	9 ± 53	5.5 ± 3.1	92 ± 10	8.8 ± 1	0.48 ± 0.05
						L3	35.2 ± 2.8	170 ± 22	11.2 ± 2.9	54 ± 15	3.7 ± 1.4	0.17 ± 0.06
78	MASE	PASU	20.087	-98.793	2442	L1	1.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	8.9 ± 1.5	70 ± 62	9.2 ± 3.6	87 ± 24	4 ± 1.3	0.11 ± 0.04
						L3	38.2 ± 1.8	277 ± 35	4.6 ± 1.5	100 ± 18	5 ± 1.3	0.39 ± 0.1

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
79	MASE	PEMU	20.832	-98.763	1303	L1	0.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	16 ± 2.2	326 ± 8	24.1 ± 2.9	123 ± 33	1 ± 2	0.05 ± 0.11
						L3	40.2 ± 3.9	159 ± 25	7 ± 2.4	32 ± 32	6.1 ± 1.9	0.37 ± 0.11
80	MASE	PETA	17.477	-99.459	1176	L1	1.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	19.2 ± 2.3	104 ± 35	13.3 ± 4.6	95 ± 14	7.9 ± 0.9	0.53 ± 0.06
						L3	38.3 ± 2.3	133 ± 12	26 ± 1.2	100 ± 23	4.4 ± 0.9	0.23 ± 0.04
81	MASE	PLAT	17.695	-99.536	948	L1	1.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	15.3 ± 2.1	194 ± 59	7.6 ± 4.5	20 ± 10	4.4 ± 1.3	0.21 ± 0.07
						L3	33.4 ± 3.3	188 ± 21	7.7 ± 2.4	84 ± 15	2.4 ± 0.9	0.11 ± 0.05
82	MASE	PLAY	17.124	-99.67	405	L1	2.4 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	14.4 ± 1	106 ± 34	28.8 ± 3.5	45 ± 18	4.8 ± 1.3	0.23 ± 0.07
						L3	31.5 ± 1.8	277 ± 31	23.3 ± 1.8	101 ± 23	2.9 ± 0.9	0.13 ± 0.04
83	MASE	PLLI	17.867	-99.573	585	L1	1.8 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	27.3 ± 2.8	338 ± 39	20.7 ± 3.5	174 ± 13	7.4 ± 1.2	0.68 ± 0.11
						L3	39 ± 2.2	193 ± 26	12 ± 3	110 ± 26	3.9 ± 1.4	0.12 ± 0.05
84	MASE	PSIQ	19.902	-98.909	2350	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	7.5 ± 4.1	234 ± 46	5.1 ± 4.5	109 ± 24	3 ± 1	0.07 ± 0.02
						L3	37.3 ± 3.2	209 ± 14	17.9 ± 1.8	76 ± 11	9.2 ± 1	0.74 ± 0.08
85	MASE	PTCU	19.06	-99.217	3226	L1	2.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	24.2 ± 2.1	222 ± 50	3.3 ± 4	125 ± 14	2.6 ± 1.4	0.21 ± 0.11
						L3	53.1 ± 1.8	165 ± 17	11.6 ± 3.3	28 ± 22	1.9 ± 0.6	0.13 ± 0.04
86	MASE	PTRP	19.591	-99.112	2915	L1	1.2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	28.5 ± 2.4	66 ± 57	8.4 ± 3.6	4 ± 28	5 ± 1.5	0.44 ± 0.14
						L3	41.7 ± 2.5	64 ± 23	12 ± 3.3	153 ± 24	5.2 ± 1.4	0.17 ± 0.05

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
87	MASE	PUIX	18.626	-99.321	907	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	19.3 ± 1.7	147 ± 50	26.2 ± 5.5	177 ± 21	6.5 ± 1	0.4 ± 0.06
						L3	44.3 ± 2.7	222 ± 24	15.9 ± 3.2	131 ± 19	9.2 ± 1.3	0.58 ± 0.09
88	MASE	QUEM	16.936	-99.824	48	L1	1.3 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	7.7 ± 2.7	292 ± 51	0.2 ± 6	13 ± 14	6 ± 1	0.15 ± 0.03
						L3	23.5 ± 3.1	318 ± 27	9.9 ± 4.2	13 ± 15	4 ± 1.2	0.16 ± 0.05
89	MASE	RIVI	17.289	-99.486	747	L1	2.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	22 ± 3.4	231 ± 39	7 ± 6	150 ± 12	9.2 ± 0.8	0.63 ± 0.06
						L3	48.4 ± 2.8	202 ± 27	17.1 ± 2.5	154 ± 21	5.2 ± 1.4	0.33 ± 0.09
90	MASE	SABI	20.325	-98.66	1966	L1	2.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	15.4 ± 2.8	296 ± 56	21.4 ± 3.5	153 ± 26	4.4 ± 1.1	0.22 ± 0.06
						L3	26.8 ± 3.8	264 ± 30	1.8 ± 2.7	177 ± 24	2.8 ± 0.9	0.09 ± 0.02
91	MASE	SAFE	18.551	-99.425	1053	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	16.6 ± 2	182 ± 71	9 ± 5.9	138 ± 13	5.4 ± 1.1	0.28 ± 0.06
						L3	47.9 ± 3.2	158 ± 17	4.4 ± 2	84 ± 19	6.7 ± 0.8	0.53 ± 0.06
92	MASE	SAGR	18.163	-99.551	754	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	12.6 ± 1.5	179 ± 38	4 ± 4.7	171 ± 23	9.3 ± 1	0.4 ± 0.05
						L3	20.8 ± 2.1	258 ± 26	28.3 ± 4.1	30 ± 11	6 ± 0.9	0.13 ± 0.01
93	MASE	SALU	19.741	-98.974	2266	L1	2.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	24 ± 1	23 ± 26	2 ± 1.8	22 ± 9	1.9 ± 0.6	0.15 ± 0.05
						L3	34.9 ± 1.2	218 ± 13	10.3 ± 1.5	107 ± 10	4.5 ± 0.9	0.13 ± 0.03
94	MASE	SAME	20.533	-98.643	1349	L1	0.5 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	18.4 ± 1	356 ± 40	4.2 ± 2.1	165 ± 7	6.5 ± 0.8	0.39 ± 0.05
						L3	36.8 ± 1.2	105 ± 48	7 ± 1.1	1 ± 14	3.5 ± 1.1	0.16 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
95	MASE	SAPA	20.151	-98.615	2474	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	15.3 ± 1.2	134 ± 38	26.1 ± 5.1	10 ± 25	5.6 ± 1.5	0.28 ± 0.07
						L3	42.2 ± 2.2	150 ± 29	11.1 ± 3.2	123 ± 35	7.7 ± 1.6	0.52 ± 0.1
96	MASE	SAPE	19.989	-98.864	2401	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	25.2 ± 0.9	255 ± 29	6.8 ± 3.2	103 ± 8	8.3 ± 2.1	0.65 ± 0.16
						L3	41.7 ± 1.6	310 ± 29	2.5 ± 1.7	131 ± 17	8.7 ± 1.2	0.37 ± 0.06
97	MASE	SATA	18.236	-99.512	879	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20 ± 1.9	219 ± 55	15.3 ± 5.3	74 ± 15	4.5 ± 1	0.28 ± 0.06
						L3	33.4 ± 3.1	30 ± 21	3.7 ± 1.3	69 ± 17	5.6 ± 1.1	0.19 ± 0.04
98	MASE	SJVH	18.659	-99.259	1012	L1	1.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.8 ± 2.1	136 ± 42	25.1 ± 5.3	113 ± 18	6.6 ± 1.2	0.32 ± 0.06
						L3	40.5 ± 2.6	162 ± 22	24.8 ± 2.8	76 ± 14	9.5 ± 1.1	0.67 ± 0.07
99	MASE	SNLU	19.785	-98.981	2289	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	11.7 ± 0.5	305 ± 26	4.9 ± 2.3	135 ± 13	8.6 ± 0.7	0.31 ± 0.02
						L3	42.9 ± 1.1	299 ± 8	5.3 ± 1.4	65 ± 13	3.6 ± 0.9	0.28 ± 0.07
100	MASE	SUPA	20.034	-98.807	2405	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	24.1 ± 1.8	18 ± 43	21 ± 3.3	88 ± 12	5.9 ± 0.9	0.44 ± 0.07
						L3	53.6 ± 1.8	249 ± 35	1.7 ± 2.1	45 ± 13	4.8 ± 1.2	0.39 ± 0.09
101	MASE	TECA	19.701	-98.984	2270	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	10 ± 0.5	57 ± 35	0.3 ± 2.2	83 ± 11	5.3 ± 1	0.17 ± 0.03
						L3	35.6 ± 2	207 ± 13	6.6 ± 1.4	4 ± 13	4.9 ± 0.7	0.31 ± 0.04
102	MASE	TEMI	18.829	-99.244	1270	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	17.3 ± 2	22 ± 68	11.7 ± 4.2	11 ± 12	9 ± 1.8	0.5 ± 0.1
						L3	36.5 ± 3.3	331 ± 19	23.8 ± 5.1	64 ± 22	4.9 ± 1.1	0.25 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
103	MASE	TEMP	21.519	-98.381	104	L1	1.2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	7.8 ± 0.4	119 ± 37	1.5 ± 2.7	117 ± 19	0.5 ± 1.7	0.01 ± 0.05
						L3	29.5 ± 1.6	291 ± 26	1.8 ± 2.6	169 ± 30	3 ± 0.9	0.16 ± 0.04
104	MASE	TEPE	19.271	-99.137	2295	L1	2.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	15.6 ± 3.2	132 ± 48	4 ± 2.8	158 ± 21	5.6 ± 1.1	0.28 ± 0.06
						L3	36.3 ± 3.6	264 ± 15	5.3 ± 2.2	102 ± 13	9.8 ± 1	0.53 ± 0.05
105	MASE	TEPO	18.298	-99.517	920	L1	2.6 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	19.8 ± 2	144 ± 41	17 ± 3.9	127 ± 16	6.9 ± 1.2	0.48 ± 0.08
						L3	30.6 ± 2.3	139 ± 25	29 ± 4.1	54 ± 19	4 ± 1.2	0.11 ± 0.03
106	MASE	TIAG	21.03	-98.567	709	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	15.2 ± 1.6	228 ± 24	25.4 ± 2.4	27 ± 30	8.3 ± 1.8	0.39 ± 0.09
						L3	35.5 ± 2.9	186 ± 22	21.9 ± 2.4	71 ± 25	8.9 ± 1.5	0.46 ± 0.07
107	MASE	TIAN	20.727	-98.626	1602	L1	2.2 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	17.6 ± 1.1	153 ± 42	6.9 ± 3.7	56 ± 16	4 ± 1	0.25 ± 0.06
						L3	33.1 ± 1.9	118 ± 19	7.8 ± 1.3	178 ± 25	0.8 ± 1.2	0.03 ± 0.05
108	MASE	TICO	17.172	-99.543	302	L1	2.9 ± 0.5	---	---	---	---	---
						L2	17.7 ± 2.1	352 ± 42	17.7 ± 4.1	16 ± 26	8.6 ± 1.7	0.51 ± 0.1
						L3	32.3 ± 2.6	297 ± 13	16.9 ± 4	114 ± 19	4.8 ± 1.1	0.18 ± 0.05
109	MASE	TIZA	19.82	-98.925	2384	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.3 ± 0.5	211 ± 31	7.6 ± 2.3	94 ± 9	9 ± 1.2	0.42 ± 0.06
						L3	22.8 ± 1.3	269 ± 13	28 ± 1.2	13 ± 14	5.1 ± 0.8	0.12 ± 0.01
110	MASE	TLAL	20.933	-98.731	1466	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	12.6 ± 1.2	254 ± 37	12.2 ± 3.7	148 ± 24	0.6 ± 0.9	0.03 ± 0.03
						L3	23.7 ± 1.2	180 ± 20	6.4 ± 1.2	110 ± 23	1.2 ± 0.8	0.03 ± 0.03

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
111	MASE	TONA	18.096	-99.561	719	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	12.6 ± 1.2	254 ± 37	12.2 ± 3.7	148 ± 24	0.6 ± 0.9	0.03 ± 0.03
						L3	23.7 ± 1.2	180 ± 20	6.4 ± 1.2	110 ± 23	1.2 ± 0.8	0.03 ± 0.03
112	MASE	TONI	19.212	-99.146	2832	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	23.8 ± 2.2	184 ± 42	0.3 ± 5.5	100 ± 12	9.3 ± 0.8	0.7 ± 0.06
						L3	48.7 ± 2.7	127 ± 15	25.5 ± 2.5	115 ± 22	4.9 ± 1	0.32 ± 0.07
113	MASE	TONN	19.689	-99.045	2258	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.3 ± 1.2	31 ± 38	5.9 ± 4	172 ± 28	5.1 ± 1.4	0.32 ± 0.09
						L3	46.2 ± 1.6	327 ± 17	25.6 ± 2.3	7 ± 17	5.6 ± 1	0.37 ± 0.07
114	MASE	UICA	17.521	-99.493	1204	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	22.1 ± 1.5	3 ± 48	0.6 ± 2.1	75 ± 6	9.6 ± 1.4	0.66 ± 0.09
						L3	40.8 ± 2.1	82 ± 30	23.9 ± 2.7	64 ± 16	3.8 ± 1	0.17 ± 0.05
115	MASE	VEGU	20.218	-98.642	2290	L1	1.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.7 ± 2	353 ± 55	14.6 ± 3.4	11 ± 27	6.6 ± 1.1	0.3 ± 0.05
						L3	43.1 ± 2.9	98 ± 26	17.3 ± 2.7	104 ± 29	0 ± 1.5	0 ± 0.11
116	MASE	VENA	20.473	-98.67	1291	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.4 ± 1.4	282 ± 69	11.4 ± 3.6	118 ± 13	6.4 ± 1	0.42 ± 0.07
						L3	34.6 ± 2.1	129 ± 27	0.4 ± 2.6	36 ± 22	2.1 ± 1.1	0.08 ± 0.04
117	MASE	VEVI	17.819	-99.562	675	L1	1.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	16.5 ± 1.5	206 ± 38	9.8 ± 3.5	12 ± 12	4.7 ± 0.9	0.25 ± 0.05
						L3	35 ± 2.6	226 ± 17	26.4 ± 1.8	119 ± 12	3.6 ± 1.2	0.17 ± 0.05
118	MASE	VLAD	19.032	-99.27	2580	L1	1.6 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.7 ± 2.9	257 ± 65	5.6 ± 3.5	142 ± 12	5 ± 1.3	0.2 ± 0.05
						L3	29.6 ± 2.5	186 ± 27	2.2 ± 2.8	102 ± 24	1.2 ± 0.8	0.05 ± 0.04

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
119	MASE	XALI	17.999	-99.547	585	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	25.4 ± 1.7	42 ± 47	10.5 ± 3.3	55 ± 24	6.9 ± 1.3	0.6 ± 0.12
						L3	38.2 ± 1.9	60 ± 38	6.3 ± 1.9	131 ± 19	7.6 ± 1.4	0.27 ± 0.04
120	MASE	XALT	17.099	-99.712	531	L1	1.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12 ± 0.9	328 ± 16	25 ± 5.4	82 ± 12	8.1 ± 0.9	0.34 ± 0.04
						L3	31.1 ± 1.5	226 ± 20	6.4 ± 2	104 ± 14	3 ± 0.9	0.16 ± 0.04
121	MASE	XOLA	17.161	-99.617	245	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.5 ± 2.2	234 ± 39	6.1 ± 3.6	18 ± 13	4.5 ± 1	0.21 ± 0.04
						L3	31.3 ± 2	162 ± 18	8.9 ± 1.6	20 ± 11	6.8 ± 1.5	0.29 ± 0.07
122	MASE	ZACA	18.257	-99.53	914	L1	2.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	22.4 ± 2.5	329 ± 23	0.1 ± 4.6	102 ± 8	9.4 ± 0.6	0.74 ± 0.05
						L3	45.4 ± 3	255 ± 26	23.9 ± 3.3	136 ± 16	8.6 ± 1	0.48 ± 0.06
123	MASE	ZURI	17.647	-99.519	1065	L1	1.6 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	16.3 ± 2.3	234 ± 65	8.8 ± 3.4	51 ± 18	5.4 ± 1.3	0.3 ± 0.07
						L3	30.9 ± 1.7	188 ± 28	20.7 ± 3.2	77 ± 17	5.1 ± 1.3	0.2 ± 0.05
124	OxNet	OXAC	18.13	-98.041	1307	L1	1.6 ± 0.5	---	---	---	---	---
						L2	13.9 ± 2	33 ± 76	2.6 ± 6.1	35 ± 13	3.3 ± 1.2	0.15 ± 0.05
						L3	27.7 ± 2.8	257 ± 49	1.8 ± 2.4	92 ± 24	0.5 ± 1.9	0.02 ± 0.07
125	OxNet	OXEC	16.52	-96.055	806	L1	1 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	17.3 ± 1.3	116 ± 29	16.3 ± 2.9	68 ± 17	9.9 ± 1	0.59 ± 0.06
						L3	49.3 ± 2.8	289 ± 21	8.2 ± 2.3	28 ± 17	5.2 ± 0.9	0.44 ± 0.07
126	OxNet	OXNC	17.4	-97.218	2136	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	6.4 ± 0.9	265 ± 14	29 ± 1.2	114 ± 18	3.1 ± 0.8	0.07 ± 0.02
						L3	35.2 ± 2	27 ± 13	26.6 ± 1.8	174 ± 10	8.5 ± 0.6	0.63 ± 0.05

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
127	OxNet	OXSV	16.631	-96.911	1622	L1	1.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.6 ± 1.8	252 ± 41	20.2 ± 4	56 ± 15	2.6 ± 1.2	0.13 ± 0.06
						L3	29.4 ± 2.5	93 ± 12	21.6 ± 2.1	145 ± 20	6.4 ± 1.4	0.25 ± 0.05
128	OxNet	OXTL	17.569	-98.78	1452	L1	2.9 ± 0.6	---	---	---	---	---
						L2	15.7 ± 1.8	326 ± 39	29 ± 5.1	55 ± 29	3.1 ± 1.8	0.16 ± 0.09
						L3	43.7 ± 2.2	42 ± 13	25.3 ± 2.3	140 ± 26	3.6 ± 1.5	0.25 ± 0.11
129	OxNet	OXTT	16.151	-97.654	75	L1	0.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	11.9 ± 2.4	279 ± 41	27 ± 3.2	81 ± 34	5 ± 1.5	0.21 ± 0.06
						L3	17.9 ± 2	344 ± 19	23.5 ± 2.6	94 ± 34	4.6 ± 1.5	0.08 ± 0.02
130	SSN	FTIG	17.908	-98.133	1088	L1	1.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.1 ± 1.1	297 ± 44	6.3 ± 3.8	78 ± 8	5.9 ± 0.9	0.26 ± 0.04
						L3	25.6 ± 1.9	36 ± 22	2.8 ± 1.7	96 ± 11	2 ± 0.7	0.06 ± 0.03
131	SSN	HLIG	17.83	-97.804	1784	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	18 ± 1.1	327 ± 15	2.9 ± 3.2	84 ± 13	7.7 ± 1.1	0.46 ± 0.07
						L3	35.3 ± 1.7	335 ± 17	2.3 ± 2.3	53 ± 21	6.6 ± 0.9	0.29 ± 0.04
132	SSN	HUIG	15.769	-96.108	130	L1	2.2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	4.3 ± 1.3	311 ± 49	9.2 ± 3.4	83 ± 23	8.4 ± 1	0.12 ± 0.02
						L3	21.7 ± 1.9	258 ± 10	20.3 ± 2	90 ± 17	0.7 ± 0.9	0.03 ± 0.05
133	SSN	OXIG	17.073	-96.733	1737	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14.8 ± 1.3	36 ± 47	16.7 ± 3.6	74 ± 31	1.2 ± 1.1	0.06 ± 0.06
						L3	34.1 ± 2.6	230 ± 46	7.7 ± 2.8	82 ± 30	0.8 ± 1.5	0.04 ± 0.08
134	SSN	PEIG	15.999	-97.147	0	L1	2.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	8.8 ± 2.1	256 ± 33	11.8 ± 3	119 ± 27	4.2 ± 1.5	0.12 ± 0.04
						L3	23.1 ± 1.9	305 ± 15	13 ± 1.7	88 ± 23	5.9 ± 1.2	0.23 ± 0.05

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
135	SSN	PNIG	16.393	-98.127	273	L1	1.5 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	7.6 ± 1.4	45 ± 35	14.9 ± 2.8	5 ± 11	1.7 ± 1.2	0.04 ± 0.03
						L3	12.7 ± 1.5	123 ± 14	3.8 ± 2.2	11 ± 9	7.5 ± 1	0.1 ± 0.01
136	SSN	TLIG	17.563	-98.567	1136	L1	2.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.7 ± 1.4	222 ± 46	4.4 ± 2.7	150 ± 16	6.5 ± 1.3	0.43 ± 0.09
						L3	35.8 ± 2.2	231 ± 20	10.7 ± 1.4	174 ± 16	1.7 ± 1.3	0.06 ± 0.05
137	SSN	TOIG	18.096	-97.064	0	L1	1.7 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	18.8 ± 1.1	6 ± 35	12.6 ± 3.7	69 ± 15	5 ± 0.9	0.3 ± 0.05
						L3	36.4 ± 1.8	123 ± 10	17 ± 1.8	173 ± 20	7.3 ± 1.3	0.34 ± 0.06
138	SSN	TPIG	18.42	-97.362	1482	L1	1.7 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	18.8 ± 1.1	6 ± 35	12.6 ± 3.7	69 ± 15	5 ± 0.9	0.3 ± 0.05
						L3	36.4 ± 1.8	123 ± 10	17 ± 1.8	173 ± 20	7.3 ± 1.3	0.34 ± 0.06
139	SSN	TXIG	17.254	-97.761	2311	L1	2.2 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	11.9 ± 1.6	343 ± 42	9.4 ± 5.4	116 ± 12	8.7 ± 1.1	0.35 ± 0.05
						L3	37.2 ± 3.6	130 ± 17	3.5 ± 1.3	105 ± 12	9.5 ± 1.2	0.61 ± 0.08
140	SSN	YOIG	16.858	-97.364	2294	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	16.8 ± 0.5	290 ± 48	2.2 ± 2.8	74 ± 12	6.2 ± 1	0.34 ± 0.05
						L3	50.7 ± 1.4	329 ± 10	8.1 ± 2	81 ± 16	1.7 ± 0.7	0.14 ± 0.06
141	VEOX	TUXT	18.013	-96.172	23	L1	2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	25.2 ± 0.8	285 ± 41	3.7 ± 2.2	120 ± 10	9.8 ± 1	0.82 ± 0.08
						L3	31.1 ± 0.6	320 ± 14	15.8 ± 3.3	45 ± 22	1.2 ± 1.1	0.02 ± 0.02
142	UV	CXUV	20.174	-97.589	554	L1	1.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	20.6 ± 2.3	112 ± 52	5 ± 3.7	115 ± 11	8.8 ± 1.1	0.62 ± 0.08
						L3	45.6 ± 3	306 ± 25	18.3 ± 2.1	134 ± 18	7.2 ± 0.99	0.46 ± 0.07

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
143	UV	JAUV	19.364	-96.802	82	L1	1.8 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	20.9 ± 1.7	267 ± 78	15.4 ± 4.5	13 ± 8	9.6 ± 0.7	0.67 ± 0.05
						L3	50.9 ± 1.8	299 ± 33	6.1 ± 2.8	108 ± 11	3.9 ± 0.8	0.31 ± 0.06
144	UV	NEUV	17.713	-95.802	384	L1	0.6 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	9.8 ± 1.1	143 ± 41	15.6 ± 4.1	165 ± 7	8 ± 0.9	0.26 ± 0.03
						L3	27.5 ± 2.1	141 ± 21	5.7 ± 3.2	17 ± 25	0.9 ± 1	0.04 ± 0.05
145	VEOX	AGUA	17.973	-95.112	38	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	9.7 ± 0.9	127 ± 36	18.3 ± 4.2	143 ± 18	5.6 ± 0.9	0.17 ± 0.02
						L3	52.1 ± 4.8	313 ± 39	15.8 ± 3.4	132 ± 19	6.8 ± 0.8	0.76 ± 0.09
146	VEOX	AGUC	17.877	-95.037	115	L1	0.6 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	7.4 ± 1.8	251 ± 49	10.5 ± 4.2	99 ± 18	7.9 ± 1.6	0.19 ± 0.03
						L3	31.7 ± 2.7	339 ± 8	22.9 ± 2.6	60 ± 14	4.8 ± 1.2	0.32 ± 0.08
147	VEOX	CATE	18.399	-95.122	334	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	12.7 ± 1.1	130 ± 15	20.9 ± 3.9	32 ± 26	1.6 ± 1.4	0.06 ± 0.06
						L3	37.8 ± 2.8	222 ± 19	11.9 ± 1.3	174 ± 41	5.2 ± 1.6	0.32 ± 0.09
148	VEOX	CAUD	17.821	-95.067	106	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	10.3 ± 1.4	347 ± 20	1.9 ± 3.5	146 ± 23	8.2 ± 1	0.27 ± 0.03
						L3	34.2 ± 2	27 ± 12	15.3 ± 2.2	75 ± 19	7.9 ± 1.3	0.48 ± 0.08
149	VEOX	CERQ	17.907	-95.049	53	L1	2.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	3.5 ± 1.3	351 ± 43	10.7 ± 3.1	2 ± 22	6.2 ± 0.9	0.07 ± 0.01
						L3	27 ± 1.9	200 ± 31	4.6 ± 1.2	153 ± 14	2.7 ± 1.3	0.17 ± 0.08
150	VEOX	CHIV	16.731	-94.994	0	L1	2.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.8 ± 0.7	109 ± 27	17.9 ± 3.6	103 ± 12	9.7 ± 0.9	0.41 ± 0.03
						L3	30.5 ± 1.8	201 ± 12	8.4 ± 1.4	47 ± 10	9.6 ± 0.8	0.43 ± 0.03

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
151	VEOX	CONU	18.113	-95.114	63	L1	2.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	12.2 ± 1.4	62 ± 67	18 ± 4.6	129 ± 24	0.2 ± 2.2	0.01 ± 0.09
						L3	31.7 ± 2.5	158 ± 22	11.5 ± 3.2	86 ± 24	6.2 ± 1.2	0.3 ± 0.06
152	VEOX	CUAU	17.735	-95.052	70	L1	1.9 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	10.4 ± 1	126 ± 42	1.8 ± 3.7	93 ± 11	4.8 ± 1.1	0.16 ± 0.03
						L3	31.9 ± 2	344 ± 12	17.6 ± 2.6	172 ± 8	7.9 ± 1	0.46 ± 0.06
153	VEOX	DONA	17.23	-95.059	73	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	6.6 ± 1.7	312 ± 33	29.6 ± 3.7	29 ± 29	4.2 ± 1.4	0.1 ± 0.03
						L3	16.4 ± 2.3	307 ± 6	26.4 ± 3.8	29 ± 17	3.8 ± 1.6	0.09 ± 0.04
154	VEOX	EBTT	18.584	-95.074	196	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	16.7 ± 2.4	225 ± 41	3.9 ± 2.7	28 ± 23	3.2 ± 1.5	0.17 ± 0.07
						L3	34.4 ± 2.3	286 ± 14	19.8 ± 1.8	168 ± 24	4.5 ± 1.8	0.19 ± 0.08
155	VEOX	ELME	16.694	-94.958	210	L1	2.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	18.8 ± 0.9	252 ± 25	12.9 ± 3.5	179 ± 32	7.4 ± 1.2	0.43 ± 0.07
						L3	30.8 ± 1.9	156 ± 11	13.9 ± 1.4	170 ± 23	8 ± 1.1	0.25 ± 0.03
156	VEOX	ESMA	18.016	-95.049	110	L1	1.9 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	11.4 ± 1.8	107 ± 43	5.5 ± 3.1	77 ± 18	7 ± 0.9	0.26 ± 0.03
						L3	36.2 ± 2.4	166 ± 35	11.4 ± 1.9	9 ± 17	4.9 ± 1.2	0.32 ± 0.08
157	VEOX	GUVI	17.644	-95.088	102	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.6 ± 1	36 ± 46	0.1 ± 5	129 ± 11	4.6 ± 1	0.2 ± 0.05
						L3	35.6 ± 1.3	5 ± 39	15.4 ± 2.6	1 ± 8	9.2 ± 0.5	0.52 ± 0.03
158	VEOX	INUV	18.448	-95.048	503	L1	1.4 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	15.3 ± 1.3	24 ± 20	16.7 ± 2.5	81 ± 11	8.5 ± 0.8	0.41 ± 0.04
						L3	36.8 ± 1.9	213 ± 16	17.3 ± 3	149 ± 11	5.1 ± 1	0.3 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
159	VEOX	IXTA	16.504	-95.059	0	L1	2.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	19.2 ± 2	185 ± 46	20.3 ± 5	161 ± 16	4.4 ± 1.9	0.26 ± 0.12
						L3	37.7 ± 2.5	250 ± 18	24.4 ± 2.3	116 ± 26	7.2 ± 1.8	0.35 ± 0.09
160	VEOX	IXTE	16.563	-95.122	64	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	15.9 ± 1.2	157 ± 36	16.8 ± 3.3	8 ± 17	2.5 ± 0.9	0.13 ± 0.05
						L3	27.4 ± 1	286 ± 22	4 ± 2.1	99 ± 14	3.9 ± 1.2	0.12 ± 0.04
161	VEOX	JECA	17.431	-95.024	42	L1	1.4 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	8.7 ± 2	290 ± 53	3 ± 6.7	29 ± 11	9.6 ± 1.1	0.28 ± 0.04
						L3	25.1 ± 2.2	312 ± 29	14.4 ± 2.8	143 ± 20	8.1 ± 1.2	0.36 ± 0.06
162	VEOX	JUCH	16.45	-95.012	0	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	20.5 ± 1.6	89 ± 33	24 ± 4.8	14 ± 24	1.2 ± 1.6	0.08 ± 0.11
						L3	32.5 ± 2.6	357 ± 21	30.7 ± 5.1	40 ± 23	5.8 ± 1.6	0.18 ± 0.05
163	VEOX	LACU	17.334	-95.05	117	L1	1.2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	10.5 ± 2.5	268 ± 30	22.9 ± 4.3	98 ± 30	0.7 ± 2.1	0.02 ± 0.07
						L3	22.9 ± 2.8	195 ± 10	23.1 ± 2.5	27 ± 32	3.4 ± 1.4	0.11 ± 0.04
164	VEOX	MANG	18.242	-95.123	344	L1	1.3 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	8.4 ± 1.3	260 ± 38	5.1 ± 4.1	101 ± 18	2.7 ± 1	0.07 ± 0.03
						L3	28.3 ± 2.1	150 ± 23	2.8 ± 2	128 ± 24	7.3 ± 0.9	0.37 ± 0.05
165	VEOX	MARO	16.882	-95.037	210	L1	1.5 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	16.1 ± 2	142 ± 53	5.8 ± 3.2	104 ± 15	3.5 ± 0.8	0.18 ± 0.04
						L3	24.6 ± 2.8	72 ± 29	28.4 ± 3.2	104 ± 19	0.5 ± 0.8	0.01 ± 0.02

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
166	VEOX	MAZH	16.631	-94.947	149	L1	2.7 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	7.3 ± 3.1	176 ± 42	8.9 ± 4.5	122 ± 17	3.5 ± 1.3	0.08 ± 0.03
						L3	36.8 ± 2.9	89 ± 39	6.4 ± 2.5	26 ± 13	9.7 ± 1.5	0.69 ± 0.11
167	VEOX	MONT	18.644	-95.096	0	L1	0.7 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	5.9 ± 1.1	244 ± 52	3.5 ± 2.4	92 ± 16	0.8 ± 0.7	0.02 ± 0.01
						L3	15.7 ± 1.7	125 ± 7	23.1 ± 1.4	163 ± 18	3.4 ± 1.1	0.08 ± 0.03
168	VEOX	NUMO	17.54	-95.08	63	L1	1.8 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	9.8 ± 1	214 ± 62	3.4 ± 2.3	69 ± 16	7.9 ± 1.2	0.25 ± 0.03
						L3	33.6 ± 2.4	7 ± 9	29.7 ± 2	69 ± 15	7.8 ± 1.1	0.47 ± 0.06
169	VEOX	PALO	17.14	-95.065	114	L1	1.8 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	11.8 ± 2.9	299 ± 44	28.8 ± 8.6	42 ± 22	5.1 ± 1.4	0.19 ± 0.06
						L3	45.5 ± 3.3	299 ± 42	16.1 ± 3.4	42 ± 25	5.6 ± 1.5	0.47 ± 0.13
170	VEOX	PARE	17.073	-95.046	106	L1	2.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	14 ± 1.3	180 ± 36	16.9 ± 3.4	137 ± 18	2.9 ± 0.9	0.13 ± 0.04
						L3	32.7 ± 2	121 ± 9	19.1 ± 2.3	9 ± 12	9.3 ± 1.5	0.44 ± 0.08
171	VEOX	RACI	18.18	-95.08	135	L1	1.8 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	10.3 ± 2.7	75 ± 35	4.5 ± 4.2	118 ± 12	9.2 ± 0.8	0.3 ± 0.02
						L3	27.1 ± 2.1	227 ± 15	21.9 ± 4.1	74 ± 11	4.2 ± 0.8	0.18 ± 0.03
172	VEOX	RIVA	16.764	-95.026	189	L1	2 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	11.1 ± 0.5	98 ± 35	14 ± 2.9	96 ± 10	9.9 ± 0.9	0.38 ± 0.04
						L3	27.3 ± 0.9	287 ± 18	8.1 ± 1.6	139 ± 16	0.1 ± 0.8	0 ± 0.04
173	VEOX	ROLI	16.312	-95.07	0	L1	1.2 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	13.8 ± 1.9	307 ± 45	21.1 ± 5.1	163 ± 30	5.3 ± 1.2	0.24 ± 0.05
						L3	31.3 ± 3.5	4 ± 8	13.1 ± 3.2	16 ± 26	3.2 ± 1.2	0.15 ± 0.06

No	Red	Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Altitud [m]	Capa	Profundidad [km]	Rumbo de inclinación [°]	Echado [°]	ϕ [°]	Porcentaje de anisotropía [%]	δt
174	VEOX	SAJO	17.77	-95.07	63	L1	2.1 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	13.2 ± 0.7	30 ± 32	3.2 ± 2.2	129 ± 15	6.5 ± 1.2	0.26 ± 0.05
						L3	37.1 ± 1.2	239 ± 16	18.8 ± 1.7	169 ± 12	7.4 ± 1.3	0.44 ± 0.08
175	VEOX	SAMM	16.208	-94.994	0	L1	1.3 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	10.5 ± 2.8	271 ± 43	14.9 ± 5	94 ± 21	6.7 ± 1.7	0.22 ± 0.05
						L3	24.1 ± 4.1	331 ± 1	13.8 ± 4	60 ± 25	5 ± 1.5	0.17 ± 0.05
176	VEOX	SARO	18.297	-95.118	495	L1	1.1 ± 0.3	---	---	---	---	---
						L2	7.5 ± 1.3	151 ± 46	7.7 ± 2.9	177 ± 21	2.4 ± 1	0.06 ± 0.02
						L3	26.5 ± 2.4	272 ± 8	25.9 ± 1.6	129 ± 20	8 ± 1.5	0.37 ± 0.06
177	VEOX	TOLO	17.195	-95.046	45	L1	0.6 ± 0.1	---	---	---	---	---
						L2	8.8 ± 1.7	28 ± 24	4 ± 2	2 ± 29	2 ± 1.3	0.06 ± 0.04
						L3	24 ± 1.6	170 ± 15	19 ± 2.1	96 ± 12	8.5 ± 1.4	0.34 ± 0.06
178	VEOX	ZAPO	18.333	-95.097	520	L1	1.7 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	11.9 ± 1	187 ± 46	14.4 ± 2.7	44 ± 27	9.3 ± 1.1	0.35 ± 0.05
						L3	22.9 ± 2.1	24 ± 24	7.2 ± 1.9	81 ± 24	2.2 ± 1.1	0.06 ± 0.03
179	VERA	MACV	19.545	-96.922	---	L1	1.6 ± 0.4	---	---	---	---	---
						L2	17 ± 1.4	109 ± 21	20.2 ± 2.6	121 ± 14	8.1 ± 0.8	0.44 ± 0.04
						L3	41.7 ± 1.5	187 ± 14	6.2 ± 1	92 ± 11	5.5 ± 0.9	0.34 ± 0.06
180	VERA	SUMV	19.555	-96.896	---	L1	1.5 ± 0.2	---	---	---	---	---
						L2	17.3 ± 1.3	89 ± 34	14.4 ± 4.1	90 ± 13	5 ± 0.9	0.27 ± 0.05
						L3	35.4 ± 1.9	238 ± 15	21.3 ± 2.5	141 ± 9	4.3 ± 0.5	0.19 ± 0.03