



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANISOTROPÍA SÍSMICA DEL MANTO Y
ESTRUCTURA CON DATOS DEL
PROYECTO GEOMETRÍA DE COCOS**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Luis Alberto Vázquez Aragón

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Raúl Valenzuela Wong



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018



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.

ÍNDICE GENERAL

<i>DEDICATORIA</i>	4
AGRADECIMIENTOS	5
RESUMEN	7
ABSTRACT	9
1. INTRODUCCIÓN	10
2. MARCO TEÓRICO	16
2.1 ANISOTROPÍA	16
2.2 RELACIÓN ENTRE LA ANISOTROPÍA Y LA DEFORMACIÓN	17
2.3 FACTORES QUE AFECTAN LA ANISOTROPÍA	18
2.3.1 TEMPERATURA Y PRESIÓN.....	18
2.3.3 FUSIÓN PARCIAL.....	19
2.3.4 HISTORIA DE LA DEFORMACIÓN.....	19
2.3.5 COMPOSICIÓN Y ORIENTACIÓN.....	20
2.4 RELACIONES PROPUESTAS ENTRE PROCESOS TECTÓNICOS Y LA ANISOTROPÍA	20
2.4.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN LITOSFÉRICA.....	20
2.4.2 FLUJO ASTENOSFÉRICO.....	22
2.5 MEDICIÓN DE LOS PARÁMETROS DE PARTICIÓN DE ONDAS DE CORTE	24
2.5.1 MÉTODO DE COVARIANZA.....	24
2.5.2 ESTIMACIÓN DEL ERROR.....	30
2.5.3 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LA TÉCNICA EMPLEADA.....	31
3. PROCESAMIENTO	34
4. RESULTADOS	44
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	55
5.1 DISCUSIÓN	55
5.1.1 ESTACIONES EN EL ANTE-ARCO Y FLUJO DEL MANTO ARRASTRADO POR DEBAJO DE LA PLACA SUBDUCIDA.....	56
5.1.2 RELACIÓN CON LA RUPTURA PROPUESTA DE LA PLACA DE COCOS.....	59
5.1.3. ESTACIONES EN EL SUR DE LA FVTM.....	63
5.1.4. ESTACIONES EN EL TRAS-ARCO Y FLUJO DE ESQUINA.....	66
5.2 CONCLUSIONES	68
6. REFERENCIAS	70

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Ruptura de la placa de Cocos delimitando Cocos Sur y Cocos Norte	11
Figura 1.2: Proceso de retroceso de la placa	12
Figura 1.3: Sismicidad en la zona de transición en el cambio del ángulo de subducción	14
Figura 2.1: Partición de las ondas de corte en un medio anisótropo.....	16
Figura 2.2: Partición de la onda S medios ortorrómbicos y hexagonales	18
Figura 2.3: Anisotropía en una celda convectiva	23
Figura 2.4: Sistemas de referencia en la medición de anisotropía	28
Figura 2.5: Trayectorias de rayo de ondas XKS	32
Figura 2.6: Localización de la anisotropía dentro del manto	33
Figura 3.1: Zona de estudio	36
Figura 3.2: Sismogramas con la onda SKS	37
Figura 3.3: Sismogramas filtrados	38
Figura 3.4: Ventana de 35 s del sismograma	38
Figura 3.5: Curvas de nivel	39
Figura 3.6: Componente rápida vs componente lenta	40
Figura 3.7: Componente radial vs componente transversal	40
Figura 3.8: Componentes radial y transversal corregidas	41
Figura 3.9: Componentes rápida y lenta corregidas	41
Figura 3.10: Movimiento de partícula para componentes radial y transversal	42
Figura 3.11: Movimiento de partícula para componentes rápida y lenta	42
Figura 3.12: Curvas de nivel para valores apilados en la estación COIX	43
Figura 4.1: Mediciones individuales	51
Figura 4.2: Mediciones promediadas	52
Figura 4.3: Mediciones en contexto con estudios previos	54
Figura 5.1: Sismicidad y ángulo de subducción de la placa en el cambio del dip	56
Figura 5.2: Mediciones promediadas sin zonificar	60
Figura 5.3: Zonificación de la región de estudio	61
Figura 5.4: Comportamiento de la astenósfera en zonas de subducción	62
Figura 5.5: Flujo del manto alrededor de una placa con ruptura	63
Figura 5.6: Mediciones al sur del EVT M	65
Figura 5.7: Geometría de la placa Cocos subhorizontal y flujo de manto	67

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1: Parámetros de los eventos ocupados en las mediciones	35
Tabla 4.1: Mediciones individuales en cada estación	46-48
Tabla 4.2: Mediciones promediadas en cada estación	49

DEDICATORIA

A mi madre Florinda Aragón Valdívía, quien me ha brindado infinito amor y apoyo en todo lo que hago y me propongo, muchas gracias por confiar siempre en mis capacidades, este logro es para la familia.

A mi padre Gustavo Vázquez Rojas, quien ha sido un vivo ejemplo de superación, gracias por tus consejos tanto académicos como personales, sin duda tu guía ha sido una gran luz en mi camino.

A mi hermana Flor Magdalena Vázquez Aragón, sé que casi siempre estoy ocupado y no paso tanto tiempo contigo como me gustaría, este es el fruto de mi esfuerzo académico, quiero compartir este logro contigo.

A Sandra Berenice Ramírez García, tú siempre fuiste la primera en enterarte de mis logros y fracasos, siempre escuchaste cada uno de mis sueños y metas, quiero dedicarte uno de los primeros frutos de mi pasión por la sismología.

A toda la familia Vázquez y toda la familia Aragón, porque siempre los tengo en mente.

AGRADECIMIENTOS

A mi tutor Dr. Raúl Valenzuela Wong, nunca terminaré de agradecerle todo su tiempo, disposición y paciencia durante este trabajo. Gracias por sus enseñanzas y pláticas que no siempre eran sobre la tesis. Agradezco todos los consejos que me brindó y todas las ocasiones que me escuchó y por su excelente calidad como ser humano e investigador. Sin duda alguna, ha influido en gran medida en mi crecimiento profesional.

Agradezco a la Dra. Xyoli Pérez Campos el acceso a los datos de GECO, así como a quienes realizaron el trabajo de campo. De igual forma, le agradezco su confianza depositada en mí para la realización de este proyecto, gracias por su excelente clase de Mecánica del Medio Continuo y las pláticas que hemos tenido desde entonces, le tengo una gran admiración.

Agradezco a mis sinodales Dr. Josué Tago, Dr. Jorge Aguirre y Dr. Martín Cárdenas, sus observaciones ayudaron a mejorar el trabajo en gran medida.

Gracias a todos mis amigos que hice durante todos mis estudios, porque muchos de ustedes me hicieron aportes enriquecedores para este trabajo.

Los datos sismológicos fueron obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional (México). Agradecemos a todo el personal del mismo por el mantenimiento de las estaciones, la adquisición y distribución de los datos.

Agradezco la beca para tesis de licenciatura otorgada por el Instituto de Geofísica y al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN105816 por el apoyo para asistir a la Reunión Anual de la Seismological Society of America para presentar este trabajo.

Algunos mapas y figuras de esta tesis se hicieron con la paquetería Generic Mapping Tools [Wessel et al., 2013].

El Proyecto Geometry of Cocos (GECO) se ha realizado gracias al PAPIIT de la UNAM IN105816; así como del Proyecto de Ciencia Básica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) 177676.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es determinar la anisotropía presente en la cuña del manto, en la placa subducida y en el manto superior en el centro-sur del país. Esto fue asociado con el flujo del manto astenosférico existente entre la placa de Cocos y la de Norteamérica; con la finalidad de esclarecer la transición de la geometría de la placa de Cocos hacia el sureste. Se midió la anisotropía de la onda de corte bajo el experimento de Geometría de Cocos (GECO), desplegado en el extremo oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), donde Dougherty y Clayton [2014] han propuesto una ruptura en la parte sur de la placa Cocos. Se usaron dos parámetros de división para cuantificar la anisotropía. Estos son el tiempo de retardo (δt) y la dirección de polarización rápida (φ). Se utilizó el método de división de ondas de corte de Silver y Chan [1991].

Hay cinco zonas diferentes según los patrones de dirección rápida en las estaciones. Zona 1 con una dirección rápida promedio de N30°E cuyos ejes rápidos son perpendiculares a la trinchera, interpretados como el flujo arrastrado por debajo de la placa subducida. Zona 2 con una dirección rápida promedio de N42°E que es la transición desde la subducción subhorizontal (dirección rápida de N30°E) a la subducción “normal” (dirección rápida de N52°E) de la placa de Cocos en el Istmo de Tehuantepec. Se infiere que también aquí el manto fluye arrastrado por debajo de la placa subducida. Zona 3 con una dirección del eje rápido cercano a N-S. Esta región está cerca de la fractura propuesta por Dougherty y Clayton [2014]. La dirección del eje rápido aquí podría ser explicada por el flujo a través de la supuesta ruptura. Sin embargo, se necesita una cobertura más amplia para alcanzar una conclusión definitiva. Zona 4 con una dirección rápida promedio de N57°E, podría haber una ruptura de la placa de Cocos cuando pasa de tener un echado cercano a ser horizontal a una pendiente mayor, debajo de la parte sur del EVT. Por consiguiente, el manto podría fluir entre los dos fragmentos rotos. Una segunda posibilidad es que el flujo arrastrado por la placa encuentre una barrera en la placa subducida con el echado mayor. Si la placa está rota, otra teoría es que el flujo del manto alcanza la placa de América del Norte y sigue su movimiento absoluto de la placa. Zona 5 con sus dos únicas estaciones que muestran una orientación del eje rápido N-S. Esta región se encuentra por encima de la zona de

subducción de la placa de Cocos (echado de 75°), este patrón se explica por el flujo en la cuña del manto.

ABSTRACT

The objective of this work is to determine the anisotropy present in the mantle wedge, in the subducted plate and in the upper mantle in the center-south region of the country. This was associated with the flow of the asthenospheric mantle between the Cocos and the North America plates; with the purpose of clarifying the transition of the geometry of the Cocos plate towards the southeast. The anisotropy of the shear wave was measured under the Cocos Geometry experiment (GECO), deployed at the eastern end of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), where Dougherty and Clayton [2014] have proposed a tear in the southern part of the Cocos plate. Two splitting parameters were used to quantify the anisotropy. These are the delay time (δt) and the fast polarization direction (φ). The shear wave splitting method of Silver and Chan [1991] was used.

There are five different zones according to the patterns of fast direction in the stations. Zone 1 with an average fast direction of N30°E whose fast axes are perpendicular to the trench, interpreted as subslab entrained flow. Zone 2 with an average fast direction of N42°E which is located in the transition from subhorizontal subduction of the Cocos plate (fast direction of N30°E) to "normal" (fast direction of N52°E) subduction under the Isthmus of Tehuantepec. In this region subslab entrained flow beneath the Cocos plate is also observed. Zone 3 with the fast directions oriented approximately N-S. This region is near the slab tear proposed by Dougherty and Clayton [2014]. The fast polarization direction here might be explained by flow through the presumed tear. However, broader coverage is needed in order to reach a definitive conclusion. Zone 4 with an average fast direction of N57°E. There could be, either a rupture of the Cocos plate while going from a flat to a steep dip below the southern part of TMVB and the mantle may thus flow through the broken fragments, or else the subslab entrained flow encounters a barrier in the steeply subducting slab and becomes deflected. If the slab is broken, then another theory is that the mantle gets in contact with the bottom of the North American plate and flows in the direction of its absolute plate motion. Zone 5 with its only two stations showing a N-S fast orientation. This region lays above the steeply subducting Cocos slab (dip of 75°). This pattern is accounted for by corner flow in the mantle wedge.

1. INTRODUCCIÓN

México es un país que presenta una gran actividad tectónica, la cual se genera de la interacción de las placas Norte América, Pacífico, Cocos, Rivera y Caribe. Un ejemplo de esta gran actividad es la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM). Sin embargo, la historia tectónica del país aún no está totalmente comprendida, por lo que se siguen desarrollando estudios para lograrlo. En particular, las mediciones de anisotropía sísmica pueden ser de gran utilidad para conocer la geología estructural del manto, podemos bosquejar el estado de esfuerzos presentes tanto en la corteza como en el manto y, de igual forma, podemos modelar el flujo del manto.

La zona de subducción del país es de gran interés, tanto científico como social, debido a su extensión, la gran cantidad de terremotos y el peligro que representan para zonas urbanas cercanas a las costas y para la Ciudad de México. Es de particular interés la placa de Cocos ya que representa una geometría complicada, la cual no ha sido comprendida en su totalidad.

La placa de Cocos muestra una geometría muy peculiar, ya que sufre un cambio en el ángulo de subducción tanto en la dirección del rumbo como también perpendicular a él. En cuanto al cambio en dirección perpendicular a las costas, hay estudios que reportan que la placa de Cocos subduciendo debajo del centro de México es horizontal y mantiene dicha horizontalidad por una distancia de 250 km a partir de la trinchera [Pérez-Campos et al., 2008]. La placa empieza a incrementar su ángulo de subducción cerca de la Ciudad de México, pero queda truncada a una profundidad de 500 km [Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008].

Se conoce muy bien que hay actividad volcánica a lo largo de la FVTM, donde dicha actividad se concentra en una zona lejana a las costas y, en adición, no es paralela a la trinchera; esto se explica por el ángulo de subducción tan pequeño que presenta la placa [Pardo y Suárez, 1995]. Dicha geometría sugiere que la placa de Cocos está sufriendo un retroceso [Pérez-Campos et al., 2008], lo cual se confirma con las dataciones temporales del vulcanismo que

ha migrado hacia la trinchera [Ferrari, 2004]. El cambio en la dirección del rumbo de la placa, tiene distintas interpretaciones y pocos estudios [Fasola et al., 2016].

La placa de Cocos se divide en Cocos Sur y Cocos Norte. Algunos estudios sugieren que el cambio en el ángulo de subducción en la parte norte de la placa es abrupto (Figura 1.1), generando una ruptura en la placa debido al retroceso de la misma [Bandy et al., 2000; Dougherty et al., 2012; Stubailo et al., 2012]. Dougherty y Clayton [2014] sugieren que la parte sur de la placa presenta una ruptura debido a diferencias en la velocidad con la cual la placa está retrocediendo (Figura 1.2); sin embargo, Fasola et al. [2016] determinaron la morfología de la placa basados en sismos locales, tremor no volcánico y sismos lentos utilizando sismómetros de banda ancha y receptores GPS continuos, distribuidos dentro y en los alrededores de Oaxaca, y debido a que no encontraron brechas con falta de sismicidad en la transición de una subducción plana a una más pronunciada, sugieren que la placa no está rota (Figura 1.3). Guzmán-Speziale y Zúñiga [2015] re-definieron los contornos de isprofundidad de la placa de Cocos y aunque mencionan que sus resultados no son concluyentes, apoyan la idea de que el cambio en el ángulo de subducción de la placa de Cocos es gradual.

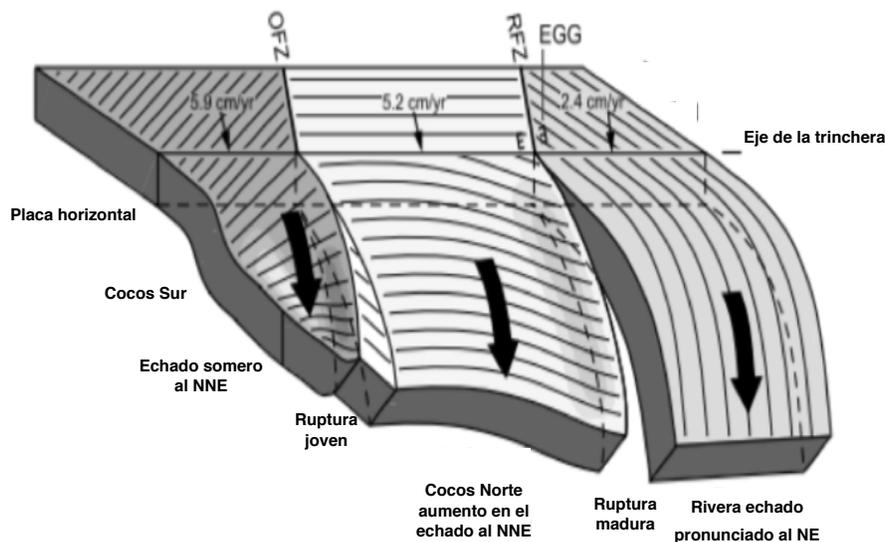


Figura 1.1. Modelo 3D con dos rupturas ilustrando la geometría de Cocos Sur (S Cocos), Cocos Norte (N Cocos), y el límite con la placa de Rivera, junto con las zonas de fractura de Orozco (ruptura joven) y la de Rivera (ruptura madura). Las velocidades de convergencia se muestran con flechas en la trinchera [DeMets et al., 1990]. Adaptada de Dougherty et al., [2012].

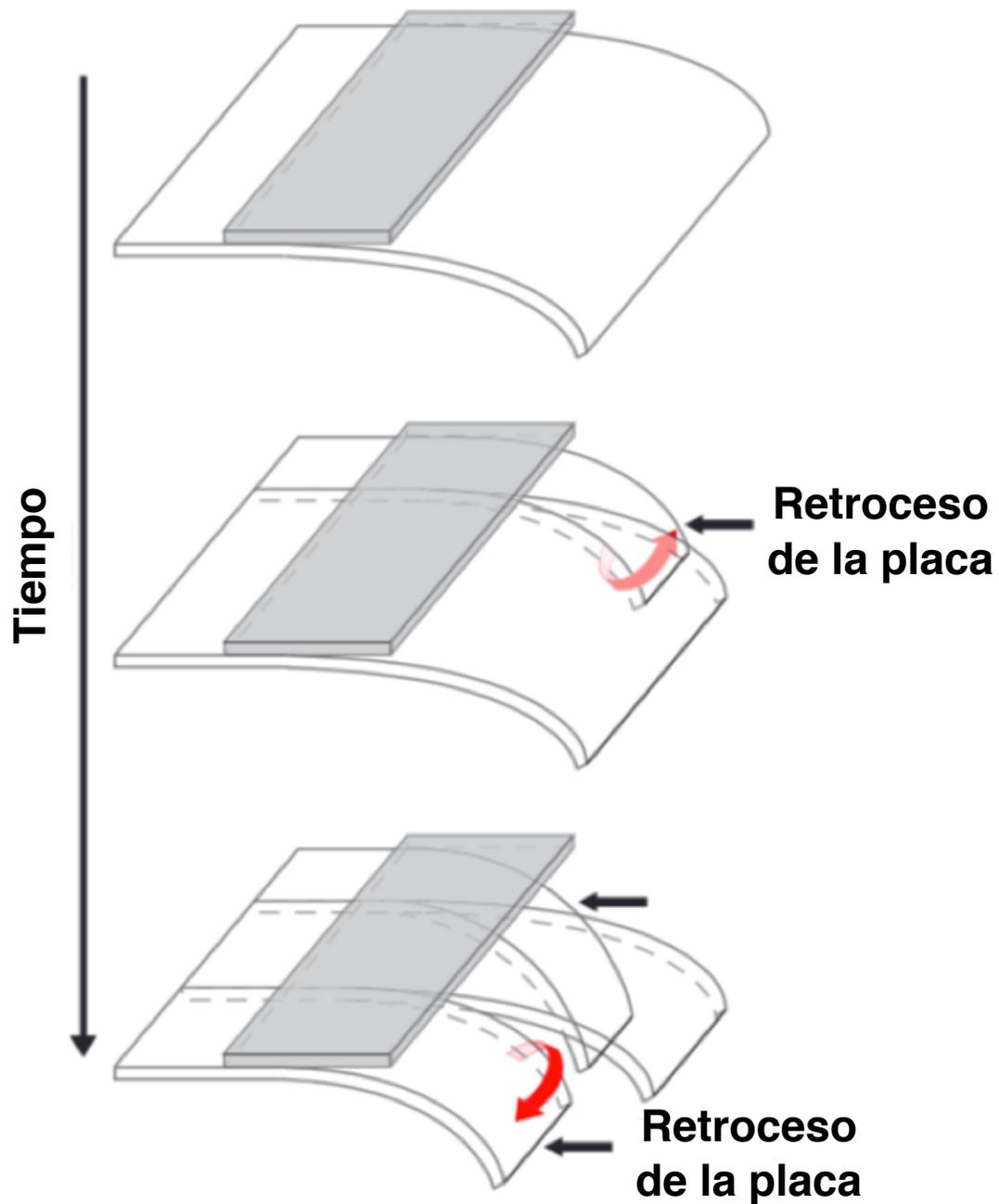


Figura 1.2. Esquema en 3D del proceso de retroceso y ruptura de la placa con el paso del tiempo. Arriba: Se empieza con una placa plana. En medio: El retroceso da inicio sólo en una porción de placa; la primera ruptura se desarrolla, permitiendo el flujo del manto a través del hueco (flecha roja). Abajo: El efecto del retroceso continúa, y un segundo segmento de la placa empieza a retroceder; la segunda ruptura de la placa se desarrolla, permitiendo el flujo del manto entre los segmentos. Adaptada de Dougherty y Clayton [2014].

Muchos estudios en México han usado las ondas SKS para hacer mediciones de anisotropía. El primer trabajo fue hecho por Barruol y Hoffman [1999], quienes hicieron escasas mediciones de los parámetros de partición en UNM, la única estación de Geoscope en México. Posteriormente, van Benthem [2005] intentó medir la anisotropía y el flujo del manto superior usando datos de la red permanente del Servicio Sismológico Nacional, cuyas estaciones fueron brevemente descritas por Singh et al., [1997], y del arreglo temporal Red de Estaciones de Registro Autónomas NARS-Baja California (por sus siglas en inglés) [Trampert et al., 2003; Clayton et al., 2004]. La mayoría de los estudios posteriores se enfocaron en regiones particulares del país, usando datos de estaciones sismológicas temporales. La investigación que se ha llevado a cabo en el noroeste de México ha usado datos de redes permanentes tales como Red Sísmica del Noroeste de México, RESNOM [Grupo RESNOM, 2002], y la Red Sísmica de Banda Ancha del Golfo de California, RESBAN [Castro et al., 2011], además de usar la red temporal NARS-Baja California [Trampert et al., 2003; Clayton et al., 2004]. Por otro lado, arreglos temporales densos se han usado para estudiar la subducción de la placa de Cocos [MASE, 2007; Pérez-Campos et al., 2008; VEOX, 2010; Melgar y Pérez-Campos, 2011; Kim et al., 2011; GECO, 2018; Rodríguez-Domínguez, 2016; Castellanos et al., 2018] y la placa de Rivera [Yang et al., 2009]. Los datos producto de estos experimentos se han ocupado para hacer mediciones de anisotropía sísmica con el método de partición de ondas de corte [Stubailo y Davis, 2007, 2012a, 2012b, 2015; Bernal-Díaz et al., 2008; León Soto et al., 2009; Rojo-Garibaldi, 2011; Bernal-López, 2015; Stubailo, 2015; Bernal-López et al., 2016], y han ayudado a entender mejor el flujo del manto. Adicionalmente, Lynner y Long [2014] realizaron mediciones de los parámetros de partición usando ondas S telesísmicas. León Soto y Valenzuela [2013] usaron las ondas S de terremotos intraslab locales con profundidades mayores de 50 km registrados en las estaciones del experimento Veracruz-Oaxaca (VEOX) para medir la anisotropía en la cuña del manto. Ponce-Cortés [2012] y van Benthem et al. [2013] han medido los parámetros de partición usando datos con ondas SKS para las estaciones del SSN más recientes. Castellanos et al. [2018], basados en velocidades de onda de corte de alta resolución y un modelo de la anisotropía radial de la región, proponen una ruptura en la placa de Cocos sur que explica

el final abrupto de la FVTM, también cuantificaron la anisotropía azimutal y presentaron un patrón de flujo del manto a partir de la zona inferior de la placa subducida hasta la cuña del manto, pasando por la ruptura de la placa de Cocos propuesta por Dougherty y Clayton [2014].

Determinar la presencia de la ruptura en la placa tendría implicaciones geológicas, ya que se generarían firmas geoquímicas complicadas [Ferrari, 2004]. Se podría hablar de las implicaciones que tendría en los modelos de propagación de ondas sísmicas y de movimientos fuertes en la Ciudad de México que no consideran la posible ruptura de la placa, pues tendrían que hacer cambios en caso de que se confirme dicho fenómeno; sin embargo, se debería analizar el tipo y dimensiones de la ruptura. Aun así, es imprescindible seguir estudiando la región para refinar dichos modelos y se logren mitigar los peligros para las grandes urbes que sufren los estragos de los terremotos provenientes del sureste del país.

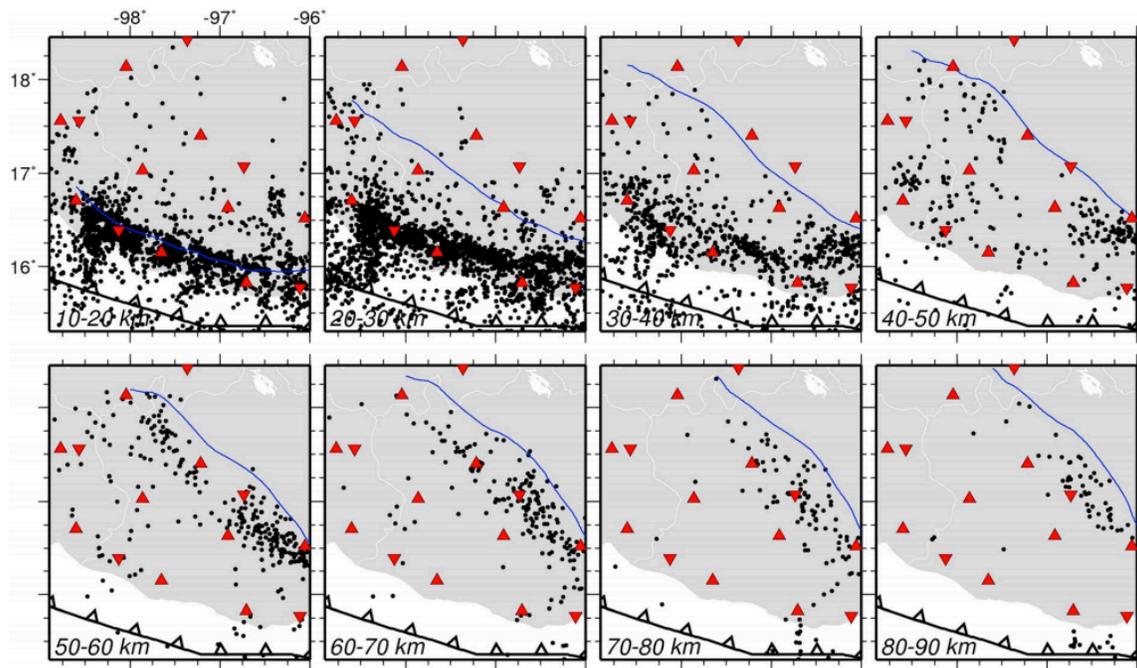


Figura 1.3. Mapas de la sismicidad (puntos negros) a intervalos de 10 km de profundidad. Las líneas azules representan los contornos de isopropundidad de placa. Los triángulos rojos representan las estaciones sismológicas empleadas para el estudio. Adaptada de Fasola et al. [2016].

En el capítulo 2 se resumen los fundamentos teóricos de la anisotropía sísmica, así como su relación con la deformación y procesos tectónicos, los factores que la afectan y el método de Silver y Chan [1990] para medir los parámetros de partición.

El procesamiento de los datos es discutido ampliamente en el capítulo 3. Se ejemplifica con una medición hecha en el presente trabajo cómo se filtra, la selección de la ventana que contenga la fase de interés, la medición de los dos parámetros de corte, las pruebas para comprobar la disminución de la amplitud de la onda en la componente transversal y el apilado de las mediciones hechas en cada estación.

En el capítulo 4 se muestran tablas con los resultados individuales en cada estación, así como sus valores promedio respectivos. Dichos resultados son ejemplificados gráficamente mediante mapas para ambos casos.

Finalmente, la discusión de resultados y conclusiones del trabajo son presentados en el capítulo 5. Se proponen 5 zonas con base en los patrones de direcciones rápidas medidas en las estaciones del experimento. Se da una interpretación a cada zona de acuerdo al contexto sismotectónico de la región y trabajos previos realizados por otros autores.

2. MARCO TEÓRICO

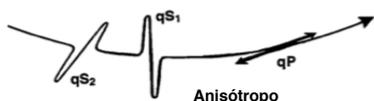
2.1 ANISOTROPÍA

La anisotropía sísmica ocurre cuando las ondas elásticas que viajan en un medio, tienen direcciones en las cuales van más rápido que en otras. Cuando las ondas de corte viajan en un medio anisótropo, la componente polarizada paralela a la dirección rápida empieza a generar una componente ortogonal (Figura 2.1). Este fenómeno, llamado partición de la onda de corte (*shear wave splitting*), es análogo al fenómeno óptico llamado birrefringencia.

Las mediciones de la partición de ondas de corte arrojan estimaciones con alta resolución lateral para la polarización de la onda rápida (φ) y el tiempo de retraso (δt) entre la onda



rápida y la lenta [Savage, 1999].



La anisotropía del manto se cree que es el resultado de esfuerzos inducidos, orientación preferencial de los minerales del manto (especialmente olivino) y, por lo tanto, las mediciones de anisotropía pueden caracterizar la orientación y profundidad del campo de deformaciones. Esto permite examinar la geología estructural dentro del manto [Savage, 1999].

Figura 2.1. En un medio isótropo, las ondas SH y SV viajan con la misma velocidad (arriba) y en un medio anisótropo hay una componente rápida y una lenta (abajo). Adaptada de Savage, [1999].

La anisotropía causa la separación de las ondas cortantes. Se sabe que la causa principal de la partición de onda cortante para las fases

telesísmicas S y SKS es la orientación preferencial de los minerales del manto, primordialmente el olivino. La dirección rápida φ se alinea paralelamente a los ejes α del olivino.

A continuación, se discuten los mecanismos de deformación que causan dichas orientaciones preferenciales, así como los procesos tectónicos que controlan la anisotropía en el manto.

2.2 RELACIÓN ENTRE LA ANISOTROPÍA Y LA DEFORMACIÓN

Hay dos importantes mecanismos de deformación en las condiciones del manto superior; “*diffusion creep*” y “*dislocation creep*”. El proceso de *diffusion creep* es una difusión en estado sólido entre las fronteras de los granos o a través de la red cristalina [Nicolas, 1984; Karato y Wu, 1993]. No se genera orientación preferencial de los minerales, y por lo tanto se trata de un material isótropo [Karato y Wu, 1993]. Este mecanismo ocurre cuando se tienen esfuerzos relativamente bajos, tamaño de grano pequeño, o ambos. La tasa de deformación se incrementa linealmente con el esfuerzo, pero decrece con el tamaño de grano [Karato y Wu, 1993]. El segundo mecanismo de deformación, *dislocation creep*, es el movimiento de las dislocaciones cristalinas dentro de los granos; esto causa orientación preferencial de los minerales y, por lo tanto, anisotropía [Nicolas y Chistensen, 1987; Karato, 1987; Karato y Wu, 1993]. Esto ocurre cuando hay un estado de esfuerzos grande, tamaño de grano grande, o ambos. La tasa de deformación se incrementa no-linealmente con el esfuerzo y es insensible al tamaño de grano.

El grado de anisotropía depende tanto del tipo como de la historia de deformación. Hay estudios teóricos [Ribe y Yu, 1991; Wenk y Christie, 1991] y estudios experimentales [Nicolas et al., 1973; Mainprice y Nicolas, 1989; Zhang y Karato, 1995] que sugieren que la orientación preferencial de los minerales en el manto, se forma en agregados policristalinos debido a la alineación de los planos de desplazamiento. Para grandes deformaciones (>150%) por cizalla simple progresiva, estudios tanto experimentales como teóricos, sugieren que los *ejes a* del olivino se alinean dentro del plano de foliación, casi paralelamente a la dirección de lineación y paralelamente a, o a 30°, la dirección de cizalla dúctil (Figura 2.2). Sin embargo, se tienen medidas de anisotropía en cristales de olivino deformados en cizalla simple que sugieren que pequeñas deformaciones orientan los *ejes a* del olivino paralelamente al esfuerzo principal mínimo, a 45° del plano de flujo [Zhang y Karato, 1995]. Por esto, la relación entre deformación y orientación preferencial de los minerales es complicada, y la deformación máxima se espera que esté paralela al flujo astenosférico solamente para deformaciones grandes por cizalla simple progresiva.

Diferentes tipos de deformación pueden arrojar distintas propiedades anisótropas. La compresión uniaxial tiende a orientar el plano de desplazamiento perpendicularmente al eje de compresión [Ida, 1984]. Para una deformación más general en agregados de olivino, los ejes a , b y c tienden a alinearse con los ejes de extensión, compresión e intermedio de la elipse de deformaciones, respectivamente [McKenzie, 1979; Ribe y Yu, 1991; Ribe, 1992]. En resumen, la idea de que φ es paralelo al eje a del olivino y subparalelo a la dirección de flujo horizontal o a la dirección de extensión en el manto superior y que para la cizalla simple y deformaciones grandes la extensión máxima es aproximadamente paralela a la cizalla [e.g., Silver y Chan, 1991; Nicolas, 1993] parece ser válida para muchos casos.

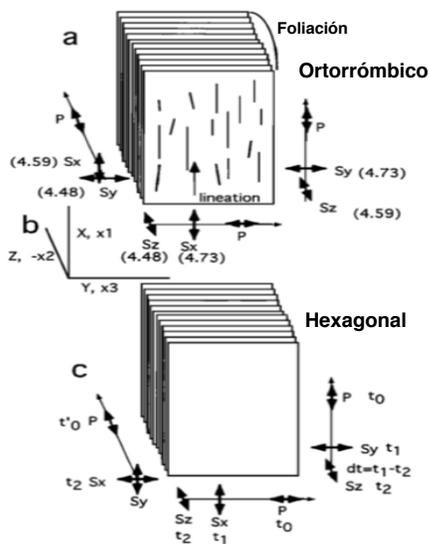


Figura 2.2. Definiciones de foliación, lineación y partición de la onda S en un medio ortorrómbico y otro hexagonal. (a) Ejemplos esquemáticos de la partición para la propagación en tres direcciones ortogonales en un medio ortorrómbico. (b) Se muestra el eje de referencia X, Y, Z, con la dirección de la lineación definida como la alineación del eje a del olivino. (c) Separación esquemática para la propagación en un medio hexagonal. Adaptada de Savage, [1999].

2.3 FACTORES QUE AFECTAN LA ANISOTROPÍA

2.3.1 TEMPERATURA Y PRESIÓN

Experimentos de laboratorio de xenolitos mantélicos exhiben un incremento en la anisotropía de V_s para condiciones isotermales (20°C) con presiones de 200 a 600 MPa, y un pequeño decremento en la anisotropía V_s con condiciones isobáricas (600 MPa) con temperatura

entre 100°C y 600°C [Kern, 1993a]. Sin embargo, a temperaturas y presiones más altas, la dirección preferencial se ve afectada. A temperaturas altas, la difusión y la movilidad de fronteras entre granos ayudan a seleccionar favorablemente granos orientados y favorece la dirección preferencial [Mainprice y Nicolas, 1989]. Por debajo de una temperatura crítica de 900°C , cristales deformados de olivino no pueden ser fácilmente re-orientados [e.g.,

Goetze y Kohlstedt, 1973; Estey y Douglas, 1986]. Así, regiones deformadas a temperaturas

mayores que 900°C, y enfriadas a temperaturas por debajo de 900°C, pueden considerarse que tienen su anisotropía “congelada” de un episodio tectónico pasado [Silver y Chan, 1988; Vinnik et al., 1992]. Por ejemplo, regiones someras pueden reflejar solamente deformación actual en áreas calientes tales como los rifts, mientras que, en otras áreas, la anisotropía somera evidencia deformación pasada y solamente regiones más profundas que 200 km pueden reflejar deformación actual [e.g., Ishikawa, 1984]. Sin embargo, deformación reciente en regiones más profundas que 200 km pueden ser isotrópicas si se deformaron por “diffusion creep” [Karato, 1992].

2.3.3 FUSIÓN PARCIAL

La fusión parcial puede prevenir la formación de la orientación preferencial provocando una transición de *dislocation creep* a *diffusion creep* [Cooper y Kohlstedt, 1986; Dell’Angelo y Tullis, 1988] o volviendo más frágil al medio [Van der Molen y Patterson, 1979; Davidson et al., 1994]. Alternativamente, debido a que la presencia de fundido incrementa la eficiencia de la orientación preferencial de los minerales, también puede incrementar el tamaño de grano e incrementar la separación de la onda rápida y la onda lenta debido a la alineación de los mismos o al incrementar el intervalo de profundidad en el cual la *dislocation creep* predomina [e.g., Nicolas, 1992; McNamara et al., 1994; Hirn et al., 1995].

2.3.4 HISTORIA DE LA DEFORMACIÓN

Los minerales no se pueden re-orientar instantáneamente, y la orientación preferencial es una complicada función de la historia de deformación, dependiendo de su variación con el tiempo y con la cantidad de deformación, además de otros factores como la temperatura, tasa de deformación, y las condiciones iniciales [e.g., Ribe, 1989, 1992; Ribe y Yu, 1991; Wenk y Christie, 1991]. Resultados experimentales concluyen que el incremento en la deformación axial en acortamiento uniaxial de hasta 60% arrojan una fábrica altamente orientada en la dunita [e.g., Nicolas et al., 1973; Mainprice y Silver, 1993]. Simulaciones numéricas del desarrollo de la fábrica también sugiere un incremento en la alineación con un incremento en la deformación [e.g., Wenk et al., 1991; Mainprice y Silver, 1993]. Así, el

incremento en la deformación tiende a incrementar la anisotropía y puede cambiar la orientación [Zhang y Karato, 1995].

2.3.5 COMPOSICIÓN Y ORIENTACIÓN

La diferencia entre la onda S rápida y la lenta varía entre 7.1% y 9.5% para concentraciones de olivino de 50% y 100%, respectivamente [Mainprice y Silver, 1993]. Estos valores máximos usualmente ocurren cuando la propagación está dentro del plano de foliación y perpendicular a la lineación. Para muchas muestras, la propagación perpendicular a la foliación o paralela a la lineación arroja separaciones de la mitad o menos de este valor [e.g., Mainprice y Silver, 1993; Ji et al. 1994].

2.4 RELACIONES PROPUESTAS ENTRE PROCESOS TECTÓNICOS Y LA ANISOTROPÍA

Las mayores hipótesis que unen los procesos tectónicos con la anisotropía conciernen a los esfuerzos y grietas llenas de fluidos o defectos, esfuerzo y deformación de la litósfera, deformación coherente del manto y de la corteza, orientaciones “congeladas” de episodios pasados, y flujo astenosférico relacionado con el movimiento absoluto o relativo de las placas.

2.4.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN LITOSFÉRICA

La anisotropía en el manto puede ser causada por grietas llenas de fluidos que responden a un régimen de esfuerzos locales, análogo a mecanismos corticales [e.g., Ando et al., 1983; Vinnik et al., 1992]. Se piensa que esto ocurre en centros de expansión de dorsales oceánicas [e.g., Kendall, 1994; Blackman y Kendall, 1997]. Las polarizaciones rápidas deberían alinearse paralelamente al máximo esfuerzo compresional para anisotropía inducida por grietas, pero perpendicularmente al máximo esfuerzo compresional para orientaciones preferenciales de olivino si la deformación máxima es paralela al esfuerzo máximo. Hirn et al. [1995] proponen que, en regiones de fusión parcial, defectos llenos de fluidos se alinean paralelamente a las direcciones de fluido dúctil. Tales orientaciones serían

difíciles de distinguir de la alineación del olivino, debido a que producen polarizaciones rápidas idénticas.

Para un medio elástico con deformación infinitesimal, los esfuerzos y las deformaciones se relacionan con la ley de Hooke, pero para deformaciones finitas se deben considerar de forma independiente. Solamente la anisotropía inducida por grietas puede ser considerada como un indicador de esfuerzos presentes. Inferencias de esfuerzos a partir de orientaciones preferenciales en los minerales llevan consigo mismo una asunción que el esfuerzo ha estado actuando en la misma dirección por un gran periodo de tiempo tal que los minerales están totalmente re-orientados. Como se ha explicado anteriormente, es una relación compleja que involucra muchos factores tales como la temperatura, tasa de deformación y la cantidad de deformación.

La deformación debida a fallas transcurrentes debería alinear los planos de foliación verticalmente. Un eje rápido y horizontal será paralelo tanto a la lineación como a la deformación lateral debida a grandes deformaciones [e.g., Nicolas y Poirier, 1976; Silver y Chan, 1991] (Figura 2.2). El plano de foliación vertical causa valores grandes de separación para incidencias cuasi-verticales.

Si la deformación durante eventos de colisión es causada por una compresión uniaxial, entonces el eje de simetría es el eje b, la dirección lenta. Esta dirección es paralela a la dirección de acortamiento: así φ será paralelo al rumbo de las estructuras [e.g., Christensen y Crosson, 1968]. Sin embargo, resultados de modelado y mediciones de xenolitos mantélicos sugieren que la forma predominante de anisotropía tiene el eje a alineado paralelamente a las líneas de flujo y los ejes b y c están ortorrómbica o aleatoriamente orientados perpendicularmente a los ejes a. Además, los episodios de colisión comúnmente incluyen una fuerte componente lateral [Vauchez y Nicholas, 1991], tal que el plano de foliación puede ser vertical con una posible dirección rápida no vertical. Los valores esperados de separación tanto para casos de compresión uniaxial como para movimientos transcurrentes son similares [e.g., Kern, 1993a, b]. En cualquier caso, φ es paralelo a las estructuras mayores tales como límites de placas o cinturones orogénicos [e.g., Milev y Vinnik, 1991; Nicolas, 1993; Silver, 1996].

Una hipótesis es que la corteza y el manto litosférico se deforman coherentemente. Entonces φ sería paralelo a los indicadores de deformación en la corteza, aunque la contribución mayor de δt venga del manto [e.g., Silver y Chan, 1988, 1991; Vinnik et al., 1992; Silver, 1996]. La anisotropía observada a profundidades someras y frías pueden deberse a episodios tectónicos más antiguos en la litósfera subcortical; mientras que la anisotropía a profundidades mayores y más calientes, se puede deber a deformaciones recientes en la litósfera o en la astenósfera [e.g., Ishikawa, 1984; Vinnik et al., 1992; Tommasi et al., 1996]. La anisotropía del evento tectónico significativo pasado está preservada en el manto superior. Si deformación verticalmente coherente ocurrió, entonces la estructura geológica cortical debería ser paralela a la dirección rápida para la parte de la trayectoria que viajó a través de la litósfera.

2.4.2 FLUJO ASTENOSFÉRICO

El flujo astenosférico puede explicar la orientación preferencial del olivino en el manto [e.g., Vinnik et al., 1989a, b; Russo y Silver, 1994]. Cuando el flujo ocurre en cizalla simple, el eje a del olivino, y por lo tanto φ , tienden a ser paralelos a la dirección del flujo [Nicolas y Poirier, 1976; McKenzie, 1979; Nicolas y Christensen, 1987; Ribe, 1989, 1992; Ribe y Yu, 1991].

Una posibilidad es que el movimiento pasivo de la litósfera sobre la relativamente estacionaria astenósfera oriente las direcciones rápidas y así, φ será paralelo a la dirección del movimiento de la placa [e.g., Leven et al., 1981; Vinnik et al., 1989a]. Algunos sugieren que este mecanismo creará foliación en el plano horizontal, y así la propagación vertical a través de este plano arrojará un valor de separación menor que el valor de propagación

vertical a través de una región litosférica con deformación transcurrente [e.g., Mainprice y Silver, 1993].

Otro modelo sugiere que el flujo astenosférico y su anisotropía asociada deberían estar gobernados por el movimiento de placa relativo. El movimiento de placa es modelado mediante grandes celdas convectivas, causadas por flujos termales convectivos [e.g., Ribe, 1989; Gable et al., 1991; Chastel et al., 1993; Bunge y Richards, 1996]. El modelo de Ribe [1989] para el flujo convectivo y la orientación preferencial sugiere que la evolución de la orientación preferencial es extremadamente compleja. Las polarizaciones rápidas en una dorsal oceánica con expansión rápida deberían ser paralelas a la dirección de expansión y la anisotropía debería ser mayor que la encontrada en dorsales con expansión lenta [e.g., Ribe, 1989]. Otros modelos sugieren que a pesar de que las polarizaciones rápidas a más de 40 km de

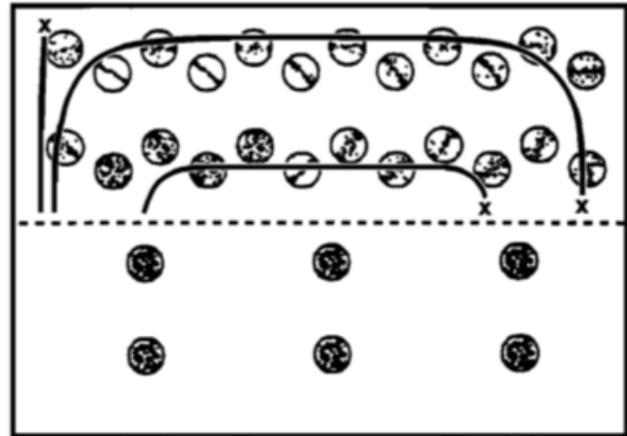


Figura 2.3. Modelo de una celda convectiva con figuras de estereogramas de los ejes polares a que describen a la anisotropía a través de toda la celda. La línea oscura muestra el trayecto para llegar al punto X. La línea punteada, localizada a una profundidad de 150 km, separa el agregado anisótropo débil de olivino del material isotropo y más rígido de abajo, corresponde con la transformación de olivino a espinela/perovskita. Adaptada de Chastel et al. [1993].

la dorsal deben ser paralelas a la dirección de expansión, para regiones justo debajo de la dorsal dichas polarizaciones serán perpendiculares a la dirección de expansión y paralelas al eje de la dorsal [e.g., Blackman et al., 1996; Blackman y Kendall, 1997]. Para el flujo de esquina en dorsales oceánicas, se espera que tanto la lineación como el plano de foliación sean horizontales [e.g., Hess, 1964; Silver, 1996]. En estos modelos, una placa subduciendo arrastra a la astenósfera que está alrededor, tal que la anisotropía debería ser observada con un eje de simetría buzante paralelo a la dirección de subducción.

Chastel et al. [1993] usa una teoría policristalina para modelar la anisotropía esperada de la peridotita en una celda convectiva (Figura 2.3). Los autores muestran que una textura fuerte

se desarrolla durante el ascenso del material dentro de la celda, ésta se mantiene durante la expansión y se debilita durante la subducción. Cerca de la superficie de la Tierra, las concentraciones de los ejes a de los olivinos se alían paralelamente a la dirección de expansión, pero están ligeramente inclinados a la horizontal. La textura varía con la profundidad.

La orientación preferencial en el olivino podría ser inducida por flujos de astenósfera a gran escala. La dirección rápida coincidiría con la dirección de flujo, pero podría diferir de la dirección del movimiento de la placa si dicho movimiento está desacoplado del flujo por debajo de este [Tanimoto y Anderson, 1984]. Tal desacoplamiento podría ocurrir, por ejemplo, en el Atlántico Norte [e.g., Hager y O'Connell, 1979; Bjarnason et al., 1996].

En algunas regiones, el flujo astenosférico a pequeña escala debido a efectos localizados que podrían no estar relacionados con la tectónica superficial pueden explicar las variaciones rápidas en parámetros o polarizaciones rápidas que no son paralelas a las direcciones esperadas de la tectónica superficial [e.g., Sandvol et al., 1992; Makeyeva et al., 1992; Sheehan et al., 1997]. Dichas explicaciones están inconclusas debido a la dificultad en probarlas.

En lugar de entrapar a la astenósfera dentro de una zona de subducción, las placas pueden actuar como barreras para el flujo astenosférico [e.g., Alvarez, 1982; Russo y Silver, 1994; Özalaybey y Savage, 1995]. Estas barreras pueden canalizar el flujo paralelamente a la placa.

2.5 MEDICIÓN DE LOS PARÁMETROS DE PARTICIÓN DE ONDAS DE CORTE

2.5.1 MÉTODO DE COVARIANZA

A continuación, se explica el método de covarianza propuesto por Silver y Chan en 1991.

Dicho método hace uso de fases telesísmicas tales como SKS, SKKS, PKS. Explicando brevemente únicamente para el caso de la fase SKS, que está polarizada radialmente, se parte de la idea de que al observar energía de dicha fase en la componente transversal se puede inferir que existe anisotropía en el medio de propagación. El método empleado sirve para obtener la dirección, respecto al norte geográfico, de la onda rápida, φ , y el valor de separación en tiempo entre la onda rápida y la onda lenta, δt .

De acuerdo a Silver y Chan [1991], en un medio isótropo y homogéneo, una onda de cizalla llegando a una superficie en un tiempo T_0 , después de haber recorrido una trayectoria de longitud L , se puede escribir como una función vectorial

$$\vec{\mathbf{u}}(\omega) = \vec{\mathbf{A}}w(\omega)e^{-i\omega T_0}, \quad (1)$$

donde A es el vector complejo que representa a la amplitud, y $w(\omega)$ es la función de ondícula la cual es el resultado del producto de la transformada de Fourier (TF) de la función temporal de la fuente, el operador de atenuación y la respuesta del instrumento. Se asume que el vector $\vec{\mathbf{A}}$ se puede aproximar por $A\hat{\mathbf{p}}$, donde A es el escalar complejo y $\hat{\mathbf{p}}$ es el vector real unitario apuntando en la dirección de desplazamiento. Dicho vector está contenido en un plano ortogonal a la dirección de propagación $\hat{\mathbf{b}}$. Incorporando a A dentro de la definición de $w(\omega)$, (1) se escribe como

$$\vec{\mathbf{u}}(\omega) = w(\omega)e^{-i\omega T_0}\hat{\mathbf{p}}. \quad (2)$$

Se ignoraron los cambios de fase en la componente radial debidos a la superficie libre. Esto es válido para este trabajo, debido a que se utilizaron llegadas con ángulos cercanos a la vertical.

Se modela la partición debida a la anisotropía como las operaciones geométricas de proyectar a $\hat{\mathbf{p}}$ en las direcciones de polarización rápida y lenta, y después de hacer un cambio en tiempo en ambas componentes con un valor de $\frac{\delta t}{2}$ (onda rápida) y $-\frac{\delta t}{2}$ (onda lenta). Para un tensor de elasticidad C_{ijkl} , $\hat{\mathbf{f}}$ (onda rápida) y $\hat{\mathbf{s}}$ (onda lenta) son los eigenvectores cuasi de corte de la matriz de polarización \mathbf{V} definida por

$$\rho V_{il} \stackrel{\text{def}}{=} C_{ijkl}\hat{b}_j\hat{b}_k \quad (3)$$

[Backus, 1965], con eigenvalores β_2^2 y β_1^2 correspondiendo a las dos velocidades de corte al cuadrado (onda rápida y onda lenta, respectivamente). Para una anisotropía pequeña, δt

puede ser convenientemente expresada en términos de una perturbación relativa en la velocidad de corte $\delta\beta = \beta_0^{-1}(\delta\beta_1 - \delta\beta_2)$ como

$$\delta t = \beta_0^{-1} L \delta\beta \quad (4)$$

donde $\delta\beta_{1,2} = \beta_{1,2} - \beta_0$ y β_0 es velocidad de corte isotrópica definida $\delta\beta_1 + \delta\beta_2 = 0$. El proceso de producir una partición en la onda de corte $\vec{\mathbf{u}}_s(\omega)$ puede ser representado como la aplicación del operador de partición

$$\mathbf{\Gamma} \stackrel{\text{def}}{=} e^{i\omega\frac{\delta t}{2}\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}}} + e^{-i\omega\frac{\delta t}{2}\hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}}} \quad (5)$$

a una señal de la forma (2) con la forma de onda partida resultante

$$\vec{\mathbf{u}}_s(\omega) = w(\omega)e^{-i\omega T_0}\mathbf{\Gamma}(\varphi, \delta t)\cdot\hat{\mathbf{p}}, \quad (6)$$

dónde φ es el ángulo entre $\hat{\mathbf{f}}$ y $\hat{\mathbf{s}}$. Definiendo el tensor

$$\delta T = \frac{\delta t}{2}(\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}} - \hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}}). \quad (7)$$

$\mathbf{\Gamma}$ se puede escribir de forma más compacta si se escribe como sigue:

$$\mathbf{\Gamma} = e^{i\omega\delta T(\varphi, \delta t)}, \quad (8)$$

en analogía con el caso isotrópico de la Ecuación (2).

Los dos parámetros que se estiman son δt y φ . Una forma sencilla de hacerlo es tratar de corregir para la anisotropía y elegir el par que mejor regrese a (6) a la forma de (2) invirtiendo las operaciones geométricas: es decir, buscar el operador inverso $\mathbf{\Gamma}^{-1}$. De (5), se observa que este operador es unitario de tal forma que el inverso es simplemente el operador conjugado complejo $\mathbf{\Gamma}^*$. Asumiendo que se conoce el plano de polarización de onda de corte, se puede obtener a $\mathbf{\Gamma}^{-1}$ calculando la matriz de covarianza bidimensional en

el dominio del tiempo del movimiento de partícula en ese plano, ya que sus eigenvalores se pueden usar como una medida de linealidad [Vidale, 1986].

Se define la covarianza C_{ij} entre dos componentes cualesquiera, que sean ortogonales entre sí, del movimiento del terreno que forman ángulos de φ y $\varphi + \pi/2$ con \hat{p} ,

$$C_{ij}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_i(t)u_j(t - \delta t)dt, \quad i, j = 1, 2. \quad (9)$$

En ausencia de anisotropía, C_{ij} tendrá un eigenvalor distinto de cero $\lambda_1 = E_u = \int_{-\infty}^{\infty} w(t)^2 dt$ que corresponde al eigenvector \hat{p} (ver Ecuación 2). En la presencia de anisotropía, C_{ij} tendrá dos eigenvalores distintos de cero, λ_1, λ_2 , a menos que $\varphi = n\pi/2$ ($n = 1, 2, 3, \dots$) o $\delta t = 0$. Así, se busca un operador Γ^{-1} tal que el sismograma corregido $\tilde{\mathbf{u}}_s = \Gamma^{-1} \cdot \mathbf{u}_s(\omega)$ tenga una matriz de covarianza singular.

Para cualquier par de valores δt y φ , la matriz de covarianza $C_{ij}(\varphi, \delta t)$, para los sismogramas rotados y desplazados en tiempo, puede ser expresada en términos de la covarianza $C(\delta t)$ de un sistema de coordenadas referencial (i.e., norte-sur, este-oeste), ver la Figura 2.4, y tendrá componentes

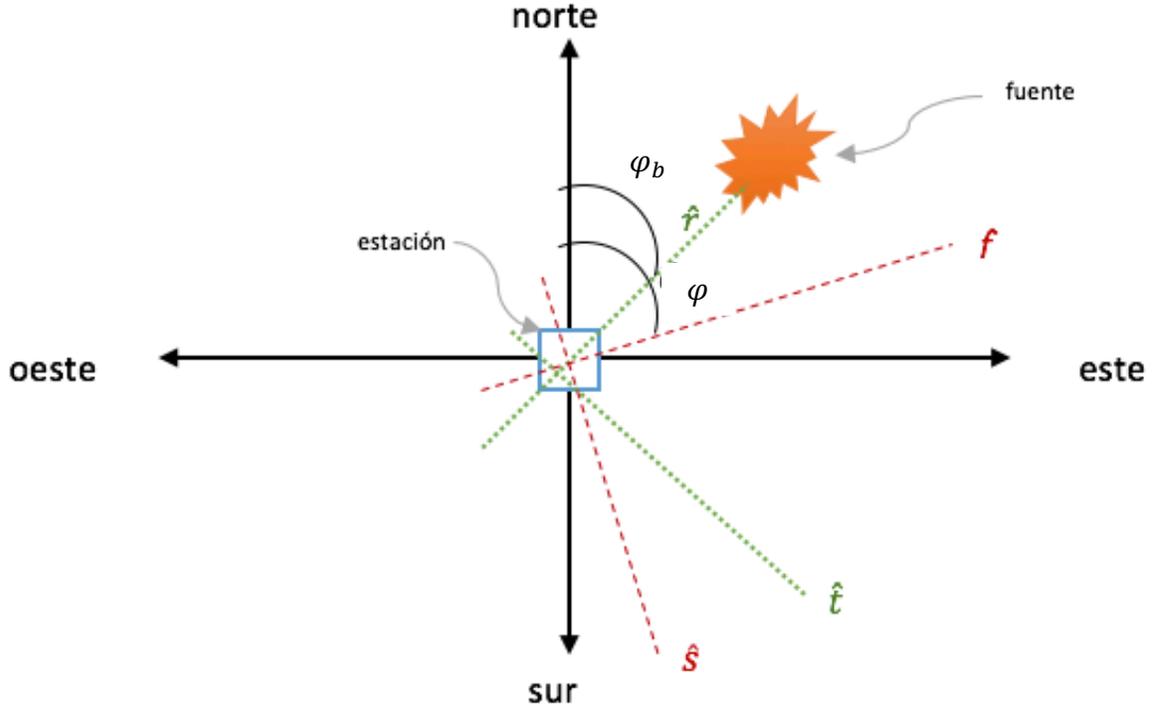


Figura 2.4. Se tienen tres sistemas de referencia. Las componentes norte-sur se muestran en negro. Las componentes radial y transversal se muestran en color verde. Por último, las componentes rápida y lenta se muestran en color rojo. Se cuenta con dos ángulos, φ_b es el ángulo entre el norte geográfico y la componente radial, *back azimuth*. El ángulo φ es el ángulo entre el norte geográfico y la componente rápida.

$$\tilde{C}_{11}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_1^2(t + \delta t/2) dt = \tilde{C}_{11}(\varphi, 0) = R_{1i}(\varphi) C_{ij}(0) R_{1j}(\varphi), \quad (10)$$

$$\tilde{C}_{22}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_2^2(t - \delta t/2) dt = \tilde{C}_{22}(\varphi, 0) = R_{2i}(\varphi) C_{ij}(0) R_{2j}(\varphi), \quad (11)$$

$$\tilde{C}_{12}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_1(t + \delta t/2) \tilde{u}_2(t - \delta t/2) dt = R_{1i}(\varphi) C_{ij}(\delta t) R_{2j}(\varphi), \quad (12)$$

$$\tilde{C}_{21}(\varphi, \delta t) = \tilde{C}_{12}(\varphi, \delta t), \quad (13)$$

donde el tensor de rotación \mathbf{R} define el cambio del sistema de coordenadas del marco de referencia al definido por las direcciones rápida y lenta.

Las ecuaciones (10)-(13) muestran que $\tilde{\mathbf{C}}$ puede obtenerse mediante combinaciones lineales de la covarianza y la autocovarianza (con cero desplazamiento temporal) en el sistema de referencia original. En caso de tener ruido $\eta(t)$, $\tilde{\mathbf{C}}$ no será singular y se busca la matriz que sea más cercana a serlo.

Se pueden presentar distintos métodos para obtener los valores de los parámetros. Se puede maximizar la cros-correlación entre las componentes. Un método usado por Bowman y Ando [1987] es similar a minimizar el determinante, lo cual se ve en la relación $\lambda_1\lambda_2 = C_{11}C_{22} - C_{12}^2$. Maximizar la razón λ_1/λ_2 ha sido aplicado por Shih et al. [1989]. Finalmente, encontrar el mínimo de λ_2 , λ_2^{min} , es otro método que puede ser usado. La importancia de λ_2^{min} reside en que éste constituye una medida de la varianza de un proceso de ruido. Como tal, puede proveer la base para calcular una región de confianza para los dos parámetros de partición.

Un caso especial en la estimación de la partición es cuando el vector isótropo de polarización $\hat{\mathbf{p}}$ es conocido, como con las fases SKS y SKKS. Si se observan las componentes radial y transversal, se obtienen las siguientes expresiones que representan sismogramas libres de ruido

$$u_r(t) = w(t + \delta t/2)\cos^2\varphi + w(t - \delta t/2)\sen^2\varphi, \quad (14)$$

$$u_t(t) = -\frac{1}{2}[w(t + \delta t/2) - w(t - \delta t/2)]\sen(2\varphi). \quad (15)$$

En este caso, se puede minimizar la energía $E_t = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_t^2(t)dt$ en la componente transversal corregida en vez de λ_2 . Las ecuaciones (14) y (15) demuestran un diagnóstico adicional para estas fases. Para un δt pequeño comparado con el periodo característico de estudio, u_r está ampliada y distorsionada, mientras que u_t , la cual es cero en un medio isótropo, es aproximadamente proporcional a la derivada de la componente radial. Nótese que esta

relación se mantendrá para cualquier par de componentes en las direcciones paralela y ortogonal a $\hat{\mathbf{p}}$.

2.5.2 ESTIMACIÓN DEL ERROR

La estimación de error es de gran importancia para las mediciones de anisotropía. En muchos casos, se tendrán solo unos pocos registros y evaluar la incertidumbre en dichas mediciones es esencial. Para una serie temporal con n puntos, λ_2^{min} es la suma de los cuadrados en un proceso de ruido, el cual se asume que sigue la distribución χ^2 . Para ν grados de libertad y κ parámetros, se toma la región con un nivel de confianza α que se define por los valores de λ_2 que satisface la siguiente desigualdad:

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2^{min}} \leq 1 + \frac{\kappa}{\nu - \kappa} f_{\kappa, \nu - \kappa}(1 - \alpha) \quad (16)$$

[Jenkins y Watts, 1969; Bates y Watts, 1988], donde f es la inversa de la distribución F , $\kappa = 2(\varphi, \delta t)$, $\alpha = 0.05$ que significa que dentro de la curva de confianza existe un 0.95 de probabilidad de que estén los valores de φ y δt que garantizan que la matriz de covarianza $\tilde{\mathbf{C}}$ es lo más cercana a ser singular, y ν es una cantidad que depende tanto de la respuesta del instrumento como del espectro del ruido. Es importante mencionar que se pueden generar curvas de confianza de inclusive el 1.0 de probabilidad; sin embargo, esto implicaría tener regiones más grandes y por consecuencia una mayor incertidumbre [Ponce Cortés, 2012].

Cuando las curvas de 95% no cierran o generan zonas de incertidumbre muy grandes, se dice que se ha obtenido una medición “nula” y significa la medición de la partición de las ondas de cizalla no ha podido ser cuantificada correctamente. Estas mediciones nulas se obtienen cuando ocurren cualquiera de los siguientes dos fenómenos: 1) $\delta t = 0$, que indica la presencia de un medio isótropo, 2) $\varphi = \varphi_b + \frac{\pi n}{2}$ con $n = 0, 1, 2, \dots$, lo que significa que el eje rápido está orientado paralelamente (0 o par) o perpendicularmente (n impar) al *back azimuth*.

2.5.3 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LA TÉCNICA EMPLEADA

Con este método, se pueden ocupar cualquier tipo de onda de corte, pero al utilizar las fases telesísmicas tales como SKS, SKKS y PKS (Figura 2.5) se pueden aprovechar las siguientes ventajas:

- ✚ La anisotropía observada puede ser atribuida a la trayectoria recorrida entre el límite núcleo-manto (*core-mantle boundary*, CMB) y el receptor, debido a que la conversión de P a S en el CMB genera una polarización P-SV.
- ✚ Al tener SKS polarizada radialmente en un medio isótropo, si se llega a observar una desviación de la energía de la componente radial a la componente transversal, se puede detectar la anisotropía del medio.
- ✚ SKS es una fase aislada a una distancia mayor de 85° . Esto es, se separa de la fase S y se puede observar por separado.
- ✚ Debido a que las ondas SKS son fases telesísmicas, se puede cuantificar la anisotropía en regiones de baja o nula actividad sísmica.
- ✚ Al tener incidencia prácticamente vertical en el manto, se cuenta con una resolución lateral de alrededor de 50 a 100 km.

Sin embargo, la medición de anisotropía mediante ondas SKS también cuenta con algunas desventajas tales como:

- ✚ Las ondas SKS sólo pueden registrar anisotropía azimutal.
- ✚ Debido a su incidencia casi vertical, la resolución vertical es muy pobre.

Debido a la mala resolución vertical de las ondas SKS, PKS o SKKS, se asume la presencia de una sola capa anisótropa por la cual viaja la onda en cuestión. Debido a que en la corteza δt es aproximadamente 0.2 s y en el manto inferior, δt es menor que 0.2 s, el efecto de las capas internas de la Tierra es despreciado [Silver, 1996]. Por lo tanto, el valor de δt queda determinado por el efecto del manto superior (Figura 2.6).

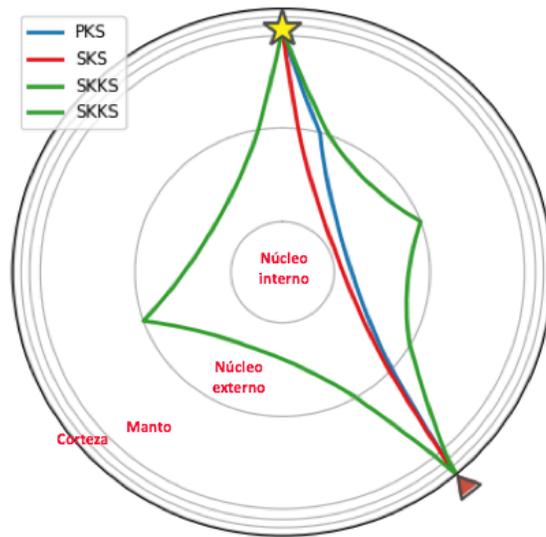


Figura 2.5. La onda SKS viaja como S durante toda su trayectoria, con excepción de cuando pasa por el núcleo externo, ya que se convierte en P. La onda PKS viaja desde su fuente (estrella amarilla) hasta salir del núcleo externo como una onda P y después se convierte en S. La onda SKKS puede tener dos trayectorias que se registran en el sismómetro (triángulo naranja) al mismo tiempo, dicha onda viaja durante gran parte de su trayectoria como onda S, pero al penetrar el núcleo externo, se transforma en onda P.

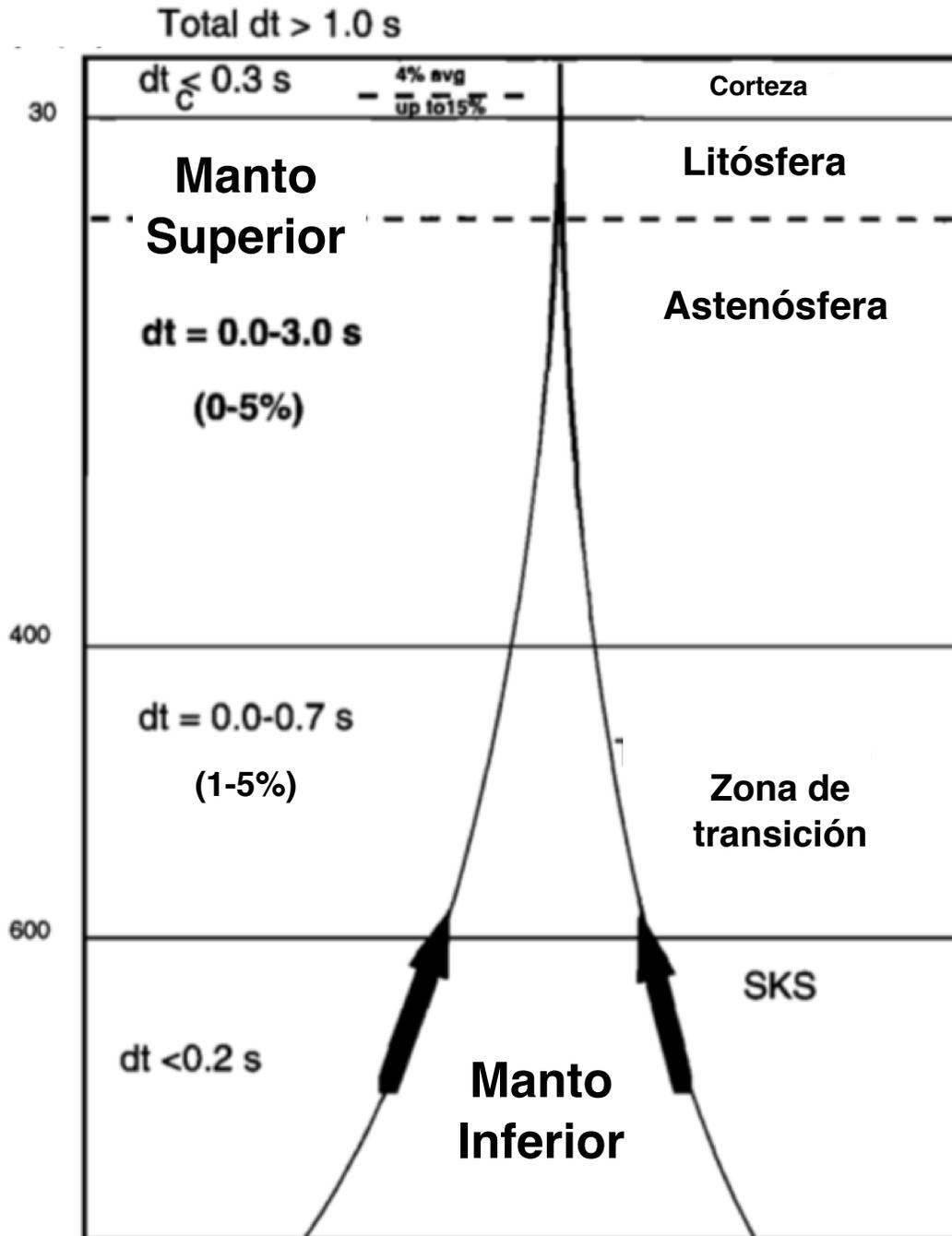


Figura 2.6. Para fases telesísmicas, se considera que la anisotropía está localizada en el manto superior, donde se tienen valores del retraso temporal de entre 0 s y 3 s, por lo tanto, generalmente, se deprecia el efecto de las capas internas y de la corteza terrestre. Adaptada de Savage, [1999].

3. PROCESAMIENTO

Las mediciones de anisotropía se hicieron, en su mayoría, para la fase SKS y adicionalmente, en pocas ocasiones, usando la onda PKS. Se emplearon cuatro estaciones de la red permanente del Servicio Sismológico Nacional (SSN; <http://www.ssn.unam.mx/>, 2018), las cuales fueron FTIG, YOIG, TXIG y TOIG. Dichas estaciones fueron escogidas debido a la cercanía de la zona de estudio (Figura 3.1). En general, la mayoría de las estaciones ocupadas para este estudio fueron las tomadas del experimento *Geometry of Cocos* (GECO, 2018) desplegado a partir de junio de 2013 hasta 2018, se obtuvieron mediciones en 15 estaciones. Se ocupó el catálogo de sismos del *United States Geological Service* (USGS). Se descargaron los sismogramas con una tasa de muestro de 20 mps, tanto para las estaciones del SSN, como para las de GECO.

Se analizaron 59 sismos del 2 de julio de 2013 al 30 de junio de 2014, con una interrupción de 6 meses, retomando a partir del 1 de enero de 2015 hasta el 30 de junio de 2016, de los cuales sólo se ocuparon 27 eventos (Tabla 3.1) debido a que los registros presentaron ruido, por lo cual no se lograron obtener mediciones para la anisotropía en todos los casos.

A continuación, se describen los pasos que se siguieron para realizar las mediciones y se ejemplifica con un sismo cuyo epicentro fue localizado en las Islas Fiji el 21 de julio de 2014, ocurrido a las 14:54:41 (UTC), con una profundidad de 615.4 km y una magnitud de momento de 6.9 (USGS), registrado en la estación COIX:

- 1) Se elaboró un catálogo de sismos que cumpliera con las características de que los eventos sísmicos tuvieran una distancia epicentral de entre 85° y 125° , una magnitud mayor o igual que 6.0 y que, de preferencia, los sismos tuvieran una profundidad mayor que 50 km. Estas condiciones son las necesarias para observar la fase SKS en los sismogramas; sin embargo, en ocasiones esto no se cumple debido a la cantidad de ruido en las señales provocando que la fase SKS tenga amplitudes comparables a las del ruido.

Tabla 3.1. Eventos ocupados para las mediciones de anisotropía.

# de evento	Fecha mm/dd/aa	Mag.	Prof. [km]	Tiempo de origen hh/mm/ss	Lat [°N]	Lon [°E]	Ubicación
1	09/30/2013	6.5	41.5	05:55:55	-30.925	-178.323	Al NE de Nueva Zelanda
2	11/23/2013	6.5	371	07:48:32	-17.117	-176.545	Región de Fiji
3	01/01/2014	6.5	187	16:03:29	-13.863	167.249	Vanuatu
4	01/20/2014	6.1	28	02:52:44	-40.660	175.814	Nueva Zelanda
5	02/01/2014	6.1	130	03:58:43	-56.827	-27.339	Isla Visokoi
6	02/03/2014	6.0	5	03:08:46	38.264	20.390	Grecia
7	03/05/2014	6.3	638	09:56:57	-14.738	169.823	Vanuatu
8	03/26/2014	6.3	495	03:29:35	-26.169	179.288	Al sur de las Islas Fiji
9	04/13/2014	7.4	39	12:36:19	-11.463	162.051	Sur de las Islas Salomón
10	05/04/2014	6.6	527	09:15:52	-24.611	179.086	Sur de las Islas Fiji
11	05/07/2014	6.0	10	04:20:33	-6.901	154.901	Papua Nueva Guinea
12	06/23/2014	6.9	20	19:19:15	-29.977	-177.725	Nueva Zelanda
13	06/29/2014	6.9	8	07:52:55	-55.470	-28.367	Islas Visokoi
14	07/21/2014	6.9	615.4	14:54:41	-19.802	-178.400	Fiji
15	05/12/2015	7.3	15	07:05:19	27.809	86.066	Nepal
16	05/22/2015	6.9	11.2	21:45:19	-11.056	163.696	Islas Salomón
17	07/18/2015	7.0	11	02:27:33	-10.401	165.141	Islas Salomón
18	09/07/2015	6.3	17	09:13:56	-32.820	-177.860	Nueva Zelanda
19	09/16/2015	6.3	41.5	07:40:58	1.884	126.429	Indonesia
20	10/20/2015	7.1	135	21:52:02	-14.860	167.303	Vanuatu
21	02/01/2016	6.2	391	19:00:46	-30.754	-179.950	Nueva Zelanda
22	04/03/2016	6.9	26	08:23:52	-14.323	166.855	Vanuatu
23	04/14/2016	6.4	16	21:50:27	-14.528	166.433	Vanuatu
24	04/28/2016	7.0	24	19:33:24	-16.043	167.379	Vanuatu
25	05/27/2016	6.4	567.5	04:08:43	-20.810	-178.648	Fiji
26	06/06/2016	6.1	43.8	02:35:32	-30.023	-177.836	Nueva Zelanda
27	06/19/2016	6.3	13	09:47:23	-20.279	169.074	Vanuatu

- 2) Se descargaron ventanas de registro de 2700 segundos a partir del tiempo de origen de los eventos que cumplieron con las características del paso 1, usando SSNstp y GECOstp para datos del Servicio Sismológico Nacional y del experimento GECO, respectivamente. Cabe mencionar que sólo se ocuparon las componentes horizontales, norte-sur (N-S) y este-oeste (E-O).

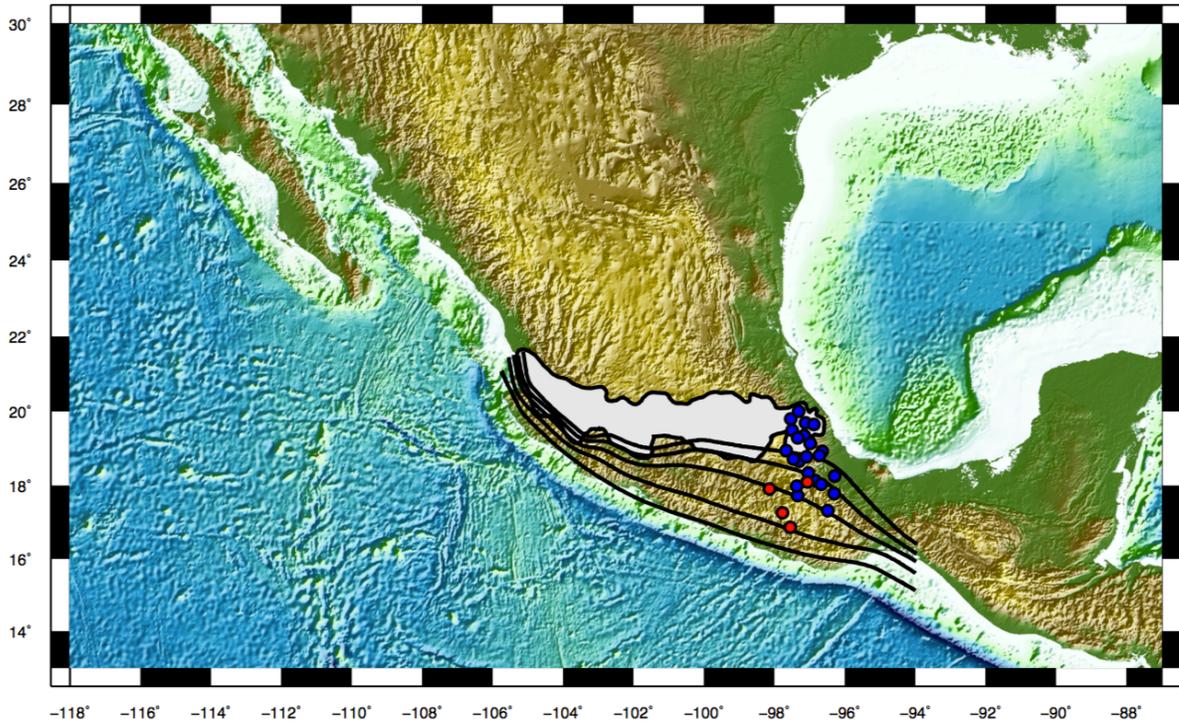


Figura 3.1. Zona de estudio. En gris, se tiene la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM; REFERENCIA). Los puntos azules representan las estaciones de GECO empleadas para la medición. Los puntos rojos representan las cuatro estaciones del SSN utilizadas. Las líneas negras representan los contornos de isoprofundidad de la placa de cocos subducida Pardo y Suárez, [1995].

- 3) Con ayuda del software TauP, se calculó el tiempo de recorrido de la fase SKS desde el hipocentro hasta la estación en cuestión, para después, usando el software *Seismic Analysis Code* (SAC), marcar su llegada (Figura 3.2).
- 4) El registro fue filtrado para eliminar en la mayor cantidad posible el ruido (Figura 3.3). Distintos filtros fueron utilizados, dependiendo de las características de cada sismograma. En general, los más comunes fueron filtros pasa-bajas con un rango variable entre 0.1 y 1 Hz. Si se tiene ruido de periodo largo, por lo general, el filtro de mayor utilidad es un pasa-altas de 0.033 Hz; nuevamente, depende de las características del ruido. En ocasiones, se aplicaron filtros pasa-bandas con frecuencias de corte de 0.1 y 0.02 Hz. Posteriormente, se cortó una ventana del sismograma, de máximo 40 segundos, que contiene la onda de interés (fase SKS), dicha duración de la ventana está en función de la cantidad de ruido presente y del

periodo de la onda de cizalla. Si hay poco ruido después de haber filtrado se opta por la duración máxima, sin embargo, si el ruido no pudo ser eliminado, se opta por una ventana de menos de 40 segundos. (Figura 3.4).

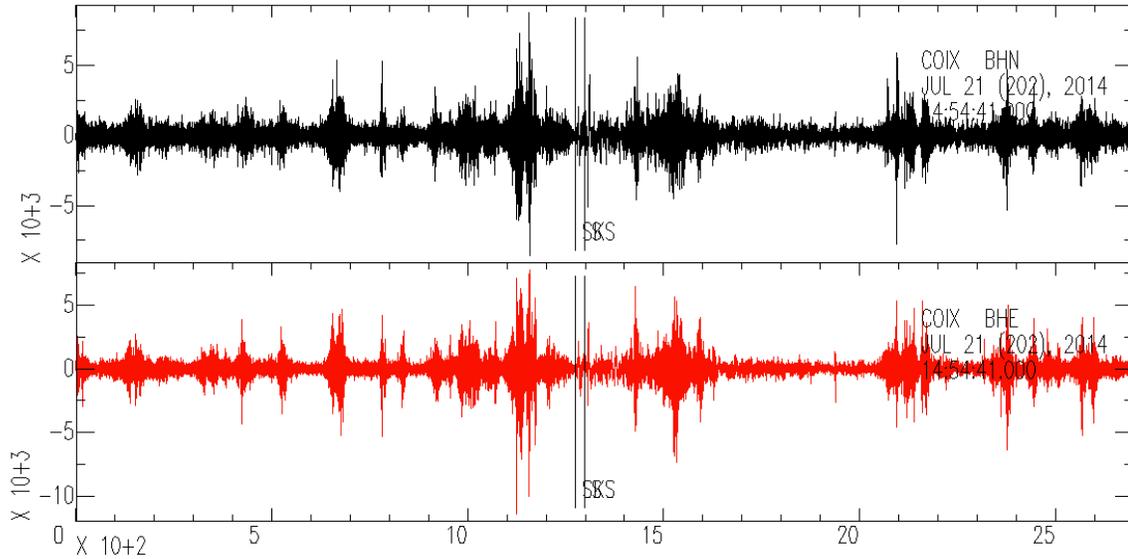


Figura 3.2. Sismogramas con las fases SKS y S marcadas. La componente norte-sur se muestra en color negro y la componente este-oeste se muestra en color rojo. La duración de la ventana es de 2700 s.

- 5) Se midieron, por estación, los parámetros de la anisotropía δt y φ . Se rotaron los sismogramas originales (N-S) y (E-O) de grado en grado, desde -90° hasta 90° . Para cada grado, se desplazó temporalmente una componente respecto a la otra desde 0 s hasta 4.5 s, con un incremento de 0.05 s. Para cada posible combinación de δt y φ , se calcularon los eigenvalores de la matriz de covarianza. Debido a que hay presencia de ruido, se buscó la matriz más cercana a ser singular; en otras palabras, se buscó $\lambda_{mín}^2$. Debido a que para $\lambda_{mín}^2$ se tiene asociada una combinación de los parámetros, dichos valores serán la mejor solución de entre todo el espacio posible de combinaciones [Silver y Chan, 1991]. Conociendo todos los posibles valores de δt y φ , se construyeron las curvas de nivel con la región del 95% de confianza y se midió la incertidumbre de las mediciones para los dos parámetros (Figura 3.5).

- 6) Conociendo la polarización de la onda rápida φ , se rotaron los sismogramas cortados para obtener las componentes rápida y lenta. Se verificó el valor del retraso temporal δt directamente en dichas componentes (Figura 3.6). Adicionalmente, se rotaron las componentes (N-S) y (E-O) para obtener las componentes radial y transversal, y así observar que realmente existe amplitud de la fase SKS en la componente transversal, lo cual indica la presencia de un medio de propagación anisótropo (Figura 3.7).

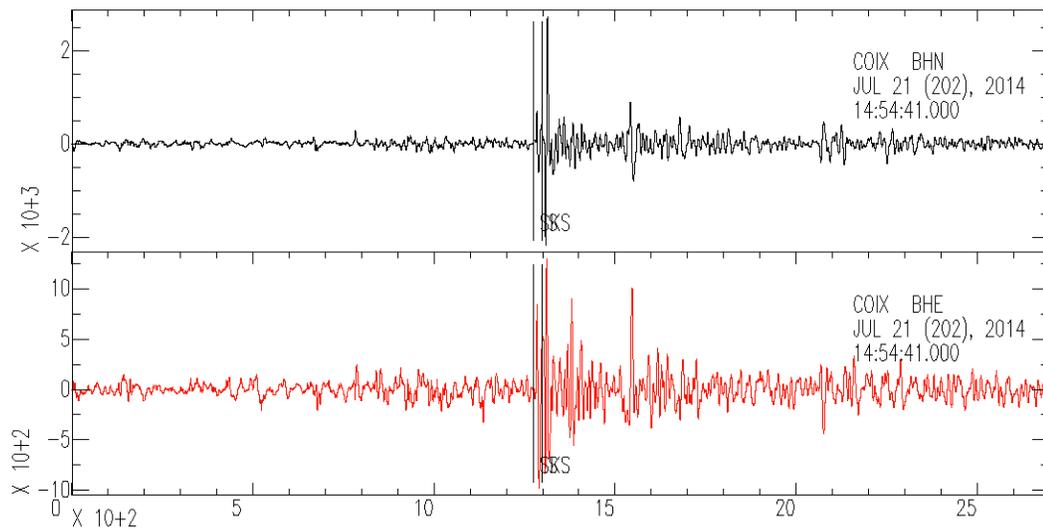


Figura 3.3. Sismogramas procesados con un filtro pasa-bajas a 10 segundos.

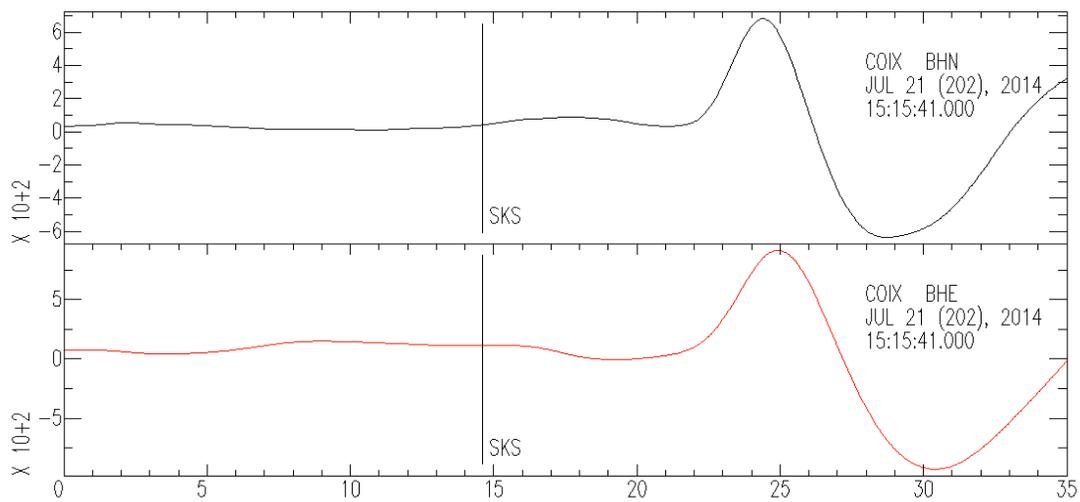


Figura 3.4. Ventana de 35 s que contiene la onda SKS.

- 7) Las componentes (N-S) y (E-O) se rotaron usando el ángulo φ óptimo, después, se desplazó temporalmente la componente lenta con el valor δt correspondiente a la dirección de la polarización rápida empleada. Así, se está corrigiendo la anisotropía y la amplitud de la onda SKS en la transversal se verá considerablemente disminuida (Figura 3.8). Por su parte, la componente lenta fue adelantada con el valor obtenido para el retardo temporal. Se debe observar que las dos componentes se pongan en fase (Figura 3.9).
- 8) Las gráficas del movimiento de partícula fueron generadas. En la horizontal se grafica la amplitud de la componente radial y en la vertical, la amplitud de la componente transversal para (1) los sismogramas originales y (2) para los sismogramas corregidos (Figura 3.10). Lo mismo se realizó para las componentes rápida y lenta (Figura 3.11).

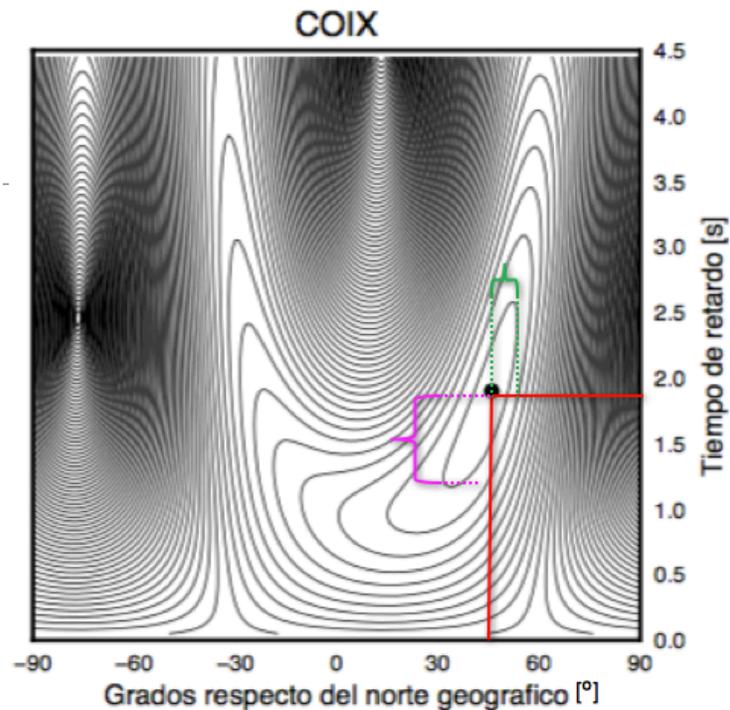


Figura 3.5. Curvas de nivel de la medición de anisotropía para la estación COIX. El punto negro representa la mejor solución de entre todas las posibilidades, proyectándolo en eje horizontal obtenemos un valor de 46° y en el eje vertical un valor de 1.90 s. La curva que rodea a la solución óptima es la curva del 95% de confianza. Se mide la incertidumbre de la medición tanto para la dirección de la polarización rápida (en verde), $\sigma_\varphi = 6^\circ$, como para el tiempo de retardo (en rosa), $\sigma_{\delta t} = 0.70$ s.

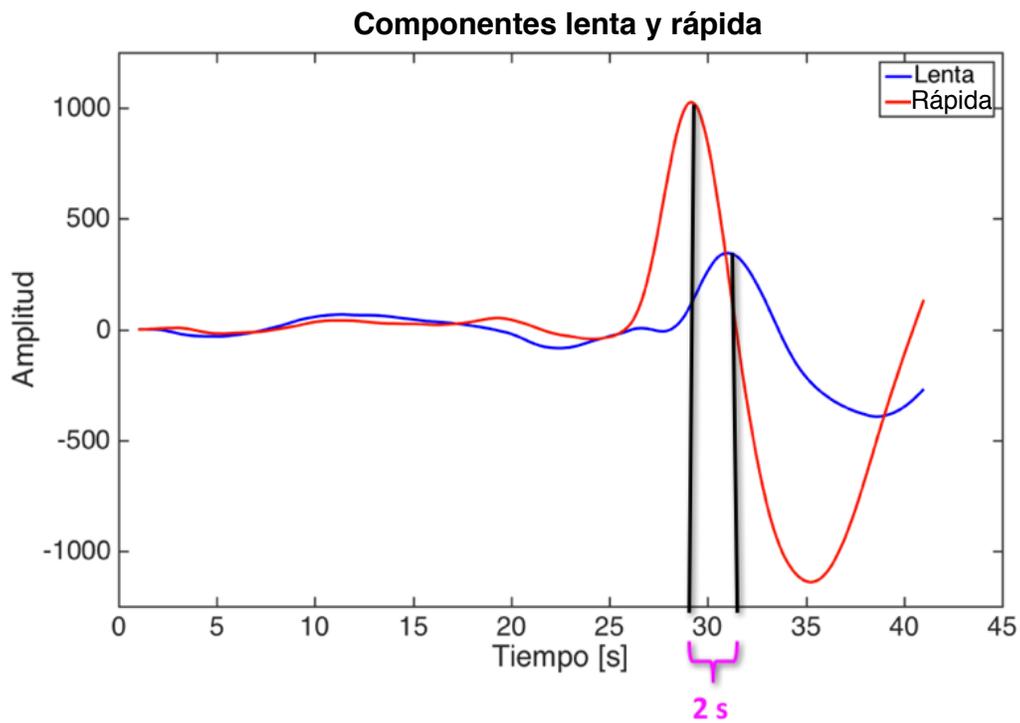


Figura 3.6. Componentes rápida y lenta. Se observa un retraso temporal de aproximadamente 2 segundos.

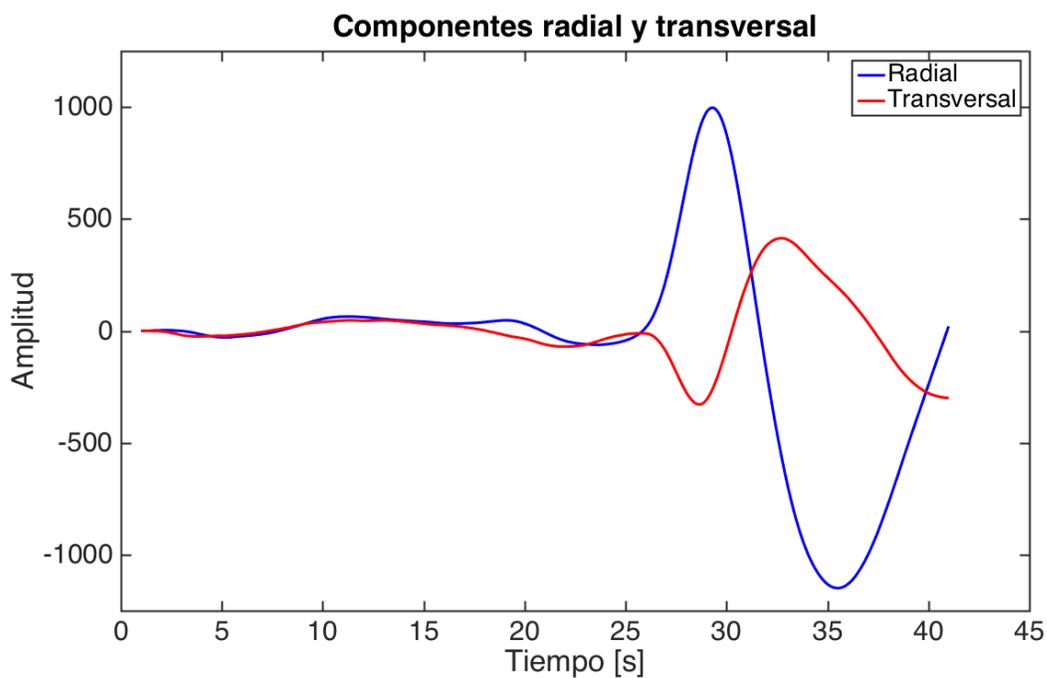


Figura 3.7. Componente radial y transversal. Se observa amplitud en la componente transversal, esto indica que la onda viajó a través de un medio con anisotropía.

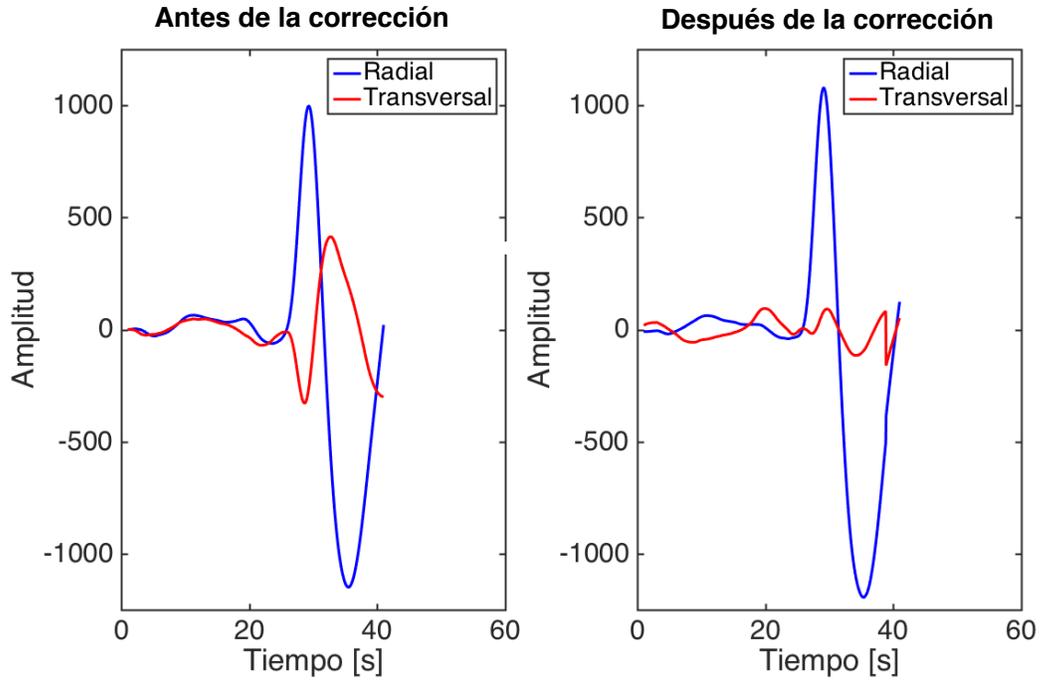


Figura 3.8. Corrección para las componentes radial y transversal. Se observa una considerable disminución de la amplitud de la onda SKS en la componente transversal, esto es un indicador de una buena medición.

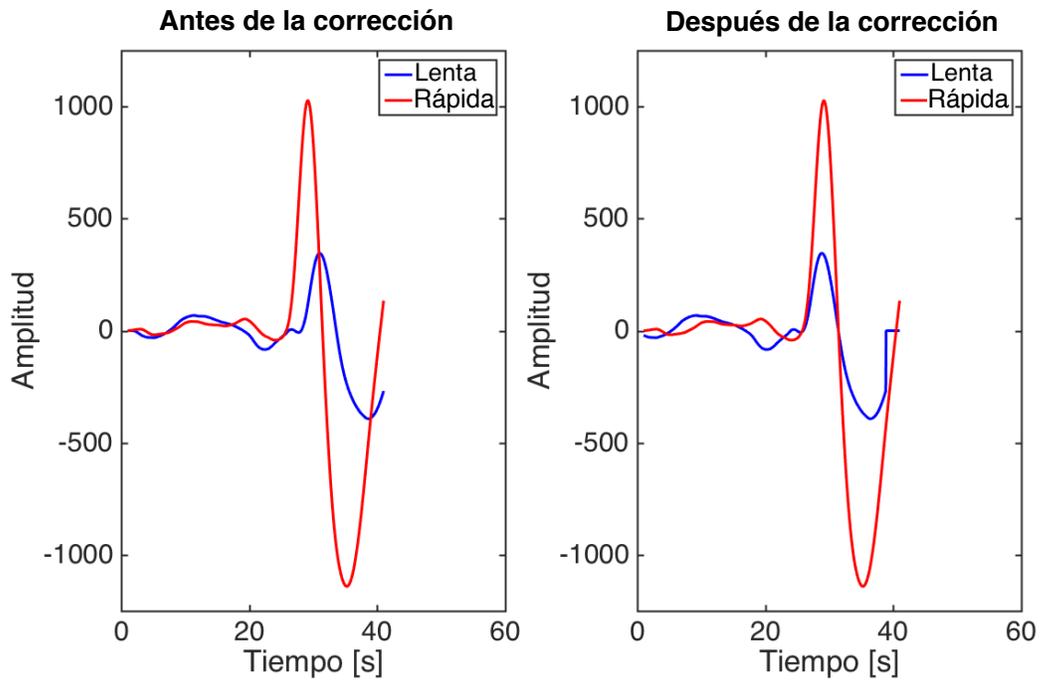


Figura 3.9. Corrección para las componentes rápida y lenta. Se adelantó 1.90 s la componente lenta para que esté en fase con la componente rápida (derecha).

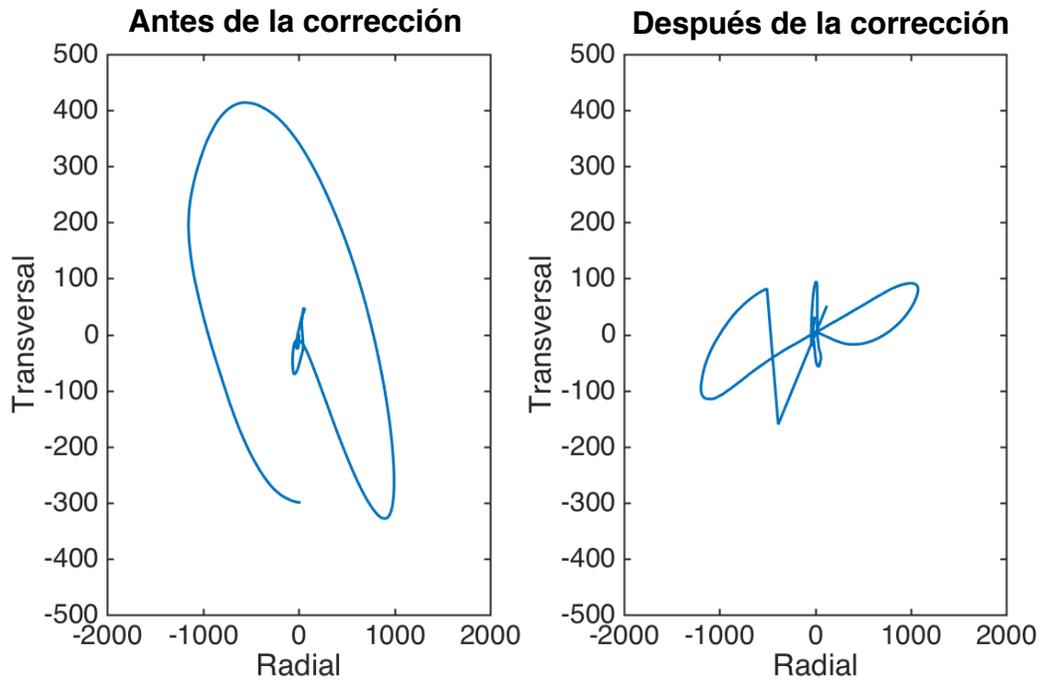


Figura 3.10. Movimientos de partícula. Antes de corregir la anisotropía, se observa un comportamiento elíptico indicador de la presencia de amplitud en la componente transversal. Después de la corrección, se observa un comportamiento cuasi-lineal, debido a la considerable reducción de dicha amplitud.

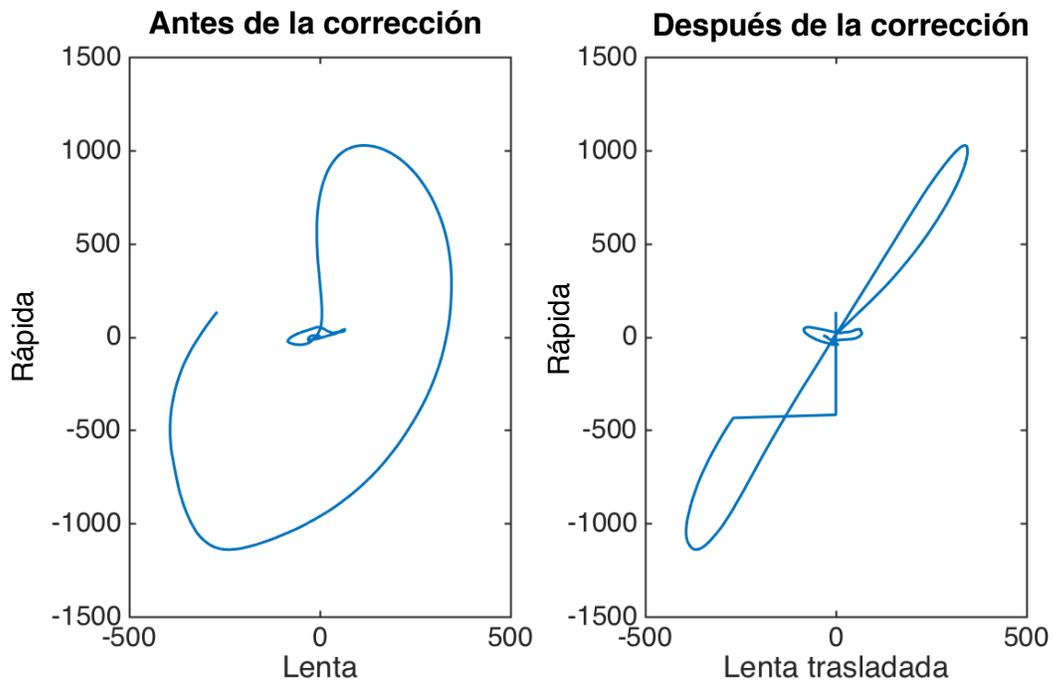


Figura 3.11. Movimientos de partícula. Originalmente, se observa un comportamiento elíptico. Después de la corrección, se describe una figura cuasi-lineal debido a que las dos componentes están en fase.

9) Por último, se eligieron las mejores mediciones por estación, para apilarlas siguiendo el método propuesto por Wolfe y Silver [1998]. Todos los eigenvalores se toman para todas las mediciones por estación, se suman uno a uno sin perder el orden para mantener el control y saber su combinación de δt y φ correspondiente. Posteriormente, todos los valores fueron normalizados dividiendo entre el menor valor obtenido. La combinación que arrojó el menor valor característico fue la elegida como la mejor solución. Utilizando la distribución F y asumiendo que cada segundo de los registros es un grado de libertad, se construyó la nueva región del 95% de confianza.

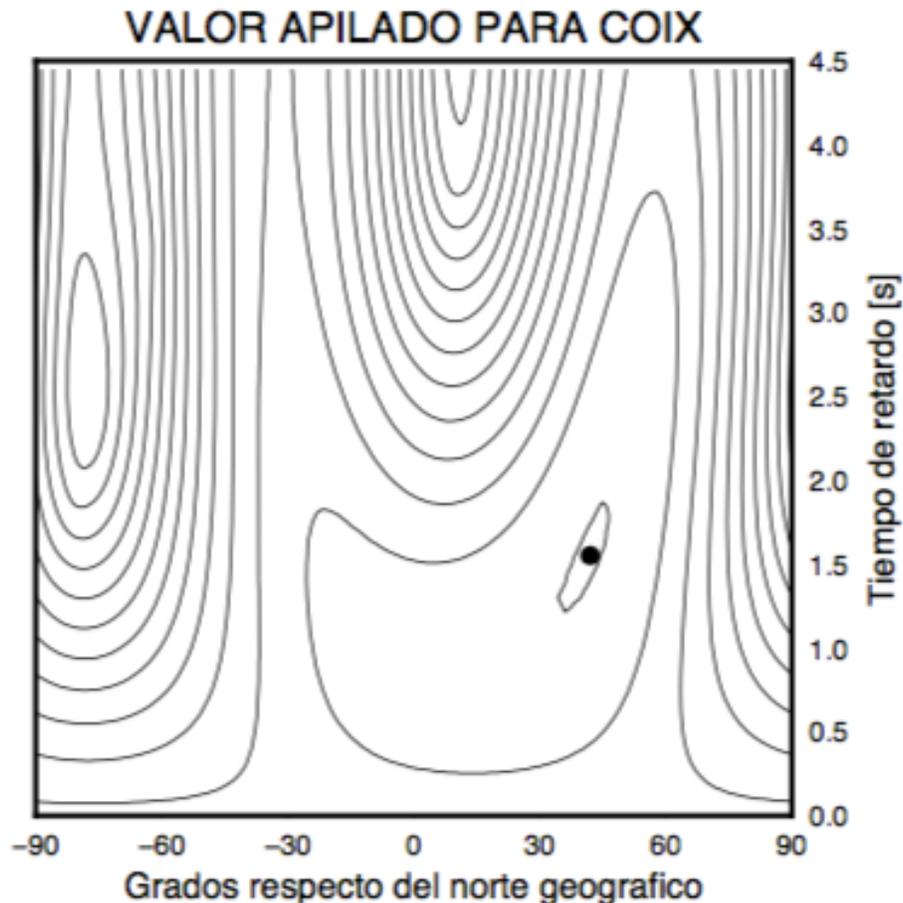


Figura 3.12. Curvas de nivel para los valores apilados. Para la estación COIX se ocuparon seis mediciones distintas y se apilaron. Un efecto importante que se puede observar es la reducción de la curva del 95% de confianza, comparada con la del evento individual del 21 de julio de 2014, esto se traduce como una reducción en la incertidumbre de la medición. Los valores finales para COIX fueron: $\varphi=42^\circ$ y $\delta t=1.55$ s.

4. RESULTADOS

La Tabla 4.1 muestra las mediciones individuales que se obtuvieron para las estaciones temporales de GECO y para las estaciones permanentes del SSN. En ella se presenta el nombre de la estación, la fecha de ocurrencia del sismo, la fase XKS empleada, el *back azimuth*, el valor de la dirección de la polarización rápida, el retraso temporal, el error en el ángulo, el error en el retraso temporal, la diferencia entre el ángulo del *back azimuth* y el de la dirección rápida, y finalmente, el lugar de ocurrencia del sismo.

Se analizó una gran cantidad de sismos que cumplían con las características básicas para que fuese posible observar la onda SKS en el registro (ver Capítulo 3), sin embargo, debido a la cantidad de ruido y/o a la calidad de los datos, hubo ocasiones en las que se observaba claramente la fase de interés y, aun así, no se pudo obtener más que una medición por todo el tiempo en el que la estación estuvo en funcionamiento, tal es el caso de las estaciones HUJI, OCTN, ZOQU, BAAY y LUPE. Para dichos casos, la incertidumbre en la dirección de la polarización rápida y en el retraso temporal fue considerablemente grande, por ejemplo, para la estación OCTN se tiene un margen de error de hasta 45° y de 0.65 s para el ángulo y el retraso temporal, respectivamente. A pesar de esto, con base en las especulaciones sobre el resultado esperado para esta estación, considerando los resultados de las estaciones cercanas y, sobre todo, en la seguridad obtenida a partir de la revisión de los sismogramas y de las correcciones de anisotropía realizadas, se reporta un valor para los parámetros de partición. Así, se realizó una revisión más cuidadosa y exhaustiva de los registros para las estaciones en las cuales se pudo obtener únicamente una medición válida. De acuerdo a Silver y Chan [1991], hay ocasiones en las cuales, a pesar de la buena calidad de los datos, no es posible obtener una medición acotada de los parámetros de partición y esto se debe a que se pueden presentar tres posibilidades: 1) el *back azimuth* está orientado con el ángulo de la dirección rápida ($\varphi = \varphi_b$), 2) el *back azimuth* está orientado a 90° o a cualquier múltiplo de este valor ($\varphi = \varphi_b + 90^\circ n$, $n = 1,2,3, \dots$), y 3) no hay anisotropía $\delta t=0$. Esto ocurrió en algunas mediciones, por ejemplo, en LUPE solamente se pudo obtener

una medición y, revisando los registros junto con las curvas de nivel, se determinó que dicha medición es un nulo, es por eso que se reporta solamente la dirección de la polarización rápida sin dar un valor para el retraso temporal ni para las incertidumbres correspondientes. También se obtuvieron otras dos mediciones nulas para otras dos estaciones, el evento del 23 de junio de 2014 registrado en la estación de GECO, AYAH, arrojó un nulo, el evento del 3 de febrero de 2014 registrado en YOIG del SSN igualmente arrojó una medición nula, sin embargo, gracias a que se obtuvieron más mediciones en estas estaciones, estas se pudieron apilar, excluyendo los nulos, para dar un valor final de los parámetros de anisotropía.

Revisando los sismogramas, las curvas del 95% de confianza y las correcciones de anisotropía, se determinó que las estaciones HUJI y OCTN, con una sola medición cada una, no son mediciones tan confiables como el resto, esto es debido a la incertidumbre y/o a la calidad de los datos. Aun así, se consideró que cumplían con los mínimos estándares de calidad para reportarlas.

Otro aspecto a resaltar es que casi la mayoría de las mediciones se realizaron empleando la onda SKS, sin embargo, para los sismos del 12 de mayo de 2015 en PAMA y ANTE y, 16 de septiembre de 2015 en CUIT y RODE, se empleó la fase PKS.

A pesar de que, como ya se mencionó anteriormente, hubo estaciones con solamente una medición, para la gran mayoría se logró medir con más de un sismo, en particular, para las estaciones tales como IXJU, COIX, QUEC, PAMA, ANTE, RODE, CAMO, FTIG, YOIG y TOIG, se obtuvieron más de cuatro mediciones, ayudando a constreñir mejor el resultado apilado.

Se realizó la corrección en la orientación de los sismómetros tanto en las mediciones individuales como en las apiladas. De acuerdo a Pérez Velázquez [2018], se tiene que hacer las siguientes correcciones: YOIG, 16.3°; TOIG, 4.4°; TXIG, 13.4; FTIG, 3.1°.

Tabla 4.1. Mediciones individuales. (**) significa que la medición se reporta, sin embargo, no se utiliza para apilarla con el resto. (*) significa que la medición es un nulo.

Estación	Fecha mm/dd/aa	FASE	φ_b [°]	φ [°]	δt [s]	σ_φ [°]	$\sigma_{\delta t}$ [s]	$\varphi_b - \varphi$ [°]	Lugar
IXJU	09/30/2013	SKS	238.34	40	2.40	20	1.10	18.34	Nueva Zelanda
	11/23/2013	SKS	250.78	54	1.35	10	0.85	16.78	Región de Fiji
	05/04/2014	SKS	245.04	45	1.70	5	0.70	20.04	Sur de las Islas Fiji
	06/23/2014	SKS	239.06	37	1.00	10	1.10	22.06	Nueva Zelanda
	07/21/2014	SKS	248.84	48	1.65	63	1.85	20.84	Fiji
VANA	11/23/2013	SKS	250.82	47	1.70	5	0.20	23.82	Región de Fiji
	07/21/2014	SKS	248.89	47	1.70	5	0.70	21.89	Fiji
COIX	11/23/2013	SKS	250.48	43	1.75	13	0.55	27.48	Región de Fiji
	03/26/2014	SKS	243.28	36	1.40	36	0.70	27.28	Sur de las Islas Fiji
	04/13/2014	SKS	262.11	35	1.40	30	0.90	44.89	Islas Salomón
	05/04/2014	SKS	244.80	44	1.40	44	0.60	20.80	Sur de las Islas Fiji
	06/23/2014	SKS	238.82	2	0.65	28	0.35	29.18	Nueva Zelanda
	07/21/2014	SKS	248.56	46	1.90	11	0.70	22.56	Fiji
QUEC	02/01/2014	SKS	148.67	23	1.60	5	0.30	35.67	Isla Visokoi
	03/05/2014	SKS	256.86	18	1.15	10	0.25	31.14	Vanuatu
	05/04/2014	SKS	244.74	0	0.90	20	0.35	25.26	Islas Fiji
	07/21/2014	SKS	248.41	12	0.70	7	0.20	33.59	Islas Fiji
PAMA	03/05/2014	SKS	257.16	35	1.00	15	0.35	42.16	Vanuatu
	05/04/2014	SKS	245.05	45	1.30	7	0.40	20.05	Islas Fiji
	07/21/2014	SKS	248.75	48	1.00	8	0.25	20.75	Islas Fiji
	08/15/2014	SKS	262.60	60	1.30	28	0.50	22.60	Islas Salomón
	05/12/2015	PKS	356.69	48	1.50	23	0.60	38.69	Kadori, Nepal
	05/22/2015	SKS	262.51	61	1.10	13	0.40	22.51	Islas Salomón
	09/07/2015	SKS	236.44	35	0.90	60	1.00	21.44	Nueva Zelanda
	06/06/2016	SKS	239.04	50	1.10	18	0.50	9.04	Nueva Zelanda
HUJI	05/22/2015	SKS	262.28	9	1.95	7	0.45	11.69	Islas Salomón
OCTN	05/04/2014	SKS	244.81	-2	0.65	45	0.65	27.19	Islas Fiji

Tabla 4.1. Mediciones individuales. (**) significa que la medición se reporta, sin embargo, no se utiliza para apilarla con el resto. (*) significa que la medición es un nulo.

Estación	Fecha mm/dd/aa	FASE	φ_b [°]	φ [°]	δt [s]	σ_φ [°]	$\sigma_{\delta t}$ [s]	$\varphi_b - \varphi$ [°]	Lugar
ANTE	05/12/2015	PKS	356.14	50	1.65	40	0.90	36.14	Kodari, Nepal
	05/22/2015	SKS	262.35	58	2.00	18	0.90	24.35	Islas Salomón
	04/03/2016	SKS	258.27	59	2.00	79	1.50	19.27	Vanuatu
	05/27/2016	SKS	247.75	32	1.20	42	1.00	35.75	Fiji
CUIT	07/18/2015	SKS	262.67	73	1.65	23	0.75	9.67	Islas Salomón
	09/16/2015	PKS	291.17	-89	1.20	5	0.30	20.17	Indonesia
RODE	09/16/2015	PKS	290.06	-88	1.40	10	0.60	18.06	Indonesia
	02/01/2016	SKS	238.74	34	1.15	45	1.25	24.74	Nueva Zelanda
	04/03/2016	SKS	258.06	45	1.60	25	0.90	33.06	Vanuatu
	04/14/2016	SKS	257.97	48	2.10	13	0.50	29.97	Vanuatu
CAMO	10/20/2015	SKS	257.51	48	2.00	23	1.30	29.51	Vanuatu
	04/14/2016	SKS	258.07	24	1.60	10	0.20	35.93	Vanuatu
	05/27/2016	SKS	247.63	38	1.15	33	0.95	29.63	Fiji
	06/19/2016	SKS	251.78	60	2.10	8	0.90	11.78	Vanuatu
ZOQU	02/01/2016	SKS	238.84	-10	1.20	10	0.20	21.16	Nueva Zelanda
AYAH	06/23/2014	SKS	238.90	59	-----	-----	-----	-----	Nueva Zelanda (*)
	06/29/2014	SKS	147.83	32	0.60	60	1.80	25.83	Islas Visokoi
	07/21/2014	SKS	248.58	58	1.25	23	1.05	10.58	Fiji
BAAY	04/28/2016	SKS	256.44	0	1.25	15	1.00	13.56	Vanuatu
LUPE	05/27/2016	SKS	247.66	66	-----	-----	-----	-----	Fiji (*)
FTIG	08/16/2013	SKS	229.42	37	0.95	40	0.80	12.42	Nueva Zelanda
	10/16/2013	SKS	268.94	43	1.45	7	0.25	44.06	Papua Nueva Guinea
	11/23/2013	SKS	250.20	24	1.35	10	0.30	44	Fiji
	01/01/2014	SKS	258.17	34	1.20	34	0.90	44.17	Vanuatu
	01/20/2014	SKS	230.12	40	0.95	70	3.00	10.12	Nueva Zelanda
	02/03/2014	SKS	44.57	14	0.80	25	0.40	30.57	Grecia
	03/05/2014	SKS	256.61	51	1.40	10	0.30	25.61	Vanuatu
	05/04/2014	SKS	244.57	33	0.80	50	2.00	31.57	Islas Fiji

Tabla 4.1. Mediciones individuales. (**) significa que la medición se reporta, sin embargo, no se utiliza para apilarla con el resto. (*) significa que la medición es un nulo.

Estación	Fecha mm/dd/aa	FASE	φ_b [°]	φ [°]	δt [s]	σ_φ [°]	$\sigma_{\delta t}$ [s]	$\varphi_b - \varphi$ [°]	Lugar
FTIG	07/21/2014	SKS	248.31	12	0.70	28	0.30	33.69	Fiji
YOIG	09/30/2013	SKS	238.03	30	1.20	75	2.80	28.03	Nueva Zelanda
	10/16/2013	SKS	268.75	58	1.50	5	0.20	22.75	Papua Nueva Guinea
	11/23/2013	SKS	250.48	34	1.00	60	0.70	36.48	Fiji
	01/01/2014	SKS	258.17	34	1.15	5	0.20	40.17	Vanuatu
	02/03/2014	SKS	44.94	5	-----	-----	-----	-----	Grecia (*)
	05/07/2014	SKS	268.25	55	2.50	5	0.20	5.75	Papua Nueva Guinea
TOIG	08/16/2013	SKS	229.46	18	1.25	28	0.85	31.46	Nueva Zelanda
	09/30/2013	SKS	238.29	42	2.10	7	0.70	16.29	Nueva Zelanda
	10/11/2013	SKS	238.49	-13	1.25	43	0.55	18.51	Nueva Zelanda
	10/16/2013	SKS	269.31	13	1.90	15	0.60	13.69	Papua Nueva Guinea
	03/05/2014	SKS	256.93	3	1.95	5	0.15	16.07	Vanuatu
	03/26/2014	SKS	243.37	18	1.50	15	0.30	44.63	Islas Fiji
	05/04/2014	SKS	244.89	8	1.35	5	0.20	33.11	Islas Fiji
	05/07/2014	SKS	268.81	21	1.45	19	0.55	22.19	Papua Nueva Guinea
	07/21/2014	SKS	248.64	31	1.55	20	0.45	37.64	Fiji
TXIG	04/13/2014	SKS	261.89	31	1.50	5	0.20	39.11	Islas Salomón
	06/23/2014	SKS	238.69	38	1.35	30	1.65	20.69	Nueva Zelanda
	07/21/2014	SKS	248.45	-6	1.00	20	0.50	15.55	Fiji (**)

La Tabla 4.2 muestra las mediciones promediadas para cada estación, se presenta el nombre de la estación, su latitud, su longitud, el ángulo de dirección rápida, el retraso temporal, el error en el ángulo, el error temporal y el número de mediciones ocupadas para el promedio. Un aspecto importante a notar es la reducción de la incertidumbre en los parámetros de partición, por ejemplo, ANTE tiene mediciones individuales con errores en la dirección de la polarización rápida desde 18° hasta 79° y el retraso temporal tiene un error de 0.90 s hasta 1.50 s, cuando ya se cuenta con un valor apilado, estos errores

disminuyeron considerablemente a $\sigma_{\varphi} = 7^{\circ}$ y $\sigma_{\delta t} = 0.45s$. Para las estaciones OCTN, HUJI, ZOQU y BAAY, no se redujo el error ya que se tuvo una sola medición válida para éstas.

El valor máximo de retraso de tiempo fue de 1.80 s y fue en la estación CAMO. El valor mínimo para δt fue de 0.65 s y se obtuvo en la estación OCTN. Por otro lado, la mayor incertidumbre en el valor del ángulo fue en OCTN, estación para la cual se tuvo una sola medición, y su valor es de 45° . El error mínimo fue de 5° y se obtuvo en VANA, FTIG y TXIG.

El mayor error en el retraso temporal fue de 1.00 en BAAY, estación con una sola medición.

El menor valor para esta incertidumbre fue de 0.15 s en CUIT.

Tabla 4.2. Valores apilados para los parámetros de partición de las ondas de corte en cada estación.

ESTACIÓN	LAT [°N]	LON [°N]	φ [°]	δt [s]	σ_{φ} [°]	$\sigma_{\delta t}$ [s]	N
IXJU	17.3119	-96.4844	42	1.25	10	0.55	5
VANA	17.7791	-96.2964	47	1.70	5	0.20	2
COIX	17.7233	-97.3345	42	1.55	7	0.35	6
QUEC	18.9477	-97.6668	9	1.05	18	0.35	4
PAMA	18.9267	-96.6432	46	1.10	6	0.20	8
HUJI	18.1296	-96.8354	9	1.95	7	0.45	1
OCTN	19.7982	-97.5369	-2	0.65	45	0.65	1
ANTE	18.7751	-97.0895	52	1.60	7	0.50	4
CUIT	18.8117	-96.7151	77	1.15	8	0.15	2
RODE	17.9793	-97.3541	41	1.65	10	0.55	4
CAMO	18.7157	-97.4579	54	1.80	14	0.60	4
ZOQU	18.3377	-97.0346	-10	1.20	10	0.20	1
AYAH	19.3512	-97.1494	54	1.10	8	0.50	2
BAAY	18.0305	-96.6702	0	1.25	15	1.00	1
LUPE	19.2901	-97.3357	66	-----	-----	-----	1
FTIG	17.9079	-98.1327	36	1.15	5	0.35	9
TOIG	18.0956	-97.0645	18	1.45	8	0.30	9
TXIG	17.2543	-97.7612	40	1.55	5	0.20	2
ESTACIÓN	LAT [°N]	LON [°N]	φ [°]	δt [s]	σ_{φ} [°]	$\sigma_{\delta t}$ [s]	N
YOIG	16.8578	-97.5459	51	1.00	7	0.30	5

A continuación, se presentan los resultados individuales de la Tabla 4.1 en un mapa (Figura 4.1). En la parte superior izquierda se muestra en un recuadro blanco la región del territorio mexicano en la cual se está llevando a cabo el estudio. La zona en color claro es la FVTM. Los valores de los parámetros de la anisotropía, φ y δt , se representan, dentro del territorio de interés, con las barras color negro. La dirección de la polarización rápida se da con el ángulo que forma la barra en el mapa y el norte geográfico, el valor en el retraso de tiempo se ejemplifica con el tamaño de dicha barra. Se tiene una escala de los valores de δt respecto al tamaño de la barra en la parte derecha del mapa. Se muestran dos mediciones en color magenta, dichas estaciones son HUJI y OCTN, las cuales ya habían sido mencionadas anteriormente como mediciones poco confiables. La medición nula obtenida en la estación LUPE, se presenta con una cruz de color morado, dicha cruz da las dos posibles orientaciones del ángulo de la dirección rápida de acuerdo a Silver y Chan [1991]. Los círculos rojos representan a las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional y los círculos en azul son las estaciones temporales del arreglo GECO.

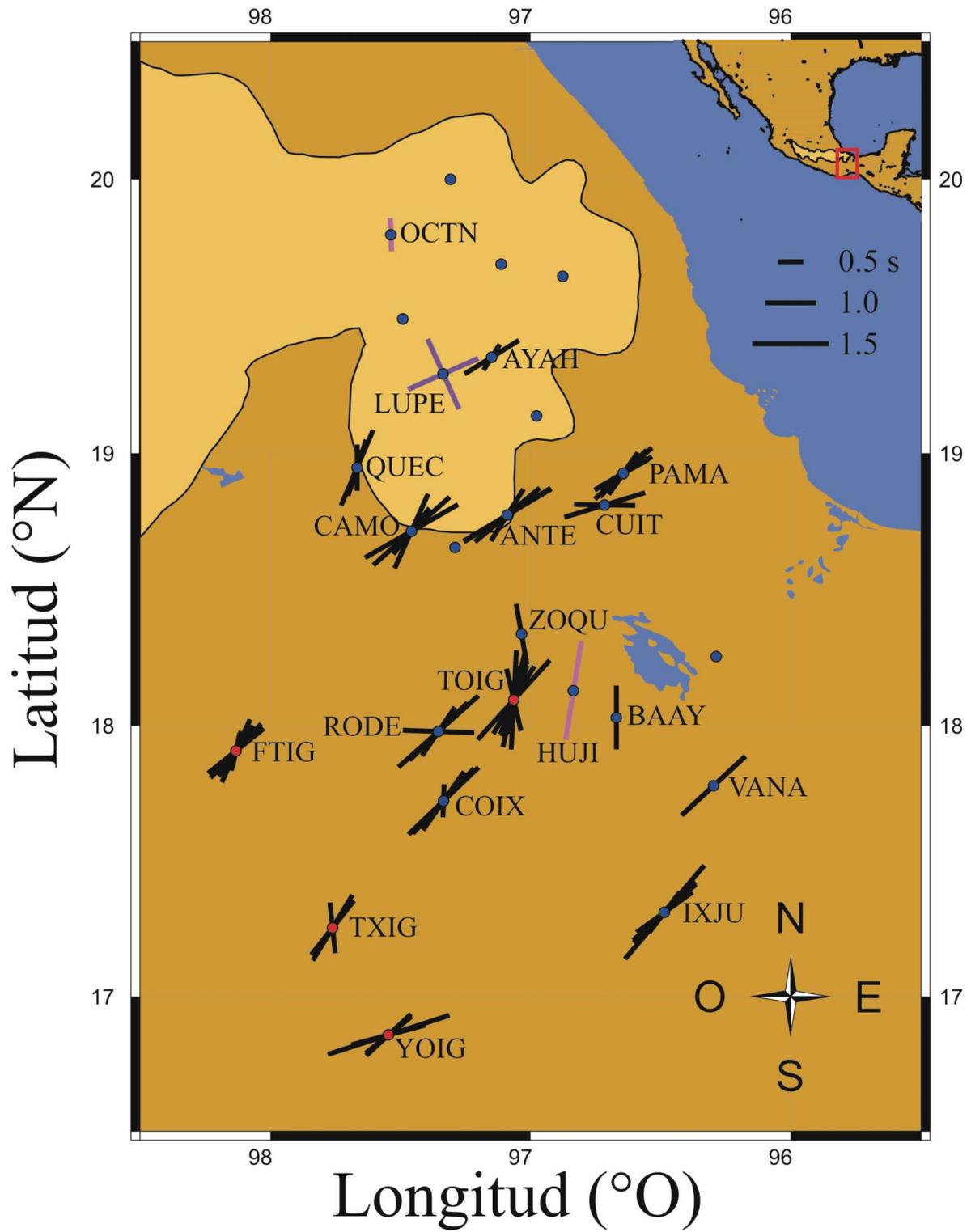


Figura 4.1. Valores individuales de la anisotropía por estación.

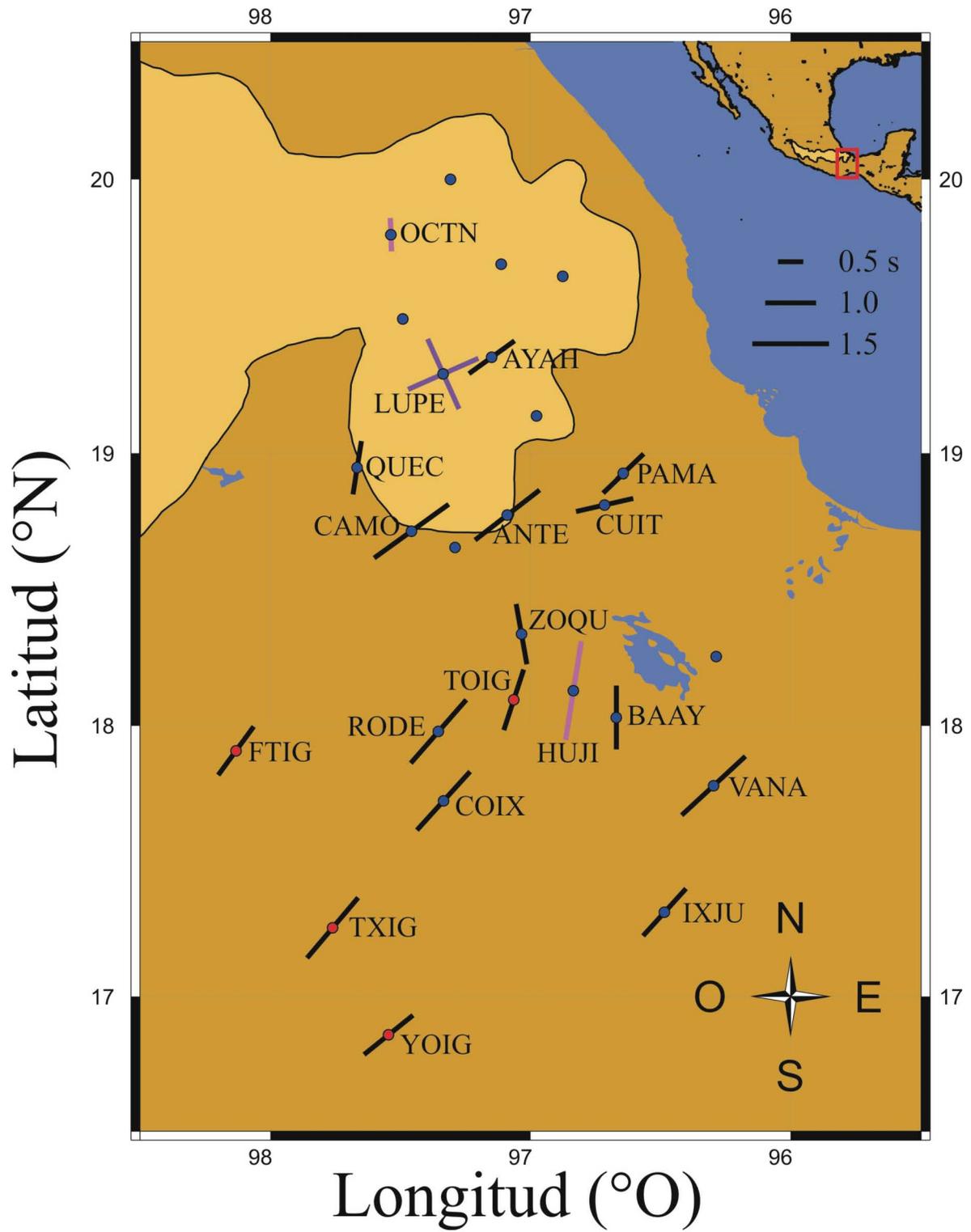


Figura 4.2. Valores apilados de la anisotropía por estación.

La Figura 4.2 muestra los resultados finales promediados para cada estación empleada. Se observan distintos patrones en la dirección de la polarización rápida, para latitudes menores que los 18°N, la dirección es prácticamente norte-este. A los 19°N de latitud, se observa un cambio de aproximadamente 25° en dirección de las manecillas del reloj. Se tienen dos estaciones, OCTN y BAAY, que están orientadas al norte-sur. Debido a las direcciones preferenciales en la región, es más probable que la estación LUPE presente una dirección de polarización rápida de 66°.

En la Figura 4.3 se muestran los resultados obtenidos para este trabajo en contexto con los resultados de experimentos previos. Las barras rojas representan los resultados para las estaciones del experimento Mesoamericano de Subducción (MASE) [Rojo-Garibaldi, 2011; Bernal-López, 2015; Bernal-López et al., 2016]. Las barras en color verde representan las mediciones para las estaciones del experimento VEOX [Bernal-Díaz et al., 2008; León-Soto y Valenzuela, 2017]. Las barras en color gris representan las mediciones para estaciones permanentes del SSN en estudios previos [van Benthem, 2005; Ponce-Cortés, 2012; van Benthem et al., 2013]. Las barras de color negro son los resultados obtenidos para la presente tesis. La línea punteada en color azul indica la posición de la ruptura en la placa propuesta por Dougherty y Clayton [2014]. Las líneas en color negro representan las curvas de isoprofundidad determinadas por Pardo y Suárez [1995]. Las curvas de isoprofundidad dan una idea del cambio en el ángulo de subducción de la placa de Cocos, en la parte centro del mapa, la subducción es prácticamente horizontal entre 96° y 97° de longitud, el ángulo de subducción de la placa se vuelve más pronunciado ya que las curvas se vuelven más cercanas unas con otras. Un aspecto importante a notar es que la ruptura de la placa propuesta por Dougherty y Clayton [2014], cae muy cercana en la región en la cual el ángulo de subducción empieza a incrementarse.

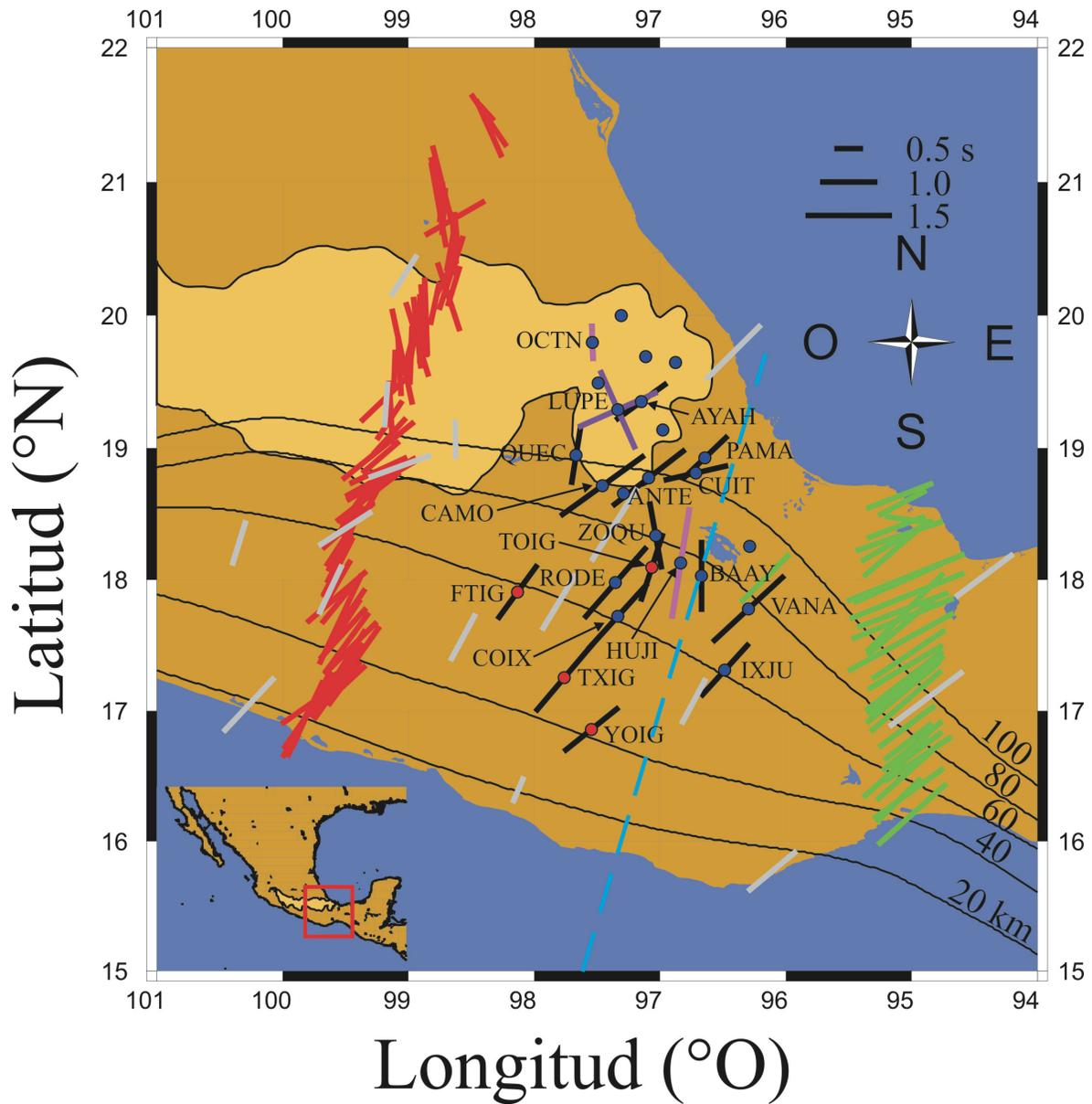


Figura 4.3. Valores apilados de la anisotropía por estación en contexto con estudios previos. Las barras rojas representan las mediciones de anisotropía en el experimento MASE [Rojo-Garibaldi, 2011; Bernal-López, 2015; Bernal-López et al., 2016], las verdes son mediciones en el experimento VEOX [Bernal-Díaz et al., 2008; León-Soto y Valenzuela, 2017], las grises son mediciones en las estaciones permanentes del SSN [van Benthem, 2005; Ponce-Cortés, 2012; van Benthem et al., 2013]. En negro, magenta y morado son las mediciones obtenidas en el presente trabajo. La línea azul punteada representa la posible ruptura de la placa propuesta por Dougherty y Clayton, [2014].

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIÓN

Como ya se discutió en el Capítulo 1, la placa de Cocos presenta una geometría complicada que no ha sido comprendida en su totalidad. Se ha confirmado una ruptura al norte de la placa [Bandy et al., 2000; Dougherty et al., 2012; Stubailo et al., 2012], la cual concuerda con la ubicación de la zona de fractura de Orozco. Al sur de la placa, se sigue analizando la posibilidad de una ruptura [Dougherty y Clayton, 2014; Fasola et al., 2016; Rodríguez Domínguez, 2016; Castellanos et al., 2018]. En este capítulo se va a analizar la factibilidad de dicha ruptura con las estimaciones de anisotropía obtenidas en el presente trabajo.

De acuerdo a Dougherty y Clayton [2014], el fin tan abrupto del Eje Volcánico Transmexicano junto con la interrupción del volcanismo de arco cerca de la transición del ángulo de subducción en el este de la parte central sugiere una posible ruptura localizada dentro de la placa de Cocos Sur. Con el incremento del ángulo de subducción hacia el este del EVTm, se esperaría que el vulcanismo de arco migrara hacia la trinchera, siguiendo a la placa, pero la ausencia de vulcanismo en el área sugiere que la fuente que lo generaría está faltando. En adición, el cambio en el ángulo ocurre en una región muy estrecha (~50 km) de tal forma que no sería posible un cambio gradual (figura 5.1).

Considerando los resultados obtenidos por Fassola et al. [2016], probablemente el cambio en las direcciones rápidas estaría simplemente siguiendo la geometría de la placa y el cambio gradual en el ángulo de subducción estaría siendo mapeado en lugar de una presunta ruptura en la placa; sin embargo, se tiene la limitante de la cobertura pobre desde la trinchera hacia el interior del continente. Rodríguez Domínguez [2016] realizó un trabajo empleando funciones receptor para tratar de vislumbrar el fenómeno central de este trabajo; sin embargo, debido a la falta de una mejor cobertura en el área, no logró ver claramente una ruptura en la placa, propuso una ruptura incipiente que está aún en proceso de formación.

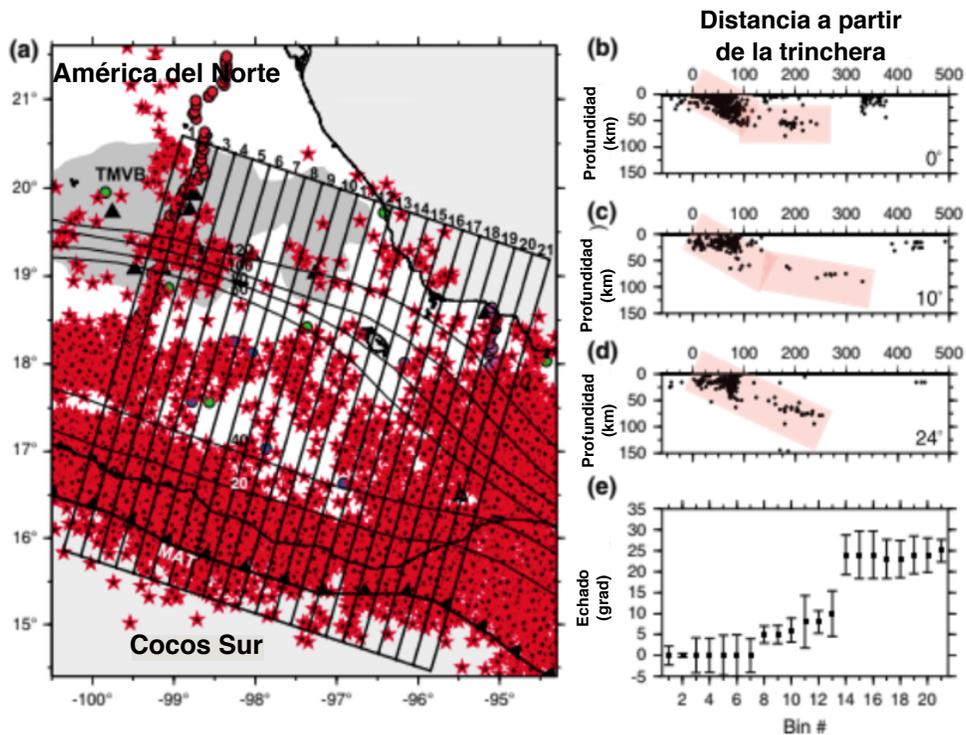


Figura 5.1. Sismicidad y ángulo de subducción de la placa a lo largo de la transición de plana a subducción normal localizada al este del experimento MASE. (a) Mapa mostrando los epicentros (estrellas) para terremotos de enero de 2001 a mayo de 2011 tomados del catálogo del SSN. Los datos se separaron en 25 celdas con un ancho de 25 km. Se muestran secciones de la sismicidad en los bins (b) 2, (c) 13 y (d) 14. (e) Gráfica del ángulo de subducción a lo largo de las celdas. Adaptada de Dougherty y Clayton, [2014].

5.1.1 ESTACIONES EN EL ANTE-ARCO Y FLUJO DEL MANTO ARRASTRADO POR DEBAJO DE LA PLACA SUBDUCIDA

En la Figura 5.2 se muestran las mediciones de anisotropía obtenidas en la presente tesis usando datos de GECO y estaciones del SSN junto con resultados obtenidos en estudios previos (p.e., Valenzuela y León-Soto [2017] y referencias ahí incluidas). Con base en la orientación de los ejes rápidos, es posible dividir la región de estudio en cinco zonas con distintos patrones de flujo en el manto superior (Figura 5.3). En la primera zona (polígono de línea roja en la Figura 5.3), en la cual se emplearon cuatro mediciones de estudios previos [van Benthem, 2005; Ponce-Cortés, 2012; van Benthem et al., 2013] y una medición obtenida en el presente trabajo, la orientación promedio del eje rápido para las estaciones PNIG, TLIG, HLIG, TPIG y FTIG es de N30°E. Estas estaciones se encuentran en el extremo

oeste de la zona de estudio y cercanas a la Trinchera Mesoamericana. A manera de comparación, la orientación promedio del eje rápido para el extremo sur de MASE, localizado al oeste del presente estudio (Figura 4.3), es de $N37^{\circ}E$ [Rojo-Garibaldi, 2011; Bernal-López, 2015; Bernal-López et al., 2016]. Bernal-López et al. [2016] asociaron las estaciones en el extremo sur de MASE con la región de ante-arco. De acuerdo con el modelo PVEL [DeMets et al., 2010], la dirección del movimiento relativo entre las placas de Cocos y América del Norte es de $N32^{\circ}E$ (Figura 5.3). Dicho ángulo de la polarización rápida en estaciones cercanas a la trinchera, para GECO, el SSN y MASE, es perpendicular a la trinchera (figuras 4.3 y 5.3). Las condiciones físicas en esta parte subhorizontal de la placa subducida favorecen la presencia del olivino tipo A, ya que el estado de esfuerzos es bajo, hay poco contenido de agua y temperaturas relativamente altas [Kneller et al., 2005; Jung et al., 2006; Long y Silver, 2008]. También se infiere que hay un fuerte acoplamiento entre la placa de Cocos subducida y el manto astenosférico alrededor de dicha placa. Por las razones anteriores, se concluye que la orientación del eje rápido se puede explicar como resultado del flujo del manto arrastrado por debajo de la placa de Cocos subducida subhorizontalmente (*subslab entrained flow*) (Figura 5.4). Adicionalmente, no se tiene influencia del flujo de esquina en esta zona debido a su subducción subhorizontal durante los primeros 250 km a partir de la trinchera [Pérez-Campos et al., 2008].

De acuerdo con Long y Silver [2009], los valores perpendiculares a la trinchera en Cascadia se forman porque es una zona de subducción joven y caliente, provocando que el canal de flujo astenosférico no esté bien desarrollado. Esto, junto con las condiciones físicas expuestas anteriormente, produce que exista un flujo del manto arrastrado por debajo de la placa subducida (*subslab entrained flow*) (Figura 5.4). Rojo-Garibaldi [2011] realizó una comparación entre las zonas de subducción de Cascadia y de Cocos en la zona de Guerrero y Oaxaca, proponiendo que, debido a la coincidencia en la edad de las placas y la falta de sismicidad profunda, ambas son análogas; sin embargo, Cascadia no presenta una zona de subducción subhorizontal somera tal como la placa de Cocos.

En la segunda zona analizada en esta tesis (polígono de línea morada en la Figura 5.3) la orientación promedio del eje rápido para las estaciones TXIG, YOIG, RODE, COIX, OXIG, IXJU,

VANA y TUXT es de $N42^{\circ}E$, se emplearon 6 mediciones obtenidas en el trabajo y 2 mediciones de estudios previos [van Benthem, 2005; Ponce-Cortés, 2012; van Benthem et al., 2013; Bernal-Díaz et al., 2008; León-Soto y Valenzuela, 2017]. Estas estaciones se encuentran en el extremo este de la zona de estudio y cercanas a la Trinchera Mesoamericana. En comparación con las estaciones ubicadas al oeste y descritas con anterioridad, el eje rápido muestra una pequeña rotación de $\sim 12^{\circ}$ en el sentido de las manecillas del reloj. Estudios previos reportaron una rotación del eje rápido de $\sim 25^{\circ}$ en el sentido de las manecillas del reloj al pasar de la zona donde la placa de Cocos subduce subhorizontalmente hasta el Istmo de Tehuantepec [Van Benthem et al., 2013; Valenzuela y León Soto, 2017]. Un estudio reciente demostró que en el sur del Istmo de Tehuantepec (sur del experimento VEOX) la orientación promedio del eje rápido es $N52^{\circ}E$ [G. León Soto y R. W. Valenzuela, 2018]. Por consiguiente, la mejor cobertura obtenida usando los nuevos datos en el presente trabajo ha permitido establecer que la rotación del eje rápido de $\sim 25^{\circ}$ en el sentido de las manecillas del reloj al pasar de la zona de subducción subhorizontal al Istmo de Tehuantepec [Van Benthem et al., 2013; Valenzuela y León Soto, 2017] ocurre de manera gradual. Iniciando en el extremo oeste el eje rápido está orientado $N30^{\circ}E$. En la región central el eje rápido está a $N42^{\circ}E$. Por último, en el extremo oriental, el eje rápido se orienta a $N52^{\circ}E$. En el Istmo de Tehuantepec, la placa de Cocos subduce con un ángulo de 25° [Pardo y Suárez, 1995; Rodríguez-Pérez, 2007; Melgar y Pérez-Campos, 2011; Kim et al., 2011; Dougherty y Clayton, 2014]. En el Istmo se produce flujo de esquina en la cuña del manto (Figura 5.5) [León-Soto y Valenzuela, 2013] y flujo del manto arrastrado por debajo de la placa subducida (*subslab entrained flow*, Figura 5.4) [Van Benthem et al., 2013; Valenzuela y León-Soto, 2017; G. León Soto y R. W. Valenzuela, 2018]. En el Istmo, el proceso de subducción genera un flujo bidimensional del manto tanto arriba como abajo de la placa de Cocos subducida. Se considera que la rotación del eje rápido de $\sim 25^{\circ}$ en el sentido de las manecillas del reloj al pasar de la zona de subducción subhorizontal al Istmo es resultado del aumento en el ángulo de subducción y también del cambio que sufre la orientación de la Trinchera Mesoamericana [Van Benthem et al., 2013; Valenzuela y León Soto, 2017]. La segunda zona estudiada en esta tesis, que se muestra como un polígono de

línea morada en la figura 5.3, se ubica en la transición entre la subducción subhorizontal y la subducción "normal" del Istmo de Tehuantepec. Por lo tanto, la orientación promedio del eje rápido a N42°E se puede explicar como consecuencia del flujo del manto arrastrado por debajo de la placa de Cocos (*subslab entrained flow*).

5.1.2 RELACIÓN CON LA RUPTURA PROPUESTA DE LA PLACA DE COCOS

Tomando en cuenta las ideas expuestas por Dougherty y Clayton [2014], se hará el análisis de un posible escenario con los datos obtenidos de la anisotropía de las ondas de corte. Se toma como región de interés a la tercera zona analizada en esta tesis (polígono de línea negra en la Figura 5.3) con cuatro estaciones lejanas a la trinchera y que están cercanas a la fractura propuesta por los autores mencionados anteriormente, dichas mediciones fueron obtenidas en este trabajo. Al haber una ruptura en la placa y un retroceso de la misma, se generaría un flujo a través de la ruptura que separa los dos segmentos de la placa que subducen con un ángulo de echado diferente (Figura 5.5).

En este caso el eje rápido para las estaciones TOIG, ZOQU, HUJI y BAAY está orientado aproximadamente en dirección norte-sur, la cual es claramente diferente del eje rápido para las dos zonas estudiadas previamente y también en comparación con las estaciones ubicadas que se encuentran más al norte (Figura 5.3). Debe destacarse que las estaciones de interés se ubican cerca de la ruptura en la placa de Cocos propuesta por Dougherty y Clayton [2014] (línea azul punteada en la Figura 5.3). Por lo tanto, es probable que la orientación de los ejes rápidos indique flujo del manto a través de la ruptura entre dos segmentos de la placa de Cocos que subducen con diferente echado. Sin embargo, debido a la distribución de estaciones empleadas en esta tesis, no es imposible alcanzar una conclusión definitiva. Sería deseable contar con mediciones de anisotropía en estaciones al sur y al noreste de esta tercera zona, las cuales sean cercanas a la línea azul de la Figura 5.3.

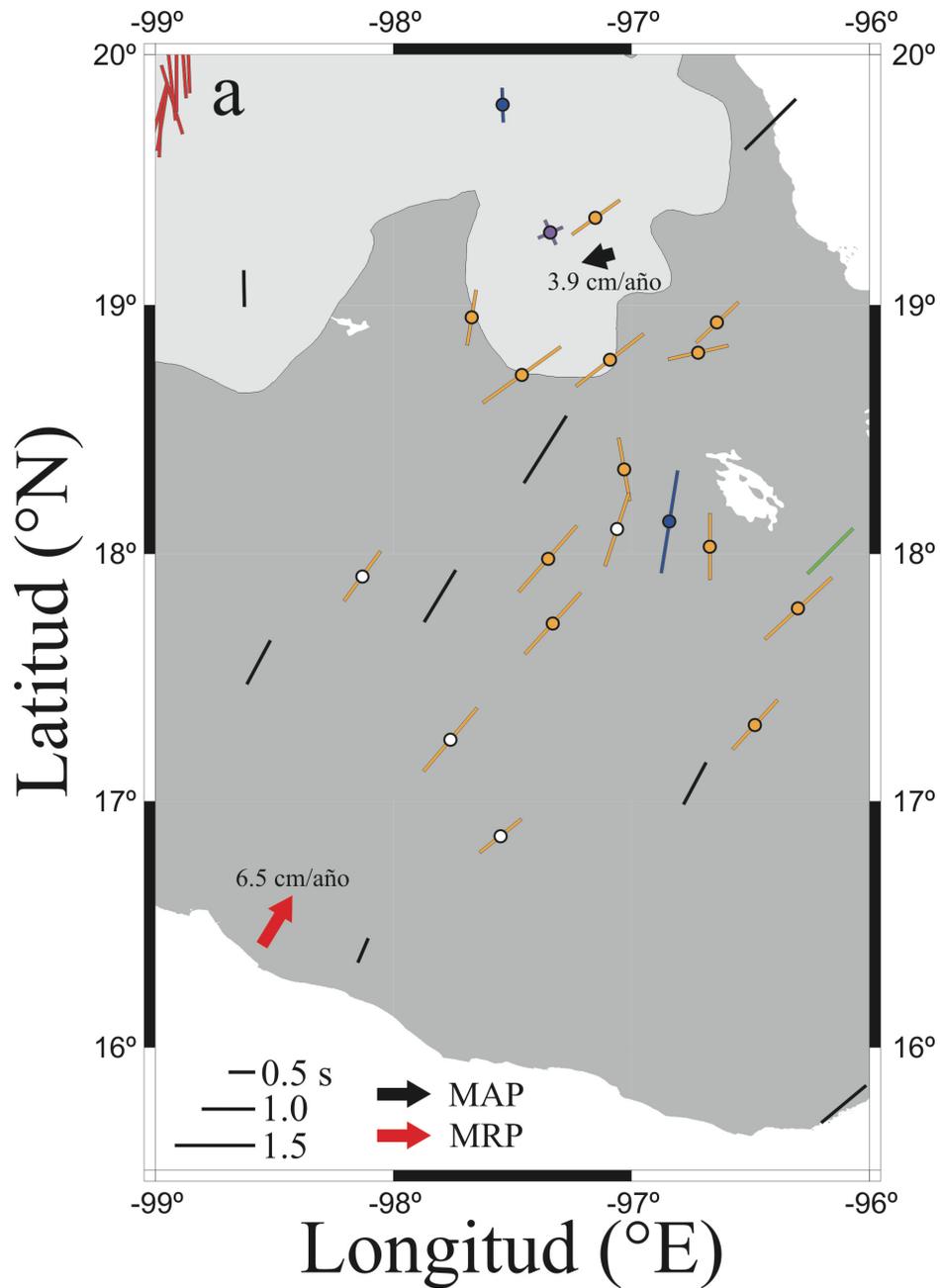


Figura 5.2. Mediciones promediadas. En verde se muestran las mediciones para el experimento VEOX, en rojo para el experimento MASE, en naranja para el experimento GECO, en azul se muestran las dos mediciones con una incertidumbre considerable para GECO, en púrpura se muestra la medición nula para GECO y, en negro se muestran las mediciones para la red permanente del SSN. Las flechas negra y roja dan la dirección y velocidad del movimiento absoluto de la placa de América del Norte y del movimiento relativo de la placa de Cocos respecto a la placa de América del Norte [Gripp y Gordon, 2002], respectivamente.

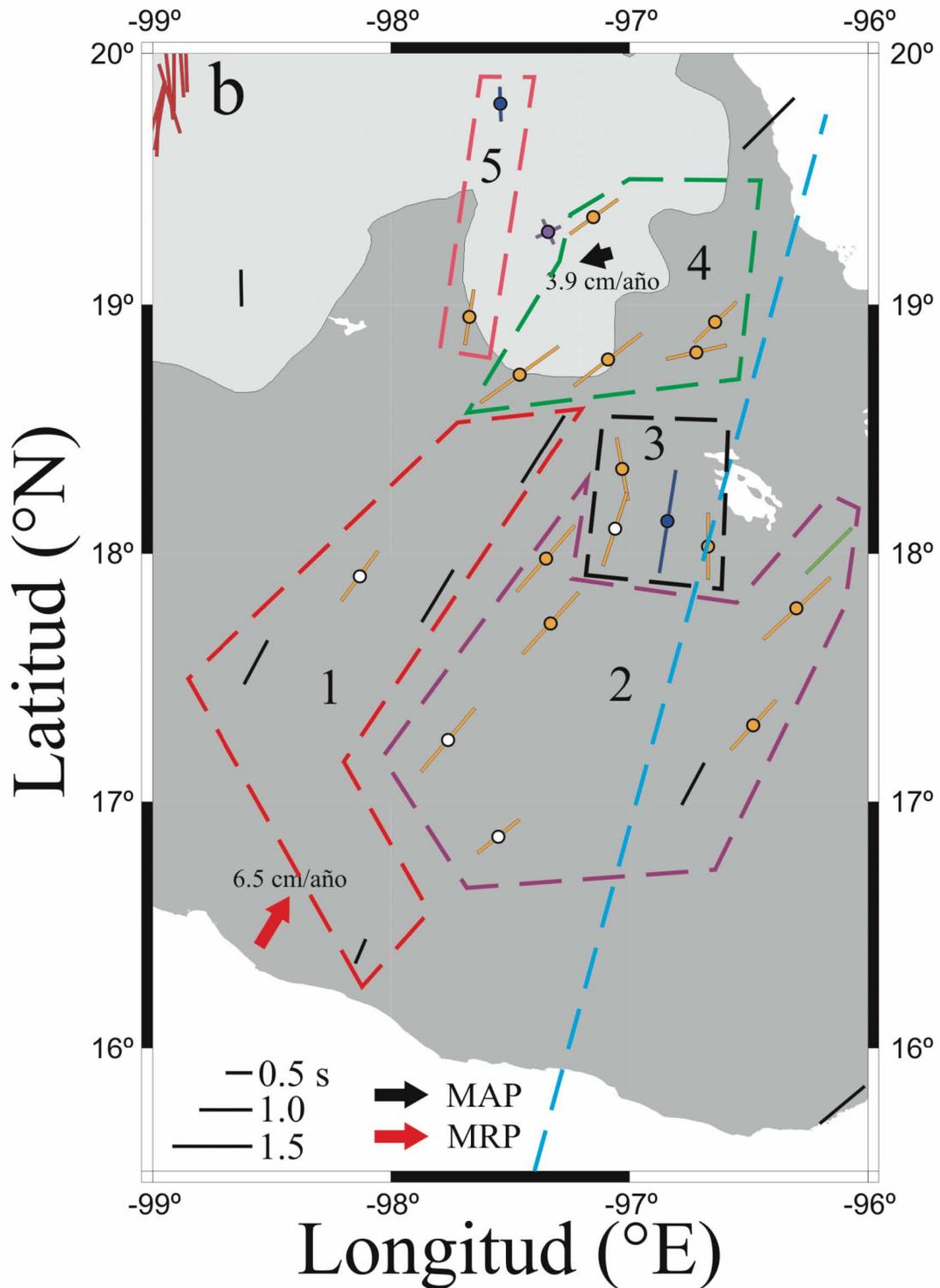


Figura 5.3. División de la región de estudio en cinco zonas con base a los patrones de dirección de polarización rápida que comparten en común. La línea azul representa la zona de fractura propuesta por Dougherty y Clayton [2014]. Las flechas roja y negra, indican el movimiento relativo de la placa de Cocos y el movimiento absoluto de la placa de América del Norte, respectivamente.

Por otra parte, es necesario mencionar que se han observado cambios en la orientación de los ejes rápidos, los cuales indican un flujo a través de la ruptura entre las placas de Rivera y Cocos subducidas [León Soto et al., 2009; Van Benthem et al., 2013]. Se debe señalar que este patrón de flujo del manto se observa solamente en un área muy pequeña, la cual coincide con la ubicación del *rift* de Colima [León Soto et al., 2009; Van Benthem et al., 2013]. También es importante destacar que a diferencia de la ruptura propuesta por Dougherty y Clayton [2014], la separación entre las placas de Rivera y Cocos subducidas corresponde con una ruptura madura y bien desarrollada.

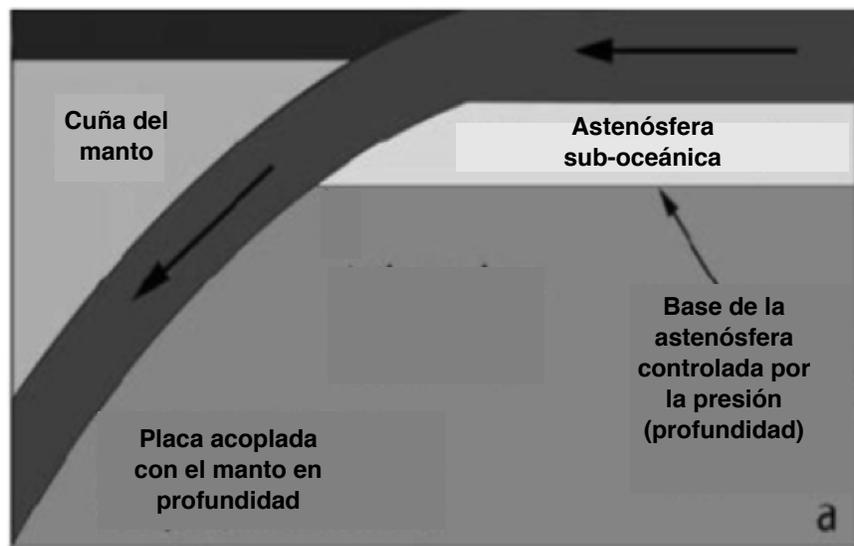


Figura 5.4. Dibujo esquemático para un posible escenario para el comportamiento de la astenósfera en zonas de subducción. Si el grado de profundidad de la astenósfera es controlada sólo por la presión, ésta es arrastrada por la placa subducida. Adaptada de Long y Silver, [2009].

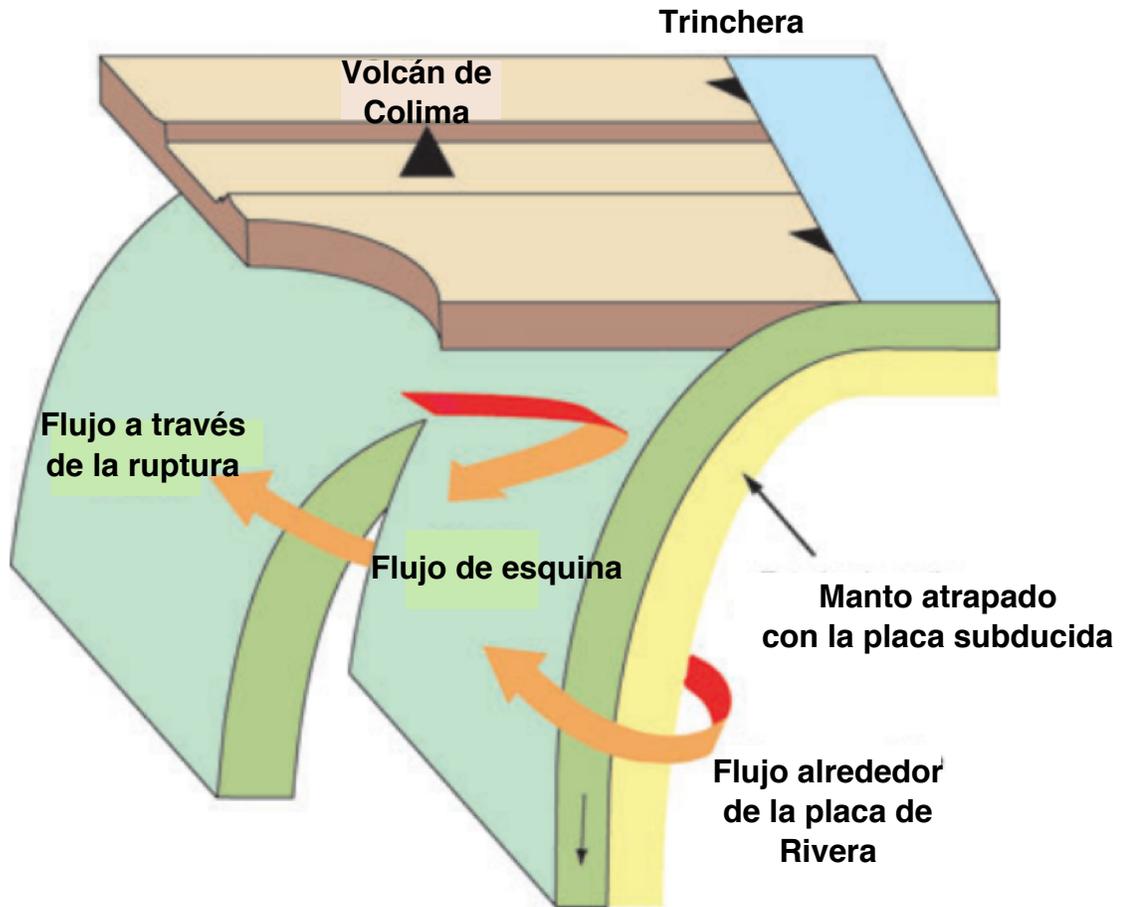


Figura 5.5. Representación esquemática del flujo del manto a través de la ruptura entre dos placas contiguas para la ruptura que existe entre las placas subducidas de Cocos y Rivera. Se genera el flujo de esquina que se muestra en la cuña del manto y el flujo toroidal a través de la ruptura. Adaptada de León-Soto et al. [2009].

5.1.3. ESTACIONES EN EL SUR DE LA FVTM

La cuarta zona que se estudió en la presente tesis incluye a las estaciones CAMO, ANTE, CUIT, AYAH y PAMA (polígono de línea verde en la figura 5.3), cinco en total. La orientación promedio del eje rápido para este grupo de estaciones es N57°E. Dicha orientación contrasta con los valores de N30°E y N42°E para la primera y segunda zonas, respectivamente. Estos valores implican que el eje rápido de la cuarta zona está rotado 27° y 15° en el sentido de las manecillas del reloj relativo a estaciones en la primera y segunda zonas, respectivamente. El movimiento absoluto de la placa de Norteamérica a la latitud de la FVTM es de ~4 cm/año en dirección N54°E de acuerdo con el modelo HS3-NUVEL1A de Gripp y Gordon [2002]; ver Figura 5.6. Desde los primeros estudios de anisotropía con

ondas telesísmicas en México se ha observado la tendencia de que estaciones cercanas a la Trinchera Mesoamericana tengan sus ejes rápidos orientados en la dirección del movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norteamérica, mientras que algunas estaciones en la FVTM muestran una orientación del eje rápido cercana a la dirección del movimiento absoluto de la placa de Norteamérica [Van Benthem, 2005; Van Benthem y Valenzuela, 2007; Van Benthem et al., 2013; Valenzuela y León Soto, 2017]. Empezando de oeste a este, éstas son tres estaciones del experimento Mapeando la zona de Subducción de Rivera (MARS) [León Soto et al., 2009; Van Benthem et al., 2013], las estaciones MOIG, PLIG y YAIG del SSN [Van Benthem, 2005; Van Benthem y Valenzuela, 2007; Van Benthem et al., 2013], tres estaciones de MASE [Rojo Garibaldi, 2011; Bernal López, 2015; Bernal-López et al., 2016] y ahora las cinco estaciones de GECO reportadas en esta tesis; ver líneas rojas en la Figura 5.6. Todas estas estaciones comparten la característica de estar ubicadas en el extremo sur de la FVTM o ligeramente al sur de la FVTM. La ubicación de las estaciones varía entre los 96.5 y los 103.0° de longitud oeste, abarcando una distancia de ~700 km. Además, todas se encuentran asociadas con la subducción de la placa de Cocos. Ninguna estación del experimento MARS ubicada sobre la placa de Rivera tiene su eje rápido orientado en esta dirección [León Soto et al., 2009]; ver Figura 5.6. Un modelo de flujo astenosférico simple ha sido invocado para explicar la orientación del eje rápido para estaciones en la placa de Norteamérica alejadas de los límites de placas, p. e. en la Península de Yucatán [Valenzuela y León Soto, 2017]. Este modelo propone que la litosfera rígida arrastra el material de la astenósfera que se encuentra por debajo, produciendo flujo del manto en la misma dirección del movimiento absoluto de la placa litosférica [Silver, 1996]. Sin embargo, este modelo no puede explicar la orientación del eje rápido para estas estaciones puesto que el material astenosférico se encuentra en contacto con la placa de Cocos subducida, no con la placa de Norteamérica. Por consiguiente, es necesario buscar otro mecanismo que controle el flujo del manto debajo de estas estaciones. Debajo del perfil de MASE se conoce la geometría de la placa subducida [Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Kim et al., 2010]. Es preciso mencionar que las estaciones de interés se localizan en la zona donde la placa de Cocos cambia abruptamente de una subducción

subhorizontal a otra que es cercana a vertical, con un echado de 75° [Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Kim et al., 2010]. Por lo tanto, se propone que el material del manto que se encuentra debajo de la placa de Cocos subhorizontal cambia su dirección de flujo en el sentido de las manecillas del reloj al incidir contra la placa que subduce con un ángulo muy inclinado, la cual podría estar actuando como una barrera al flujo. Alternativamente, también se especula que, si la placa de Cocos se rompiera al pasar abruptamente de una subducción subhorizontal a otra cercana a vertical, entonces se produciría el patrón de flujo del manto observado. Se proponen dos posibles explicaciones para este último escenario, ya sea que el material del manto fluya entre los fragmentos rotos de la placa de Cocos; es decir, el subhorizontal y el casi vertical; o bien, que, como consecuencia de la ruptura, el material del manto entre en contacto con la placa de Norteamérica y entonces fluya en dirección de su movimiento absoluto.

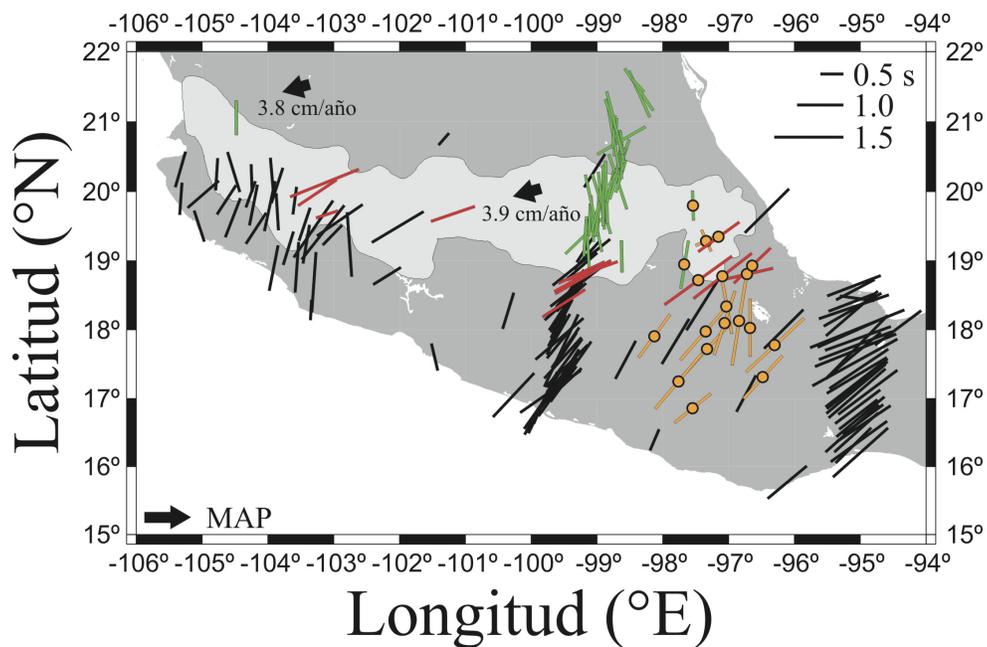


Figura 5.6. Barras en color verde corresponden a las interpretadas como flujo de esquina. Barras en color rojo representan las mediciones al sur de la FVTM. Las barras en naranja son las mediciones obtenidas en esta tesis. Las barras negras corresponden a mediciones en estaciones de MARS, MASE, SSN y VEOX. Las flechas negras corresponden al movimiento absoluto de la placa (MAP) de Norteamérica.

5.1.4. ESTACIONES EN EL TRAS-ARCO Y FLUJO DE ESQUINA

La quinta zona analizada en la presente tesis (polígono de línea rosa en la Figura 5.3) incluye solamente dos estaciones, a QUEC y OCTN, cuyos ejes rápidos están orientados en dirección norte-sur. La orientación del eje rápido para ambas estaciones coincide con el eje rápido para estaciones en el extremo norte de MASE [Rojo Garibaldi, 2011; Bernal López, 2015; Bernal-López et al., 2016], con las estaciones CUIG y PPIG del SSN que son cercanas a MASE [Ponce Cortés, 2012; Valenzuela y León Soto, 2017] y con la estación ANIG del SSN en Nayarit [Ponce Cortés, 2012; Valenzuela y León Soto, 2017]; ver líneas verdes en la Figura 5.6. De manera general, todas las estaciones se encuentran en el arco volcánico activo o en el tras-arco dentro de la FVTM. Todas las estaciones están asociadas con la subducción de la placa de Cocos, con excepción de ANIG, la cual se encuentra sobre la placa subducida de Rivera. Para explicar la orientación de los ejes rápidos en el tras-arco de MASE, Bernal-López et al. [2016] propusieron flujo de esquina en la cuña del manto en la región donde la placa de Cocos subduce con un echado de 75° [Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Kim et al., 2010]; ver Figura 5.7. A continuación, se resumen los argumentos expuestos por Bernal-López et al. [2016]. La FVTM no es subparalela a la Trinchera Mesoamericana [Gill, 1981; Suarez y Singh, 1986; Ferrari et al., 2012]. La orientación de los ejes rápidos es perpendicular al rumbo de la placa de Cocos subducida a 75° [Bernal-López et al., 2016]. Bernal-López et al. [2016] definieron el rumbo de la placa subducida con base a la ubicación de los volcanes andesíticos activos [Macías, 2005] ya que estudios a nivel mundial han demostrado que éstos se encuentran 110 km por encima de la placa subducida [Tatsumi y Eggins, 1995; Syracuse y Abers, 2006]. Bernal-López et al. [2016] propusieron la existencia de olivino tipo C en la esquina de la cuña del manto porque las condiciones físicas incluyen alto contenido de agua, esfuerzos elevados [Kneller et al., 2005; Jung et al., 2006; Manea y Manea, 2011; Long, 2013] y altas temperaturas [Manea y Manea, 2011]. Por otra parte, Bernal-López et al. [2016] propusieron la existencia de olivino tipo A en la parte central de la cuña del manto porque allí las condiciones físicas son bajo contenido de agua, esfuerzos reducidos y temperaturas relativamente altas [Kneller et al., 2005; Jung et al., 2006; Long y Silver, 2008]. Tanto en el caso del olivino tipo A como del tipo C, la dirección de polarización rápida se orienta con la dirección de flujo del manto. Adicionalmente, Bernal-López et al.

[2016] señalaron que la existencia de flujo de esquina bidimensional implica que la placa subducida y el manto astenosférico que se encuentra a su alrededor están fuertemente acoplados. Por último, los resultados de la tomografía de ondas Rayleigh con anisotropía de Stubailo et al. [2012] también son consistentes con flujo de esquina. La ubicación de las estaciones OCTN y QUEC relativa al arco volcánico activo es similar a la de las estaciones en el norte de MASE (Figura 5.6). Por consiguiente, se propone que las estaciones OCTN y QUEC y las ubicadas al norte de MASE se encuentran bajo las mismas condiciones físicas. Esto a su vez lleva a la conclusión de que la orientación N-S del eje rápido en OCTN y QUEC es causada por flujo de esquina bidimensional donde la placa de Cocos subduce con gran inclinación.

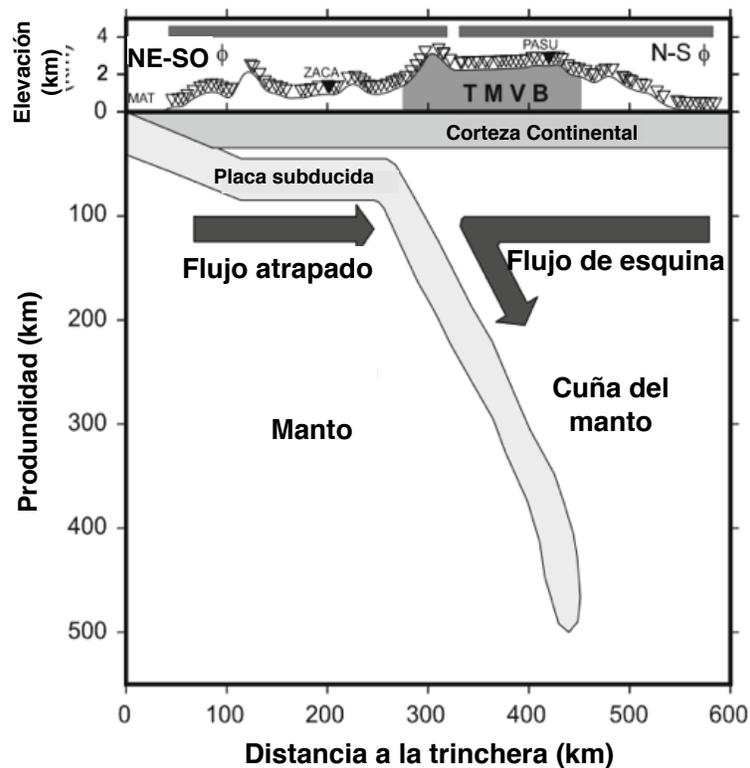


Figura 5.7. Geometría de la placa Cocos subhorizontal hasta su truncamiento a los 500 km de profundidad y el flujo de manto generado alrededor de la placa. Adaptada de Bernal-López et al. [2016].

5.2 CONCLUSIONES

Se logró determinar la anisotropía en la cuña manto, en la placa subducida y el manto superior en el centro-sur del país. Debido a la relación propuesta entre los patrones de flujo del manto y la geometría de la placa de Cocos subducida, cambios en el echado de la placa, así como probables rupturas a lo largo del rumbo y también del echado fueron detectados.

Con base en los patrones de dirección de polarización rápida, la región cubierta por el experimento GECO fue dividida en cinco zonas con las siguientes características:

Zona 1. Las cinco estaciones comprendidas dentro de esta región tienen una dirección rápida, en promedio de, N30°E. Este ángulo es perpendicular a la trinchera y se tienen condiciones físicas adecuadas para la presencia del olivino tipo A. Se propone que las direcciones rápidas reflejan el flujo del manto astenosférico provocado por el arrastre de la placa de Cocos subducida.

Zona 2. Las ocho estaciones comprendidas dentro de esta región tienen una dirección rápida, en promedio de N42°E. Esta región es una transición entre la subducción subhorizontal de la placa de Cocos (direcciones rápidas de N30°E) y la subducción normal a 25° de la placa en el sur del Istmo de Tehuantepec (direcciones rápidas de N52°E). Por lo tanto, se propone que el cambio entre los ángulos de las direcciones de polarización rápida es gradual.

Zona 3. Las cuatro estaciones comprendidas dentro de esta región tienen una dirección rápida cercana a Norte-Sur. Esta zona es cercana la fractura propuesta por Dougherty y Clayton [2014] y las direcciones rápidas podrían ser justificadas con el flujo del manto astenosférico a través la presunta ruptura. Sin embargo, por la escasa cobertura de mediciones en la zona, una conclusión definitiva no puede ser alcanzada.

Zona 4. Las cinco estaciones comprendidas dentro de esta región tienen una dirección rápida, en promedio de N57°E. Estas estaciones están al sur de la FVTM o cercanas al sur, justo por arriba de la zona en la cual la placa de Cocos presenta un cambio en el ángulo de subducción, de subhorizontal a casi vertical, a 75°. Se presentan dos propuestas para este fenómeno. La primera es que el flujo del manto debido al arrastre de la placa encuentra una barrera cuando el echado incrementa, provocando un cambio en la dirección del flujo. La

segunda justifica una ruptura de la placa de Cocos, considerando que el manto está fluyendo, ya sea entre los dos fragmentos rotos de la placa (el subhorizontal y el casi vertical) o que entra en contacto con la placa de Norteamérica, siguiendo la dirección del movimiento absoluto de dicha placa.

Zona 5. Las dos estaciones comprendidas dentro de esta región tienen una dirección rápida con orientación Norte-Sur. Estas mediciones coinciden con las que se encuentran al norte del experimento MASE. Esta región está en el tras-arco del EVTm, justo arriba de la región en la cual la placa de Cocos subduce con un echado de 75° . Se tiene presencia de olivino tipo A y C, el cual induce que las direcciones de polarización rápida sean paralelas al flujo del manto. Debido a la configuración presentada, se concluye que se está mapeando el flujo de esquina en la cuña del manto.

6. REFERENCIAS

- Alvarez, W. (1982), Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics, *J. Geophys. Res.*, 87, 6697-6710.
- Ando, M.; Y. Ishikawa, F. Yamazaki (1983), Shear waves polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, 88, 5850-5864.
- Bandy, W. L.; T. W. C. Hilde; C.-Yan (2000), The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for the Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, in *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, *Geol. Soc. of Am. Spec. Pap.*, 334, 1-28.
- Barroul, G.; R. Hoffmann (1999), Upper mantle anisotropy beneath the Geoscope stations, *J. Geophys. Res.*, 104, 10, 757-10, 773.
- Bernal-Díaz, L. A.; R. Valenzuela-Wong; X. Pérez-Campos; A. Iglesias; R. W. Clayton (2008), Anisotropía de la onda SKS en el manto superior debajo del arreglo VEOX (abstract), *Geos. Boletín Informativo de la UGM*, 28 (2), 199-200.
- Bernal-López, L. A. (2015), Anisotropía sísmica y el flujo del manto producidos por la placa de Cocos subducida en el sur de México, Tesis de Maestría, 65 pp., Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Universidad de Guadalajara, Puerto Vallarta, Jal., México.
- Bernal-López L. A.; B. R. Garibaldi; G. León Soto; R. W. Valenzuela; C. R. Escudero (2016), Seismic anisotropy and mantle flow driven by the Cocos slab under southern Mexico, *Pure Appl. Geophys.*, 173, 3373-3393.
- Bjarnason, I. T.; C. J. Wolfe; S. C. Salomon, G. Gudmundsson (1996), Initial results from the ICEMELT experiment: Body-wave delay times and shear-wave splitting across Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 459-463. (Correction, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 903.)

- Blackman, D. K.; J. M. Kendall; P. R. Dawson; H. R. Wenk; D. Boyce; J. P. Morgan (1996), Teleseismic imaging of subaxial flow at mid-ocean ridges: Traveltime effects of anisotropic mineral texture in the mantle, *Geophys. J. Int.*, 127, 415-426.
- Blackman, D. K.; J. M. Kendall (1997), Sensitivity of teleseismic body waves to mineral texture and melt in the mantle beneath a mid-ocean ridge, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 355, 217-231.
- Bunge, H-P.; M. A. Richards (1996), The origin of large scale structure in mantle convection: Effects of plate motions and viscosity stratification, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2987-2990.
- Castellanos, J. C.; Clayton, R. W.; Pérez-Campos, X. (2018), Imaging the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt with ambient seismic noise: evidence for a slab tear. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Chastel, Y. B.; P. R. Dawson; H.-R. Wenk; K. Benett (1993), Anisotropic convection with implications for the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 98, 17, 757-17,771.
- Christensen, N. I.; R. S. Crosson (1968), Seismic anisotropy in the upper mantle: Transverse isotropy of olivine-rich ultramafic rocks, significance for upper mantle anisotropy, *Tectonophysics*, 6, 93-107.
- Clayton, R. W.; J. Trampert; C. Rebolgar; J. Ritsema; P. Persuad; H. Paulssen; X. Pérez-Campos; A. Van Wettum; A. Pérez-Vertti; F. DiLuccio (2004), The NARS-Baja seismic array in the Gulf of California rift zone, *MARGINS Newsletter*, 13, 1-4.
- Cooper, R. F., D. L. Kohlstedt (1986), Rheology and structure of olivine-basalt partial melts, *J. Geophys. Res.*, 91, 9315-9323.
- Davidson, C. S. M. Schmidt, L. S. Hollister, Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, 6, 133-142.
- Dell'Angelo, L. N., J. Tullis (1988), Experimental deformation of partially melted granitic aggregates, *J. Metamorph. Geol.*, 6, 495-515.
- DeMets, C. S.; R. G. Gordon; D. F. Argus; S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

- Demets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. (2010), Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.* 181, 1-80.
- Dougherty, S. L.; R. W. Clayton; D. V. Helmberger (2012), Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, 117, B09316.
- Dougherty, S. L.; R. W. Clayton (2014), Seismic structure in central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos plate, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 3424-3447.
- Estey, L.; B. Douglas (1986), Upper mantle anisotropy: A preliminary model, *J. Geophys. Res.*, 91, 11,393-11,406.
- Fasola, S.; M. R. Brudzinski; N. Ghouse; K. Solada; S. Sit; E. Cabral-Cano; A. Arciniega-Ceballos; N. Kelly; K. Jensen (2016), New perspective on the transition from flat to steeper subduction in Oaxaca, Mexico, based on the seismicity, nonvolcanic tremor, and slow slip, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 1835-1848.
- Ferrari, L. (2004), Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico, *Geology*, 32, 77-80.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, T. and Manea, V.C. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics* 522-523, 122 –149.
- Gable, C. W.; R. J. O’Connell; B. J. Travis (1991), Convection in three dimensions with surface plates: Generation of toroidal flow, *J. Geophys. Res.*; 96, 8391-8405.
- GECO, 2018, Geometry of Cocos, Caltech, dataset, Pasadena, CA, USA.
- Gill, J.B., Orogenic andesites and plate tectonics, “Minerals and rocks, vol. 16” (Springer, Berlin 1981).
- Goetze, C.; D. L. Kohlstedt (1973), Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine, *J. Geophys. Res.*, 78, 5961-5971.
- Gripp, A. E.; Gordon, R. G. (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *J. Geophys. Res.*, 107, 321-361.

- Guzmán-Speziale, M.; Zúñiga, F.R. (2015), Differences and similarities in the Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors, *J. S. Am. Earth Sci.*, 71, 296-308.
- Hager, B. H., R. J. O'Connell (1979), Kinematic models of large-scale flow in the Earth's mantle, *J. Geophys. Res.*, 84, 1031-1048.
- Hess, H. H. (1964), Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, 203, 629-631.
- Hirn, A.; M. Jiang; M. Sapin; J. Díaz; A. Nercessian; Q. T. Lu; J. C. Lepine; D. N. Shi; M. Sachpazi; M. R. Pandey; K. Ma; J. Gallart (1995), Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet, *Nature*, 375, 571-574.
- Husker, A.; Davis, P.M. (2009), Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *J. Geophys. Res.* 114, B04306.
- Ida, Y. (1984), Preferred Orientation of olivine and anisotropy of the oceanic lithosphere, *J. Phys. Earth*, 32, 245-257.
- Ishikawa, Y. (1984), Anisotropic plate thickening model, *J. Phys. Earth*, 32, 219-228.
- Ji, S.; X. Zhao, D. Francis (1994), Calibration of shear-wave splitting in the subcontinental upper mantle beneath active orogenic belts using ultramafic xenoliths from the Canadian Cordillera and Alaska, *Tectonophysics*, 239, 1-27.
- Jung, H.; Katayama, I.; Jiang, Z.; Hiraga, T.; and Karato, S. (2006), Effect of water and stress on the lattice preferred orientation (LPO) of olivine, *Tectonophysics* 421, 1-22.
- Karato, S. (1987), Seismic anisotropy due to lattice preferred orientation of minerals: Kinematic or Dynamic?, in *High-Pressure Research in Mineral Physics*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol.39, pp 455-471.
- Karato, S.; P. Wu (1992), Rheology of the upper mantle: A synthesis, *Science*, 260, 771-778.
- Kendall, J. M. (1994), Teleseismic arrivals at a mid-ocean ridge: Effects of mantle melt and anisotropy, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 301-304.

- Kern, H. (1993a), P- and S-wave anisotropy and shear wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relations to the rock fabric, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78, 245-256.
- Kern, H. (1993b), Physical properties of crystal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 113-136.
- Kim, Y.; Clayton, R.W.; Jackson, J.M. (2010), Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.* 115, B06310.
- Kim, Y.; H. Lim; M. S. Miller; F. Pearce; R. W. Clayton (2014), Evidence of an upper mantle seismic anomaly opposing the Cocos slab beneath the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3021-3024.
- Kneller, E.A; Van Keken, P.E.; Karato, S.-i.; and Park, J. (2005), B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models, *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 781-797.
- León Soto, G.; J. F. Ni; S. P. Grand; E. Sandvol; R. W. Valenzuela; M. Guzmán Speziale; J. M. Gómez González; T. Domínguez Reyes (2009), Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys. J. Int.*, 179, 1004-1012.
- León Soto, G.; R. W. Valenzuela (2013), Corner flow of in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, inferred from anisotropy measurements using local intraslab earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 195, 1230-1238.
- Leven, J. N.; L. Jackson; A. E. Ringwood (1981), Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling, *Nature*, 289, 234-239.
- Long, M.D.; Silver, P.G. (2008). The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view, *Science* 319, 315-318.
- Long M. D.; Silver P. G. (2009), Mantle flow in subduction systems: The subslab flow field and implications for mantle dynamics, *J. Geophys. Res.*, 114, B10312.
- Long, M.D. (2013). Constraints on subduction geodynamics from seismic anisotropy, *Rev Geophys* 51, 76-112.

- Lynner, C.; M. D. Long (2014), Sub-slab anisotropy beneath the Sumatra and circumPacific subduction zones from source-side shear wave splitting observations, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 2262-2281.
- Macías, J.L. (2005), Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México, *Bol. Soc. Geol. Mex.* LVII, 379-424.
- Makeyeva, L. I.; L. P. Vinnik; S. W. Roecker (1992), Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle, *Nature*, 358, 144-146.
- Mainprice, D., A. Nicolas (1989), Development of the shape and lattice preferred orientations: Applications to the seismic anisotropy of the lower crust, *J. Struct. Geol.*, 11, 175-189.
- Mainprice, D.; P. G. Silver (1993), Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78, 257-280.
- MASE, 2007, Meso America subduction experiment, Caltech, dataset, Pasadena, CA, USA, doi:10.7909/C3RN35SP.
- McKenzie, D. (1979), Finite Deformation during fluid flow, *Geophys. J. R., Astron. Soc.*, 58, 687-715.
- McNamara, D. E.; T. J. Owens; P. G. Silver; F. T. Wu (1994), Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 99, 13,665-13,665.
- Melgar, D.; X. Pérez-Campos (2011), Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 1449-1460.
- Manea, V.C.; and Manea, M. (2011), Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico, *Pure Appl. Geophys.* 168, 1475-1487.
- Milev, A.; L. P. Vinnik (1991), Deformations in the continental mantle from the data of Global Digital Seismograph network (in Russia), *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 318, 1132-1136.
- Nicolas, A.; F. Boudier, A. M. Boullier (1973), Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites, *Am. J. Sci.*, 273, 853-876.

- Nicolas, A.; J. P. Poirier (1976), *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, 444 pp., John Wiley, New York.
- Nicolas, A. (1984), *Principles of Rock Deformation*, D. Reidel, Norwell, Mass, 208 pp.
- Nicolas, A.; N. I. Chistensen (1987), *Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review*, in *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System*, Geodyn. Ser., vol 16, pp. 111-123.
- Nicolas, A. (1992), *Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabros*, *J. Petrol.*, 33, 891-915.
- Nicolas, A. (1993), *Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78, 337-342.
- Özalaybey, S.; M. K. Savage (1995), *Shear wave splitting beneath western United States in relation to plate tectonics*, *J. Geophys. Res.*, 100, 18, 135-18,149.
- Pardo, M.; G. Suárez (1995), *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications*, *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,357-12,373.
- Pérez-Campos, X.; Y Kim; A. Husker; P. M. Davis; R. W., Clayton; A. Iglesias; J. F. Pacheco; S. K. Singh; V. C. Manea; M. Gurnis (2008), *Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico*, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L183.
- Pérez-Velázquez, M.A. (2018), *Orientación real de sismómetros de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional por medio del Análisis de Componentes Principales y Polarización de Ondas Rayleigh*, Tesis de Licenciatura, 103 pp., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Ponce-Cortés, J. G. (2012), *Medición de la anisotropía de las ondas SKS en el manto superior, debajo de las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional instaladas a partir del año 2005*, Tesis de Licenciatura, 79 pp., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Ribe, N. M. (1989), *Seismic anisotropy and mantle flow*, *J. Geophys. Res.*, 94, 4213-4223.

- Ribe, N. M.; Y. Yu (1991), A theory for plastic deformation and textural evolution of olivine polycrystals, *J. Geophys. Res.*, 96, 8325-8335.
- Ribe, N. M. (1992), On the relation between seismic anisotropy and finite strain, *J. Geophys. Res.*, 97, 8737-8747.
- Rodríguez-Pérez, Q. (2007), Estructura tridimensional de velocidades para el sureste de México, mediante el análisis de trazado de rayos sísmicos de sismos regionales, Tesis de Maestría, 83 pp., Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad México, México.
- Rodríguez-Domínguez, M.A. (2016), Transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos en la zona centro-sur de México, Tesis de Maestría, 68 pp., Posgrado de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Rojo-Garibaldi, B. (2011), Anisotropía de las ondas SKS en el manto superior debajo de un arreglo sísmico entre Guerrero y Veracruz, Tesis de Licenciatura, 84 pp., Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Russo, R. M.; P. G. Silver (1994), Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy, *Science*, 263, 1105-1111.
- Sandvol, E.; J. Ni; S. Özalaybey; J. Schlue (1992), Shear-wave splitting in the Rio Grande Rift, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2337-2340.
- SSN, 2013-2016, Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, url: <http://www.ssn.unam.mx>, doi: <https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>.
- Sheehan, A. F.; C. H. Jones; M. K. Savage; S. Özalaybey; K. G. Dueker, J. M. Schneider; J. E. Bartsch (1997), Constrasting lithospheric structure between the Colorado Plateau and Great Basin: Initial results from Colorado Plateau-Great Basin PASSCAL experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2609-2612.
- Silver, P. G.; W. W. Chan (1988), Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*, 335, 34-39.

- Silver, P. G.; W. W. Chan (1991), Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,429-16,454.
- Silver, P. G. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432.
- Singh, S. K.; J. Pacheco; F. Courboux; D. A. Novelo (1997), Source parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 ($M_w=5.4$) estimation from near-field recordings of a single station, *J. Seismol.*, 1, 39-45.
- Stubailo, I.; P. Davis (2007), Shear wave splitting measurements and interpretation beneath Acapulco-Tampico transect in Mexico, *Eos Trans. AGU*, 88 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract T51B-0539.
- Stubailo, I.; C. Beghein; P. M. Davis (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.*, 117, B05303.
- Stubailo, I.; P. M. Davis (2012a), Anisotropy of the Mexico subduction zone based on shear-wave splitting analysis (abstract), *Seism. Res. Lett.*, 83 (2), 379.
- Stubailo, I.; P. M. Davis (2012b), Anisotropy of the Mexico subduction zone based on shear-wave splitting and higher modes analysis, Abstract T11A-2538 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, CA, 3-7 Dec.
- Stubailo, I.; P. M. Davis (2015), The Surface wave, shear wave splitting, and higher mode seismic anisotropy comparison of the Mexican subduction zone (abstract), *Seism. Res. Lett.*, 86 (2B), 677.
- Stubailo, I. (2015), Seismic Anisotropy below Mexico and its implications for mantle dynamics, Ph.D. thesis, 119pp., University of California, Los Angeles, CA, USA.
- Suarez, G.; Singh, S.K. (1986), Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt Discussion, *Tectonophysics* 127, 155-158.
- Syracuse, E.M.; and Abers, G.A. (2006), Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q05017,

- Tampert J.; H. Paulssen; A. Van Wettum; J. Ritsema; R. W. Clayton; R. Castro; C. Rebolgar; A. Pérez-Vertti (2003), New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico, *Eos. Trans. AGU*, 84, 29-32.
- Tanimoto, T.; D. L. Anderson (1984), Mapping mantle convection, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 287-290.
- Tatsumi, W.; and Eggings, S. (1995), Subduction Zone Magmatism, "Frontiers in Earth Science" (Blackwell Science, Cambridge, MA, USA).
- Tommasi, A.; A. Vauchez, R. Russo (1996), Seismic anisotropy in ocean basins: Resistive drag of the sublithospheric mantle?, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2991-2994.
- Van Benthem S. A. C. (2005), Anisotropy and flow in the upper mantle under Mexico, M. Sc. Thesis, 41 pp. Utrecht University, Utrecht, The Netherlands.
- Van Benthem S. A. C.; R. W. Valenzuela; G. J. Ponce (2013), Measurements of shear wave anisotropy from a permanent network in southern Mexico, *Geofis. Int.*, 52, 385-402.
- Van der Molen, I., M. S. Paterson (1979), Experimental deformation of partially-melted granite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 299-318.
- Vauchez, A.; A. Nicolas (1991), Mountain building: Strike-parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, 185, 183-191.
- VEOX, 2010, Veracruz-Oaxaca subduction experiment, Caltech, dataset, Pasadena, CA, USA, doi:10.7909/C3MW2F2C.
- Vinnik, L. P.; V. Farra; B. Romanowicz (1998), Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 1542-1558.
- Vinnik, L. P.; L. I. Makeyeva; A. Milev; A. Yu (1992), Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, 111, 433-447.
- Wenk, H.-R.; J.M., Christie (1991), Review paper: Comments on the interpretation of deformation textures in rocks, *J. Struct. Geol.*, 13, 1091-1110.

- Wenk, H.-R.; K. Benett; G. R. Canova; A. Molinari (1991), Modeling plastic deformation of peridotite with the self-consistent theory, *J. Geophys. Res.*, 96, 8337-8349.
- Yang, T.; S. P. Grand; D. Wilson; M. Guzmán-Speziale; J. M. Gómez-González; T. Domínguez-Reyes; J. Ni (2009), Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 114, B01302.
- Zhang, S., S.-I., Karato (1995), Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, *Nature*, 375, 774-777.