



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**Variaciones de la anisotropía sísmica en la
corteza y manto superior en el centro-sur de
México**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

ING. JORGE ALBERTO CASTILLO CASTELLANOS

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS

(INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO (CGEO, UNAM)

DR. MIGUEL ÁNGEL SANTOYO GARCÍA GALEANO (IGEOP, UNAM)

DR. ALLEN LEROY HUSKER (IGEOP, UNAM)

DR. RAÚL CASTRO ESCAMILLA (CICESE)

México, D.F., JUNIO DE 2015



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.

Of. No. PCT/ESR/379/15

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

JORGE ALBERTO CASTILLO CASTELLANOS

Estudiante de Maestría

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 28 de abril del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado "Variaciones de la anisotropía sísmica en la corteza y manto superior en el Centro-Sur de México". Así mismo ratificó a la Dra. Xyoli Pérez Campos como asesora de la misma y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Luca Ferrari	Presidente
Dr. Miguel Angel Santoyo	Vocal
Dra. Xyoli Pérez Campos	Secretario
Dr. Allen Husker	Suplente
Dr. Raúl Castro Escamilla	Suplente

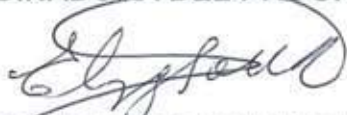
Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 28 de abril de 2015.

COORDINADORA DEL PROGRAMA



DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

ESR/lmf

Para mis padres, Yanina y Francisco, por su interminable apoyo en todo momento de mi vida, por su ejemplo de perseverancia y honestidad... ¡por ustedes y para ustedes!

AGRADECIMIENTOS

Al término de esta etapa de mi vida, deseo expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a mi asesora y gran amiga, la Dra. Xyoli Pérez Campos. Esta tesis fue inspirada por Xyoli y enriquecida por sus ideas. Me siento privilegiado por ser uno de sus estudiantes y haber contado con sus valiosos consejos desde el inicio de esta investigación.

Así mismo, me nace la necesidad de externar el entrañable cariño y agradecimiento que siento por una de las personas más importantes de mi vida, mi abuela Irma. Gracias por compartir estos dos últimos años conmigo, los atesoraré por siempre.

Debo agradecer de manera especial y sincera a todos los profesores del Instituto de Geofísica, quienes, con sumo entusiasmo y extraordinaria docencia, nos transmitieron su pasión por la sismología.

Deseo expresar también mi más sincero agradecimiento a los doctores Allen Husker, Raúl Castro Escamilla, Luca Ferrari y Miguel Ángel Santoyo por haber formado parte mi jurado y compartido sus excelentes recomendaciones. No cabe duda que su participación ha enriquecido el trabajo realizado.

De igual modo, pero no menos especial, quiero extender un agradecimiento a los doctores Gerardo Suárez Reynoso y Luca Ferrari Pedraglio por su apoyo incondicional durante mi proceso de solicitud a un programa doctoral en el extranjero.

A los doctores Juan Carlos Montalvo y Fernando Velasco. Su atenta preocupación por la superación académica de sus estudiantes se vio reflejada en varias de las decisiones que tomé para formar mi camino. Para ambos, mis más sinceros agradecimientos.

A mis colegas y amigos del Instituto de Geofísica: Miguel, Toño, Conrado, Javier, Raymundo, Alinne y Carlos. Debo agradecerles su grata compañía e interminables discusiones tanto científicas como banales. Hicieron de mi tiempo en la maestría una experiencia única que me acompaña a todos lados.

A Ara, Laurita y Graciela, por su inconmensurable apoyo e incontables ocasiones que demostraron su interés por el bienestar de nosotros, lo estudiantes.

Por supuesto, el agradecimiento más sentido va para mi familia, en especial a mis hermanos José Miguel y Francisco. Sin su compañía y soporte, habría sido imposible llevar a cabo esta dura empresa. También deseo agradecer y atribuir parte de este pequeño logro a una persona especial que, aunque ya no se encuentra físicamente con

nosotros, continua a mi lado y su memoria me fortalece en todo momento, mi abuelo Rafael.

Agradezco a los proyectos PAPIIT IX120004 y el IN119505, así como al *Tectonics Observatory* de Caltech por la instalación, mantenimiento y recolección de las estaciones involucradas en el experimento MASE.

También me complace agradecer a CONACYT por el apoyo económico otorgado durante la elaboración de este trabajo.

Debo un especial reconocimiento a los proyectos PAPIIT IN110913 y CONACYT 177676, así como al Posgrado en Ciencias de la Tierra por su apoyo para la asistencia a congresos y prácticas de campo.

Por último, a ti, por tu interés, GRACIAS.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
2. ANISOTROPÍA SÍSMICA	7
2.1 Ley de Hooke, el caso general	7
2.1.1 Ley de Hooke, el caso isótropo y el caso anisótropo	9
2.2 Medios homogéneos y heterogéneos	17
2.3 Mecanismos generadores de anisotropía	18
2.3.1 Anisotropía de forma preferente (SPO)	19
2.3.2 Anisotropía de orientación preferente de la red (LPO)	20
2.4 Localización de la anisotropía en la Tierra	21
2.5 Métodos de detección de anisotropía	24
2.5.1 Ondas de cuerpo	24
2.5.1.1 Datos de refracción sísmica	24
2.5.1.2 Particionamiento de onda de corte	25
2.5.2 Ondas superficiales	29
2.5.3 Funciones de receptor	30
2.5.3.1 Funciones de receptor en capas inclinadas	32
2.5.3.2 Funciones de receptor en medios anisótropos	34
3. ANTECEDENTES TECTÓNICOS	37
3.1 Marco tectónico	38
3.2 Estudios previos en México	40
3.2.1 Estructura sísmica	40
3.2.2 Sismos lentos y tremores tectónicos	45
3.2.3 Anisotropía sísmica	48
4. METODOLOGÍA	53
4.1 Preprocesado	53
4.2 Procesado	56
4.2.1 Capas inclinadas	56
4.2.2 Capas horizontales	61
4.3 Restricción de la anisotropía	66
4.4 Porcentajes de anisotropía	67

5. RESULTADOS Y DISCUSIONES	69
5.1 Corteza continental	69
5.1.1 Interpretación petrológica y tectónica	75
5.2 Corteza oceánica superior	79
5.2.1 Interpretación petrológica y tectónica	84
5.3 Corteza oceánica inferior	89
5.3.1 Interpretación petrológica y tectónica	93
5.4 Manto superior	96
5.4.1 Interpretación petrológica y tectónica	99
5.5 Correlación con sismos lentos y tremores tectónicos	105
6. CONCLUSIONES	119
BIBLIOGRAFÍA	123
APÉNDICE A1: FUNCIÓN DE SUAVIZADO LOESS	139
APÉNDICE A2: CRITERIO DE HOMOGENEIZACIÓN	140
APÉNDICE B: PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA	142

RESUMEN

Las zonas de subducción pertenecen a los ambientes tectónicos más dinámicos en la Tierra. Mecanismos de deformación de diversas escalas producen redes de estructuras orientadas y sistemas de fallas que resultan en un medio altamente anisótropo para la propagación de ondas sísmicas. En este estudio, se hizo uso de la sensibilidad de las funciones de receptor (FRs), calculadas a lo largo del Experimento de Subducción Mesoamericano (MASE), para cuantificar y constreñir la anisotropía sísmica a distintas profundidades en el centro y sur de México. Las formas de onda de las componentes radiales y transversales de las FRs exhiben variaciones en su amplitud, tiempo y polaridad, en las fases convertidas de la corteza continental y oceánica; lo cual es característico de estratos con cualidades anisótropas. Por medio de una caracterización directa en los tiempos de arribo, un análisis de movimiento de partículas y una correlación cruzada, fue posible medir el particionamiento de las fases Ps convertidas en términos de una dirección de polarización rápida, ϕ , y un tiempo de separación, δt . Estos parámetros fueron después utilizados para remover la contribución de la anisotropía litosférica del estudio de ondas SKS de Rojo y Valenzuela (2012) a lo largo del mismo arreglo de estaciones sísmicas; proporcionando una medida de la naturaleza anisótropa absoluta del manto superior. Tiempos de partición altos observados para la corteza continental son coincidentes con las zonas de baja resistividad, alta atenuación y baja velocidad delimitadas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) por diversos autores. Estas anomalías son atribuidas al ascenso de fluidos liberados por la deshidratación de la placa oceánica y a la fusión parcial causada por el proceso de subducción. Mediciones de anisotropía realizadas para la corteza oceánica superior y capa de baja velocidad encontrada sugieren una composición altamente compleja y heterogénea, muy posiblemente relacionada con la presencia de agua libre y la alta presión de poro que se ha sugerido ser característica de esta discontinuidad sísmica. Por otro lado, la corteza oceánica inferior apunta a ser menos compleja. Observaciones sobre la anisotropía absoluta del manto superior sugieren que ésta es completamente controlada por la orientación del flujo astenosférico. A esta profundidad, la parte sur del arreglo exhibe direcciones de polarización rápida perpendiculares a la trinchera asociadas a un flujo de esquina bidimensional impulsado por el arrastre de la placa subducida. En la parte norte del experimento, después de que la placa oceánica se pierde en el manto, un cambio en las direcciones de polarización rápida de NE-SO a NO-SE sugiere la dominancia de un flujo similar a aquél observado en la cercanía de la costa con una contribución de un flujo transversal generado al oeste de las estaciones por una ruptura existente en la placa de Cocos. Los resultados de este estudio permitieron obtener información objetiva sobre la orientación de diferentes estructuras finas y son relacionados con la ocurrencia de tremores tectónicos en el centro y sur de México.

ABSTRACT

Subduction zones are among the most dynamic tectonic environments on Earth. Deformation mechanisms of various scales produce networks of oriented structures and faulting systems that result in a highly anisotropic medium for seismic wave propagation. In this study, we make use of the sensitivity of receiver functions (RF's), computed along the Mesoamerican Subduction Experiment (MASE), to quantify and constrain the seismic anisotropy at different depths in central and southern Mexico. Radial and tangential RF waveforms show variation in amplitude, time and polarity in the continental crust and oceanic slab converted phases; that is distinctive of layers with anisotropic qualities. Through a direct characterization of arrival time, a particle motion analysis and a cross-correlation procedure, we were able to assess the converted P_s phase splitting in terms of a fast polarization direction, φ , and a time delay, δt . These parameters were then used to remove the contribution of the lithospheric anisotropy estimated from the SKS wave study by Rojo and Valenzuela (2012) along the same array of seismic stations; providing an absolute measure of the anisotropic nature of the upper mantle. High shear wave splitting values observed for the continental crust are coincident with areas of low resistivity, high attenuation and low shear-wave velocity previously identified within the Trans-Mexican Volcanic Belt by various authors. These anomalies are attributed to fluid ascent released by dehydration reactions of the oceanic plate and the partial melting caused by the subduction process. Anisotropy measurements for the upper oceanic crust and localized low velocity layer suggest a highly complex and heterogeneous composition, quite possibly related to the presence of free water and high pore pressure that has been found to be characteristic of this seismic discontinuity. Furthermore, the lower oceanic crust seems to be less complex. Observations regarding the absolute anisotropy of the upper mantle appear to be controlled by asthenospheric flow. At this depth, the southern part of the array exhibit fast polarization directions oriented perpendicular to the trench associated with a bi-dimensional corner flow driven by the drag of the subducting plate. In the northern part of the experiment, after the oceanic plate is lost in the mantle, a change in the fast polarization direction from NE-SW to NW-SE suggests the dominance of a similar flow to the one observed closer to the coast in accordance with a contribution of a transversal flow generated west of the stations in an existing tear in the Cocos plate. These results allowed us to obtain objective information on the orientation of different fine structures and are related to the occurrence of tectonic tremors in central and southern Mexico.

1. INTRODUCCIÓN

Durante varios años, la sismología estuvo basada en dos suposiciones que pueden llegar a ser consideradas como restrictivas al momento de describir la propagación de ondas sísmicas en la Tierra: la elasticidad perfecta y la isotropía elástica.

Comúnmente, la anelasticidad era estudiada de forma independiente a las ondas sísmicas debido a que la dispersión física no es aparente en el rango de frecuencia donde éstas son percibidas. Sin embargo, conforme las observaciones fueron siendo acumuladas y la teoría matemática sobre la atenuación de las ondas sísmicas progresó, métodos de perturbación lineales fueron desarrollados para añadir una pequeña parte disipativa a las ecuaciones elastodinámicas; suprimiendo de esta manera la conjetura de la elasticidad perfecta.

Por otro lado, la suposición de la isotropía elástica ha demostrado ser más complicada de compensar que el de la elasticidad perfecta y, aun hoy en día, prevalece en la mayoría de los estudios sísmicos. En un medio isótropo, las relaciones entre los esfuerzos y las deformaciones se mantienen iguales para todas las direcciones, por lo que las velocidades de las ondas sísmicas son independientes de su dirección de propagación y su polarización depende sólo del tipo de onda en cuestión. Por el contrario, en un medio anisótropo las relaciones entre los esfuerzos y las deformaciones son considerablemente más complejas. En estos casos, las velocidades de las ondas dependen de su dirección de propagación, y su polarización no sólo se encuentra condicionada por el tipo de onda sino también por la simetría local de las propiedades elásticas del material por el que viajan.

A pesar de que los motivos para la desconsideración de la anisotropía sísmica son menos obvios que aquéllos para la anelasticidad, la falta de evidencia directa sobre su presencia, y el incremento exponencial en la complejidad numérica de los cálculos que su consideración implica, justifican por sí mismo su omisión en la mayoría de los estudios sísmicos. Aun así, la anisotropía se ha vuelto una propiedad cuantificable en la mayoría de los materiales imposible de excluir y, debido a su eficiencia para obtener información sobre la orientación de los cristales y los diferentes tipos de estructuras finas bajo la acción de procesos geodinámicos de gran escala, es considerada como una parte importante de la investigación sismológica.

Respecto al territorio mexicano, numerosos estudios han revelado la existencia de anisotropía sísmica a lo largo de su dominio (e.g. Stubalio *et al.*, 2012; Rojo y Valenzuela, 2012); sin embargo, su localización precisa se ha visto limitada por los distintos alcances de las técnicas involucradas en su observación. Un modelo funcional

que delimite estos rasgos estructurales, así como los procesos dinámicos que toman lugar en la zona de subducción de México, reforzará considerablemente el entendimiento de la sismicidad de la región y el proceso de ocurrencia de otros fenómenos transitorios como los sismos lentos (Beroza e Ide, 2011) y tremores tectónicos (Obara, 2002).

Por lo anterior, este proyecto de investigación hace uso de funciones de receptor para caracterizar y cuantificar la anisotropía sísmica a diferentes niveles de profundidad en el centro y sur de México a lo largo del experimento MASE (*MesoAmerican Subduction Experiment*). Dicho experimento, consistió de 100 estaciones sismológicas temporales de banda ancha, instaladas a lo largo de una línea desde Acapulco, Guerrero, hasta Tempoal, Veracruz, con la finalidad de determinar la estructura y el comportamiento dinámico de la placa de Cocos debajo de la de Norteamérica. Estas estaciones registraron en forma continua desde su inicio en diciembre del 2004 hasta mayo del 2007.

El Capítulo 2 de la presente tesis consiste de una revisión general del sistema elástico, donde se introducen conceptos fundamentales sobre la naturaleza de la anisotropía y algunas de las propiedades principales de la propagación de ondas sísmicas en cuerpos que presentan esta cualidad. Dentro de este contexto, se exponen sus orígenes, su localización en la Tierra y algunos de sus métodos de estudio de la manera más íntegra posible. En el Capítulo 3, se presenta una breve reseña sobre el estado tectónico actual del centro y sur México, incorporando dentro de su estructura diversos estudios que involucran su comportamiento dinámico y la caracterización parcial de su contenido anisótropo. En el Capítulo 4, se muestra a detalle el tratamiento de las funciones de receptor para el cálculo de los parámetros de anisotropía, enunciando a lo largo su desarrollo el alcance y las limitaciones de dichos procesos. Por último, en el Capítulo 5 se discute el significado físico de la anisotropía observada así como la implicación de su existencia y su correlación con los sismos lentos y tremores tectónicos que ocurren en el sur de México.

En general, esta investigación tiene como finalidad contribuir con nuevos resultados que permitirán mejorar la precisión numérica de estudios y modelados por venir relacionados con el proceso de subducción mexicano, además de aportar información estructural detallada sobre los mecanismos de deformación y las posibles rutas de flujo a largo de su extensión.

2. ANISOTROPÍA SÍSMICA

La teoría de elasticidad es el marco teórico básico a partir del cual los métodos sismológicos fueron desarrollados (Babuska y Cara, 1991). Después del planteamiento de las primeras ecuaciones generales de elasticidad a principios del siglo XIX, surgió una controversia acerca del número de coeficientes elásticos independientes necesarios para relacionar el esfuerzo con la deformación. Años más tarde, mediante el trabajo de Green y Stokes entre los años de 1830 y 1840, se concluyó que 21 parámetros independientes eran requeridos para describir las propiedades elásticas de un sólido para el caso más general.

Cuando un cuerpo posee más de 2 constantes elásticas significa que sus propiedades van a variar dependiendo de la dirección, una propiedad llamada anisotropía, presente en la mayoría de los materiales (e.g. Stein y Wysession, 2003). Debido a que las velocidades de las ondas sísmicas dependen directamente de las constantes elásticas, ondas propagándose por un material anisótropo viajarán más rápido o más lento dependiendo de su dirección y de su movimiento de partículas.

Durante varios años, la anisotropía no fue incorporada en los estudios sísmicos por diversas razones; sin embargo, hoy en día es un hecho bien conocido que la mayoría de los minerales y rocas que forman la corteza y el manto superior son anisótropos. Esta realidad ha hecho de la anisotropía una propiedad característica de la Tierra imposible de ignorar, haciendo de su estudio uno de los métodos más eficientes para obtener información acerca de la orientación de los cristales y de los diferentes tipos de estructuras bajo la acción de grandes procesos geodinámicos en el interior de la Tierra.

Este capítulo comienza con una revisión general del sistema elástico, seguido de una discusión del sistema anisótropo y las implicaciones de su existencia en la naturaleza. Dentro de este contexto, se revisarán conceptos fundamentales de la anisotropía elástica y algunas de las propiedades de la propagación de ondas en medios anisótropos, así como sus orígenes y métodos de estudio. La información presentada en este capítulo está basada en Stein y Wysession (2003); Lay y Wallace (1995); Babuska y Cara (1991); Shearer (2009); Ikelle y Amundsen (2005); entre otros.

2.1 Ley de Hooke, el caso general

El comportamiento mecánico de un cuerpo linealmente elástico depende directamente de la ley de Hooke, la cual dicta, en su forma generalizada, que para un punto, x , en un tiempo, t , el esfuerzo es linealmente proporcional a la deformación:

$$\tau_{ij}(x, t) = c_{ijkl}(x)e_{kl}(x, t) \quad (2.1)$$

$$i, j, k, l = 1, 2, 3;$$

en esta relación, τ_{ij} corresponde al tensor de esfuerzos, e_{kl} al tensor de deformación y c_{ijkl} , al módulo elástico, el cual define las propiedades elásticas del medio o, de manera más específica, la resistencia del medio a la deformación.

Debido a que tanto el tensor de esfuerzo como el tensor de deformación contienen nueve componentes, existen nueve ecuaciones en la expresión 2.1 y 81 constantes elásticas. Sin embargo, la simetría del tensor de esfuerzo,

$$\tau_{ij} = \tau_{ji} \rightarrow c_{ijkl} = c_{jikl}, \quad (2.2)$$

y del tensor de deformación,

$$e_{kl} = e_{lk} \rightarrow c_{ijkl} = c_{ijlk}, \quad (2.3)$$

reducen el número de ecuaciones independientes a seis y el número de módulos elásticos a 36.

Para mostrar esto, nótese que la condición $c_{ijkl} = c_{jikl}$ lleva a considerar seis pares independientes (i, j) . De la misma manera, debido a que $c_{ijkl} = c_{ijlk}$, existen seis pares independientes (k, l) . A partir de esta simetría, los medios anisótropos son descritos usando una matriz de 6×6 , C_{ij} , en lugar del tensor de cuarto orden, c_{ijkl} .

La definición común de la matriz C_{ij} es aquella en la que los índices i y j varían de 1 a 6 si los pares de índices (i, j) o (k, l) del tensor elástico c_{ijkl} toman valores de: (1,1), (2,2), (3, 3), (2,3), (1,3) y (1,2), respectivamente (Voigt, 1928). De manera explícita:

$$[C_{ij}] = \begin{bmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1313} & c_{1312} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1213} & c_{1212} \end{bmatrix}. \quad (2.4)$$

Otra relación de simetría del módulo elástico está dada por:

$$c_{ijkl} = c_{klij}, \quad (2.5)$$

la cual es derivada a partir de consideraciones termodinámicas (Auld, 1990; Kolsky, 1953; Malvern, 1969). Esta condición permite eliminar $(36 - 6)/2 = 15$ coeficientes de los 36 originales, reduciendo el número de coeficientes elásticos independientes a 21. El número de coeficientes elásticos puede reducirse aún más si el material presenta una alta simetría, hasta llegar a 2 para sólidos isótropos y 1 para fluidos (Zang y Stephansson, 2010).

Por motivos de ilustración, se presenta la Tabla 2.1 con el número de constantes elásticas independientes necesarias para describir el tensor elástico en diferentes sistemas de simetría.

Tabla 2.1 Número de coeficientes elásticos independientes para algunos sistemas de simetría y minerales típicos (Zang y Stephansson, 2010).

Tipo de simetría	Número de coeficientes elásticos independientes	Mineral típico
Triclínico	21	Plagioclasa
Monoclínico	13	Hornoblenda
Ortorrómbico	9	Olivino
Tetragónico	6	Stishovita
Trigonal I	7	Ilmenita
Trigonal II	6	Cuarzo
Hexagonal	5	Hielo
Cúbico	3	Granate
Sólido isótropo	2	Vidrio volcánico

2.1.1 Ley de Hooke, el caso isótropo y el caso anisótropo

Como se ha mencionado con anterioridad, el tensor elástico de un material isótropo está dado por dos constantes elásticas independientes (λ y μ),

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}), \quad (2.6)$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamé del material y δ_{ij} es la delta de Kronecker con notación:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 0 & \text{para } i \neq j \\ 1 & \text{para } i = j \end{cases} \quad i, j = 1, 2, 3,$$

por lo que su forma matricial es:

$$[c] = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix}, \quad (2.7)$$

con la restricción de energía:

$$\frac{3}{4}(\lambda + 2\mu) > \mu > 0, \quad (2.8)$$

la cual simplemente significa que las ondas P siempre son significativamente más rápidas que las ondas S.

A continuación, se presenta un tipo de simetría que, por su simplicidad relativa y habilidad de aproximarse a varias situaciones en la Tierra, es de gran interés en la sismología: la simetría hexagonal (Figura 2.1).

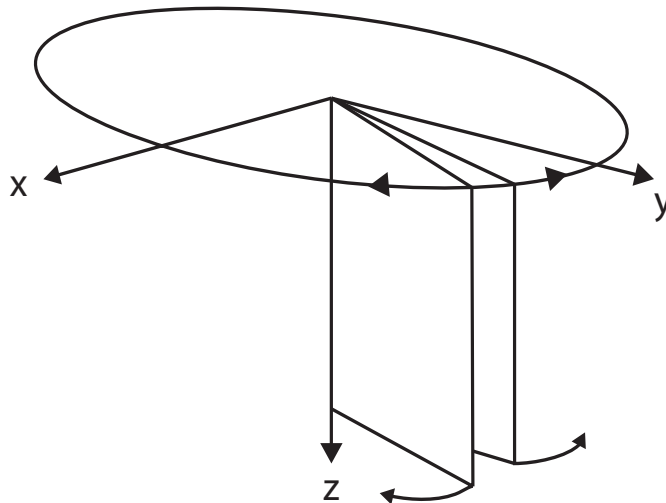


Figura 2.1 Ejemplo de un plano de simetría del sistema hexagonal.

Una propiedad característica de los cuerpos que exhiben simetría hexagonal es que sus propiedades elásticas son invariantes cuando estos son rotados alrededor de su

propio eje “6-fold”; es decir, su cuerpo puede ser girado seis veces hasta su posición inicial sin generar ningún tipo de cambio. Debido a que las propiedades elásticas de cuerpos con este tipo de simetría son invariantes en el plano perpendicular a su eje de simetría, se dice que son transversalmente isótropos o TI por abreviación (Love, 1927). Este tipo de simetría también es conocida como isotropía acimutal, axi-simetría o simetría cilíndrica y se presenta comúnmente en medios estratificados horizontalmente.

Un material transversalmente isótropo es caracterizado por cinco coeficientes elásticos independientes A, C, F, L y N (Love, 1927). Estos coeficientes representan las propiedades del medio como conjunto y, suponiendo que el eje de simetría del cuerpo es paralelo a la dirección z, presenta la forma:

$$[c] = \begin{bmatrix} A & A-2N & F & 0 & 0 & 0 \\ A-2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{bmatrix}, \quad (2.9)$$

con la restricción de energía:

$$A \geq N \geq 0, \quad (2.10a)$$

$$C \geq 0, \quad (2.10b)$$

$$L \geq 0, \quad (2.10c)$$

$$F^2 \geq C(A - N), \quad (2.10d)$$

la cual significa que las ondas P siempre son significativamente más rápidas que las ondas S (para la comprobación de estas restricciones ver, Auld, 1990; Helbig, 1994; Musgrave, 1960).

Las notaciones de Love son muy comunes en la literatura de la sismología y su relación para este tipo de simetría se presenta en la Tabla 2.2; no obstante, también es posible expresar los parámetros de un medio TI con simetría vertical en términos de las constantes de Lamé. Los símbolos \parallel y \perp están relacionados con las direcciones paralelas y perpendiculares, respectivamente, de la propagación con respecto al eje de simetría, por lo que el tensor elástico también puede ser referido como:

$$[c] = \begin{bmatrix} \lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp} & \lambda_{\perp} & \nu & 0 & 0 & 0 \\ \lambda_{\perp} & \lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp} & \nu & 0 & 0 & 0 \\ \nu & \nu & \lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu_{\parallel} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu_{\parallel} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu_{\perp} \end{bmatrix}. \quad (2.11)$$

Mediante una inspección visual a las matrices (2.9) y (2.11) es posible notar que algunos términos que eran similares en el material isótropo ahora difieren (C_{11} y C_{33} o C_{55} y C_{66}). Esta configuración se debe a que el eje de simetría del sistema es paralelo al eje vertical; es decir, las propiedades elásticas del plano z difieren de las del plano x-y.

Tabla 2.2 Notación de Love para los cinco coeficientes elásticos independientes de un sistema con simetría hexagonal. El eje de simetría del material es z (Babuska y Cara, 1991).

Love (1927)	Notación matricial	Componentes del tensor elástico
A	$C_{11} = C_{22}$	$c_{1111} = c_{2222}$
C	C_{33}	c_{3333}
F	$C_{31} = C_{32}$	$c_{3311} = c_{3322}$
L	$C_{44} = C_{55}$	$c_{2323} = c_{1313}$
N	C_{66}	c_{1212}
Coeficientes dependientes:	$C_{12} = C_{21} = C_{11} - 2C_{66}$	$c_{1122} = c_{2211} = c_{1111} - c_{1212}$

Para ganar un mayor entendimiento acerca de los fenómenos que surgen en la presencia de anisotropía, consideremos ondas planas propagándose en el medio descrito por la matriz (2.11), tanto en la dirección x como en la dirección z.

Recordando que las velocidad de las ondas P y S pueden ser expresadas en función de las constantes elásticas y la densidad del medio (ρ) como:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{y} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.12)$$

respectivamente, y en analogía al caso isótropo, las ondas viajando en la dirección x poseen las velocidades:

$$V_{p1}(90^\circ) = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} = \sqrt{\frac{A}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}}{\rho}}, \quad (2.13a)$$

$$V_{s1}(90^\circ) = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}} = \sqrt{\frac{N}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu_{\perp}}{\rho}}, \quad (2.13b)$$

$$V_{s2}(90^\circ) = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{L}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu_{\parallel}}{\rho}}, \quad (2.13c)$$

las cuales son mejor conocidas como velocidades horizontales. A partir de estas relaciones, es posible observar que las velocidades de las ondas S varían en función de su polarización o, de manera más específica, de su dirección de movimiento de partículas. Dicha variación produce un fenómeno importante sobre el campo de ondas conocido como partición de onda de corte, en el cual, una onda S se divide en ondas polarizadas en planos de mayor y menor velocidad. Este fenómeno también se presentaría para un frente de ondas propagándose en la dirección y , debido a que las propiedades físicas del medio en plano x - y son independientes de la dirección (Stein y Wysession, 2003) (Figura 2.2a).

Similarmente, las ondas viajando en una dirección paralela al eje de simetría poseen las velocidades:

$$V_{p2}(0^\circ) = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} = \sqrt{\frac{C}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}}{\rho}}, \quad (2.14a)$$

$$V_{s2}(0^\circ) = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{L}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu_{\parallel}}{\rho}}, \quad (2.14b)$$

$$V_{s2}(0^\circ) = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{L}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu_{\parallel}}{\rho}}, \quad (2.14c)$$

las cuales son conocidas como velocidades verticales. En este caso, debido a que las dos velocidades de las ondas S son iguales, solo existen dos ondas propagándose en la dirección z: una onda P polarizada en una dirección paralela a la dirección de propagación (P2 en la Figura 2.2b) y una onda S degenerada con una polarización arbitraria perpendicular a la dirección de propagación (S2 en la Figura 2.2b). Los ángulos utilizados en estas fórmulas corresponden al ángulo entre el eje de simetría y la dirección de propagación de la onda.

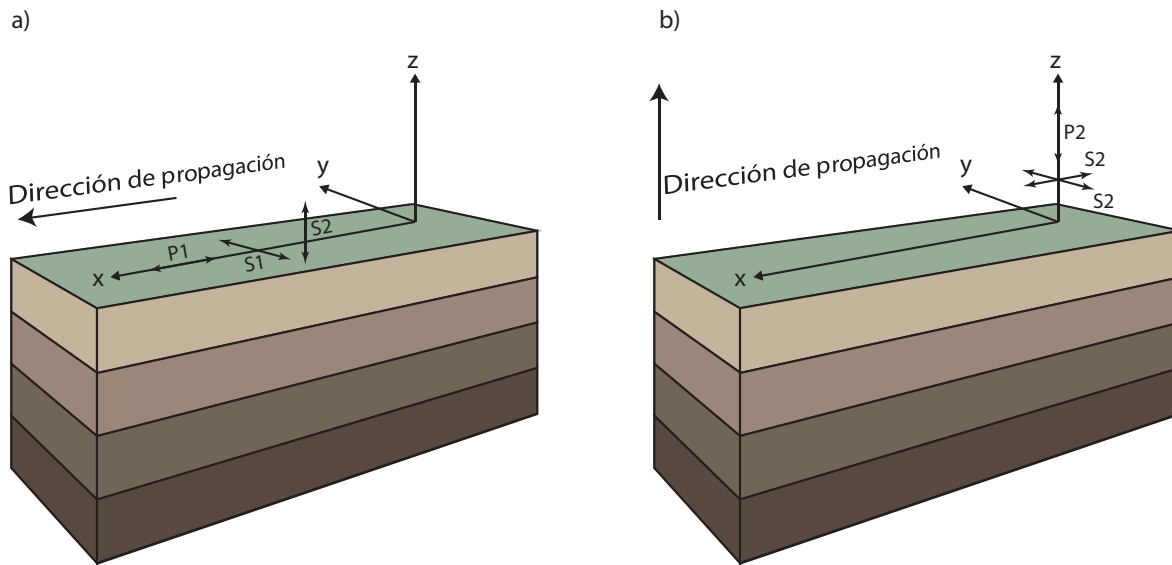


Figura 2.2 Efectos de la anisotropía transversal en un medio estratificado. a) Direcciones de oscilación para ondas P y S propagándose en el plano de la estratificación. La onda de corte oscilando en el plano de la estratificación viaja con una velocidad S1, la cual generalmente es más rápida que la onda de corte que oscila en el plano perpendicular a la estratificación, S2. b) Direcciones de oscilación para ondas P y S propagándose en el plano normal a la estratificación. La velocidad de la onda compresional, P2, generalmente es más lenta que la onda P1. Ambas Ondas S poseen la misma velocidad, S2.

Mediante el estudio de una onda plana propagándose por un medio anisótropo con simetría hexagonal es posible señalar dos características importantes previamente mencionadas acerca del comportamiento de las ondas en medios anisótropos: 1) su velocidad de fase depende localmente en su dirección de propagación, y 2) su polarización depende tanto de la dirección de propagación como del módulo elástico.

Ahora, por motivos de ilustración, consideremos un frente de ondas propagándose en el plano x-z. La Figura 2.3 muestra fotografías a diferentes tiempos de 2 frentes de onda S generados por fuentes puntuales, el primero de ellos propagándose por un medio isótropo descrito por la matriz 2.7 con los valores:

$$\sqrt{((\lambda + 2\mu)/\rho)} = 10.8 \text{ km/s} \quad \text{y} \quad \sqrt{(\mu/\rho)} = 3.6 \text{ km/s},$$

y el segundo de ellos propagándose por un medio anisótropo descrito por la matriz 2.11 con los valores:

$$\sqrt{A/\rho} = 14.2 \text{ km/s}, \sqrt{N/\rho} = 3.9 \text{ km/s}, \sqrt{C/\rho} = 10.8 \text{ km/s},$$

$$\sqrt{L/\rho} = 3.6 \text{ km/s} \text{ y } \sqrt{F} = 7.4 \text{ km/s}.$$

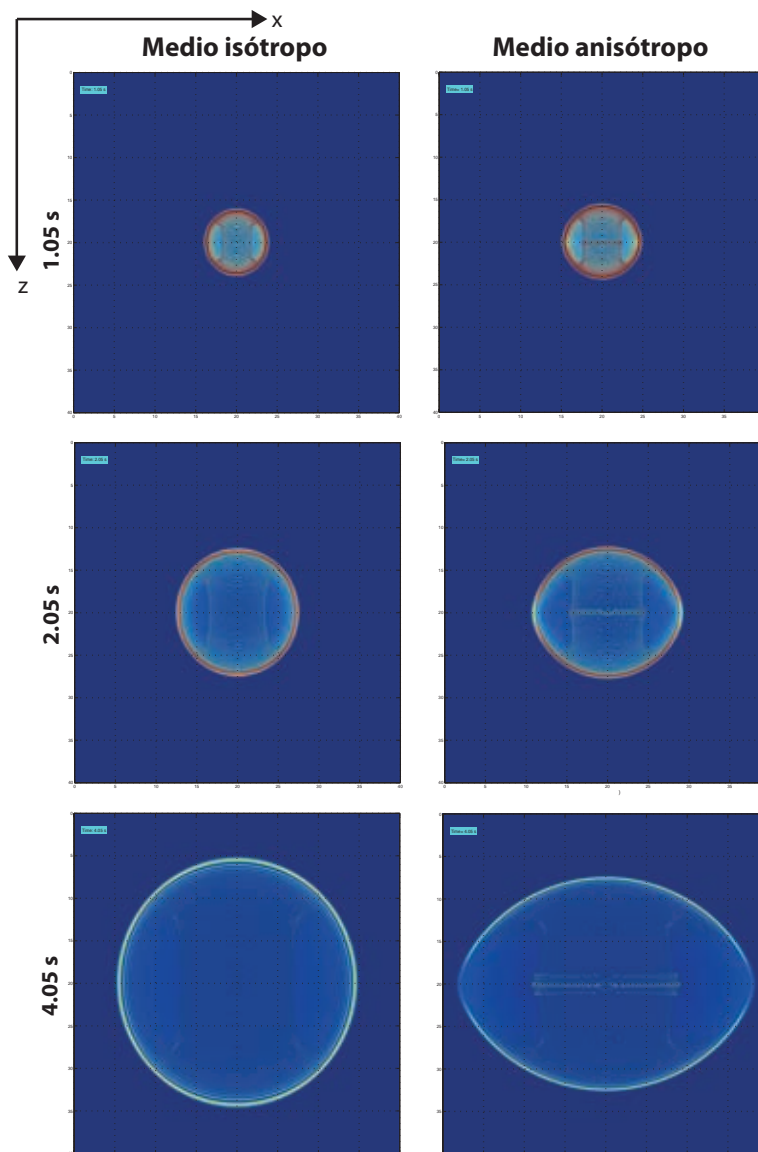


Figura 2.3 Fotografías a diferentes tiempos de la propagación de ondas en un medio isótropo (izquierda) y un medio anisótropo (derecha) en el plano x-z. La simulación fue resuelta mediante un código de diferencias finitas basado en un ejercicio de: Ikelle y Amundsen, *Introduction to petroleum seismology* (2005).

Nótese que en el caso del medio isótropo, la velocidad de propagación de la onda no depende de la dirección o de su eje de simetría, comprobando que el tensor de constantes elásticas es invariante bajo rotación. Por otro lado, es posible apreciar que en el medio anisótropo, a pesar de que los rayos viajan en líneas rectas desde su fuente, el frente de onda no es esférico. Esta propiedad resulta en que varios puntos del rayo no sean completamente perpendiculares al frente de ondas, haciendo que su velocidad de fase y su velocidad de grupo difieran. Expresiones que proporcionan la orientación del vector de velocidad de grupo en términos de las derivadas de las velocidades de fase se presentan en varios trabajos (Thomson, 1986, para el caso de la simetría hexagonal).

Un segundo tipo de anisotropía comúnmente encontrado en la naturaleza es la anisotropía acimutal. Esta anisotropía se presenta cuando el medio exhibe dependencia de velocidad con la dirección en una superficie horizontal; es decir, las velocidades varían en función del acimut y no del ángulo de incidencia. Una manera de obtener este tipo de anisotropía es teniendo isotropía transversal con el eje z convertido a horizontal, lo cual es análogo a tener un apilado de estratos en forma vertical (Figura 2.4).

Como se verá más adelante, la partición de la fases SKS y SKKS es interpretada como consecuencia directa de la anisotropía acimutal en el manto superior debajo de una estación (Long, 2009).

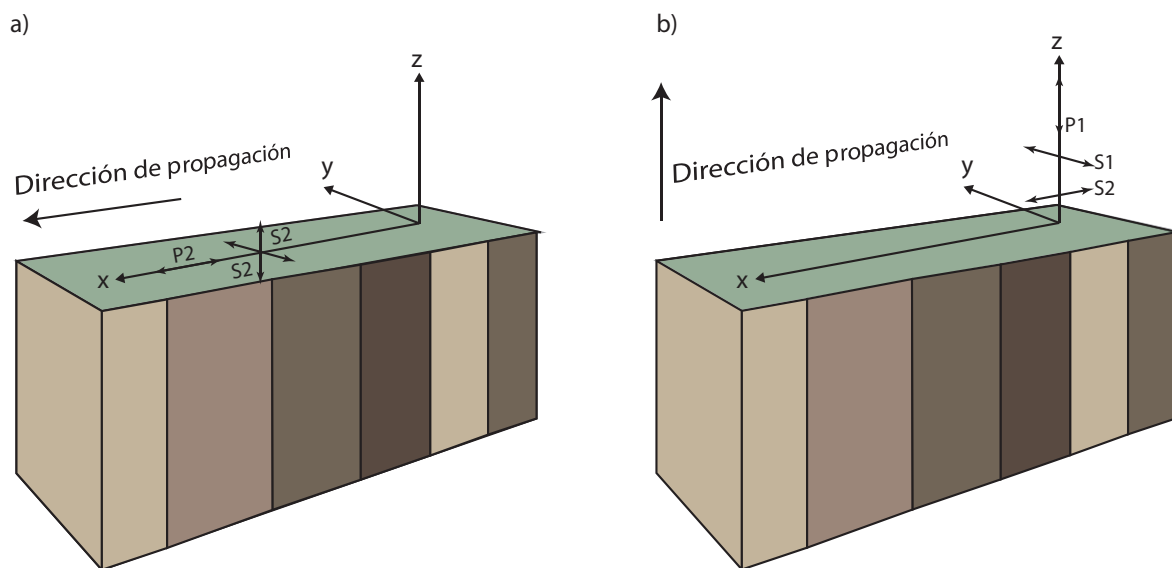


Figura 2.4 Efectos de la anisotropía acimutal en un medio estratificado. a) Direcciones de oscilación para ondas P y S propagándose en la dirección paralela del eje de simetría y b) Direcciones de oscilación para ondas P y S propagándose en la dirección perpendicular al eje de simetría. La nomenclatura es la misma que aquella en la Figura 2.2.

2.2 Medios homogéneos y heterogéneos

Según Newman (2012), un material es considerado continuo si y solo si llena todo espacio que ocupa y sus propiedades pueden ser descritas por funciones continuas.

A pesar de que la mayoría de los materiales en la Tierra contienen poros, la teoría de la propagación de ondas basa sus estudios bajo la suposición de un medio continuo. Esta suposición no solo permite describir el esfuerzo, la deformación y el desplazamiento a una escala de partículas, sino que también permite utilizar las leyes de la mecánica del medio continuo para estudiar la propagación de ondas sísmicas.

Bajo el principio de la continuidad, un medio puede ser caracterizado por ser homogéneo o heterogéneo. Un medio es definido como homogéneo si sus propiedades son invariantes en el tiempo y espacio; de lo contrario, el medio se considera como heterogéneo. Según Ikelle y Amundsen (2005), existen cuatro posibles casos de medios heterogéneos comúnmente encontrados en la sismología (Figura 2.5):

1. El caso unidimensional, en el que las propiedades físicas son invariantes a lo largo de los ejes: x y y y en el tiempo, las propiedades físicas solo varían a lo largo del eje z .
2. El caso bidimensional, en el que las propiedades físicas son invariantes a lo largo del eje x y en el tiempo, las propiedades físicas varían a lo largo de los ejes y y z .

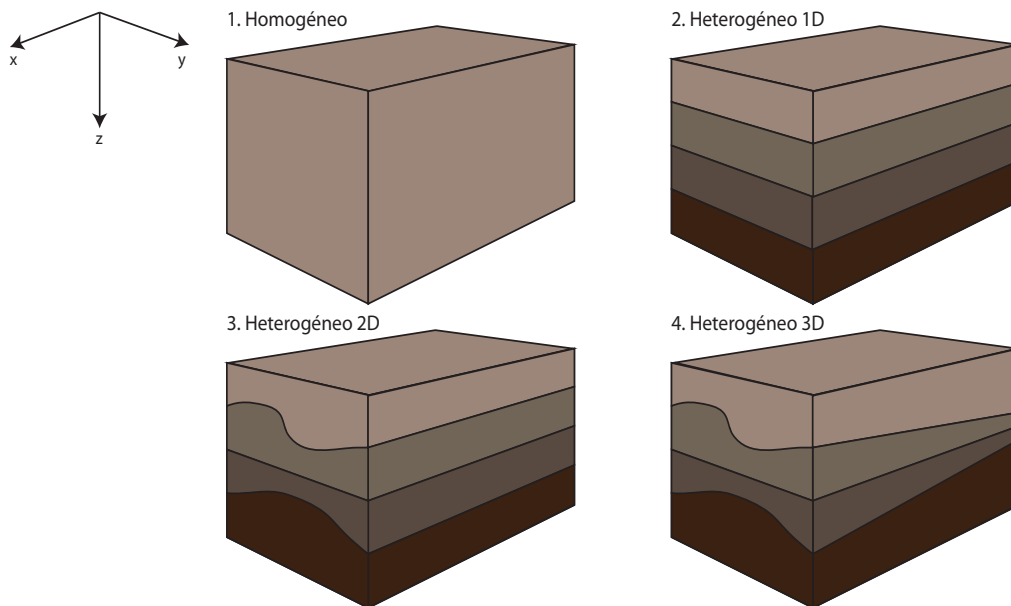


Figura 2.5 Imágenes de medios que son homogéneos y heterogéneos en 1, 2 y 3 dimensiones (imagen modificada de Ikelle y Amundsen, 2005).

3. El caso tridimensional, en el que las propiedades físicas son invariantes sólo en tiempo, las propiedades físicas varían a lo largo de los ejes $x, y,$ y z .
4. El caso de cuatro dimensiones, en donde las propiedades físicas varían tanto temporal como espacialmente.

La anisotropía es comúnmente confundida con la heterogeneidad. Sin embargo, existe una importante diferencia entre estas dos propiedades. La anisotropía describe las variaciones de las propiedades físicas con la dirección en un punto en específico mientras que la heterogeneidad describe la variaciones de las propiedades físicas entre dos o más puntos. Generalmente, la anisotropía y la heterogeneidad coexisten. Existen cuatro circunstancias generales: isótropo y homogéneo, isótropo y heterogéneo, anisótropo y homogéneo y anisótropo y heterogéneo (Ikelle y Amundsen, 2005) (Figura 2.6). Este último estado es el más común en estudios sísmicos y es el confrontado en este estudio.

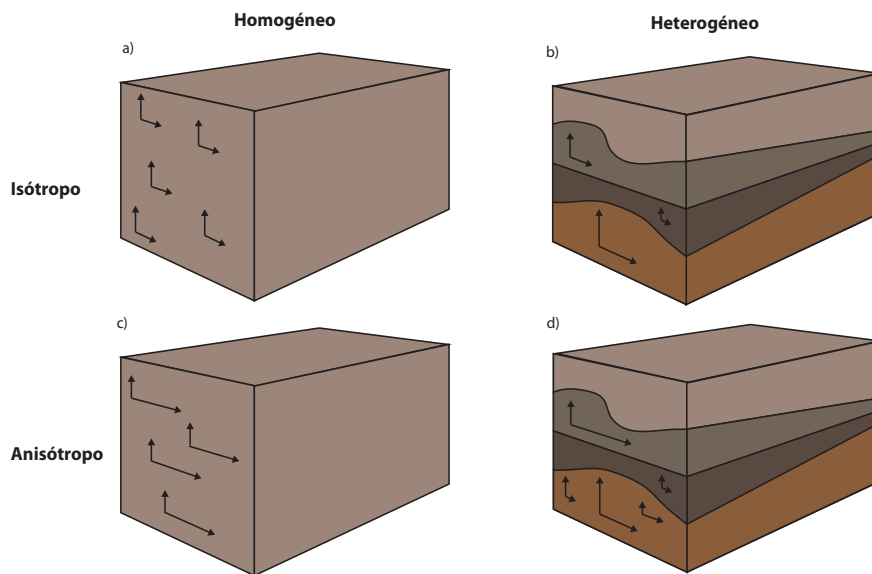


Figura 2.6 Imágenes de las diferencias entre anisotropía y heterogeneidad. Las flechas indican las variaciones de los parámetros elásticos en ciertos puntos, con respecto a los ejes verticales y horizontales. Nótese que en los puntos donde las flechas son del mismo tamaño, el medio se comporta isótropamente en ese punto. a) Medio isótropo y homogéneo, b) medio isótropo y heterogéneo, c) medio anisótropo y homogéneo y d) medio heterogéneo y anisótropo (imagen modificada de Ikelle y Amundsen, 2005).

2.3 Mecanismos generadores de anisotropía

Aun hoy en día, el origen de la anisotropía sísmica en la naturaleza continúa siendo un tema de debate. Según Shearer (2009), la anisotropía en las rocas pueden surgir de dos formas diferentes: (1) anisotropía de forma preferente o *shape preferred orientation* (SPO), en donde el material es isótropo a escalas muy pequeñas pero es caracterizado como heterogéneo a una escala grande, produciendo anisotropía

significativa en longitudes de onda largas, y (2) anisotropía de orientación preferente de la red o *lattice preferred orientation* (LPO), la cual es creada como consecuencia de una orientación preferencial de minerales intrínsecamente anisótropos debido a grandes fuerzas tectónicas (Garnero, 2000; Kendall, 2000).

2.3.1 Anisotropía de forma preferente (SPO)

La anisotropía de forma preferente es considerada como el mecanismo principal de la anisotropía en la corteza. Ésta puede resultar del fracturamiento orientado dentro de una roca isótropa como respuesta a esfuerzos, o del apilamiento de capas delgadas compuestas por materiales con velocidades diferentes (Walker *et al.*, 2004) (Figura 2.7). Este último mecanismo no es muy eficiente para generar anisotropía debido a que es necesario que exista un contraste de velocidades muy alto entre las capas para producir anisotropía significativa.

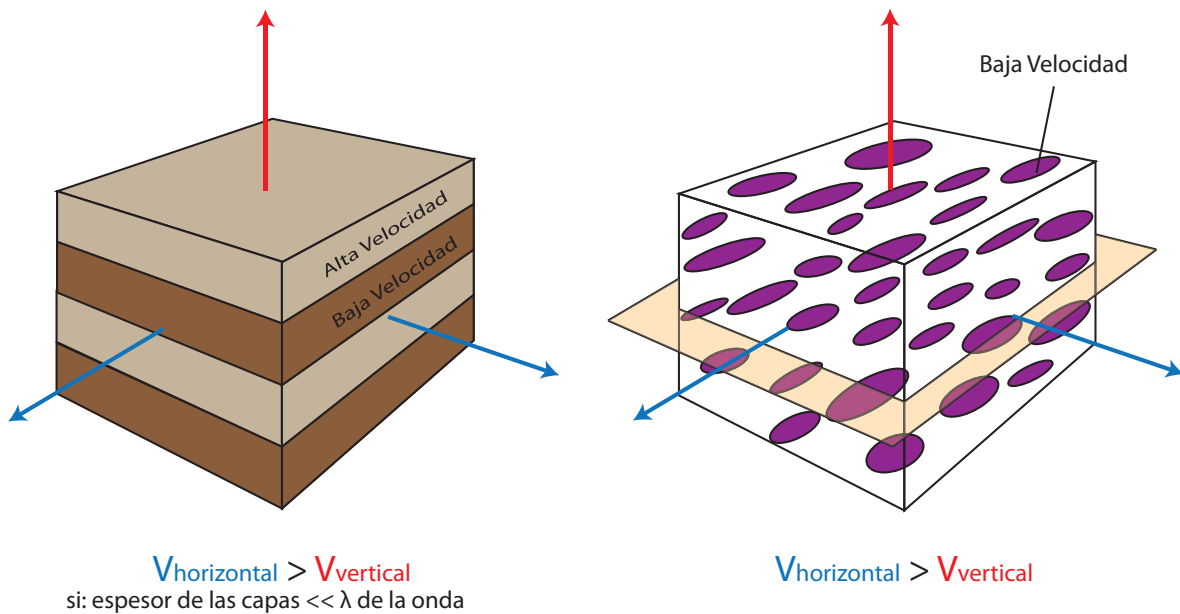


Figura 2.7 Posibles mecanismos SPO que pueden causar anisotropía a longitudes de ondas grandes en un medio que es isótropo a escalas pequeñas: (izquierda) apilado de capas rápidas y lentas y (derecha) fracturas distribuidas aleatoriamente con una orientación preferencial (imagen modificada de Moore *et al.*, 2004).

La orientación preferencial de las fracturas es un mecanismo más eficiente para producir anisotropía y es considerado como la mejor explicación para muchas de las observaciones de anisotropía acimutal en la corteza somera. En este caso, la magnitud de la anisotropía depende de la densidad de la fractura, de su alineación con respecto a las demás fracturas y de su estado; es decir, si está rellena de fluidos o de algún tipo de gas. Las relaciones entre los parámetros de la fractura y las constantes elásticas son complejas y algunos resultados teóricos son derivados por Hudson (1980).

En un contexto físico, cuando un frente de ondas S atraviesa un medio con anisotropía de forma preferente, ocurre el fenómeno de partición de onda, en el que la dirección de polarización rápida coincide a lo largo del plano de las estructuras (paralelo a la estratificación o a la orientación de las fracturas). De acuerdo con la dirección de la velocidad rápida de material, el grado de anisotropía es proporcional a la magnitud del contraste de velocidades y los volúmenes relativos de los componentes rápidos y lentos del tensor elástico del material (Kern *et al.*, 1981).

2.3.2 Anisotropía de orientación preferente de la red (LPO)

A altas presiones de confinamiento, cuando el efecto de las fracturas en las velocidades de propagación es despreciable, la anisotropía es completamente controlada por la orientación preferencial de los minerales.

Mediante estudios en laboratorios, se sabe que la mayoría de los cristales individuales son altamente anisótropos, con velocidades sísmicas que varían desde 2% hasta 20% o más, entre sus diferentes direcciones definidas por la simetría del cristal en cuestión. Por ejemplo, los cristales de olivino son ortorrómbicos con una velocidad P del eje *a* de 9.89 km/s, una velocidad P del eje *b* de 7.72 km/s, y una velocidad P del eje *c* de 8.43 km/s (Kumazawa y Anderson, 1969). A pesar del alto grado de anisotropía de los minerales, la isotropía aún puede existir si los cristales están alineados aleatoriamente dentro de una roca, de lo contrario, si alguna fracción de los cristales posee una orientación preferencial, se produce anisotropía significativa (Figura 2.8).

Debido a las altas condiciones de presión bajo las que se genera este tipo de anisotropía, se ha concluido que la anisotropía acimutal observada en el manto superior se debe principalmente a la orientación preferencial de los cristales de olivino. Estudios de laboratorio del módulo elástico del olivino demuestran que entre los mecanismos que pueden producir este tipo de orientación preferencial en el manto se encuentra la dislocación de la red cristalina o *dislocation creep*, causada por la deformación plástica de los cristales asociada al flujo cerca de las dorsales y zonas de subducción (Ribe, 1989).

Gracias a su naturaleza, el estudio de la LPO se ha vuelto considerablemente importante para comprender la evolución tectónica del manto superior, proporcionando información acerca del tipo de flujo y los patrones de esfuerzos que eventualmente son relacionados con la cinemática de la deformación del medio.

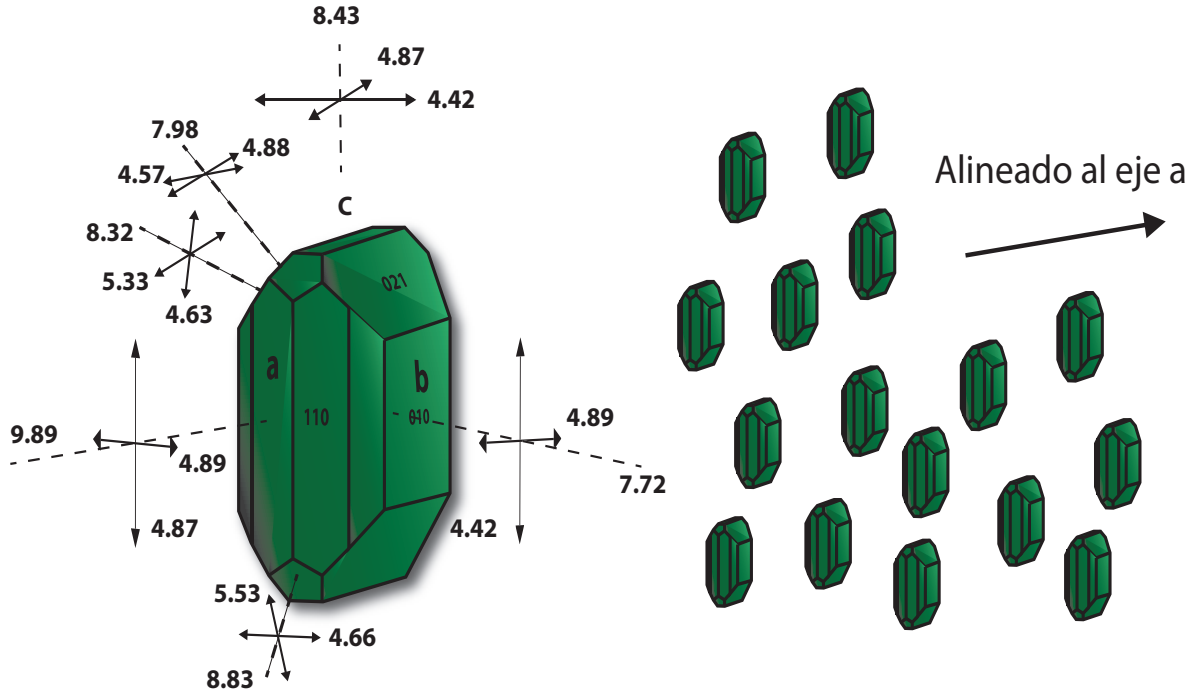


Figura 2.8 Cristales de olivino individuales que, en conjunto y orientados preferencialmente, causan anisotropía significativa en el medio. La onda P más rápida ocurre en la dirección del eje a, la cual tiende a alinearse paralelamente a la línea de flujo, mientras que los ejes b y c son alineados paralelamente de manera aleatoria al plano del flujo. Esto genera que el material resultante sea hexagonalmente simétrico con un eje de simetría horizontal (imagen modificada de Nicolas y Poirier, 1976).

2.4 Localización de la anisotropía en la Tierra

La anisotropía es observada a diferentes profundidades de la Tierra, proviniendo de diferentes mecanismos (Figura 2.9) (e.g., Maupin y Park, 2007). En la corteza superior, varias observaciones en datos sísmicos exhiben anisotropía transversal, mayormente atribuida a la distribución de fracturas en rocas sedimentarias expuestas a esfuerzos regionales o al apilamiento de capas delgadas con velocidades contrastantes (e.g., Kaneshima *et al.*, 1988). La anisotropía también es observada en la parte intermedia-baja de la corteza, posiblemente asociada a la orientación preferencial de algunos minerales como biotita y hornblenda (Shearer, 2009).

Kilómetros por debajo de la corteza, la presencia de anisotropía parece ser inminente. Observaciones de tiempos de viaje Pn y particionamiento de fase SKS demuestran una fuerte anisotropía acimutal en el manto superior relacionada con el alineamiento preferencial de los cristales de olivino. Adicionalmente, análisis petrofísicos recientes de rocas ultramáficas sugieren la existencia de anisotropía en los primeros 400 km de profundidad (Mainprice *et al.*, 2000 y 2005).

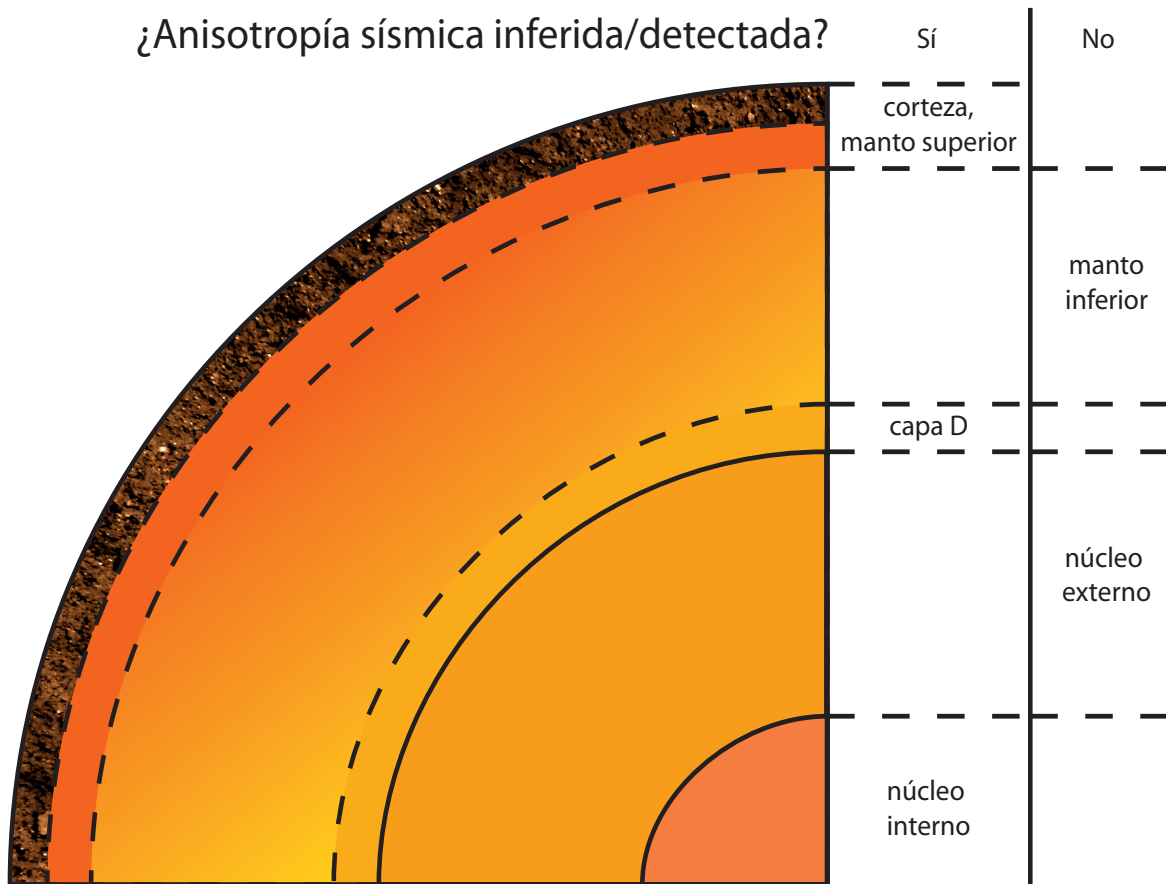


Figura 2.9 Esquema representando las zonas de la Tierra en donde la anisotropía ha sido inferida o detectada (imagen modificada de http://garnero.asu.edu/research_images/index.html).

A profundidades mayores de los 400 km, tanto observaciones sismológicas, como especulaciones basadas en datos mineralógicos, muestran regiones donde la existencia de anisotropía es posible; sin embargo, ésta es considerada como relativamente débil y se considera necesario conducir un mayor número de investigaciones para confirmar su presencia (e.g.; Montagner y Anderson, 1989; Montagner y Tanimoto, 1991; Karato, 1998). El primer problema de su estudio reside en que la anisotropía profunda causa sólo pequeñas variaciones en los datos sismológicos, por lo que sería necesario remover los efectos causados por las grandes heterogeneidades del manto y el contenido anisótropo de la litósfera y la astenósfera antes de poder interpretar las observaciones en términos de anisotropía profunda (Babuska y Cara, 1991). Otra dificultad adicional que se presenta para constreñir la anisotropía del manto subyace en las incertidumbres que se poseen acerca de la composición mineralógica de la zona de transición y el manto inferior; sin embargo, algunos resultados de laboratorio predicen la falta de alineamiento preferencial durante la deformación de perovskita silicato en las condiciones del manto inferior (Meade *et al.*, 1995).

A pesar de que la mayor parte del manto es caracterizada como isótropa, sus últimos 200 km o capa D, según la nomenclatura de Bullen (1942), presenta cierto grado de anisotropía y ha sido mencionada en numerosos estudios. Doornbos *et al.* (1985) y Cormier (1986) discutieron la posibilidad de una capa D con isotropía transversal. Años más tarde, Vinnik *et al.* (1986) sugirieron que es necesario que esta zona presente una anisotropía acimutal para explicar ondas S_V anómalamente difractadas en la zona de sombra de las ondas S_H del núcleo a distancias epicentrales entre 107° y 117° . Esta capa fue descubierta recientemente (Lay y Helmberger, 1983) y aún continúa sin ser caracterizada con precisión, dejando el tema de su naturaleza abierto.

En el núcleo de la Tierra, la situación es aún más problemática debido a que se conoce muy poco acerca de la naturaleza anisótropa de las fases de hierro a alta presión. Hoy en día, existen dos observaciones independientes que han llevado a varios sismólogos a considerar la posibilidad de que el núcleo interno posee anisotropía significativa con un eje de simetría coincidente con el eje de rotación de la Tierra. Por otro lado, evidencia directa de la existencia de anisotropía en el núcleo externo continúa ser inexistente.

La primera de estas observaciones proviene de los residuales del arribo de las fases PKIKP. Morelli *et al.* (1986) seleccionaron observaciones entre 170° y 180° , los cuales corresponden a rayos con un ángulo de incidencia casi vertical dentro del núcleo interno. En su estudio, las anomalías sobre los tiempos de viaje inducidas por el manto superior, junto con la topografía del límite manto-núcleo, fueron removidas de los datos analizados. Una de sus observaciones principales fue que las ondas PKIKP que se propagaban verticalmente eran mucho más rápidas a lo largo del eje de rotación de la Tierra que en el plano ecuatorial. Debido a que ningún tipo de heterogeneidad podría explicar esta observación, propusieron que el núcleo interno es anisótropo con simetría hexagonal paralelo al eje de rotación de la Tierra.

La segunda observación proviene del análisis de modos de separación en el espectro de oscilación libre de la Tierra. Para que estas separaciones pudieran ser explicadas, Woodhouse *et al.* (1986) propusieron un modelo esférico homogéneo del núcleo interno presentando anisotropía hexagonal con un eje de simetría coincidente al eje de rotación de la Tierra.

Así como en las regiones profundas del manto, el tema de la anisotropía en el núcleo interno continúa en discusión. Es claro que para poder argumentar con claridad la naturaleza de las anomalías sobre las velocidades de propagación de las ondas en el núcleo, es necesario contar con un mayor número de observaciones sismológicas de

tanto tiempos de viaje de ondas de cuerpo como de modos normales; así mismo, mejores constreñimientos físicos de las fases de hierro a alta presión (e.g. Nguyen y Holmes, 2004; Morard *et al.*, 2014).

2.5 Métodos de detección de anisotropía

2.5.1 Ondas de cuerpo

Actualmente, existen dos evidencias principales de anisotropía sísmica provenientes de observaciones en ondas de cuerpo. Éstas son las variaciones acimutales de ondas refractadas y el particionamiento de ondas S o birrefringencia sísmica.

2.5.1.1 Datos de refracción sísmica

La forma más eficiente de estudiar la anisotropía sísmica a partir de datos de refracción es midiendo directamente las variaciones acimutales de las velocidades (Figura 2.10). En general, existen dos posibles causas de la existencia de una variación azimutal en los datos de refracción: la geometría del horizonte en el que la refracción toma lugar y la anisotropía de la capa que lo subyace. Una interfase con buzamiento producirá una velocidad aparente lenta en la dirección del buzamiento y una velocidad rápida en la dirección opuesta, mientras que la anisotropía producirá una velocidad rápida en una dirección y siempre reproducirá la misma velocidad rápida en la dirección opuesta (Backus, 1965).

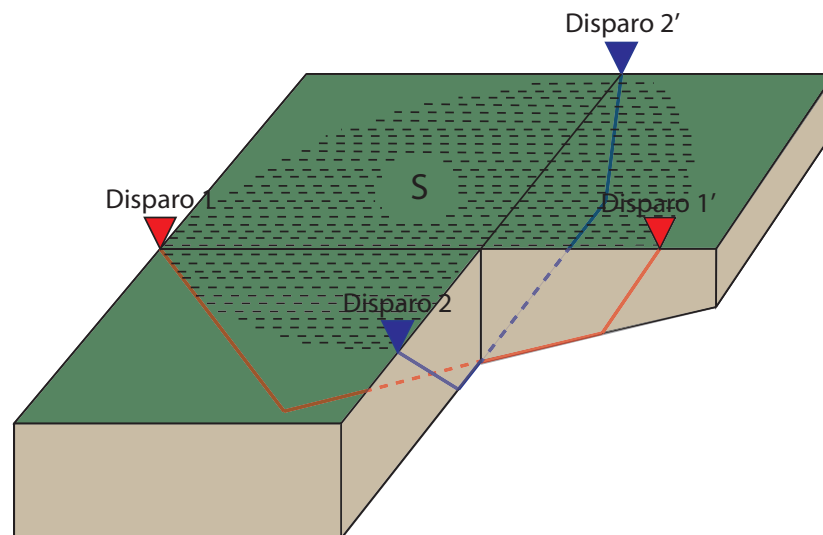


Figura 2.10 Esquema representando un experimento de refracción diseñado para estudiar la variación acimutal en una interfase con buzamiento. En este estudio, dos perfiles ortogonales entre ellos van a medir dos velocidades promedio diferentes en la interfase debajo de la superficie S, a partir de las cuales se podrá caracterizar y discernir si la variación acimutal es causada por anisotropía o alguna heterogeneidad lateral en el medio (imagen modificada de Babuska y Cara, 1991).

Un ejemplo típico del estudio de ondas refractadas es la observación de la variación acimutal de las velocidades de las fases Pn para deducir la anisotropía en cuencas oceánicas (Figura 2.11) (e.g., Raitt, 1969; Morris *et al.*, 1969). Mediante el estudio de su variación es posible obtener dos parámetros importantes para caracterizar la anisotropía: la dirección de la polarización rápida de la onda P y la magnitud de la anisotropía. Esta anisotropía es interpretada como consecuencia directa de la deformación causada en eventos tectónicos recientes, por lo que provee información de los procesos orogénicos en los que el esfuerzo tectónico es usualmente orientado de manera perpendicular al eje estructural de las cadenas montañosas y la anisotropía Pn es alineada de manera paralela al eje estructural. Adicionalmente, las orientaciones rápidas de la polarización Pn tienden a alinearse de forma paralela a la dirección de expansión o *spreading* cuando la placa se formó y a las fallas transformantes existentes a lo largo de su extensión (Meissner *et al.*, 2002).

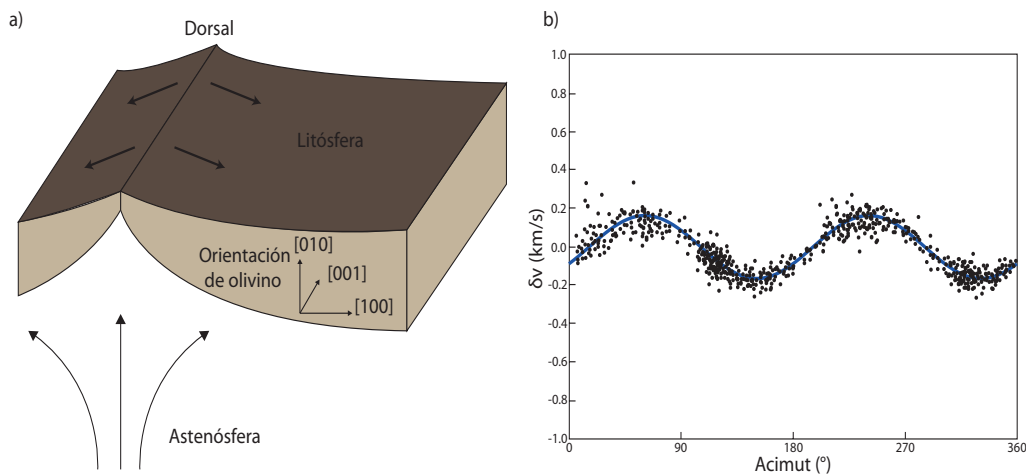


Figura 2.11 a) Ilustración de cómo el proceso de expansión genera una orientación preferencial en los cristales de olivino en la litósfera oceánica. La dirección rápida del olivino [100] es orientada en la dirección de la expansión. b) Variaciones en las velocidades de la onda Pn, suponiendo que el acimut es medido a 90° de la dirección de expansión, los máximos a 90° y 270° muestran que la dirección rápida de la anisotropía acimutal es en la dirección de la expansión (imagen modificada de Morris *et al.*, 1969).

2.5.1.2 Particionamiento de onda de corte

El segundo tipo de observación directa de anisotropía con ondas de cuerpo es el particionamiento o birrefringencia de las ondas de corte. Anteriormente, se demostró que cuando una onda S con polarización rectilínea entra a un medio anisótropo ésta tiende a separarse en dos fases ortogonales entre ellas. Si ningún tipo de discontinuidad en el medio genera particionamiento adicional, las dos ondas separadas van a exhibir una diferencia en su tiempo de viaje por lo que será posible observar dos diferentes arribos (Figura 2.12). Esta observación es considerada como

la herramienta más útil para investigar la anisotropía y, así como en los estudios de refracción sísmica, permite obtener los parámetros de caracterización de anisotropía: φ y δt , los cuales corresponden a la dirección de la polarización rápida y la diferencia temporal entre la fases rápida y lenta.

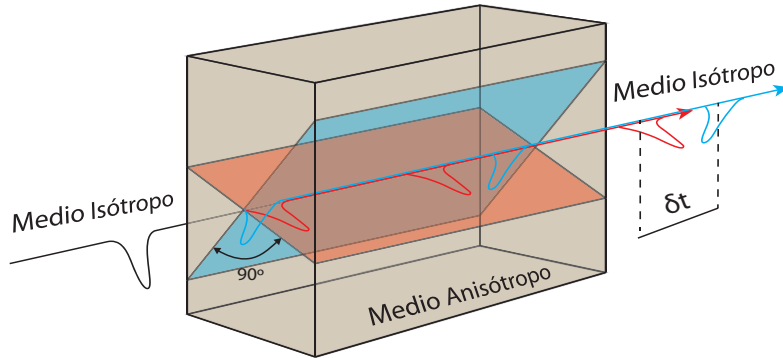


Figura 2.12 Caricatura mostrando cómo una onda S se separa en dos fases ortogonales entre ellas al entrar a un medio anisótropo. Las dos ondas resultantes se propagan independientemente aun volviendo al medio isotrópico, preservando evidencia de la anisotropía (imagen modificada de http://garnero.asu.edu/research_images/index.html).

A distancias telesísmicas, un ejemplo típico de esta propiedad se puede observar en las fases SKS. Cuando una onda S se convierte a P, en el núcleo externo, y nuevamente a S, en el manto inferior, ésta se encuentra completamente polarizada en la componente radial (S_V), debido a que toda la energía de la componente tangencial (S_H) fue reflejada cuando la onda S iba camino hacia abajo encontrándose con el límite núcleo-manto (Figura 2.13). Por consiguiente, si la Tierra fuese completamente isotrópica, la fase SKS debería ser observada sólo como una onda S_V radialmente polarizada en el plano horizontal, sin embargo, como éste no es el caso, ocurre un particionamiento en la onda, el cual produce dos ondas SKS polarizadas a ángulos rectos entre ellas. Asumiendo isotropía transversal, con un eje de simetría horizontal (anisotropía acimutal), las dos ondas polarizadas van a viajar a diferentes velocidades y arribar en tiempos diferentes. Vinnik *et al.* (1984) y Silver y Chan (1988) notaron que la componente tangencial de las fases SKS, perpendicular al plano vertical que contiene la trayectoria del rayo, era muy común en los registros horizontales.

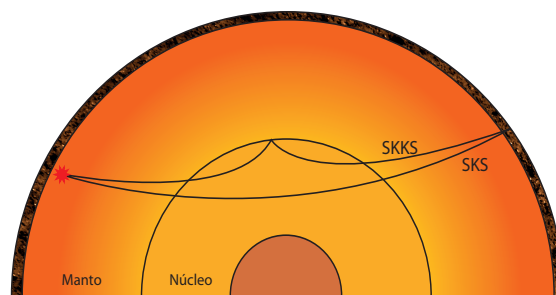


Figura 2.13 Una onda SKS se genera a partir de una conversión de P a S_V en el límite núcleo-manto.

De esta manera, si la señal de la onda SKS sobre la componente radial en una Tierra simétricamente esférica e isótropa es $S(t)$, y asumiendo que la trayectoria del rayo es vertical debajo de la estación, su proyección en las polarizaciones rápida y lenta son, respectivamente

$$S_1(t) = S(t) \cos \varphi, \quad (2.15a)$$

$$S_2(t) = S(t - \delta t) \sin \varphi, \quad (2.15b)$$

donde φ es el acimut de la polarización de la onda S rápida con respecto a la componente radial, la cual es opuesta al epicentro en el plano horizontal y δt es el tiempo de retraso entre las polarizaciones rápida y lenta (Figura 2.14). Por motivos previamente mencionados, no se esperaría que existiera la fase SKS en la componente transversal, pero la anisotropía genera una combinación de la polarización rápida y lenta en tanto la componente radial como la tangencial, dada por

$$R(t) = s(t) \cos^2 \varphi + s(t - \delta t) \sin^2 \varphi, \quad (2.16a)$$

$$T(t) = \left[\frac{s(t) - s(t - \delta t)}{2} \right] \sin 2\varphi, \quad (2.16b)$$

respectivamente.

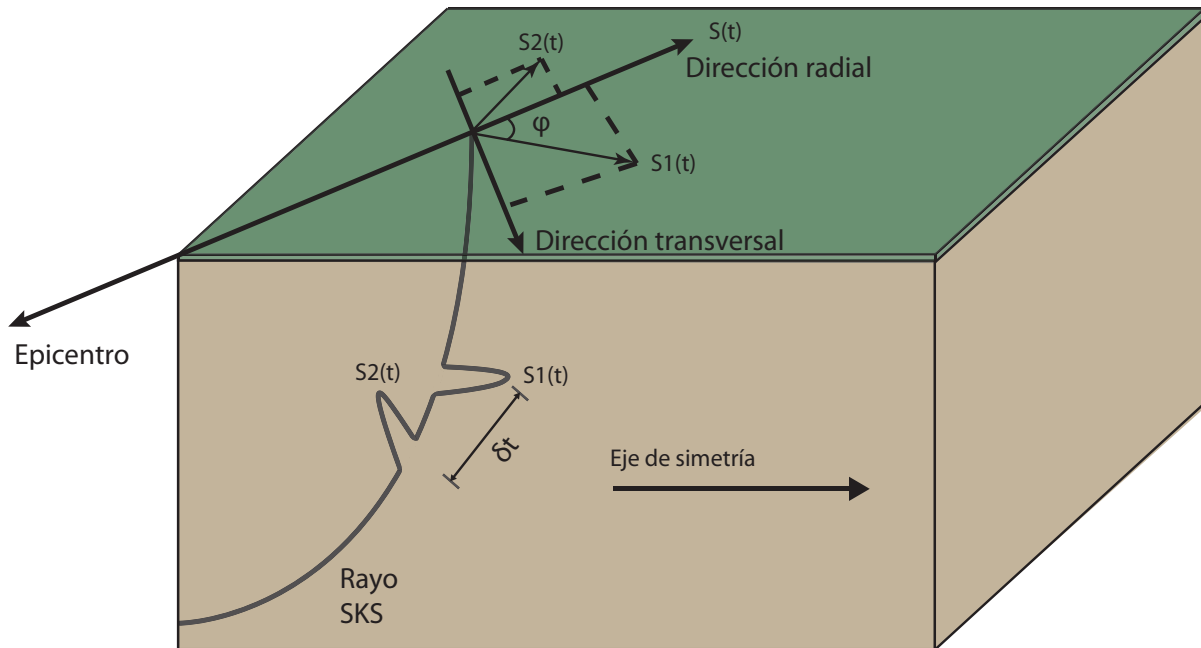


Figura 2.14 Convenciones usadas para derivar las relaciones que describen las proyecciones de las dos ondas S ortogonales $S_1(t)$ y $S_2(t)$ generadas por una onda SKS incidente $S(t)$. φ describe la dirección de la polarización rápida y δt la diferencia temporal entre los dos pulsos separados.

Generalmente, los parámetros de la birrefringencia sísmica son medidos usando métodos de búsqueda de mallado que buscan remover o compensar el efecto de la partición de la onda de corte. Por ejemplo, en la Figura 2.15a se presenta el registro en superficie de una onda SKS sintética que viajó por una capa anisótropa de 100 km de espesor con una polarización rápida de 45° y un contenido anisótropo de 4%; dicha discontinuidad genera un desfase aproximado de 0.9 s asumiendo una velocidad promedio del manto de 4.6 km/s (sismogramas 1 y 2). Las dos componentes son rotadas para obtener las polarizaciones rápida y lenta, $S_1(t)$ y $S_2(t)$ (sismogramas 3 y 4). Una vez en el sistema rápido y lento, el desfase δt es “corregido” y las componentes son rotadas de vuelta de manera que toda la señal se encuentre en la componente radial (sismogramas 5 y 6). En la Figura 2.15b se presenta el movimiento de partículas antes y después de la remoción de anisotropía. Como se puede apreciar, el movimiento de partículas antes de la corrección es elíptico, el cual es un claro indicador de energía en la componente tangencial y por consiguiente, anisotropía. Para obtener el juego de parámetros de anisotropía que caracterizan al espacio es necesario minimizar la energía en la componente transversal, tal como se muestra en la Figura 2.15c. Para este caso los valores recuperados de φ y δt son 45° y 0.9 s.

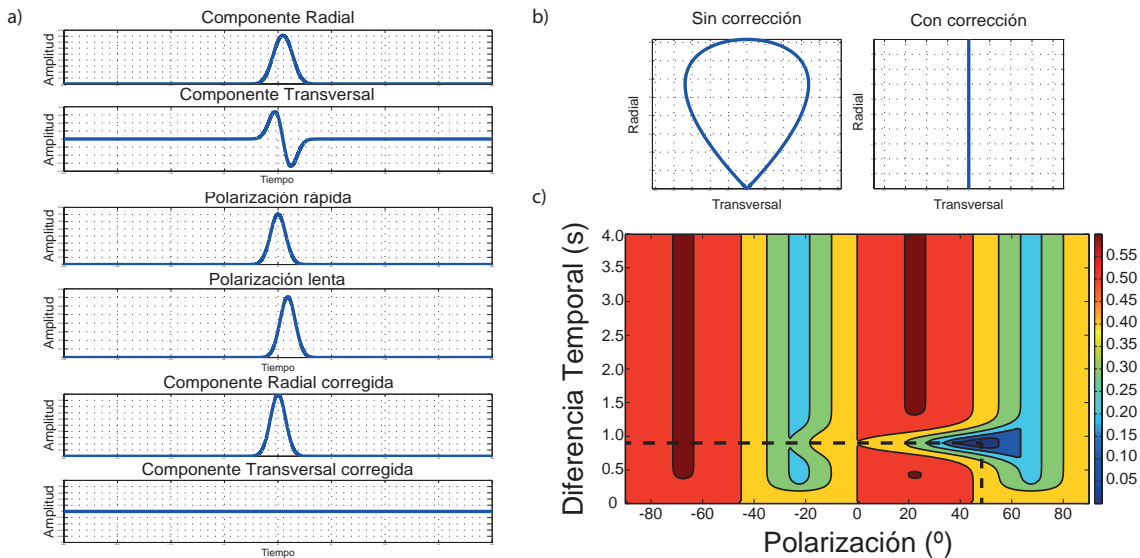


Figura 2.15 *Particionamiento de una onda SKS sintética. a) Sismogramas 1 y 2: formas de onda de la fase SKS antes del procesamiento en la componente radial y la componente transversal. Es importante notar el alto contenido energético en la componente transversal, el cual sería inexistente en un medio completamente isótropo. Sismogramas 3 y 4: formas de onda de la fase SKS en las polarizaciones rápida y lenta. En dicho sistema la forma de onda entre las dos componentes es similar. Sismogramas 5 y 6: formas de onda de la fase SKS después de remover el efecto causado por la anisotropía. Nótese que la energía en la componente transversal del registro es inexistente. b) Movimiento de partículas de las componentes radial y transversal antes y después de la remoción de los efectos de la anisotropía del medio. c) Gráfica de contorno de la amplitud en la componente transversal en función del tiempo de retraso y el ángulo de polarización. El mínimo corresponde al valor con el mejor ajuste. Este ejemplo está basado en un caso planteado por Stein y Wysession (2003).*

2.5.2 Ondas superficiales

Las ondas superficiales han demostrado ser una herramienta sumamente poderosa para investigar las propiedades anisótropas del manto superior. Estas ondas se propagan horizontalmente en la corteza de la Tierra y el manto superior y su poder de penetración depende tanto de su longitud de onda como de su rango de modo. Para un tipo de onda superficial y para un modo en específico, el poder de penetración aumenta con la longitud de onda y por consiguiente, con el periodo. Longitudes de onda largas son más sensibles a las propiedades elásticas de capas más profundas mientras que longitudes de onda cortas son sensibles a capas someras. Por este motivo, un modo de ondas superficiales presenta diferentes velocidades a diferentes longitudes de onda, conllevando a la dispersión de la señal sísmica. Las curvas de dispersión, de tanto velocidades de fase como de grupo, son la llave para cualquier investigación de ondas superficiales en las estructuras de la Tierra.

El hecho de que la anisotropía del manto era observable a partir de curvas de dispersión de ondas superficiales fue mencionado por primera vez a principio de los años 60 (Anderson y Harkrider, 1962; Anderson, 1966; Aki y Kaminuma, 1963). Estas observaciones confirmaron que la anisotropía acimutal es un fenómeno global en el manto superior, particularmente en los primeros 200 km del manto subcontinental (Mainprice *et al.*, 2000). Así mismo se mostró que las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh y Love no eran compatibles con un modelo isótropo único (McEvelly, 1964) (Figura 2.16).

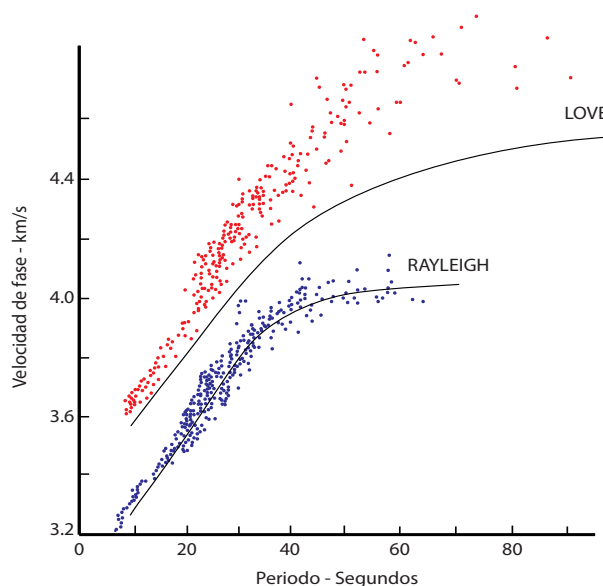


Figura 2.16 Discrepancia Love/Rayleigh observada por McEvelly (1964) en el centro de Estados Unidos. Las velocidades de fase observadas de las ondas Love para el modo fundamental son mucho más altas en comparación con las velocidades predichas de un estudio de ondas Rayleigh en la misma región.

2.5.3 Funciones de receptor

Una técnica ampliamente utilizada en la sismología para estudiar las discontinuidades en las propiedades del medio, especialmente en la corteza y el manto superior a escalas regionales (e.g. Vinnik *et al.*, 1997; Sandvol *et al.*, 1998), es la función de receptor (FR) (Langston, 1977). Esta técnica hace uso de las ondas convertidas P a S de eventos telúricos, generadas cuando una onda P incidente se encuentra con un contraste de impedancias debajo de una estación, para obtener una imagen de la estructura de la Tierra. La onda S_v , convertida es mejor conocida como fase P_s (Figura 2.17) y arriba tiempo después de la onda P directa en función de la profundidad y las propiedades en la discontinuidad.

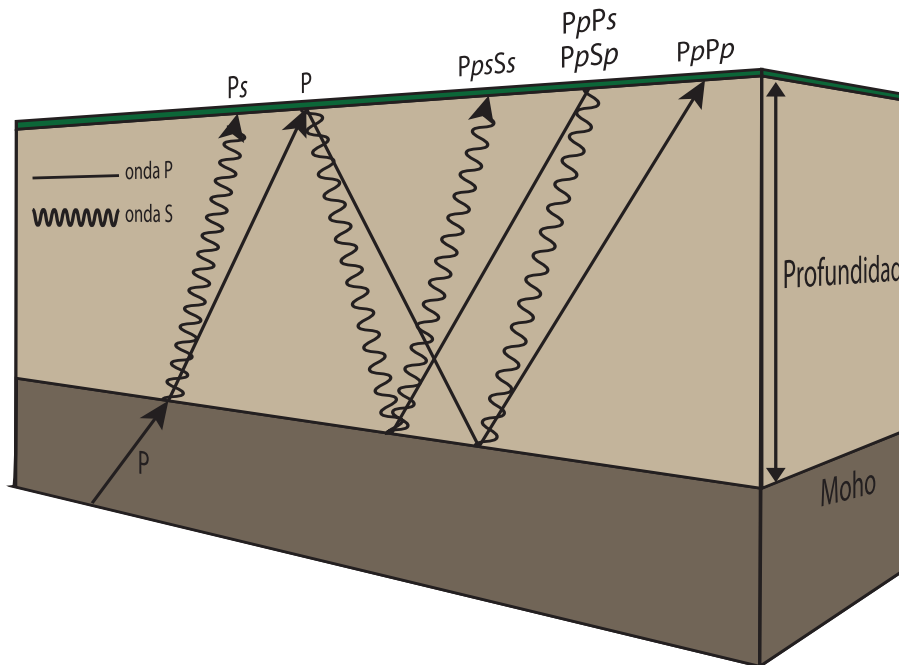


Figura 2.17 Caricatura mostrando cómo una onda P incidente en una discontinuidad (Moho) genera fases convertidas y fases reflejadas.

En la práctica, es sumamente complicado observar el arribo P_s debido a que éste es oscurecido por la coda de la onda P. Sin embargo, la onda P_s posee la característica de tener la misma forma que el pulso directo de la onda P, por lo que es posible observar esta fase deconvolucionando el pulso de la onda P del resto del sismograma. La forma de onda deconvolucionada es llamada función de receptor (Shearer, 2009) y, debido que a distancias telúricas la onda P es más prominente en la componente vertical, se expresa en el dominio de la frecuencia como:

$$E_i(\omega) = \frac{D_i(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_i(\omega)}{Z(\omega)}, \quad (2.17)$$

donde $I(\omega)$ representa a la respuesta instrumental, $S(\omega)$ a la fuente sísmica, $Z(\omega)$ a la componente vertical del sismograma, $E_i(\omega)$ a la estructura y $D_i(\omega)$ a la información contenida en el sismograma en la componente i .

Las amplitudes de las fases P_s observadas en las funciones de receptor están directamente relacionadas con el ángulo de incidencia de la onda P y con el contraste de velocidades. Por otro lado, los tiempos de arribo dependen de la profundidad a la que se presenta la discontinuidad, la velocidad de las ondas P y S en dicha discontinuidad y del parámetro de rayo. Gracias a la dependencia de estos factores, el modelado de las funciones de receptor permite obtener información útil de la estructura como del contraste entre las propiedades de las capas debajo de una estación. Para una secuencia de capas horizontales isótropas, las funciones de receptor poseen una forma similar al de la Figura 2.18.

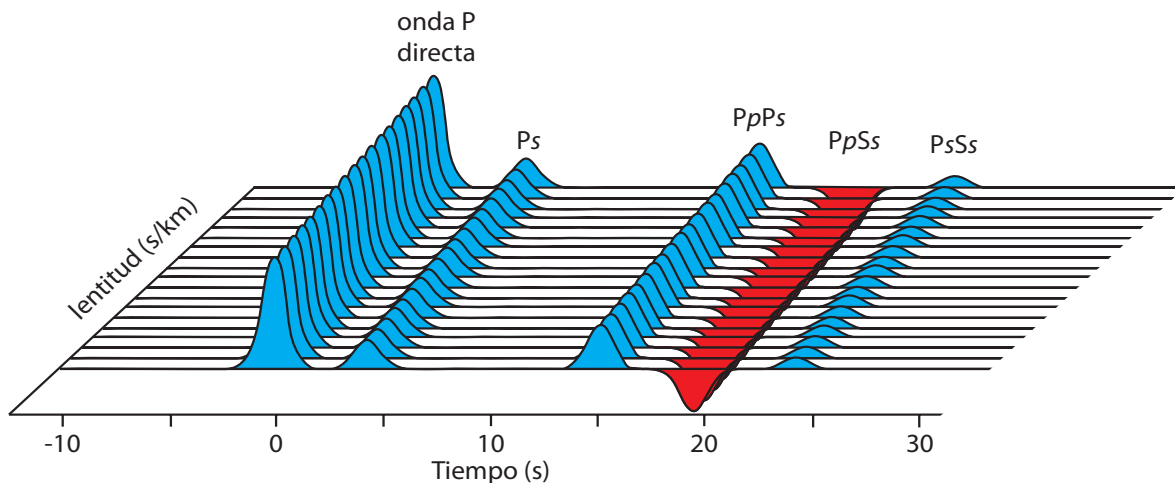


Figura 2.18 Caricatura de funciones de receptor P_s mostrando las fases convertidas principales y algunas de las reverberaciones en un medio homogéneo e isótropo de capas horizontales. La polaridad de los pulsos de una función de receptor es controlado por el contraste de impedancias en la discontinuidad. Cuando existe un cambio negativo en las impedancias del medio, el pulso resultante presentará una polaridad positiva, por otro lado, cuando el contraste de impedancias es positivo, el pulso P_s va a presentar una polaridad negativa.

Las funciones de receptor poseen una gran cantidad de información de la corteza y han resultado sumamente útiles para estudiar la litósfera. Su cobertura horizontal está directamente relacionada con la profundidad de la discontinuidad que genera las fases convertidas y con el ángulo de incidencia de la onda P directa en dicha discontinuidad. La Figura 2.19 presenta la geometría de las trayectorias de rayo de la fase P_s y el múltiplo P_pP_p dentro de una capa horizontal. En esta figura las distancias X_s y X_p representan la cobertura horizontal máxima, las cuales, a partir de la ley de Snell, se pueden expresar como:

$$X_s = h * \tan(\sin^{-1}(p * V_s)), \quad (2.18a)$$

$$X_p = h * \tan(\sin^{-1}(p * V_p)), \quad (2.18b)$$

donde h es la profundidad del contraste de impedancias; p es el parámetro de rayo; y V_p y V_s son la velocidad de P y S, respectivamente. A pesar de que el alcance de las funciones de receptor es limitada, su análisis provee una buena resolución lateral de la transición corteza-manto usando eventos de diferentes acimuts (Ammon, 1997). No obstante, debido a que requieren una fuente impulsiva tales como eventos telúricos para ser calculadas, su cobertura acimutal completa no siempre es garantizada.

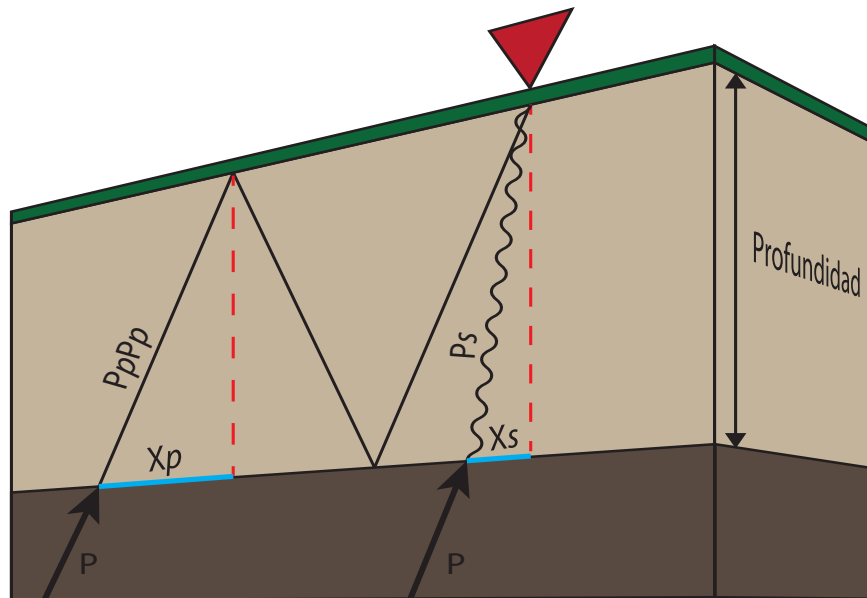


Figura 2.19 Cobertura horizontal de una función de receptor para la fase convertida P_s y el múltiplo P_pP_p .

Las funciones de receptor son idealmente usadas en capas horizontales y medios isotrópicos; sin embargo, debido a que estas condiciones son poco comunes en la naturaleza, se han realizado varios estudios con sismogramas sintéticos en capas inclinadas y anisótropas para comprender su comportamiento en diversos ambientes tectónicos.

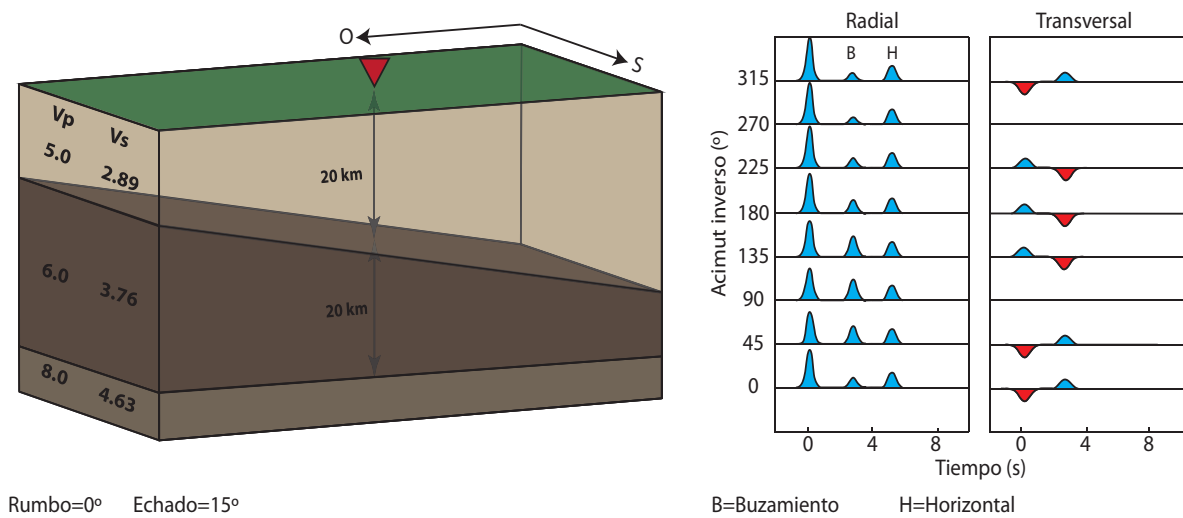
2.5.3.1 Funciones de receptor en capas inclinadas

Cassidy (1992) realizó un análisis de los efectos de capas inclinadas en funciones de receptor usando RAY3D, un código de trazado de rayos escrito por Owens (1984) basado en el trabajo de Langston (1977). Dentro de sus observaciones, notó que las

capas inclinadas producían una respuesta en la función de receptor radial como en la transversal; así mismo que éstas variaban en función del acimut (Figura 2.20).

En las funciones de receptor radiales, la amplitud de la fase convertida Ps es máxima y presenta arribos tempranos para acimuts alineados con la dirección echado arriba o “up-dip”, y una amplitud mínima y arribos tardíos para acimuts alineados con la dirección echado abajo o “down-dip”. Este efecto resulta muy evidente en medios con una inclinación mayor que los 30° o capas ligeramente inclinadas con un contraste de impedancias alto.

Así como en el caso de la onda SKS, la energía en una función de receptor transversal debe de ser inexistente para un medio homogéneo e isótropo. Sin embargo, en un ambiente de capas inclinadas, la refracción de la onda fuera del plano R-Z genera cierto contenido energético en la componente transversal. En esta componente, Cassidy (1992) observó que las amplitudes de la onda P directa y la de la fase Ps es cero para los arribos en viajando en la dirección “up-dip” y “down-dip”, y es máxima para los arribos viajando en la dirección del rumbo. Adicionalmente, las amplitudes se revierten con un periodo de 360°. En otras palabras, los arribos viajando a lo largo del rumbo con el buzamiento del lado derecho van a mostrar una fase P con pulso negativo y una fase Ps con pulso positivo, mientras que los arribos viajando a lo largo del rumbo con el buzamiento del lado izquierdo van a mostrar una fase P con pulso positivo y una fase Ps con pulso negativo. Entre estos máximos, las amplitudes van a disminuir hasta ser nulas en la dirección del buzamiento.



Rumbo=0° Echado=15°

B=Buzamiento H=Horizontal

Figura 2.20 Efectos de una capa inclinada en funciones de receptor. Cassidy (1992) encontró tres efectos principales: 1) Variación en la amplitud y tiempo de arribo de la fase Ps en función del acimut inverso, 2) dependencia acimutal de la amplitud de la onda P directa, y 3) contenido energético en la componente transversal: es importante notar el cambio de polaridad de la fase P directa y Ps mostrando una polaridad de 360° (imagen modificada de Cassidy, 1992).

2.5.3.1 Funciones de receptor en medios anisótropos

Gran número de estudios han intentado caracterizar los efectos de la anisotropía en las funciones de receptor (e.g. McNamara, 1990; McNamara y Owens, 1993; Savage, 1998; Nagaya *et al.*, 2008). Dentro de estas observaciones, se ha encontrado que la anisotropía produce un efecto similar al de capas inclinadas, generando una respuesta en la función de receptor transversal, así como una dependencia acimutal y un efecto adicional de birrefringencia sísmica.

McNamara (1990) y McNamara y Owens (1993) examinaron funciones de receptor calculadas a partir de sismogramas sintéticos. En sus resultados encontraron ciertas variaciones en las amplitudes y tiempos de arribo de las fases, así como un efecto de birrefringencia sísmica. Adicionalmente, notaron que para un medio anisótropo, la componente transversal va ser nula a lo largo de las direcciones rápidas y lentas y alcanzará un máximo a 45° de cualquiera de los dos ejes. Años más tarde, Savage (1998) analizó funciones de receptor sintéticas con el propósito de comparar la respuesta de un medio transversalmente anisótropo con la de un medio con capas inclinadas. En su estudio, Savage (1998) generó diversos modelos en los cuales introdujo una capa anisótropa a diferentes profundidades y con diferentes porcentajes en la variación de velocidad debajo de una corteza isótropa y un medio de capas inclinadas isótropas. Entre sus resultados reportó dos diferencias principales: (1) el primer arribo en la componente transversal se encuentra sin importar la profundidad de la capa inclinada, mientras que dicha energía arriba en un medio anisótropo sólo cuando éste se encuentra en la superficie, y (2) los sistemas transversalmente anisótropos con eje de simetría horizontal poseen formas de onda con periodicidades de 180° en función de su acimut inverso y un cambio de polaridad cuando se pasa de un acimut de velocidad rápida o lenta, a diferencia de la periodicidad de 360° en un medio de capas inclinadas.

Así mismo, Nagaya *et al.* (2008) ratificaron el efecto de la anisotropía sísmica en las funciones de receptor a partir de sismogramas sintéticos generados por una onda P incidente sobre una estructura anisótropa con simetría hexagonal (Figura 2.21). En su trabajo, compendian las características principales de las funciones de receptor afectadas por la anisotropía y conducen experimentos numéricos para demostrar que mediante análisis de correlación cruzada de la forma de onda sobre las fases separadas es posible estimar la anisotropía sísmica de la capa donde ésta fue generada.

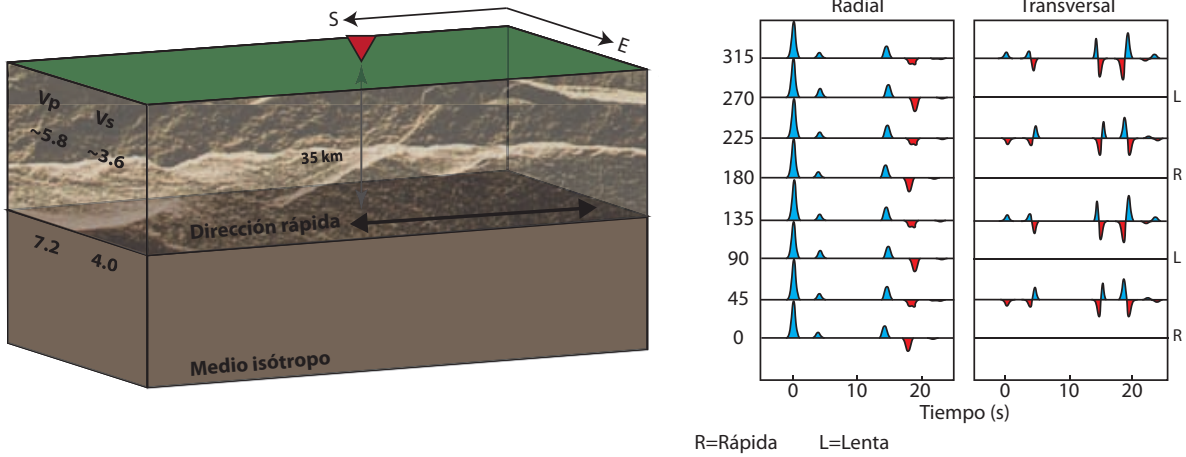


Figura 2.21 Efectos de la anisotropía en funciones de receptor. Mediante varios estudios se han encontrado cuatro efectos principales: 1) Apariencia de energía sísmica en las funciones de receptor radial y transversal, 2) cambios sistemáticos en las formas de onda de las fases convertidas Ps conforme el acimut inverso incrementa, 3) cambios en las polaridades en las funciones de receptor transversal en función del acimut inverso, y 4) birrefringencia sísmica de las ondas convertidas Ps y otras fases que reverberan como ondas S (imagen modificada de Nagaya et al., 2008).

3. ANTECEDENTES TECTÓNICOS

El estado tectónico actual y la configuración geográfica de México es sumamente compleja debido a los múltiples procesos dinámicos que la han afectado durante toda su evolución. México incorpora en su territorio a las placas de Norteamérica, Caribe, Pacífico, Rivera y Cocos (Figura 3.1), y es debido a la interacción entre estos fragmentos litosféricos que es una zona de alta sismicidad. La subducción de la placa de Cocos debajo de la de Norteamérica también es la responsable de la formación y evolución de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); un arco magmático continental del Neógeno conformado por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y varios cuerpos intrusivos que se extienden desde las costas del Pacífico en San Blás, Nayarit, y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las playas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La variabilidad del estilo volcánico y la orientación oblicua de esta provincia morfotectónica con respecto a la trinchera son aspectos únicos que han hecho de México anfitrión de una gran variedad de estudios involucrando su estado tectónico actual y los procesos que lo gobiernan.

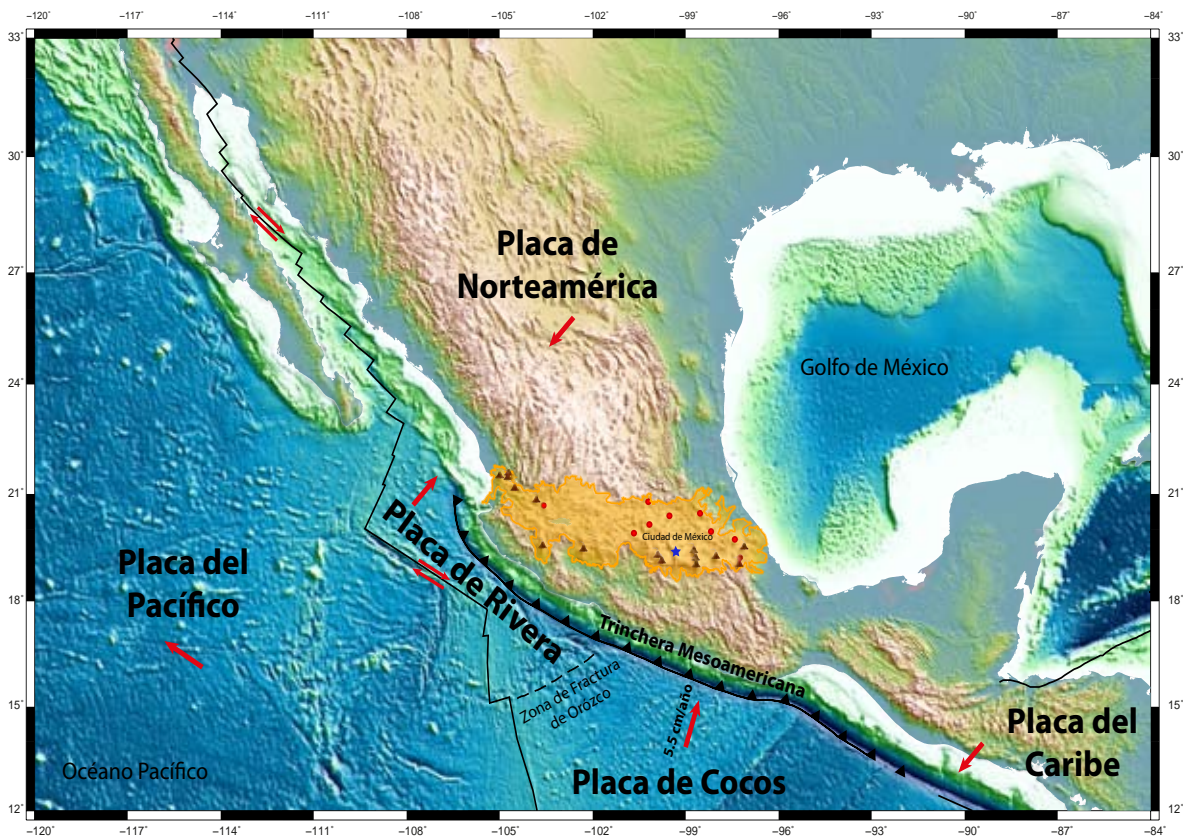


Figura 3.1 Ambiente tectónico actual de México. Las flechas rojas representan la dirección de convergencia de las placas que conforman esta región. El área amarilla delimita la Faja Volcánica Transmexicana con los principales estratovolcanes (triángulos café) y calderas (círculos rojos) (Ferrari et al., 2012). La Ciudad de México está indicada con una estrella azul.

3.1 Marco tectónico

La reconstrucción global de placas indica que las placas de Cocos y Rivera son resultado de la fragmentación gradual de la placa de Farallón en una serie de placas de menor dimensión hace ~ 30 Ma, cuando la dorsal del Pacífico oriental comenzó a interactuar con la placa de Norteamérica (Atwater y Stock, 1998). En un principio, la placa de Cocos se originó cuando la placa de Farallón se separó en dos a una latitud ecuatorial, posicionando a la placa de Nazca en el sur hace ~ 23 Ma (Lonsdale, 2005). Tiempo después, la placa de Cocos sufrió una fragmentación más cuando el punto triple de Cocos-Pacífico-Norteamérica se desplazó al sur hace ~ 10 Ma, dando lugar a la placa de Rivera (DeMets y Traylen, 2000) (Figura 3.2). El proceso tectónico de subducción de estas dos placas debajo de la de Norteamérica es la principal fuente de sismos en México, así como de varias irregularidades como distribuciones anómalas en la sismicidad de la región, eventos lentos y tremores tectónicos (Pardo y Suárez, 1995; Kostoglodov *et al.*, 2003; Payero *et al.*, 2008).

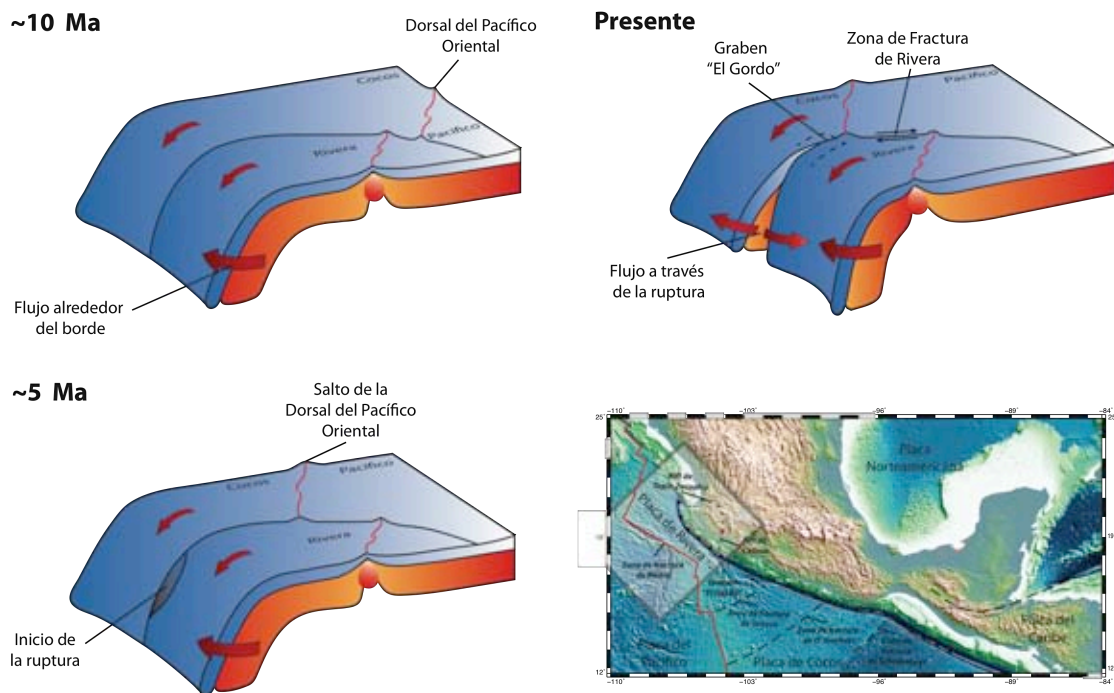


Figura 3.2 Formación y desarrollo de la fragmentación de las placas de Cocos y Rivera. El cuadro difuminado en el mapa señala la posición de la ilustración tridimensional (imagen modificada de Manea *et al.*, 2013).

En general, la placa de Rivera es una microplaca relativamente joven que subduce en la porción occidental de la trinchera Mesoamericana a un rango de convergencia de ~ 3 cm/año. Esta placa se encuentra limitada por la zona de fractura de Rivera, la

dorsal del Pacífico oriental, la zona de fractura de Tamayo y la trincherera Mesoamericana y, a gran escala, consiste de dos unidades morfotectónicas distintas: una región mayormente compuesta por corteza oceánica no deformada, y otra región estructuralmente compleja como resultado de la propagación del *rift* y la convergencia entre las placas de Rivera y Cocos con el graben “El Gordo” en la proximidad de la trincherera (Bandy *et al.*, 1995). Por otro lado, la placa de Cocos ha demostrado ser más complicada que la placa de Rivera. Este fragmento litosférico se encuentra limitado al noreste por la placa Norteamericana y la placa del Caribe, al oeste por la placa del Pacífico y al sur por la placa de Nazca, subduciendo debajo de la placa de Norteamérica a un rango entre $\sim 5\text{-}9$ cm/año dependiendo la altura a lo largo trincherera. La placa de Cocos también se caracteriza por presentar una gran variabilidad y geometría inusual a lo largo de su rumbo (subducción horizontal vs subducción inclinada), inconsistente con la variación gradual en la edad de la placa (Pardo y Suarez, 1995; Manea *et al.*, 2013).

Una manifestación superficial de la subducción de la placa de Cocos es la Faja Volcánica Transmexicana. Cerca de la Ciudad de México, este arco volcánico se encuentra a 300 km de la trincherera, lo cual indica que la subducción es relativamente somera a esta distancia, en comparación con la mayoría de los arcos continentales (Kim *et al.*, 2012). Una reorientación sistemática de un arco de la Sierra Madre Occidental de nor-noroeste al este-oeste desde hace 38 Ma hasta hace 7 Ma, junto con un cambio en la composición dominante de ignimbritas siliciclásticas y riolitas a lavas andesíticas y basálticas, indican cambios en la dinámica de la placa (Ferrari *et al.*, 1999, 2012). Otro aspecto de gran interés acerca de esta provincia morfotectónica es que las actividades magmáticas cesaron hace 30 Ma a lo largo de la costa y reaparecieron hace 20 Ma al sur de la Ciudad de México, donde procedieron a migrar a la parte norte de la FVTM (Ferrari, 2004; Ferrari *et al.*, 2012). Después de este salto continente adentro, se cree que la placa en el centro de México se encuentra en un estado de *rollback*, como evidencia de la migración del vulcanismo a su posición actual al sur de la FVTM (Ferrari, 2004; Ferrari *et al.*, 2012).

Respecto al dominio continental en México, la placa de Norteamérica se encuentra compuesta por una serie de terrenos tectonoestratigráficos y bloques corticales (Ferrari *et al.*, 2012; Sedlock *et al.*, 1993) (Figura 3.3). Al oeste, la placa de Rivera se encuentra subduciendo debajo de la parte oeste del terreno Guerrero mejor conocido como Bloque de Jalisco; una unidad geológica distinta cuyos límites continentales están siendo reactivados formando los *rifts* de Tepic-Zacoalco y Colima (Allan *et al.*, 1991; Luhr *et al.*, 1985; Rosas-Elguera *et al.*, 1996). Al este del *rift* de Colima, la parte este del terreno de Guerrero consiste de una acreción volcano-sedimentaria a metamórfica de bajo grado de la Era Mesozoica con un espesor no mayor a los 35 km

(Manea *et al.*, 2013). El terreno de Guerrero se encuentra cabalgado en las rocas metamórficas Paleozoicas del terreno Mixteco, el cual a su vez está suturado con el terreno de Oaxaca. Limitando al terreno Mixteco y de Oaxaca se encuentra un arco de rocas plutónicas y metamórficas de grado bajo a medio, llamado terreno de Xolapa, el cual se cree haberse formado por la exhumación de terrenos en los inicios del período Terciario (Hermann *et al.*, 1994; Ratschbacher *et al.*, 2009). La parte sureste de la placa de Norteamérica está constituida por el terreno Maya, formado por un basamento Precámbrico-Paleozoico con una cubierta del Mesozoico. La mayor parte del terreno Maya se encuentra compuesto por el bloque de Yucatán, un fragmento grueso de litósfera continental separado del cratón de Norteamérica durante la apertura del Golfo de México (Manea *et al.*, 2013).

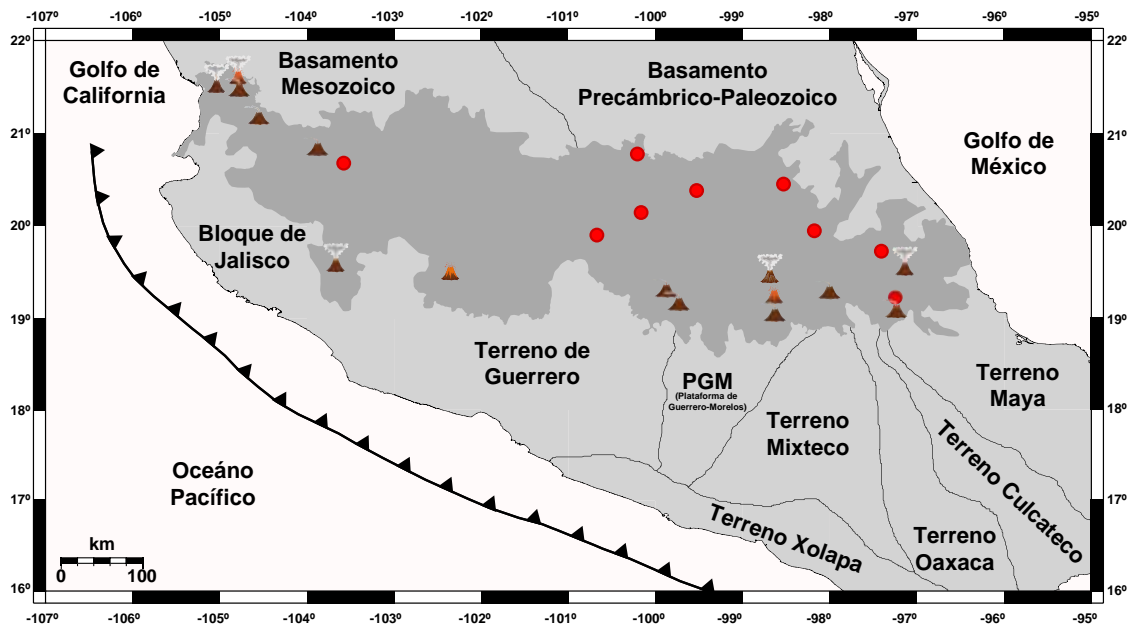


Figura 3.3 Imagen del centro de México delimitando algunos de los terrenos tectonoestratigráficos y bloques corticales que conforman la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2012).

3.2 Estudios previos en México

3.2.1 Estructura sísmica

El origen, la evolución y la estructura de la zona de subducción mexicana ha sido estudiada mediante una gran variedad de técnicas a lo largo de los años. Pardo y Suárez (1995) describieron con detalle la subducción somera debajo de México central mediante la relocalización de hipocentros de terremotos locales. Tiempo después, mediciones más precisas de la geometría de la subducción a lo largo de la trinchera fueron obtenidas usando fases convertidas (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Kim *et al.*, 2010, 2011; Melgar y Pérez-Campos, 2011; Song y Kim, 2012a, 2012b) y

tomografía de onda P y S (Husker y Davis, 2009; Chen y Clayton, 2012). En particular, Pérez-Campos *et al.* (2008) presentaron la imagen retro-proyectada de funciones de receptor mostrando la placa de Cocos subduciendo de manera horizontal a la placa Norteamericana, revelando la ausencia de espacio para la astenósfera por aproximadamente 300 km desde la trinchera a lo largo del experimento MASE (Figura 3.4).

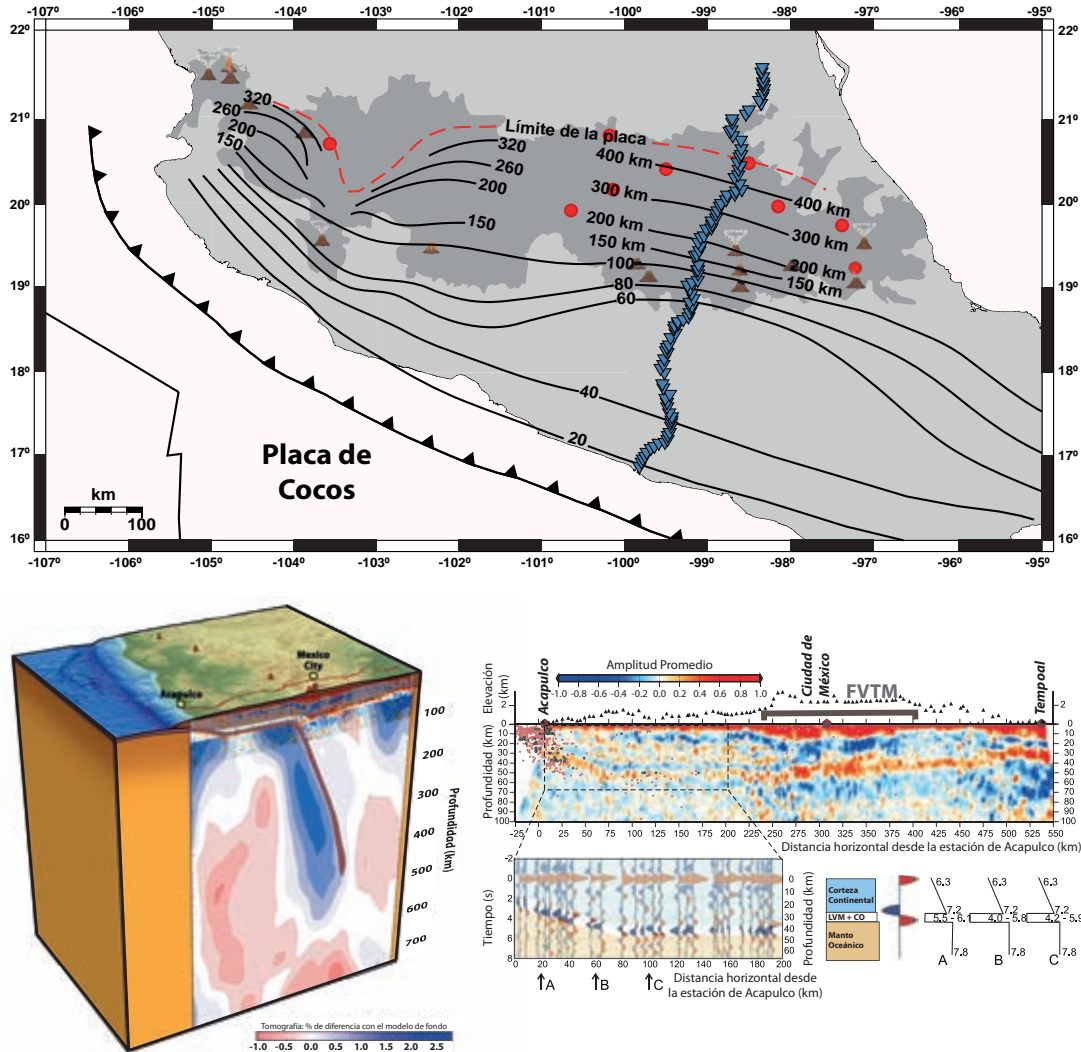


Figura 3.4 El mapa muestra la profundidad de la placa subducida en el centro de México compilada usando los resultados del estudio de funciones de receptor y tomografía de los experimentos: MARS, MASE y VEOX (líneas negras). La geometría de Pardo y Suárez (1995) fue usada para las áreas no cubiertas por estos estudios (Ferrari *et al.*, 2012). Los triángulos azules invertidos representan a las estaciones empleadas en el experimento MASE. El panel inferior muestra un compuesto del modelo litosférico y del manto debajo de este experimento, mostrando que la placa claramente se encuentra truncada a los 500 km de profundidad (izquierda). La imagen inferior derecha muestra en detalle la estructura de la corteza y manto superior basada en el estudio de funciones de receptor. La interfase roja corresponde al Moho, el cual parece estar en contacto directo con la placa de Cocos. Debajo de este modelo se muestra la presencia de una capa delgada pero de muy baja velocidad. Los resultados de esta figura fueron tomados de Pérez-Campos *et al.* (2008) y Husker y Davis (2009).

Los resultados basados en el estudio de Pérez-Campos *et al.* (2008) y de Husker y Davis (2009) revelaron una placa plana y somera con un espesor aproximado de 10 km, que comienza a subducir 250 km continente adentro a un ángulo aproximado de 75° y se encuentra truncada a una profundidad de 500 km. La subducción horizontal encontrada en estos estudios es consistente con aquella propuesta por Pardo y Suárez (1995). Iglesias *et al.* (2010) obtuvieron una imagen en dos dimensiones de la placa subducida basada en las variaciones de velocidad de onda S usando eventos regionales. Los autores describen una zona de baja velocidad debajo de la FVTM, consistente con la presencia de la cuña del manto. Adicionalmente, Chen y Clayton (2009) mostraron una baja atenuación asociada con la parte subducida de la placa y una zona de alta atenuación en la cuña del manto relacionada con una temperatura alta, fluidos y fusión parcial producida por el proceso de subducción. Esta región coincide con una zona continua altamente conductiva localizada justo debajo del arco volcánico y en la corteza continental expuesta por un experimento magnetotelúrico realizado a lo largo de un perfil paralelo a MASE (Jodicke *et al.*, 2006) (Figura 3.5).

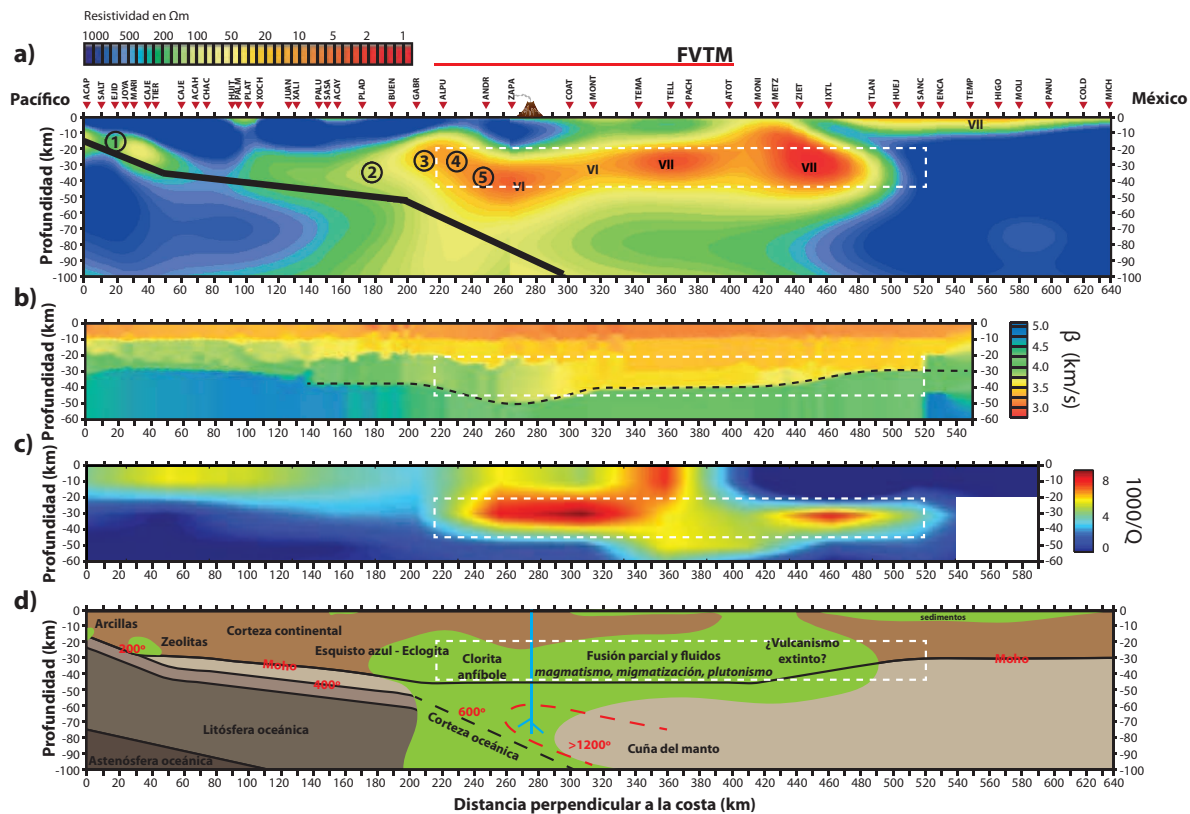


Figura 3.5 Comparación de diferentes estudios a lo largo del perfil MASE. a) Medidas de resistividad a partir de un estudio magnetotelúrico (Jödicke *et al.*, 2006). b) Velocidad de onda S calculada a partir de un estudio de ondas superficiales (Iglesias *et al.*, 2010). c) Estructura de atenuación de onda P (Chen y Clayton, 2009). d) Interpretación petrológica de las anomalías de conductividad del estudio magnetotelúrico (Jödicke *et al.*, 2006). La región de baja resistividad se correlaciona con las regiones de baja velocidad v_s y alta atenuación (cajas discontinuas).

Debido al movimiento relativo de la placa de Cocos y a la evidencia del espacio limitado para el manto astenosférico a lo largo del segmento de la subducción horizontal, se esperaría que la placa subducida estuviera acoplada a la suprayacente, dando lugar a sismos potencialmente grandes (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Sin embargo, observaciones de GPS (Franco *et al.*, 2005) junto con la inversión de un sismo silencioso (Iglesias *et al.*, 2004) sugieren que el segmento horizontal no se encuentra acoplado. Basado en argumentos termales, Manea *et al.* (2004) proponen que el bajo acoplamiento se encuentra relacionado con el metamorfismo de los minerales en la placa subducida.

El origen de la parte horizontal de la placa de Cocos en el centro de México es uno de los aspectos más estudiados y contradictorios en la Trinchera Mesoamericana y, aún hoy en día, continua en discusión. La historia del vulcanismo revela edades isotópicas de rocas magmáticas de la FVTM que muestran la iniciación de una migración continente adentro del frente volcánico hace ~ 16 Ma (Ferrari *et al.*, 2012). La rápida migración del vulcanismo alejándose de la trinchera a mediados del Mioceno marca la iniciación de la subducción horizontal en esta parte de México, la cual llega a su extensión máxima hace ~ 10 Ma, cuando comienza a migrar de nuevo hacia la trinchera (Manea *et al.*, 2013). Manea *et al.* (2013) proponen la hipótesis en donde el incremento rápido de la tasa de expansión de Pacífico-Cocos, de ~ 4 cm/año a ~ 12 cm/año hace ~ 15 Ma (Sdrolias y Müller, 2006), acoplado con la subducción de una placa joven y el *rollback* de la trinchera, cumple con el potencial de inducir una subducción horizontal. En la Figura 3.6 se presenta esquemáticamente la secuencia temporal de dicho mecanismo de subducción horizontal en el centro de México.

Otro rasgo estructural inusual de la zona de subducción mexicana revelado por el experimento MASE es la presencia de una capa de ultra baja velocidad (USL, por sus siglas en inglés). Esta capa es observada a lo largo de toda la extensión de la región horizontal de la placa, desde la zona sismogénica en la trinchera hasta el punto donde la placa desciende bruscamente al manto (Pérez-Campos *et al.*, 2008), y parece absorber casi toda la deformación entre la placa subducida y la placa suprayacente, explicando la geometría horizontal sin un fuerte acoplamiento (Kim *et al.*, 2010). Esta observación confirma la predicción numérica de Manea y Gurnis (2007) donde la evolución de una subducción inclinada a una horizontal pudo atrapar un canal de material de baja viscosidad.

La velocidad S anómalamente baja encontrada en esta región sugiere una relación con fluidos, especialmente agua libre o materiales hidratados en la interfase; sin embargo, la naturaleza exacta de la USL no es conocida. Song *et al.* (2009) proponen que la USL representa una porción de corteza oceánica saturada con fluidos, formando una capa

de alta presión de poro que se encuentra sellada por una capa de baja permeabilidad directamente arriba de la interfase. Kim *et al.*, (2010) analizaron más a fondo las propiedades sísmicas de la placa invirtiendo las amplitudes de las funciones de receptor y sus tiempos de separación. Los resultados de este experimento revelaron altos cocientes de V_p/V_s y de Poisson en la corteza oceánica superior en la porción horizontal de la placa, la cual asocian con una corteza altamente heterogénea compuesta por minerales hidratados mecánicamente débiles (talco) que se pueden encontrar bajo una alta presión de poro. Con o sin fluidos libres, Kim *et al.* (2013) demostraron que una capa ultramáfica rica en talco, posiblemente proveniente de la cuña del manto durante el proceso de la subducción horizontal, se requiere para explicar las velocidades anómalas de la USL. Esta observación concuerda con la de Manea *et al.* (2013) quienes proponen que la capa de ultra baja velocidad representa un remanente de la cuña del manto que experimentó serpentización significativa desde que la placa subduce de manera horizontal (Figura 3.6).

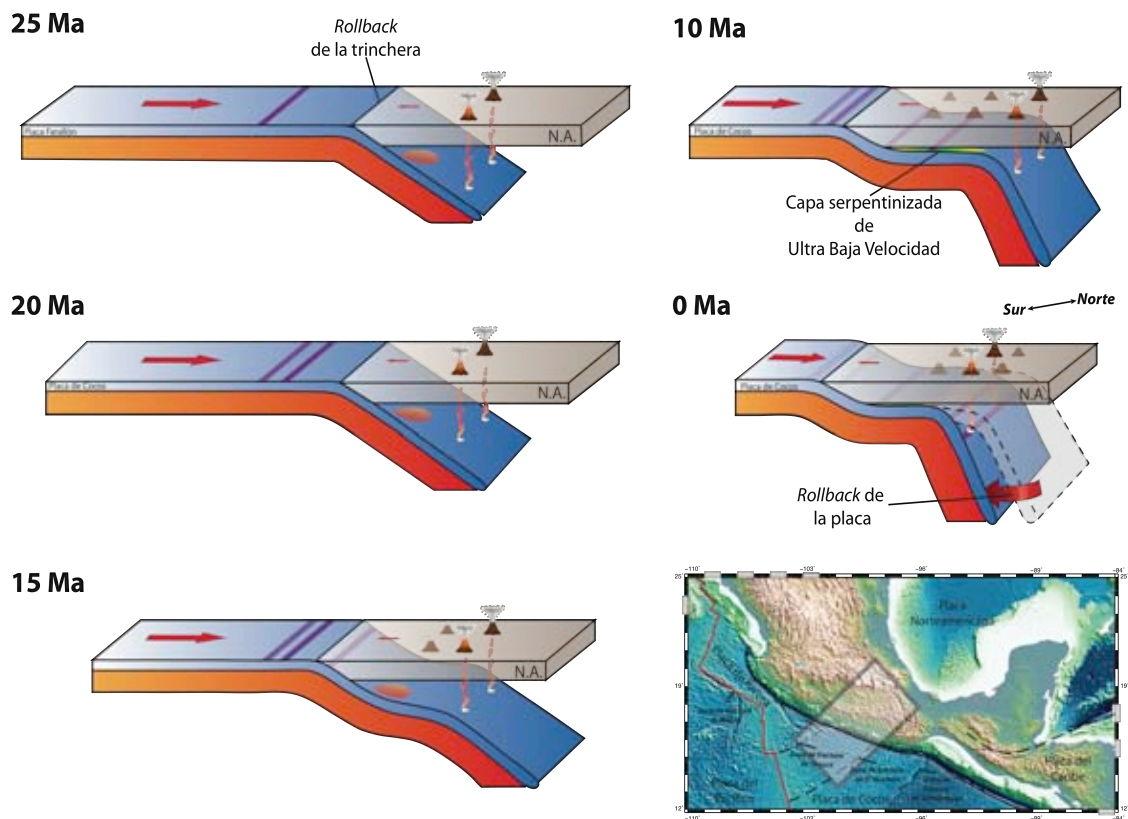


Figura 3.6 Modelo evolutivo para el sistema de subducción debajo del centro de México. El proceso de la subducción horizontal en esta zona se propone haber iniciado como resultado de la combinación de un incremento en el rango de expansión de Pacífico-Cocos hace ~ 17 Ma, una placa joven en subducción (8-9 Ma) y el rollback de la trinchera. Las tiras moradas en los modelos corresponden a marcadores en la placa de Cocos. El cuadro difuminado en el mapa señala la posición de la ilustración tridimensional (imagen modificada de Manea *et al.*, 2013).

3.2.2 Sismos lentos y tremores tectónicos

Otro aspecto inusual de la zona de subducción en México es la ocurrencia de sismos lentos (SSE, por sus siglas en inglés) y tremores tectónicos (TT). En el sur de México, sismos lentos con magnitudes $M_w \sim 7$ a 7.5 ocurren cada 1 a 4 años; sin embargo, su localización varía a lo largo del rumbo, extendiéndose alrededor de 150 km continente adentro de la costa de Guerrero pero limitados a 100 km cerca de Oaxaca (Song *et al.*, 2009). Adicionalmente, los tremores tectónicos se concentran cerca del borde de la zona de deslizamiento lento (Figura 3.7). Estudios recientes de tremores y deslizamientos episódicos en Cascadia y Japón señalan que su origen involucra fluidos cerca de la interfase entre los límites de las placas (Kodaira *et al.*, 2004; Audet *et al.*, 2009; Rubinstein *et al.*, 2010).

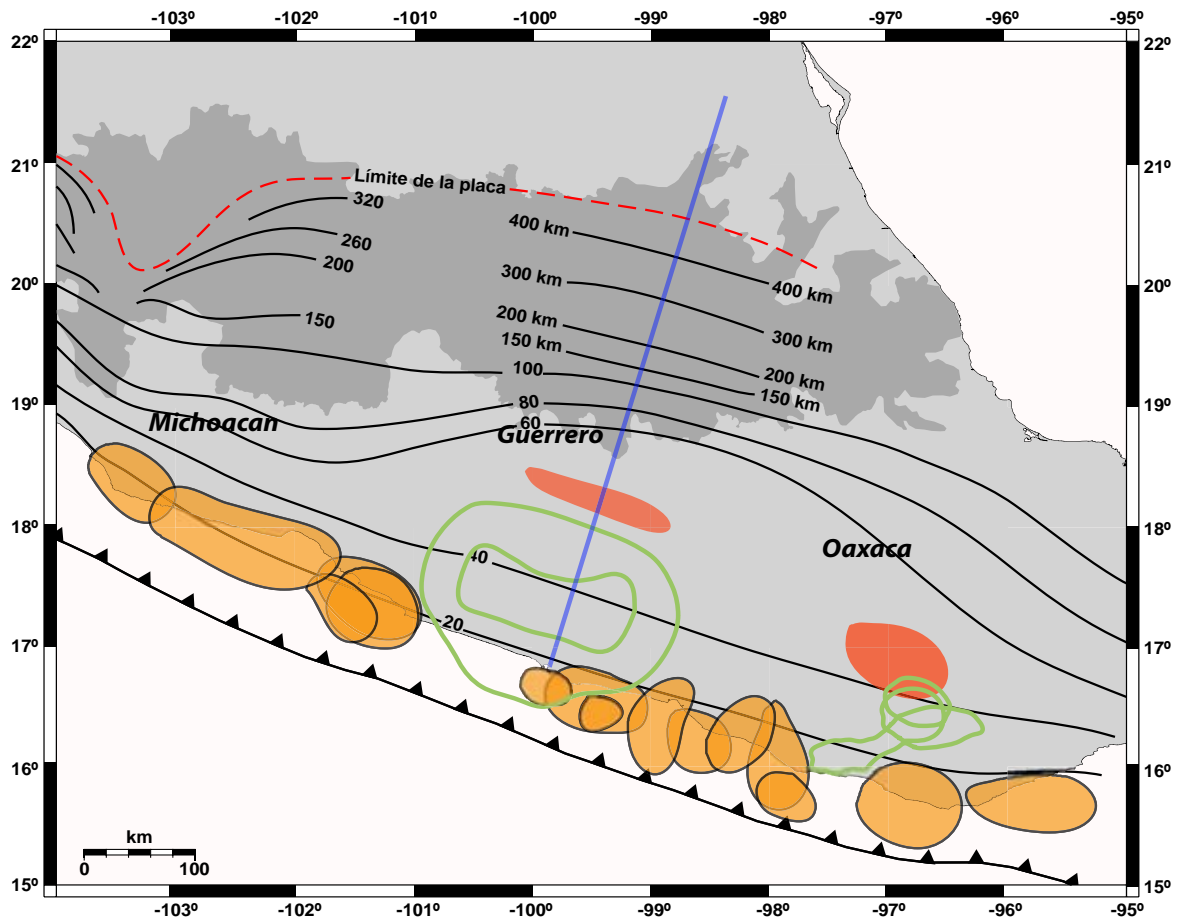


Figura 3.7 Mapa sismotectónico del centro de México. Los contornos verdes delimitan las zonas de deslizamiento lento registradas en el sur de México (e.g., Radiguet *et al.*, 2012). La línea azul representa al arreglo MASE. Los contornos amarillos indican las zonas sismogénicas de la región mientras que las áreas rojas representan las zonas donde la actividad de tremores tectónicos ha sido registrada (Kostoglodov *et al.*, 2010; Brudzinski *et al.*, 2010; Husker *et al.*, 2012; Frank *et al.*, 2013, 2015). El mapa fue modificado de Song *et al.*, (2009).

A lo largo del perfil MASE, varias regiones de tremores tectónicos han sido identificadas sobre la sección horizontal de la subducción, con la mayoría de ellos concentrados en la interfase de la placa oceánica y la corteza continental donde se ha sugerido que el contenido de fluido es alto (Kim *et al.*, 2010). Esto último apunta que la interfase de la placa de Cocos es una ruta importante por la que los fluidos son transferidos a la corteza suprayacente (Payero *et al.*, 2009). Manea y Manea (2011) mostraron que la cantidad y localización de liberación de fluidos de la placa de Cocos coinciden con la ubicación de las nubes de tremores, sugiriendo que la deshidratación es responsable por desencadenar tremores y probablemente sismos lentos (Figura 3.8).

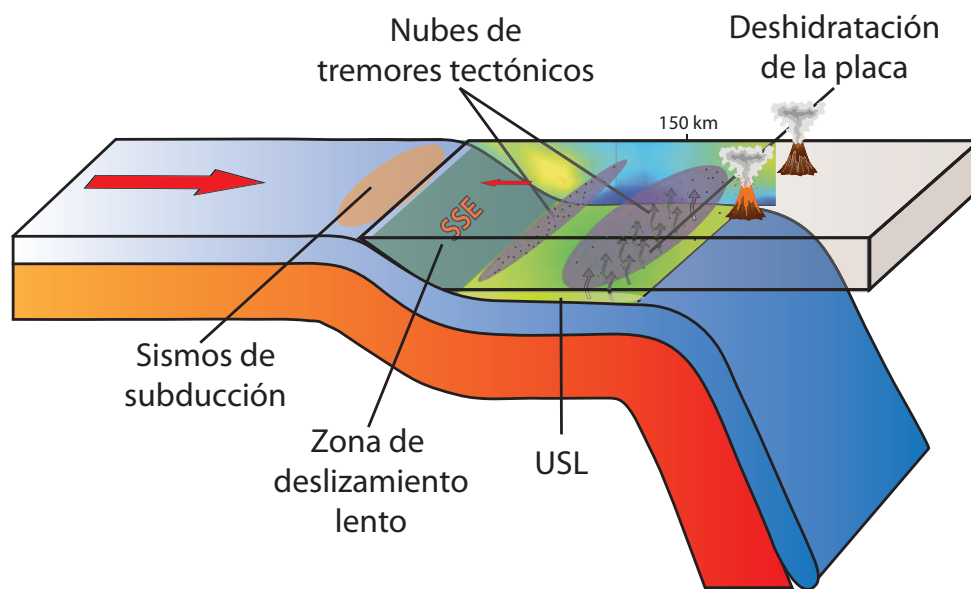


Figura 3.8 Modelo esquemático de deslizamiento lento y tremores en Guerrero, México. En el fondo se presenta la tomografía V_p/V_s de Huesca-Pérez y Husker (2012). Verde es una ausencia de anomalía (sólido Poissoniano), azul es un cociente V_p/V_s alto mientras que amarillo implica un cociente bajo. El parche de deslizamiento lento coincide con la capa de ultra baja velocidad cerca de la superficie de la corteza oceánica superior (Song *et al.*, 2009; Song y Kim, 2012b). Es importante notar que los tremores tectónicos ocurren persistentemente a una distancia aproximada de 150 km de la costa, a la cual Husker *et al.* (2012) denominan como "Sweet Spot", ya que probablemente esta región contiene las condiciones óptimas (temperatura, presión y contenido de fluidos) para que los tremores tomen lugar.

Una característica importante de los sismos lentos es su correlación con el incremento de la actividad de tremores tectónicos (Brown *et al.*, 2009; Obara y Hirose, 2006; Payero *et al.*, 2008; Rogers y Dragert, 2003). En el centro-sur de México, Husker *et al.* (2012) localizaron episodios de tremores tectónicos de alta energía extendiéndose de ~ 125 km a ~ 155 km de la costa con duraciones de pocas semanas. Sin embargo, durante el sismo lento del 2006, observaron que la duración y la tasa de recurrencia de los episodios de los tremores incrementó, excitando episodios de tremores de baja energía a una distancia de ~ 85 km a ~ 125 km continente adentro (Figura 3.9).

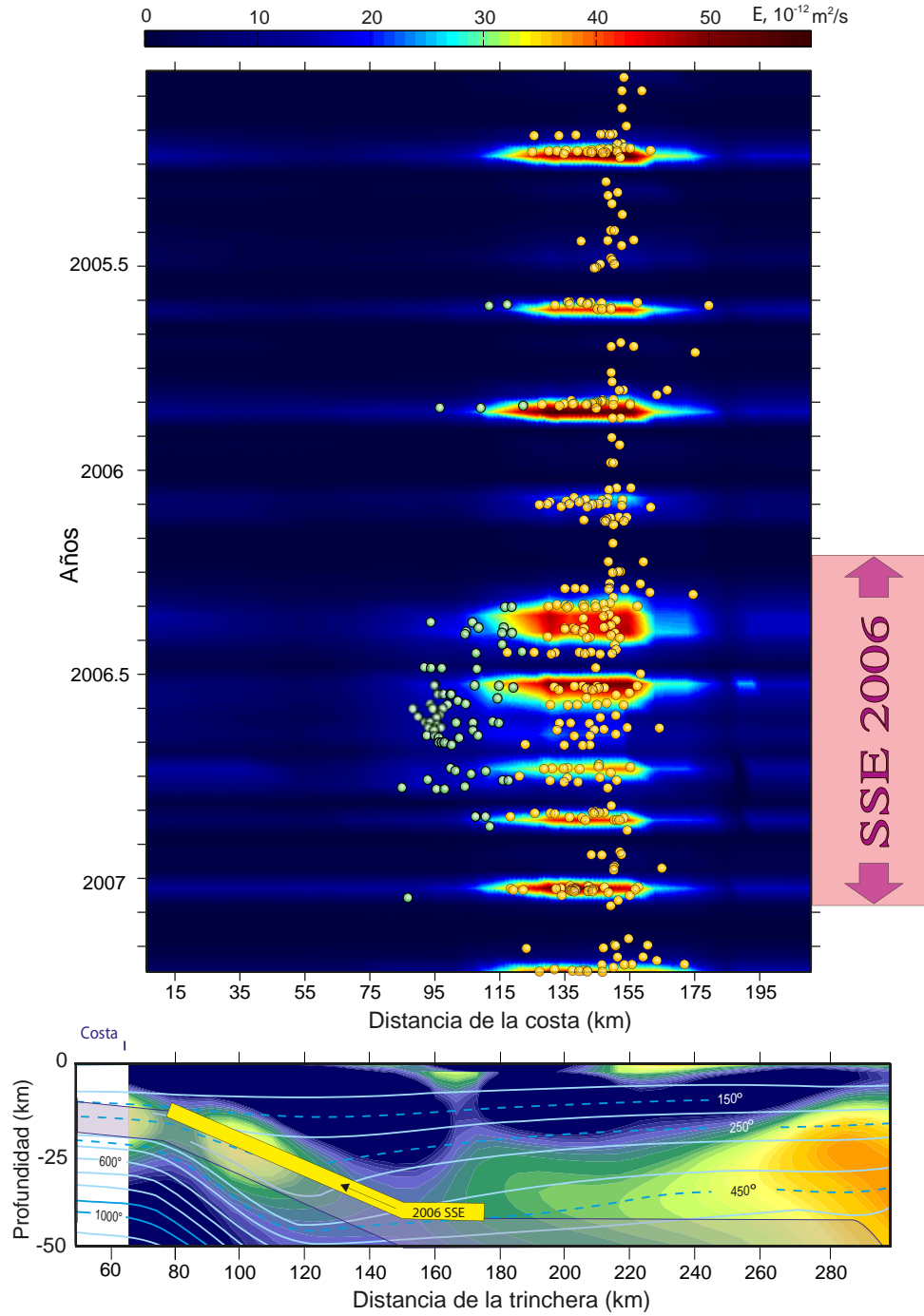


Figura 3.9 Energía y localización epicentral de los tremores tectónicos. En el panel superior, el color de fondo corresponde a la energía sísmica de los tremores tectónicos medida en superficie en intervalos de 2 semanas, descrito por Kostoglodov et al. (2010). Los puntos corresponden a los epicentros de los tremores. Tanto los episodios de alta y baja energía fueron compuestos por varios tremores individuales que oscilan entre varios rangos de liberación de energía. El perfil inferior se encuentra alineado con el panel de energía en el cual se presentan las anomalías de conductividad en la corteza continental medidas por Jödicke et al. (2006). Los contornos de temperatura en Celsius calculados por Manea et al. (2004) también son incluidos (imagen tomada de Husker et al., 2012).

3.2.3 Anisotropía sísmica

La anisotropía sísmica es comúnmente estudiada en zonas de subducción para investigar la interacción entre el proceso de subducción y el flujo del manto (e.g., Fischer *et al.*, 2000; Hall *et al.*, 2000), bajo la suposición general de que la dirección rápida de anisotropía se alinea con el flujo del manto (Peyton *et al.*, 2001). En México, varios estudios han revelado la presencia de anisotropía. Song y Kim (2012) utilizaron ondas convertidas para investigar la estructura sísmica transicional y la anisotropía asociada con la deformación cizallante cerca de la zona sismogénica y la zona de transición en el centro-sur de México. Los resultados de este estudio revelaron la existencia de estructuras anisótropas del orden de kilómetros y una zona de cizalla rica en talco y semi-dúctil coincidente con la zona de deslizamiento lento en Guerrero (Figura 3.10).

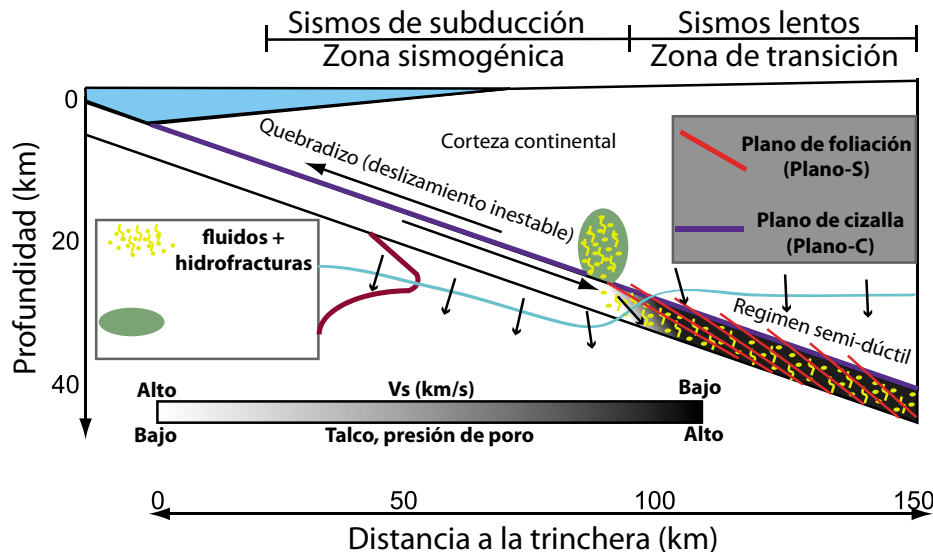


Figura 3.10 Diagrama esquemático de la estructura de cizalla cerca de la interfase de las placas en el centro-sur de México. Los sismos de subducción ocurren principalmente en la zona sismogénica en un régimen quebradizo con fluido a presiones hidrostáticas. Los sismos lentos ocurren predominantemente en la zona de transición en un régimen semi-dúctil con fluidos sometidos a presiones cercanas a la litostática, bajas velocidades S y fuerte anisotropía. El fluido en la USL podría facilitar hidrofracturas, las cuales se podrían propagar episódicamente a través de la transición reológica a la corteza continental, como es evidente por pequeñas actividades de tremores tectónicos en una zona de alta conductividad eléctrica (imagen de Song y Kim, 2012).

Posteriormente, Stubalio *et al.* (2012) desarrollaron un modelo en 3 dimensiones de la velocidad de onda S y la anisotropía acimutal en la zona de subducción mexicana mediante las mediciones de curvas de dispersión de la velocidad de fase de ondas Rayleigh (Figura 3.11). Los mapas revelaron variaciones laterales en la parte isótropa de la estructura de velocidades en la litósfera del manto, las cuales señalan los diferentes estilos de subducción en ambos lados de la Zona de Fractura de Orozco.

Adicionalmente, permitieron analizar la transición de subducción horizontal a inclinada y determinar si ésta involucra un desgarre en la placa, resultando en una brecha entre segmentos, o si es consecuencia directa de una deformación continua causada por flexión litosférica. Los autores favorecen al modelo que considera la ruptura (Figura 3.11). Esta conclusión es respaldada por la variación gradual de las direcciones rápidas de paralelas a la trinchera cerca de la costa a perpendiculares a la trinchera continente adentro de la Zona de Fractura de Orozco, así como por estudios adicionales involucrando la sismicidad de la región (Dougherty *et al.*, 2012). Los patrones de flujo pueden ser consecuencia del *rollback* de la placa evidenciado por las velocidades de GPS y la migración de la FVTM (DeMets *et al.*, 1994; Manea *et al.*, 2005; Mori *et al.*, 2007).

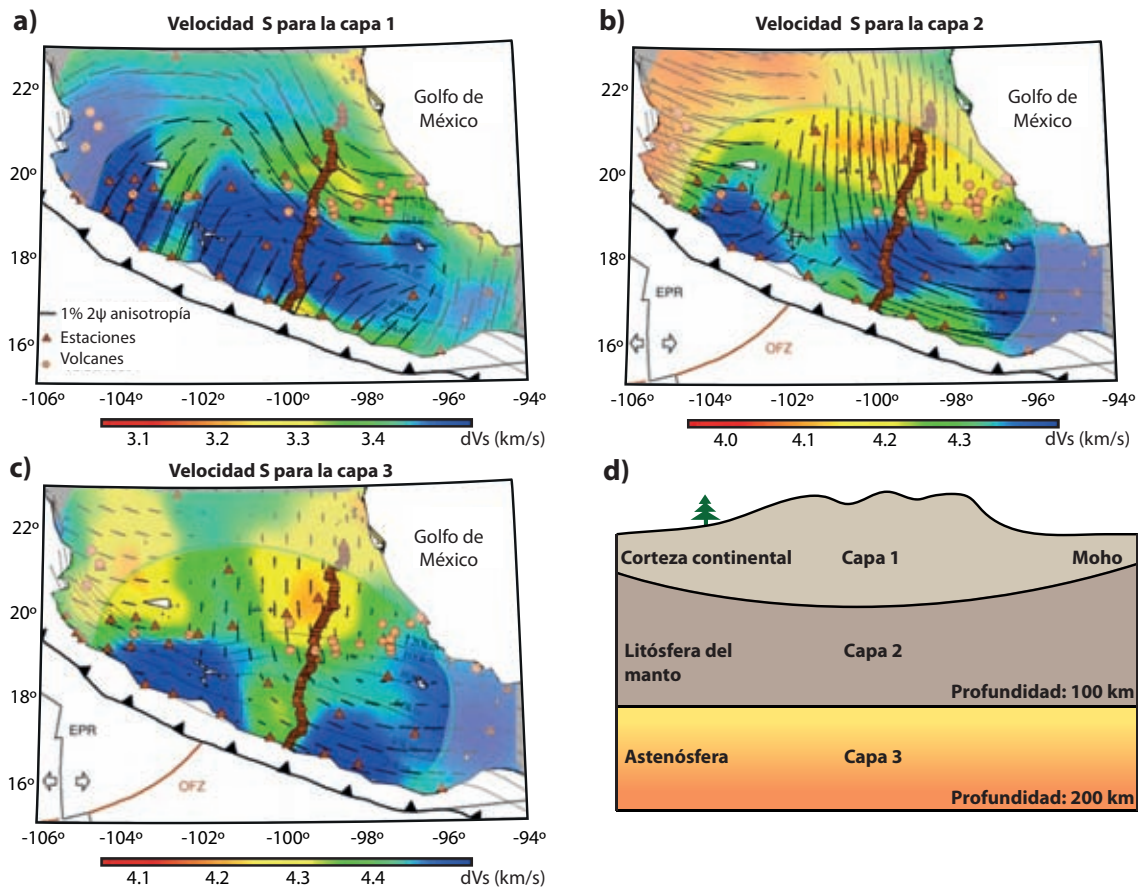


Figura 3.11 Modelo en 3 dimensiones de la velocidad de onda S y anisotropía basado en la inversión de los mapas de velocidad de fase de onda Rayleigh. Los colores en los mapas (a-c) corresponden a la velocidad de onda S mientras que los vectores negros representan a las direcciones rápidas promediadas sobre cada una de las tres capas del modelo (d). Las variaciones en las velocidades de la litósfera del manto muestran velocidades altas cerca de la costa, las cuales probablemente se encuentran asociadas con la zona horizontal de la placa de Cocos. Es importante notar que la mayoría de las velocidades bajas para las tres capas se encuentran concentradas en la región de la FVTM, probablemente como resultado de alguna alteración en el manto asociada con la deshidratación de la placa subducida. (imagen modificada de Stubalio *et al.*, 2012).

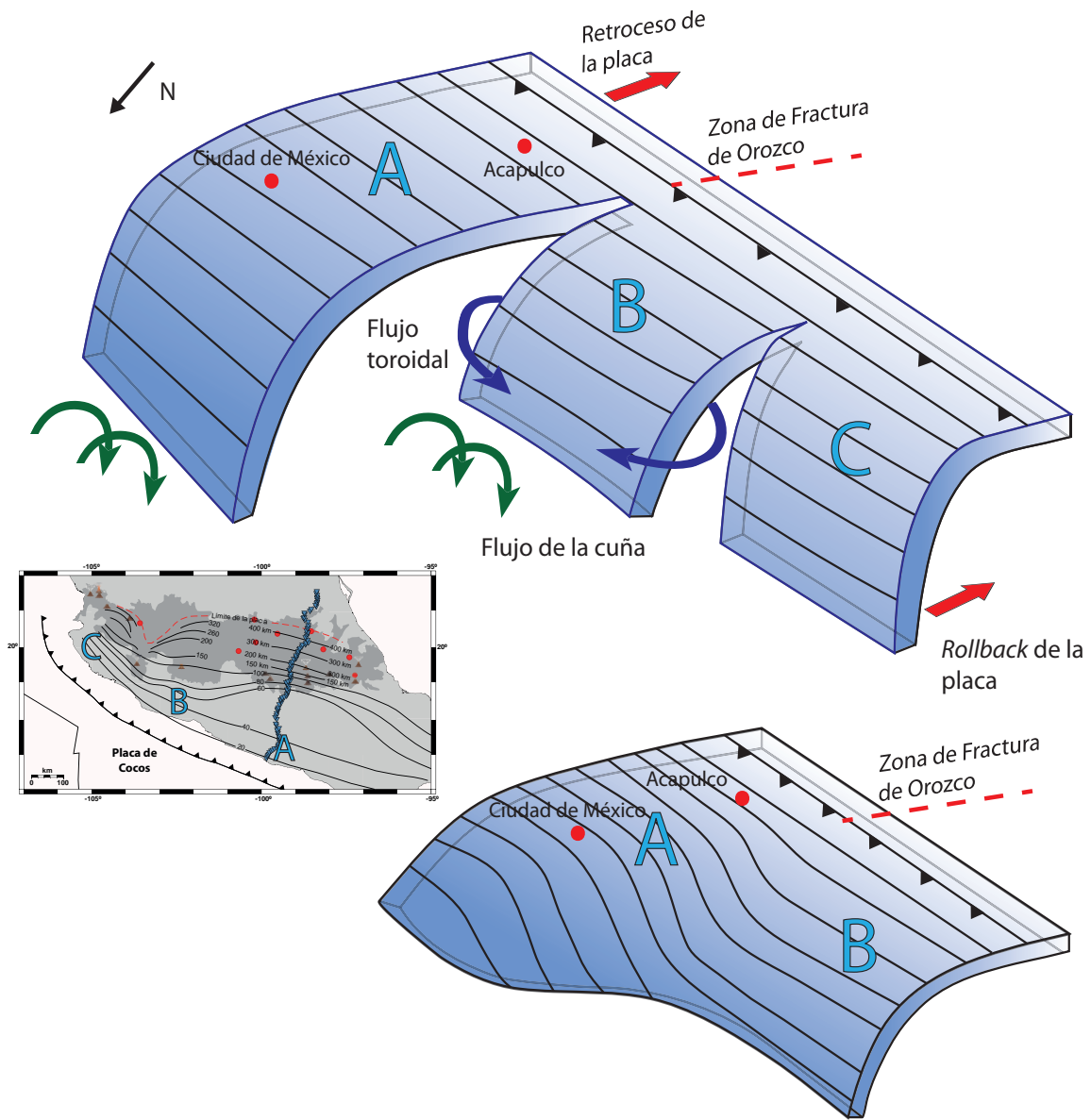


Figura 3.12 Posibles interpretaciones de la estructura de subducción en México. (superior). La porción horizontal (placa A) e inclinada (placa B) se encuentran separadas por un desgarre. Los autores proponen que este modelo mejor explica los patrones de anisotropía observados (Figura 3.11). El retroceso de la placa propuesto en esta área (Mori et al., 2007) causaría un flujo toroidal a través del desgarre y alrededor de la parte inclinada de la placa (flechas azules entre las placas A y C). La ruptura entre las placas A y B coincide con la trayectoria proyectada de la Zona de Fractura de Orozco que separa a la placa de Cocos en áreas de diferentes edades. Los flujos de convergencia de ambos lados de la placa inclinada B a lo largo de un flujo de la cuña (flechas verdes), que posee direcciones rápidas perpendiculares a la trinchera en el tras-arco, explican el cambio brusco en la dirección de anisotropía delante de la placa B (Figura 3.11). (inferior) Escenario en donde la transición de subducción plana a inclinada es continua. En este caso, la dirección rápida de anisotropía perpendicular a la trinchera sería causado por el flujo de la cuña del manto, el cual puede ser acentuado por el rollback de la placa. Este escenario no explica con precisión la rotación continua observada de las direcciones rápidas hacia la Zona de Fractura de Orozco que separa los dos modos de subducción (imagen modificada de Stubalio et al., 2012).

Otro estudio de singular importancia en México es el de Rojo y Valenzuela (2012), quienes calcularon los parámetros de anisotropía por debajo de las estaciones de MASE utilizando el método de partición de onda de corte de Silver y Chan (1991) de las fases SKS, SKKS y PKS (Figura 3.13). Con base en sus resultados, dividieron el arreglo en parte sur y parte norte, observando tiempos de partición menores en la parte sur. Respecto a la dirección rápida de la anisotropía en la parte sur, dedujeron que ésta se orienta en dirección noreste-suroeste de manera perpendicular a la trinchera. En la parte norte del arreglo, obtuvieron tiempos de partición mayores de 1 s con una orientación de polarización rápida inconsistente de norte-sur y nornoroeste-sursureste. Los autores atribuyen esta observación a la complejidad de la cuña del manto y a una contribución de la placa subducida.

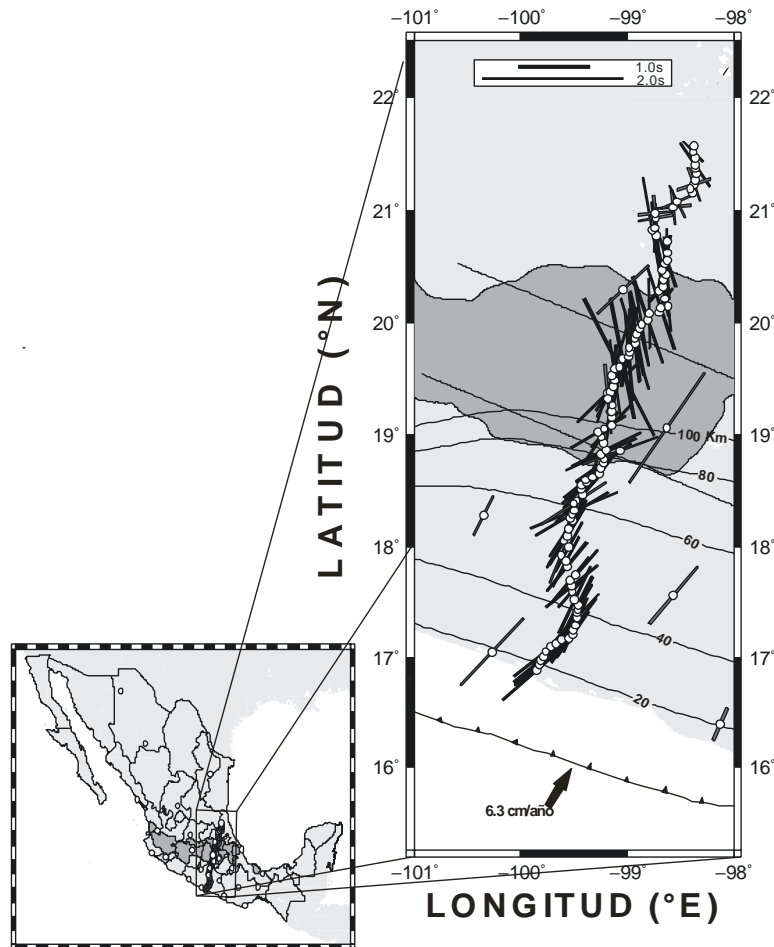


Figura 3.13 Mediciones promedio de las direcciones rápidas de la anisotropía y el tiempo de partición de la onda de corte para las estaciones del arreglo MASE. El tamaño de las barras es proporcional al tiempo de partición, y la inclinación de las barras indica la dirección rápida del medio (imagen tomada de Rojo y Valenzuela, 2012).

4. METODOLOGÍA

Este proyecto de investigación hizo uso de la sensibilidad de las funciones de receptor, previamente obtenidas por Pérez-Campos *et al.* (2008), para cuantificar y caracterizar el contenido anisótropo debajo del arreglo MASE (MASE, 2007). Como se verá en este capítulo, la metodología para la obtención de los parámetros de anisotropía es un proceso rutinario, el cual requiere la intervención del usuario para controlar la calidad de los procesos e interpretar su comportamiento antes de determinar información objetiva acerca de las propiedades elásticas del medio. Por lo anterior, se construyó una serie de GUIs (*Graphic User Interface*) dentro del entorno computacional MATLAB (*Matrix Laboratory*), los cuales conceden control total sobre la selección, procesamiento e interpretación de los datos dentro de un mismo flujo de trabajo.

En la Figura 4.1 se presenta el diagrama de flujo seguido para calcular la componente anisótropa debajo de cada estación. Es importante notar que la técnica empleada para la obtención de los parámetros de anisotropía dependió directamente de la fuente de las anomalías observadas en las funciones de receptor; es decir, si la estratificación debajo de la estación presentaba algún grado de inclinación o si ésta era completamente plana. Por cuestiones prácticas, el procedimiento fue separado en tres etapas de trabajo: preprocesado, procesado y restricción de la anisotropía.

4.1 Preprocesado

Dentro de esta etapa de la metodología, se hizo uso de las funciones de receptor de Pérez-Campos *et al.*, (2008) para constreñir la profundidad de las discontinuidades de la corteza continental y la corteza oceánica. Así mismo, se efectuó un análisis detallado de su comportamiento y variación, con el propósito de discernir si las anomalías observadas son mejor explicadas por una inclinación en el medio o por consecuencia directa de su contenido anisótropo. Este análisis se enfocó en caracterizar patrones en la amplitud, tiempo y polaridad de las funciones de receptor tanto de manera individual como en conjunto.

Por motivos de ilustración, en la parte superior de la Figura 4.2 se presenta el análisis individual de la estación PLAY. Esta estación se ubicó a ~ 35 km de la costa de Acapulco y, gracias a estudios previos (e.g., Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Valdés y Meyer, 1996; Kostoglodov *et al.*, 1996; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Green Gondi y Pérez-Campos, 2009), se conoce que las capas que subyacían a la estación presentan un grado de inclinación aproximado de 22°. Dentro de este análisis, las funciones de receptor fueron apiladas en grupos de acimut inverso (noreste, sureste, suroeste y noroeste) y su contenido energético fue comparado. De la misma manera,

en la parte inferior de la Figura 4.2, se presenta el análisis conjunto de las funciones de receptor correspondiente a los primeros 65 km del arreglo MASE, mostrando una clara inclinación en el medio y una fuerte variación acimutal.

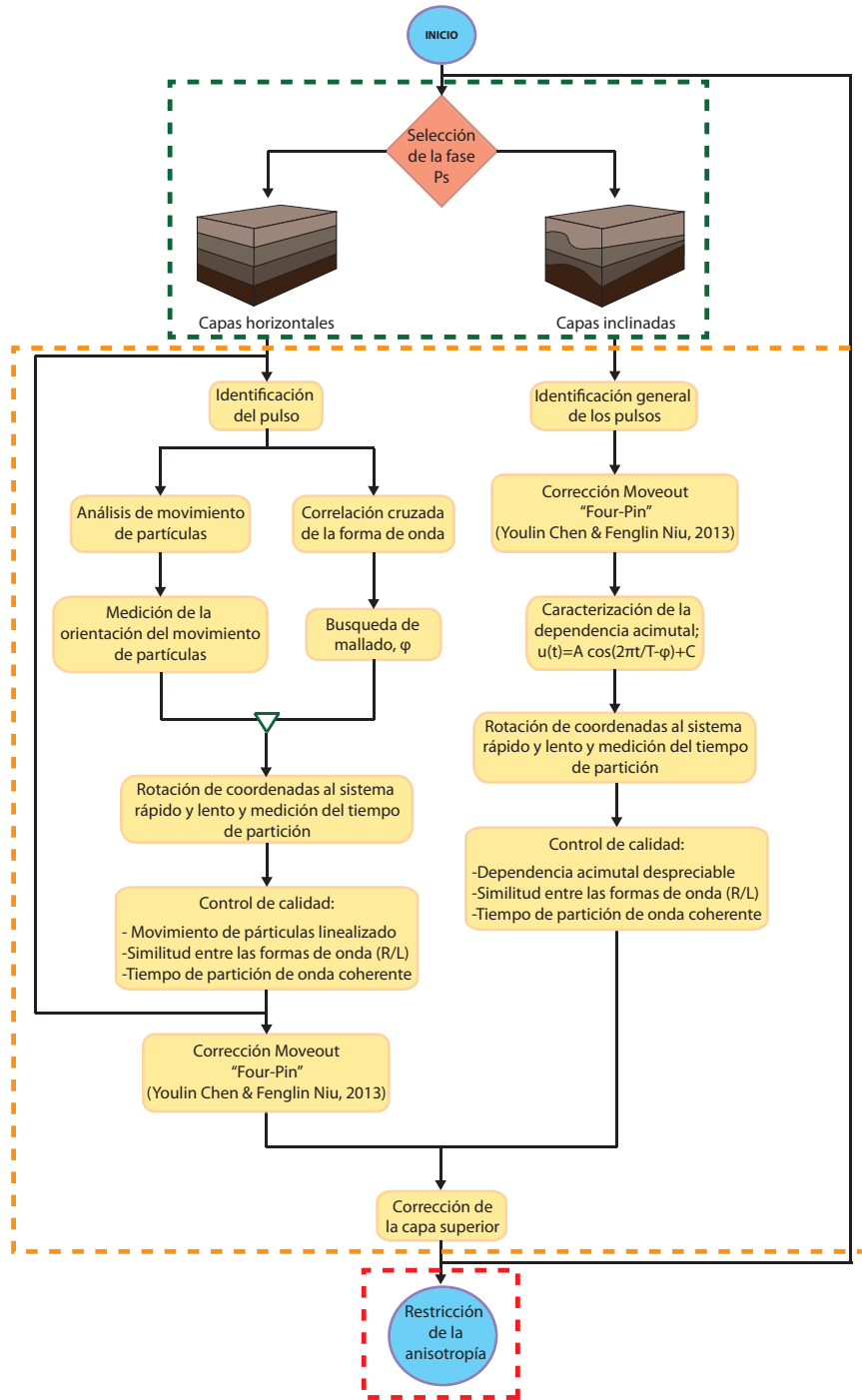


Figura 4.1 Diagrama de flujo seguido para obtener los parámetros de anisotropía usando funciones de receptor y restringirla a su profundidad correspondiente. Las diferentes etapas de la metodología son separadas por las líneas discontinuas siendo éstas verde para el preprocesado, amarillo para el procesado y rojo para la restricción de la anisotropía.

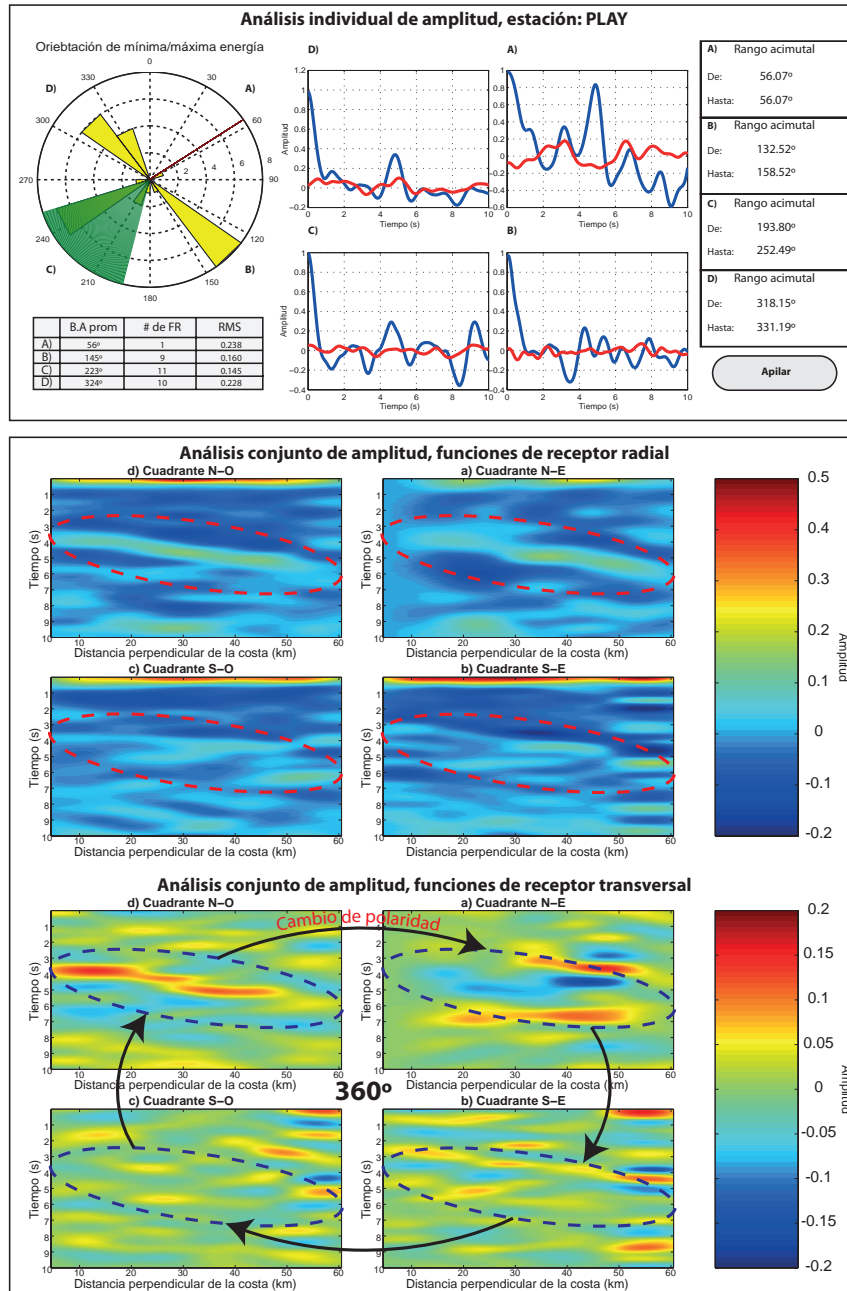


Figura 4.2 Superior: Análisis individual de amplitud para la estación PLAY. Las FR son apiladas en grupos de acimut inverso especificados por el rango acimutal. B.A. = Acimut inverso; FR = Funciones de receptor. Es importante notar la variación en la amplitud de las fases Ps y las formas de onda de las funciones de receptor radiales (azul) y transversales (roja) dependiendo el cuadrante geográfico. Para esta estación, las funciones de receptor que presentan un menor contenido energético son aquellas provenientes del S-O y S-E (color verde en el diagrama de rosas), mientras que las que presentan mayores amplitudes RMS son las que provienen del N-O y N-E. Inferior: Análisis conjunto de amplitud de las funciones de receptor radiales y transversales, respectivamente, para los primeros 65 km del arreglo MASE. Las funciones de receptor son apiladas y desplegadas en función de su distancia perpendicular a la costa, mostrando una clara inclinación en el medio. Así mismo, su contenido energético es fácilmente diferenciado siendo éste mayor para aquellas funciones generadas de eventos provenientes del norte (up-dip) y menor para las funciones calculadas del sur (down-dip). El cambio de polaridad con periodicidad de 360° en las funciones de receptor transversal es un claro indicador de una inclinación en el medio.

Un análisis similar para el resto del arreglo reveló tres características importantes: 1) una ligera variación en los arribos de las fases Ps entre estaciones, 2) periodicidades predominantes de 180° y 3) una ausencia de consistencia en la distribución energética entre cuadrantes geográficos, entre estaciones. Esta última observación proporcionó un panorama inicial sobre la existencia de variaciones en las direcciones rápidas a lo largo del arreglo y, en general, una ausencia de inclinación en las capas.

4.2 Procesado

Debido a la diferencia en la simetría de las funciones de receptor en medios inclinados y en medios horizontales, la técnica empleada para analizar las propiedades físicas y elásticas de las discontinuidades también difirió. Para caracterizar el comportamiento de las funciones de receptor en medios inclinados, se hizo uso de una técnica basada en un principio similar al del experimento de refracción planteado en la Sección 2.5; la cual mide directamente las variaciones acimutales de las velocidades. Por otro lado, para determinar la componente anisótropa en un medio horizontalmente estratificado, se empleó un análisis del movimiento de partículas y un método de correlación de la forma de onda. Estas tres técnicas son similares en el sentido de que buscan estimar la orientación y el grado de la anisotropía. Es importante mencionar que para la etapa del procesamiento sólo se hizo uso de funciones de receptor con fases Ps impulsivas y cocientes señal-ruido relativamente altos para asegurar la robustez de los resultados.

4.2.1 Capas inclinadas

A causa de la complejidad presente en describir las propiedades de un medio anisótropo con simetría no-horizontal en términos de una sola dirección rápida y una dirección lenta, se optó por caracterizar la variación de las velocidades directamente en términos de la diferencia entre arribos. Esta técnica fue empleada para calcular la componente anisótropa en las primeras 13 estaciones del arreglo MASE; las cuales revelaron una clara inclinación del medio en la prueba de amplitud, tiempo y polaridad, así como una consistencia con la geometría propuesta por estudios previos.

Antes de proceder a caracterizar la naturaleza anisótropa de un medio con inclinación, fue necesario tomar en cuenta que las funciones de receptor provienen de acimuts diferentes; lo cual modifica su tiempo de arribo relativo. Por esta razón, fue necesario realizar una corrección NMO (*normal moveout*) para llevar el punto de conversión de las fases Ps a uno en común. Este procedimiento es análogo a conducir la fuente de todas las funciones de receptor a una misma ubicación y es de suma importancia

cuando se busca comparar las variaciones temporales de las funciones de receptor en un rango de acimut completo.

Para este proceso, se hizo uso de una modificación de la “*Four-pin*” *moveout correction*, propuesta por Chen y Niu (2013), la cual aproxima el tiempo de arribo de la fase Ps primaria, 0_p1_s , con la onda P directa mediante la ecuación (e.g. Chevrot y van del Hilst, 2000; Zhu y Kanamori, 2000; Nair *et al.*, 2006):

$$t_{ps} = H \left[\sqrt{\left(\frac{\kappa}{V_p}\right)^2 - p^2} - \sqrt{\left(\frac{1}{V_p}\right)^2 - p^2} \right], \quad (4.1a)$$

$$= \frac{H \left[\left(\frac{\kappa}{V_p}\right)^2 - \left(\frac{1}{V_p}\right)^2 \right]}{\left[\sqrt{\left(\frac{\kappa}{V_p}\right)^2 - p^2} + \sqrt{\left(\frac{1}{V_p}\right)^2 - p^2} \right]}, \quad (4.1b)$$

donde H , V_p , κ y p corresponden al espesor de la interfase, la velocidad P promedio, la relación V_p/V_s y el parámetro de rayo de la onda P, respectivamente. En esta relación, se hace la suposición de una onda plana; la cual asume que la conversión Ps posee un parámetro de rayo similar al de la onda P directa. Esto último no se cumple para una fuente puntual debido a que las trayectorias de los rayos para diferentes arribos no pueden ser exactamente paralelas entre sí.

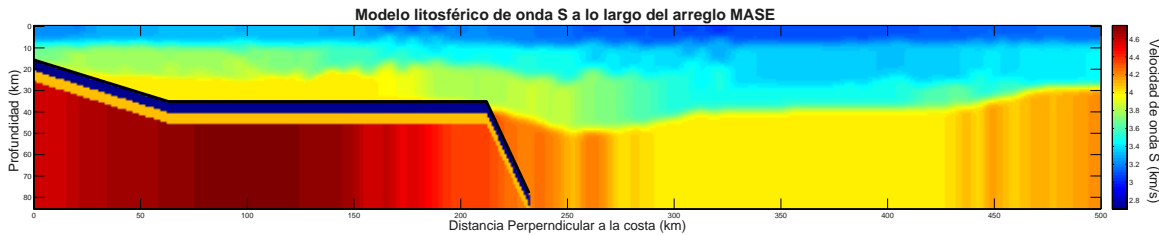


Figura 4.3 Sección de velocidad de onda S a lo largo del arreglo MASE obtenido de la inversión de curvas de dispersión locales (Iglesias *et al.*, 2010). En este modelo se incluyó la geometría de la placa de Cocos propuesta por Pérez-Campos *et al.* (2008).

Para implementar esta corrección, primero es necesario elegir un parámetro de rayo aleatorio como referencia y, a partir de éste, calcular un tiempo de arribo teórico de la fase Ps que se desea llevar a un punto de conversión común mediante la Ecuación 4.1b. Para ello, se hizo uso del modelo de velocidades calculado por Iglesias *et al.* (2010), así como de la geometría de la placa de Cocos propuesta por Pérez-Campos *et al.* (2008) (Figura 4.3) y de un parámetro de rayo de referencia de 6.5 s° . Este tiempo

de arribo referenciado, t_{ps}^0 , es utilizado como “marca” en las funciones de receptor individuales. Posteriormente, para cada función de receptor, con su respectivo parámetro de rayo, se calcula un tiempo de arribo, t_{ps}^n , el cual es llevado al punto de referencia estirando o contrayendo la función de receptor; en otras palabras, los puntos temporales t_{ps}^n son alineados con el punto t_{ps}^0 . Este proceso fue repetido para todas las fases Ps analizadas en este estudio (corteza continental, capa de ultra-baja velocidad o corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior), resultando en una variación acimutal relativamente suave y menos pronunciada, atribuida exclusivamente a las propiedades anisótropas y a la no-horizontalidad del medio (Figura 4.4).

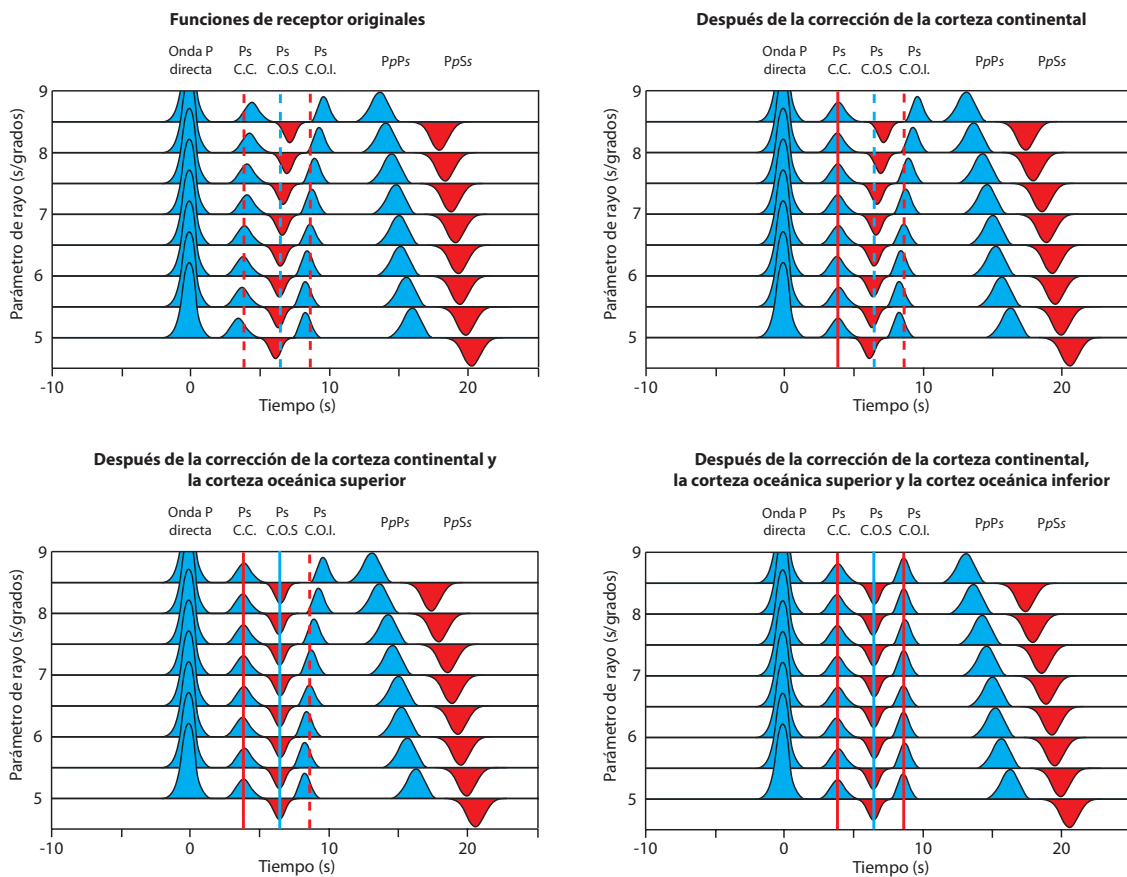


Figura 4.4 Ilustración del método de la corrección “Four pin” para las fases Ps correspondientes a la corteza continental (C.C.), corteza oceánica superior (C.O.S.) y la corteza oceánica inferior (C.O.I.). En este ejemplo, la corrección es hecha con respecto a un parámetro de 6.5 s/°. Las líneas discontinuas son usadas para ilustrar el tiempo de referencia al cual la corrección será aplicada, mientras que las líneas sólidas verticales indican la corrección moveout para las fases Ps convertidas. Mayor información acerca de cómo corregir las fases PpPs y PpSs se presenta en Chen y Niu (2013).

Una vez que el efecto de la trayectoria sobre el tiempo de arribo relativo de las fases Ps fue corregido, las variaciones en las velocidades del medio pudieron ser descritas con mayor precisión. Para esto, se realizó una caracterización de la variación acimutal

de las funciones de receptor mediante un ajuste de tendencia a los tiempos de arribo de las fases de interés. Este ajuste fue hecho con base en las observaciones de Cassidy (1992) y tomó la forma:

$$u(t) = A \cos\left(\frac{2\pi t}{T} - \varphi\right) + C, \quad (4.2)$$

la cual es caracterizada por cuatro parámetros: la amplitud A (valor máximo asumido para u , representando la dimensión del fenómeno descrito por el coseno), el periodo T , la fase inicial φ y el punto de intercepción en la ordenada C . En esta expresión, la fase inicial φ es de particular interés ya que caracteriza la posición inicial de la onda coseno en $t = 0$. Tomando

$$u_0(t) = A \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + C, \quad (4.3)$$

como la señal de referencia; en otras palabras, permite determinar si la onda coseno está avanzada o retrasada con respecto a la señal de referencia, traduciéndose en la dirección en la que los arribos presentan un adelanto temporal.

Antes de asumir que un ajuste descrito por la Ecuación (4.2) describiría por completo la dependencia acimutal de todas las discontinuidades presentes en las funciones de receptor, fue necesario tomar en cuenta que estas series temporales contienen la información de la estructura recorrida por la fase P_s desde el punto de conversión hasta la estación; por lo que una fase generada en una discontinuidad a una profundidad h_2 portará los efectos de la discontinuidad h_1 y, análogamente, una onda convertida generada en una discontinuidad a una profundidad h_3 contendrá los efectos de las discontinuidades h_2 y h_1 (suponiendo que $h_1 < h_2 < h_3$). Por este motivo, antes de caracterizar la tendencia de los arribos de una discontinuidad fue necesario remover la variación acimutal de las fases precedentes.

En la Figura 4.5 se presenta el proceso general de la caracterización de la variación acimutal de las discontinuidades correspondientes a la corteza continental, corteza oceánica superior e inferior debajo de la estación PLAY. En particular, esta estación registró una gran cantidad de eventos telesísmicos con una excelente cobertura acimutal, teniendo eventos provenientes de los cuatro cuadrantes geográficos (Figura 4.5b). En la Figura 4.5c se muestra el proceso de la caracterización y remoción de la variación acimutal para las diferentes fases, es importante notar la periodicidad predominante de 360° con retrasos en los arribos provenientes del norte; reafirmando la presencia de una inclinación en el medio.

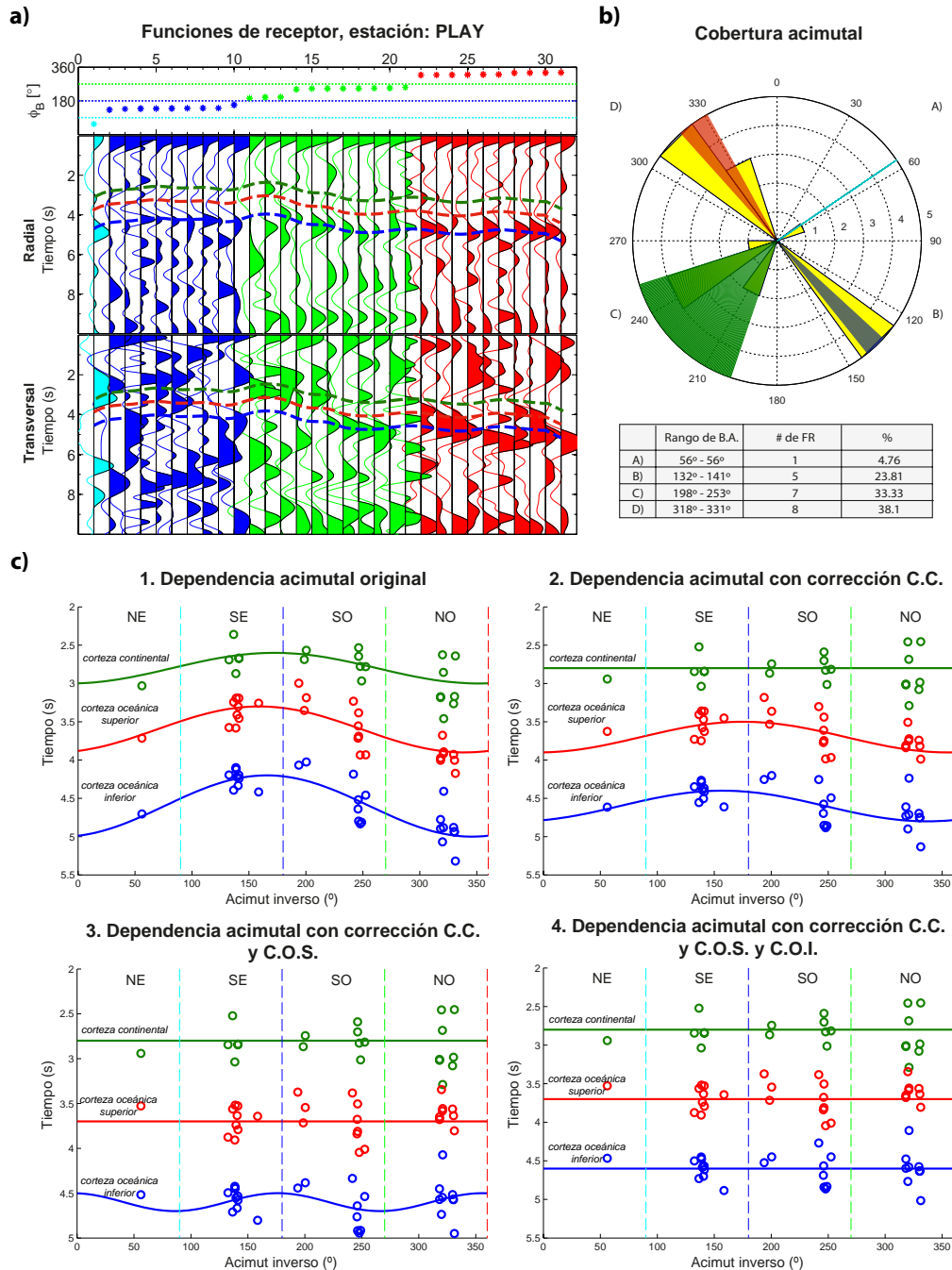


Figura 4.5 Proceso general de caracterización de la variación acimutal para la estación PLAY. a) Funciones de receptor radiales y transversales en función del acimut inverso, las líneas discontinuas marcan los pulsos correspondientes a la corteza continental, C.C. (verde), la corteza oceánica superior, C.O.S. (rojo) y la corteza oceánica inferior, C.O.I. (azul). Los colores de los pulsos de las funciones de receptor indican el cuadrante geográfico del que provienen; azul celeste es noreste, azul es sureste, verde es suroeste y rojo es noroeste. b) Diagrama de rosas indicando el rango de cobertura acimutal de las funciones de receptor calculadas en la estación. El formato de colores es el mismo que el de la Figura 4.5a. c) Proceso de caracterización y remoción de la dependencia acimutal para las diferentes fases. Los colores de las fases son los mismos que en la de la Figura 4.5a. La obtención de los parámetros de las curvas fueron calculados mediante una búsqueda de mallado para todos los valores coherentes de A , T , φ y C . Los valores de φ calculados para las fases analizadas en esta estación son: 205° , 157° y 183° , respectivamente.

Una vez que la orientación rápida del medio fue obtenida, caracterizar el grado de la anisotropía resultó en un proceso directo. Para ello, las funciones de receptor fueron rotadas al sistema de coordenadas rápido/lento (definido por φ) y su desfase fue cuantificado mediante una correlación cruzada. Este último proceso fue realizado bajo el mismo principio descrito con anterioridad, en el sentido que fue necesario calcular el tiempo de partición en una discontinuidad y compensar este efecto para la fase precedente. Para asegurar la validez de los parámetros calculados sólo se tomaron valores de partición cuando las formas de onda de las componentes rápida/lenta fuesen similares y su tiempo de partición coherente (Figura 4.6).

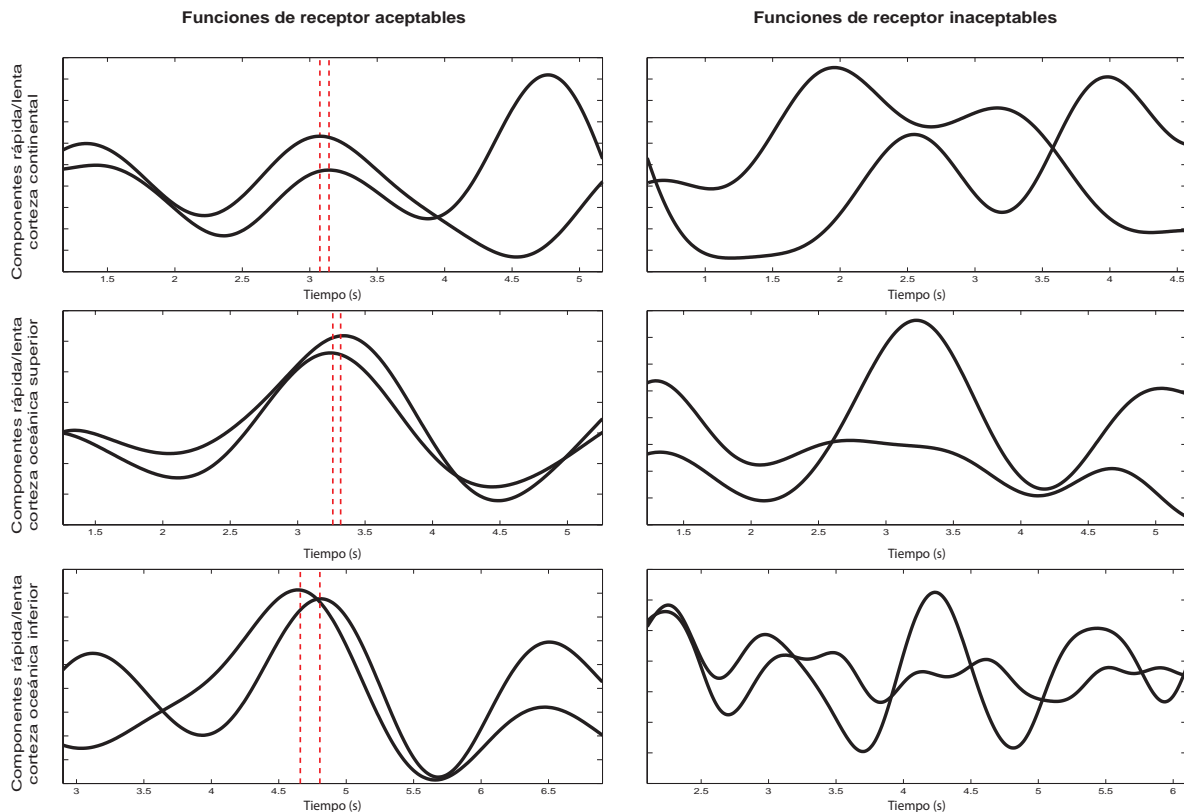


Figura 4.6 Izquierda: ejemplo de funciones de receptor rotadas al sistema rápido y lento, definido por el parámetro φ , a partir de las cuales se obtuvieron mediciones confiables de δt para las diferentes discontinuidades sísmicas debajo de la estación PLAY. Las líneas rojas discontinuas representan la magnitud de partición de las dos fases. Derecha: ejemplo de funciones de receptor no usadas para el cálculo del grado de la anisotropía en la misma estación. Estas señales son descartadas debido a su estimación de baja calidad basado en el criterio descrito anteriormente.

4.2.2 Capas horizontales

El efecto de partición de la onda de corte produce un movimiento de partículas elíptico polarizado inicialmente en la dirección rápida de anisotropía (McNamara y Owens, 1993). Por lo anterior, las anomalías de polarización inducidas por anisotropía

son generalmente observadas en diagramas de movimiento de partículas como desviaciones de un movimiento rectilíneo (Figura 4.7). En la primera técnica empleada para caracterizar el contenido anisótropo de un medio con estratificación horizontal, la orientación del movimiento inicial de partículas es medido a partir de un diagrama de polarización de las componentes radial y transversal y es tomado como medida de φ . Las funciones de receptor son después rotadas a un sistema de coordenadas definido por el movimiento de partículas inicial de la fase Ps. En este sistema de coordenadas, δt es medido directamente como el tiempo de diferencia entre la fase rápida y la fase lenta mediante una correlación cruzada. Para el cálculo de la correlación cruzada, se toma una ventana de cada función de receptor que incluya el inicio de la fase Ps de interés de la componente rápida y el final de la misma fase en la componente lenta. En este caso, los coeficientes de la correlación cruzada fueron calculados para tiempos de -0.5 a $+0.5$ s con el propósito de asegurar el paso completo de las dos formas de onda. El tiempo de retraso que produzca el coeficiente máximo o mínimo de la correlación es considerado como la medida de partición entre las dos componentes.

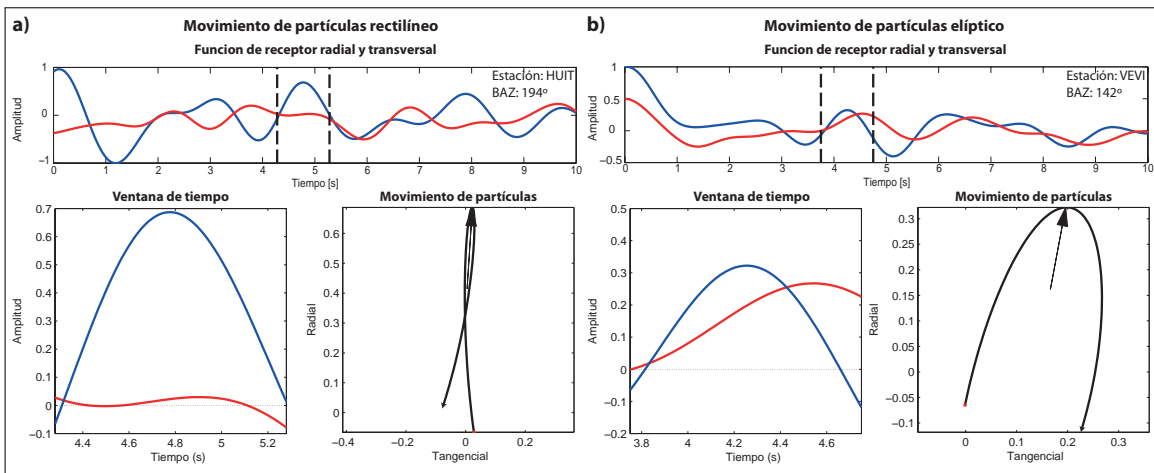


Figura 4.7 Diagramas horizontales de polarización de la fase Ps correspondiente a la corteza continental en diferentes estaciones: HUIT (izquierda) y VEVI (derecha). a) Función de receptor radial (azul) y transversal (rojo) presentando un movimiento de partículas rectilíneo y una fase Ps altamente impulsiva. Funciones de receptor presentando estas características proporcionan gran información ya que es plausible asumir que hayan viajado a lo largo de un eje de la anisotropía del medio. b) Función de receptor presentando un movimiento de partículas elíptico. Funciones de receptor presentando esta característica sugieren la existencia de anisotropía en el medio.

El segundo método empleado toma ventaja del hecho que en el sistema de coordenadas rápido/lento las componentes de la fase Ps particionada son más similares. Esta técnica es análoga a aquella propuesta por Bowman y Ando (1987), en el sentido que las funciones de receptor son rotadas en incrementos de 5° en un rango de -90° a $+90^\circ$ y, en cada incremento, los máximos y mínimos de la correlación cruzada son calculados para ventanas de tiempo de -0.5 a $+0.5$ s. El ángulo de rotación

que resulta en el máximo valor absoluto del coeficiente de la correlación cruzada es tomado como la medida de φ . El procedimiento para estimar δt , una vez determinado φ , es el mismo que aquél usado en el análisis de movimiento de partículas.

Los parámetros calculados de φ y δt , para ambas técnicas, fueron considerados como exitosos sólo cuando el movimiento de partículas era linealizado, las formas de onda eran similares en el sistema de coordenadas rápido/lento, la fase P_s en la componente tangencial era reducida en el sismograma corregido y el tiempo de partición calculado se encontrara en un rango coherente. Para este último control de calidad se tomó un límite de partición de onda de 0.35 segundos para la corteza continental y 0.25 segundos para las fases correspondientes a la corteza oceánica superior e inferior. Las mediciones finales de los parámetros φ y δt fueron determinados promediando los resultados de las dos técnicas empleadas, excepto en las ocasiones que éstos difirieran substancialmente. En esos casos, las diferencias fueron atribuidas a dificultades de estimar la orientación inicial de la polarización de las fases convertidas debido al nivel de ruido, por lo que el resultado de la correlación de la forma de onda era utilizado.

Así como en la metodología planteada para el cálculo de los parámetros de anisotropía en medios inclinados, resultó necesario remover el efecto anisótropo de las capas superiores antes de determinar parámetros confiables de una discontinuidad. Por lo anterior, este procesamiento fue realizado por niveles; en donde, para una fase en específico, la anisotropía fue caracterizada en un rango de acimut completo y removida al resto de la función de receptor antes de calcular la componente anisótropa de la discontinuidad procedente, y así de forma sucesiva.

La Figura 4.8 muestra el proceso de obtención de un juego de parámetros, φ y δt , para la corteza oceánica inferior debajo de la estación VEVI. Esta estación fue instalada a una distancia aproximada de 110 km de la costa, donde la placa de Cocos presenta una geometría horizontal, y registró eventos telesísmicos provenientes de los cuatro cuadrantes geográficos. Dentro de la interfaz gráfica empleada para el cálculo de estos parámetros, es posible visualizar las funciones de receptor originales (azul es radial y rojo es transversal) (Figura 4.8a), así como una ventana temporal alrededor de la fase de interés y su respectivo diagrama de polarización (Figura 4.8b). Las dos series temporales restantes corresponden a las funciones de receptor llevadas al sistema de coordenadas rápido/lento definido por el análisis de movimiento de partículas y la correlación de la forma de onda, respectivamente (Figura 4.8a). Es importante notar que el movimiento de partículas “corregido” es significativamente más lineal que el original para las dos técnicas, indicando una medición confiable de φ y δt . Así mismo, los coeficientes de correlación son desplegados junto con los parámetros calculados mediante ambas técnicas (Figura 4.8c).

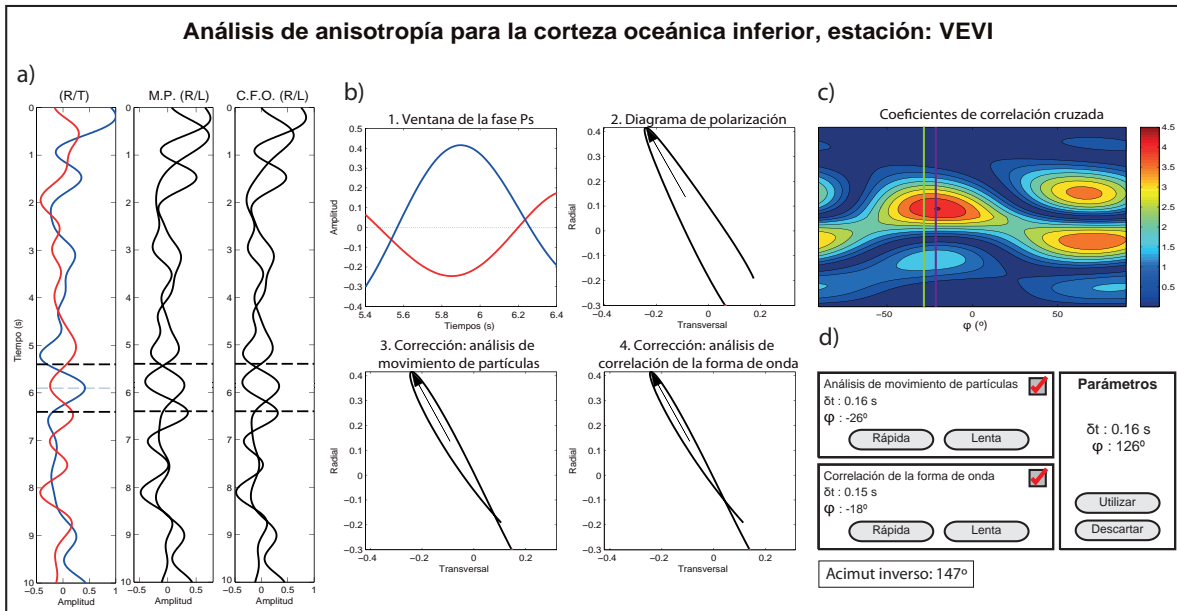


Figura 4.8 Proceso de medición de un juego de parámetros de anisotropía, ϕ y δt , para la corteza oceánica inferior debajo de la estación VEVI. a) Función de receptor radial (azul) y transversal (rojo) con sus respectivas rotaciones al sistema de coordenadas rápida/lento (R/L) definidas por el análisis de movimiento de partículas (M.P.) y el análisis de correlación de la forma de onda (C.F.O.). b) Superior: ventaneo alrededor de la fase Ps de interés (1) y su respectivo diagrama de polarización (2). Inferior: diagramas de polarización de las funciones de receptor corregidas por el análisis de movimiento de partículas (3) y por el análisis de correlación de la forma de onda (4). c) Coeficientes de correlación cruzada para un rango de ϕ de -90° a $+90^\circ$. Las direcciones rápidas de la anisotropía medidas por ambas técnicas son marcadas dentro del mismo espacio de búsqueda (línea verde es M.P. y línea morada es C.F.O.). d) Panel que permite visualizar los parámetros calculados así como seleccionar el método que mejor remueva el efecto de la partición de la onda de corte. Para esta fase y función de receptor en específico, se tomó un promedio de ambas técnicas. Los parámetros medidos de ϕ y δt fueron 126° y 0.15 s, respectivamente.

Un efecto adicional que fue necesario considerar en las mediciones es el *scattering* generado por heterogeneidades a pequeñas escalas. El *scattering* puede resultar en un ligero a moderado contenido energético tanto en la componente radial como en la componente transversal de las funciones de receptor, que no necesariamente se encuentra correlacionada entre eventos (Langston, 1989; Randall y Owens, 1994). Este fenómeno puede inducir un movimiento de partículas elíptico que no se encuentra relacionado con alguna propiedad física inherente, tal como la anisotropía. Por lo que el *scattering* puede producir un “falso” particionamiento en las observaciones bajo ciertas circunstancias, o contaminar observaciones verdaderas de particionamiento. Para sobrellevar este problema en el análisis, las mediciones de los parámetros medidos para una discontinuidad, en una estación, fueron desplegados y asignados un peso con base en su determinación; siendo éste mayor para las mediciones en las que dos técnicas empleadas coincidieran. La Figura 4.9 muestra el

análisis de la variación de los parámetros medidos para la corteza oceánica inferior en la estación VEVI.

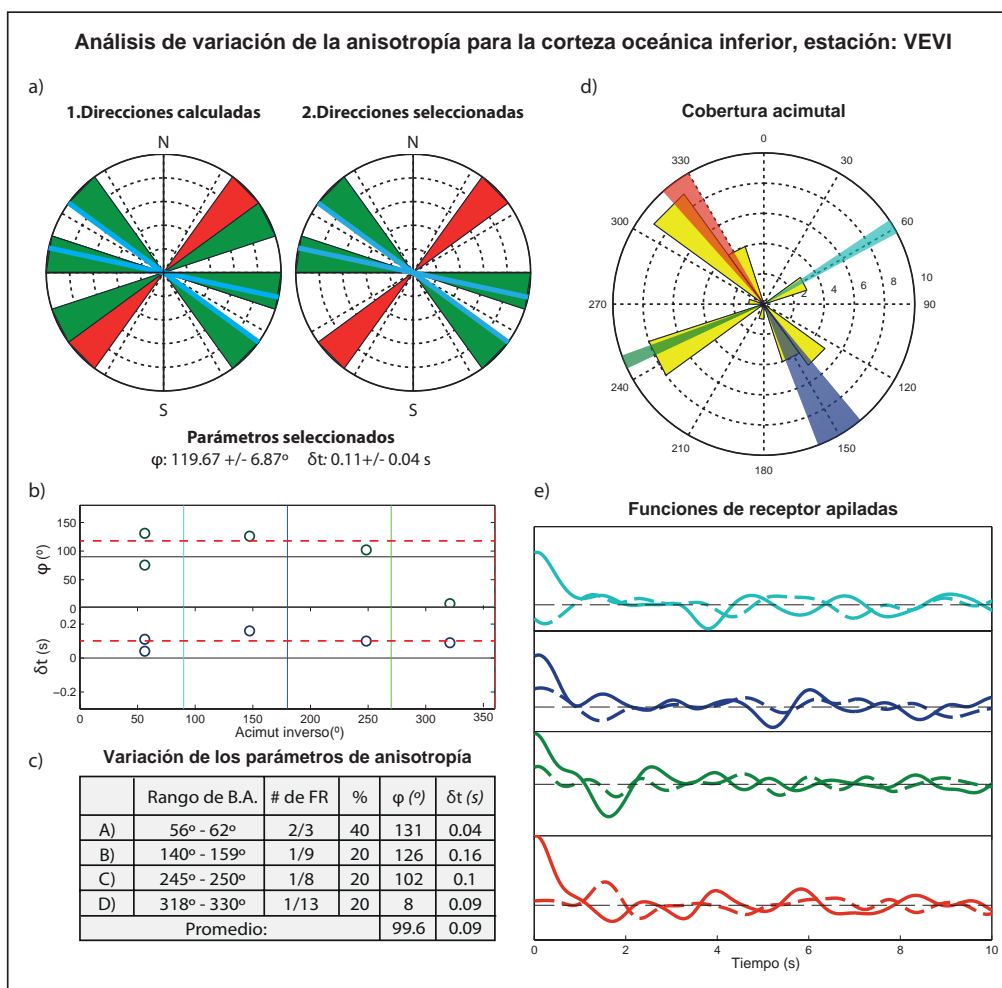


Figura 4.9 Análisis de la variación de los parámetros de anisotropía medidos para la corteza oceánica inferior debajo de la estación VEVI. Esta interfaz gráfica tiene por objetivo determinar el juego de parámetros absoluto que mejor represente la componente anisótropa de la fase debajo de la estación, descartando mediciones poco confiables y acentuando aquellas de mayor robustez. En la sección de la izquierda, los dos primeros diagramas de rosas presentan los ejes de anisotropía calculados para todas las funciones de receptor pertenecientes a la estación (a1) y aquellos seleccionados como medida final (a2), marcando de color verde las direcciones rápidas y de rojo las direcciones lentas producto de tiempo de partición negativo. Las líneas azules representan aquellas mediciones en las que ambas técnicas de caracterización (análisis de movimiento de partículas y correlación de la forma de onda) coincidieron. Análogamente a la representación estereográfica, se presenta la variación de los parámetros calculados, φ y δt , en función del acimut inverso en un plano cartesiano (b). Las líneas rojas discontinuas representan el juego de parámetros absoluto elegidos como mejor representación de la componente anisótropa. La tabla inferior presenta los parámetros calculados para funciones de receptor provenientes de la dirección especificada por el rango acimutal, así como un promedio pesado de los parámetros en función del número de funciones de receptor empleadas para su cálculo (c). En la sección de la derecha, se muestra la cobertura acimutal de la estación bajo el mismo formato de colores que en la Figura 4.5 (d). Adicionalmente, se presenta un apilado de las funciones de receptor radiales (líneas sólidas) y transversales (líneas discontinuas) por cuadrantes geográficos (e). Para esta discontinuidad, en esta estación, los parámetros de anisotropía aceptados son: 119.67 $^\circ$, 0.11 s.

Como prueba de la consistencia de los parámetros φ y δt estimados, las funciones de receptor fueron apiladas en el sistema de coordenadas rápido/lento promedio calculado para cada discontinuidad, en cada estación. Todas las componentes en el apilado fueron multiplicados por +1 o -1, dependiendo su polaridad, con el propósito de que cada traza presentara una polaridad positiva de la fase Ps tanto en la componente rápida como en la componente lenta de movimiento. Para la mayoría de los casos, las trazas resultantes mostraron gran similitud en forma y un particionamiento bien definido (Figura 4.10), indicando una estimación apropiada de los parámetros de anisotropía.

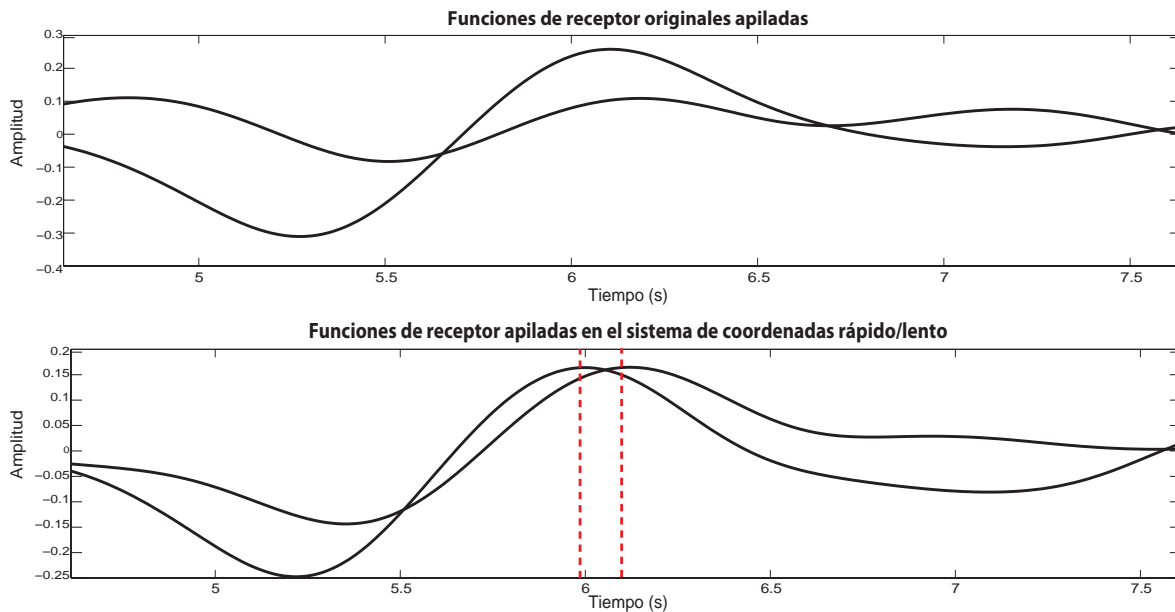


Figura 4.10 Apilado de funciones de receptor originales (superior) y apilado de funciones de receptor en el sistema de coordenadas rápido/lento de movimiento definido por la dirección rápida calculada en el análisis de la discontinuidad correspondiente a la corteza oceánica inferior en la estación VEVI. Es importante notar el incremento en la similitud en la forma de onda de las dos componentes una vez llevadas al sistema rápido/lento (inferior), así como la exhibición de un particionamiento de onda cercano a aquel calculado en el mismo análisis (0.11s).

4.3 Restricción de la anisotropía

Una vez que la componente anisótropa de la litósfera continental y oceánica fue caracterizada con éxito en todas las estaciones, su efecto fue removido de las mediciones hechas por Rojo y Valenzuela (2012) en su estudio de ondas SKS a lo largo del mismo arreglo. Este cálculo hizo uso de los resultados obtenidos en el procesamiento de este estudio para descomponer el vector de anisotropía de SKS en sus componentes (Figura 4.11). El resultado de este procedimiento brindó una medida de la anisotropía contenida exclusivamente en el manto superior asociada a su mineralogía y a la deformación finita del flujo astenosférico.

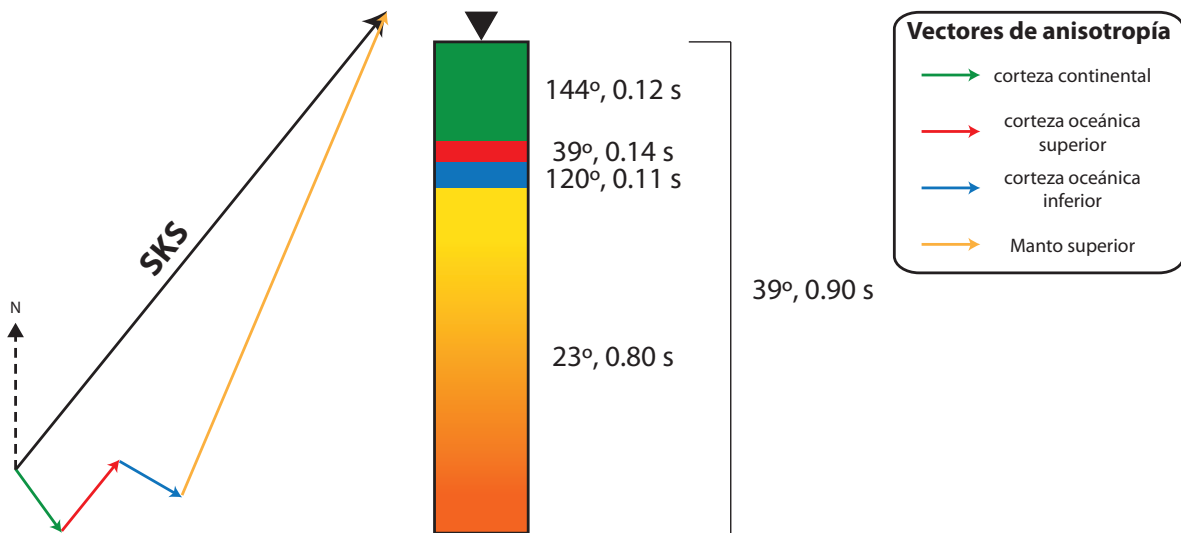


Figura 4.11 Cálculo y restricción de la anisotropía remanente debajo de la estación VEVI. Las flechas y los colores del modelo corresponden a los vectores de anisotropía especificados por la leyenda mientras que el triángulo negro representa a la estación.

4.4 Porcentajes de anisotropía

Para facilitar la visualización de las variaciones laterales de los tiempos de partición inferidos en este proyecto, se calcularon los porcentajes de anisotropía para las distintas discontinuidades analizadas. Este parámetro describe el porcentaje de la variación de la velocidad entre la dirección más rápida y más lenta (Birch, 1960; Kern y Richter, 1981), mediante la expresión:

$$A = \left[\frac{V_{max} * V_{min}}{V_{prom}} \right] * 100, \quad (4.4)$$

donde V_{max} y V_{min} son las velocidades sísmicas rápida y lenta, respectivamente, y V_{prom} es la velocidad promedio.

Para la corteza continental, se hizo uso del modelo de velocidades de Iglesias *et al.* (2010) para obtener una velocidad de onda S promedio debajo de cada estación del experimento MASE. Por motivos comparativos, para el caso de la corteza oceánica superior e inferior se tomaron las velocidades promedio del modelo empleado por Kim *et al.* (2010) en su inversión, siendo éstas de 2.6 km/s y 4.06 km/s, respectivamente. Por último, para el manto superior se usó una velocidad de 4.62 km/s.

5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

A continuación, se presentan y discuten las variaciones de las propiedades elásticas de la litósfera y la astenósfera, por orden de profundidad, a lo largo del experimento MASE. Para ello, las mediciones de los parámetros de anisotropía, φ y δt , son desplegadas en conjunto y analizadas individualmente con el objetivo de detectar tendencias y anomalías a lo largo de su extensión. Este último análisis fue efectuado con base en un criterio de homogenización propuesto por Gilje y Thomsen (1970) en donde se buscó una configuración de grupos mediciones en la que la varianza fuese elevada entre grupos y, al mismo tiempo, fuese mínima para las componentes de un mismo grupo.

5.1 Corteza continental

Debido al número limitado de funciones de receptor disponibles para el procesamiento y, a la dificultad de identificar fases Ps impulsivas en algunas trazas, la componente anisótropa de la corteza continental logró ser caracterizada en un total de 71 estaciones de las 100 que componen al arreglo MASE. Los parámetros de anisotropía promedio calculados para esta fase, con sus correspondientes incertidumbres, se encuentran listados en la Tabla B1 del Apéndice B y su representación gráfica se muestra en la Figura 5.1.

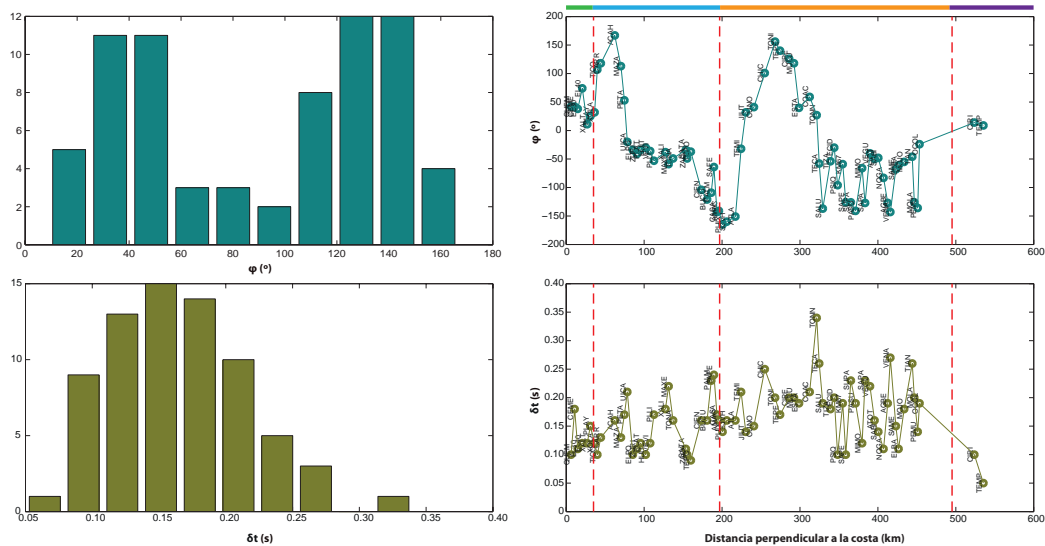


Figura 5.1 Izquierda: histogramas de las direcciones de polarización rápida (arriba) y tiempos de partición (abajo) promedio calculados para la corteza continental en 71 estaciones del arreglo MASE. Derecha: variación de las direcciones de polarización rápida (arriba) y los tiempos de partición (abajo) promedio en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco. La barra de color en la parte superior indica la extensión territorial de los terrenos tectonoestratigráficos y las líneas rojas discontinuas denotan sus límites. Verde: terreno Xolapa; azul: Plataforma de Guerrero-Morelos; amarillo: FVTM y morado: Basamento Precámbrico-Paleozoico.

Como revelado desde la etapa del preprocesado, tanto las direcciones de polarización rápida como los tiempos de partición de onda varían ampliamente a lo largo del arreglo. Las observaciones sobre la dirección rápida de los ejes de anisotropía abarcan prácticamente todo el espacio posible de soluciones ($0-180^\circ$); presentando dos fuertes concentraciones alrededor de los $20-60^\circ$ y los $120-150^\circ$, y una desviación estándar máxima y mínima general de 18.8° y 1.43° , respectivamente. Por otro lado, los tiempos de partición de onda se encuentran en un rango de 0.05 s a 0.35 s, siendo éstos de un orden del $\sim 24\%$ mayor después de los 200 km de la costa. La incertidumbre máxima y mínima para este parámetro es de 0.12 s mientras que la mínima es de 0.01 s.

En términos generales, los resultados obtenidos mediante la caracterización directa de los tiempos de arribo involucraron un mayor número de funciones de receptor que aquéllos adquiridos con base en el análisis de movimiento de partículas y la correlación de la forma de onda. Esto se debió a que, para la caracterización directa de los tiempos de arribo, sólo se requirió la identificación exitosa de las fases Ps de interés y que las formas de onda de los pulsos seleccionados presentaran alta similitud en el sistema rápido/lento, a diferencia de las dos últimas técnicas mencionadas en donde fue necesario que las funciones de receptor cumplieran con un criterio de calidad aún más estricto (fase Ps impulsiva, similitud de las formas de onda en el sistema rápido/lento y movimiento de partículas linealizado en la función de receptor corregida). Esto reproduce un mayor grado de confiabilidad en los resultados obtenidos para capas planas, sin importar que el número de funciones de receptor involucradas sea menor que para regiones donde el medio presenta una inclinación.

Para los primeros 65 km del arreglo, donde se utilizó la caracterización directa de los tiempos de arribo, las estaciones que involucraron el mayor número de funciones de receptor en el cálculo de la orientación de polarización rápida fueron EL40, XOLA Y ACAH con 26, 25 y 28 pulsos Ps identificados, respectivamente (Figura 5.2a). Por otro lado, las estaciones con el menor número de funciones de receptor utilizadas fueron CEME, XALT y CARR con 13, 7 y 12 pulsos Ps identificados, respectivamente. El número promedio de datos usados para esta zona y fase en específico es de 18 por estación. Es importante mencionar que el número de funciones de receptor involucradas en la estimación del tiempo de partición de onda disminuyó dado que no todas las formas de onda seleccionadas presentaron alta similitud en el sistema de coordenadas rápido/lento.

Respecto al resto del arreglo, las estaciones que hicieron uso de un mayor número de funciones de receptor para obtener una medida promedio de la componente

anisótropa fueron TEMI, KM67, NOGA y MOJO con 10, 11, 11 y 13 juegos de parámetros exitosamente calculados, respectivamente (Figura 5.2b). Por otra parte, hubo 14 estaciones para las que sólo se consiguió calcular un juego de parámetros. Estas estaciones se encuentran marcadas con un asterisco en la Tabla B.1 del Apéndice B y se optó por incluirlas en los resultados e interpretación debido a que aprobaron todos los controles de calidad necesarios para ser considerados como medida confiable. El número promedio de funciones de receptor utilizadas para esta región es de 4 por estación.

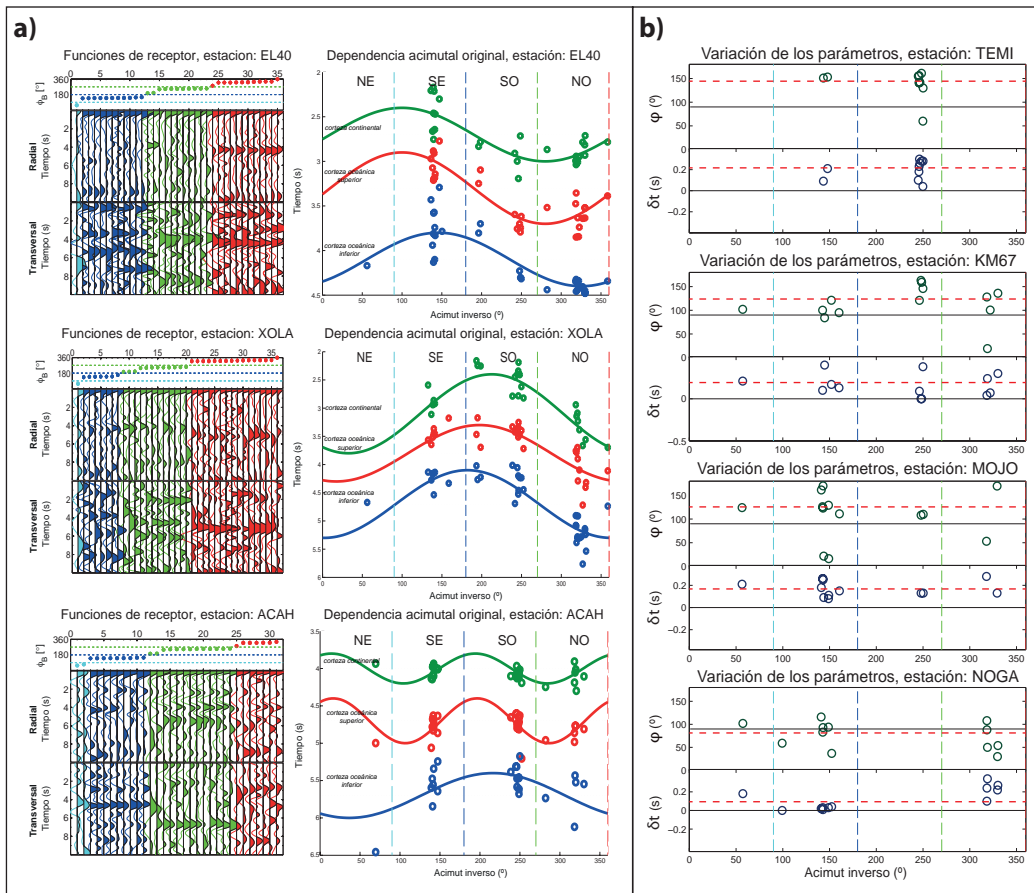


Figura 5.2 Estaciones con mayor número de funciones de receptor involucradas en el cálculo de los parámetros de anisotropía de la corteza continental mediante la caracterización directa de los tiempos de arribo (a) y el análisis de movimiento de partículas y correlación de la forma de onda (b). En el panel de la izquierda se muestran las funciones de receptor calculadas en las estaciones EL40, XOLA y ACAH con sus respectivas curvas de ajuste para los pulsos Ps identificados. El formato de colores es el mismo que el de la Figura 4.5. En el panel de la derecha se presentan los juegos de parámetros encontrados para las estaciones TEMI, KM67, MOJO y NOGA con sus respectivas medidas promedio (líneas rojas discontinuas).

El promedio de los parámetros de anisotropía de la corteza continental se presentan sobre un plano horizontal en la Figura 5.3, la cual muestra su ubicación espacial junto con la extensión territorial de algunos de los principales terrenos tectonoestratigráficos que conforman a la placa de Norteamérica. El tamaño de las

barras es proporcional al tiempo de partición de la onda de corte y su inclinación indica la dirección de polarización rápida. Bajo el mismo formato de presentación, la Figura 5.4 muestra un acercamiento a las mediciones señalando con barras de diversos colores el número de datos utilizados en cada estación.

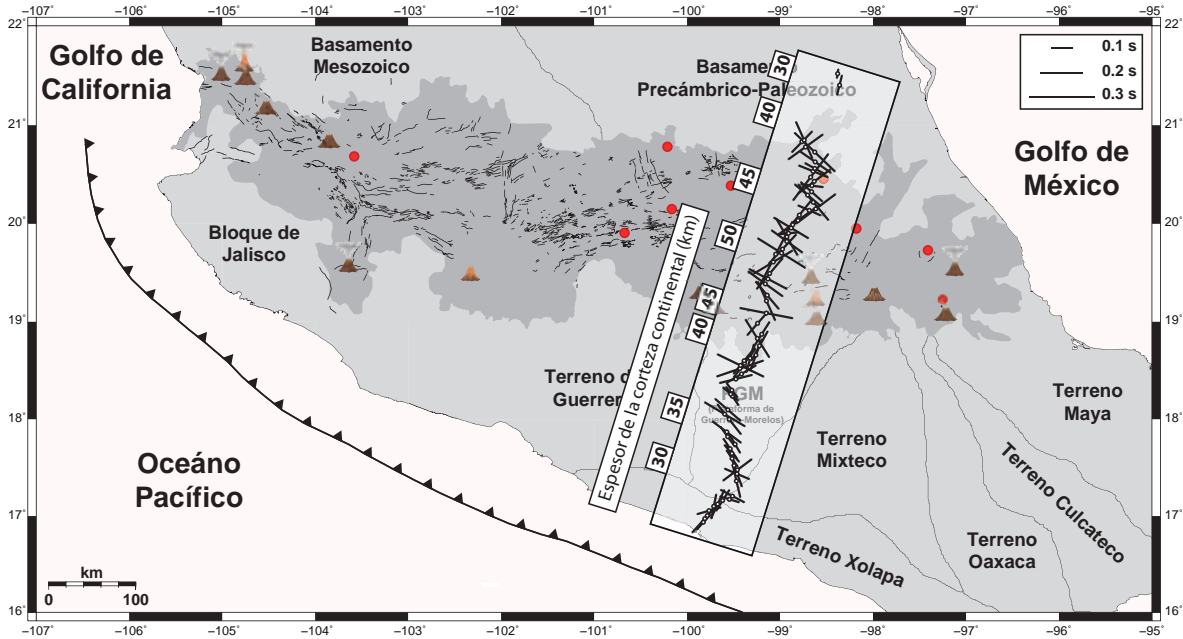


Figura 5.3 Mediciones promedio de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición de onda de la corteza continental a lo largo del arreglo MASE. El tamaño de las barras es proporcional a δt , y la inclinación de las barras corresponde al valor de ϕ . El espesor de la corteza de acuerdo con Pérez-Campos et al. (2008) y Husker y Davis (2009) es indicado por los recuadros blancos del lado izquierdo del perfil. El área gris más oscura delimita a la Faja Volcánica Transmexicana con los principales estratovolcanes y calderas (círculos rojos). Las líneas negras contenidas en la FVTM representan a las fallas mapeadas en esta provincia. Las estructuras tectónicas y volcánicas fueron tomadas de Ferrari et al. (2012).

En virtud de la posible existencia de parámetros de partición contaminados por el *scattering* generado por heterogeneidades a pequeñas escalas en la corteza y, de la falta de mediciones promediadas en algunas estaciones, se optó por describir la relación entre los parámetros calculados y su variación espacial mediante una función de suavizado “loess”. Esta función se encuentra basada en el método clásico de mínimos cuadrados e intenta encontrar una descripción general de los datos mediante una suposición global de la forma del ajuste, como cuadrática, y su promedio exclusivamente local (Efron y Tibshirani, 1993). El nombre de esta función proviene del término “lowess” (*locally weighted scatter plot smooth*, por sus siglas en inglés) y, como lo indica, suaviza las mediciones resaltando los rasgos principales de una población de datos. Mayor información acerca de esta técnica se presenta en el apéndice A1 y la representación gráfica del ajuste de esta función a los parámetros de anisotropía de la corteza continental, junto con su proyección en un plano horizontal, se presenta en la Figura 5.5.

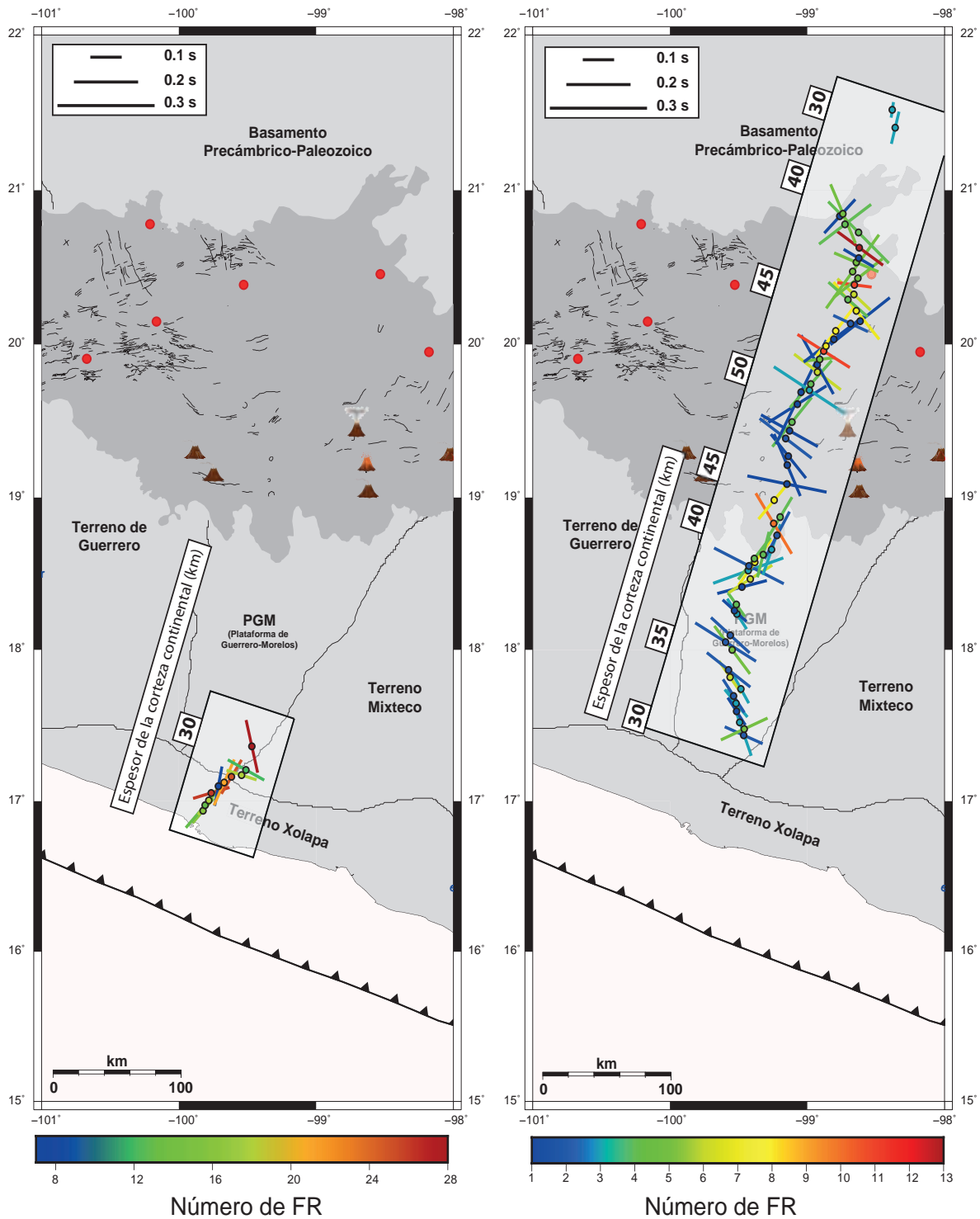


Figura 5.4 Mediciones promedio de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición de onda de la corteza continental a lo largo del arreglo MASE. El tamaño de las barras es proporcional a Δt , y la inclinación de las barras corresponde al valor de ϕ . El color de las barras indica el número de funciones de receptor utilizadas en la caracterización directa de arribos (izquierda) y el análisis de partículas y correlación de la forma de onda (derecha) para calcular la componente anisótropa promedio debajo cada estación.

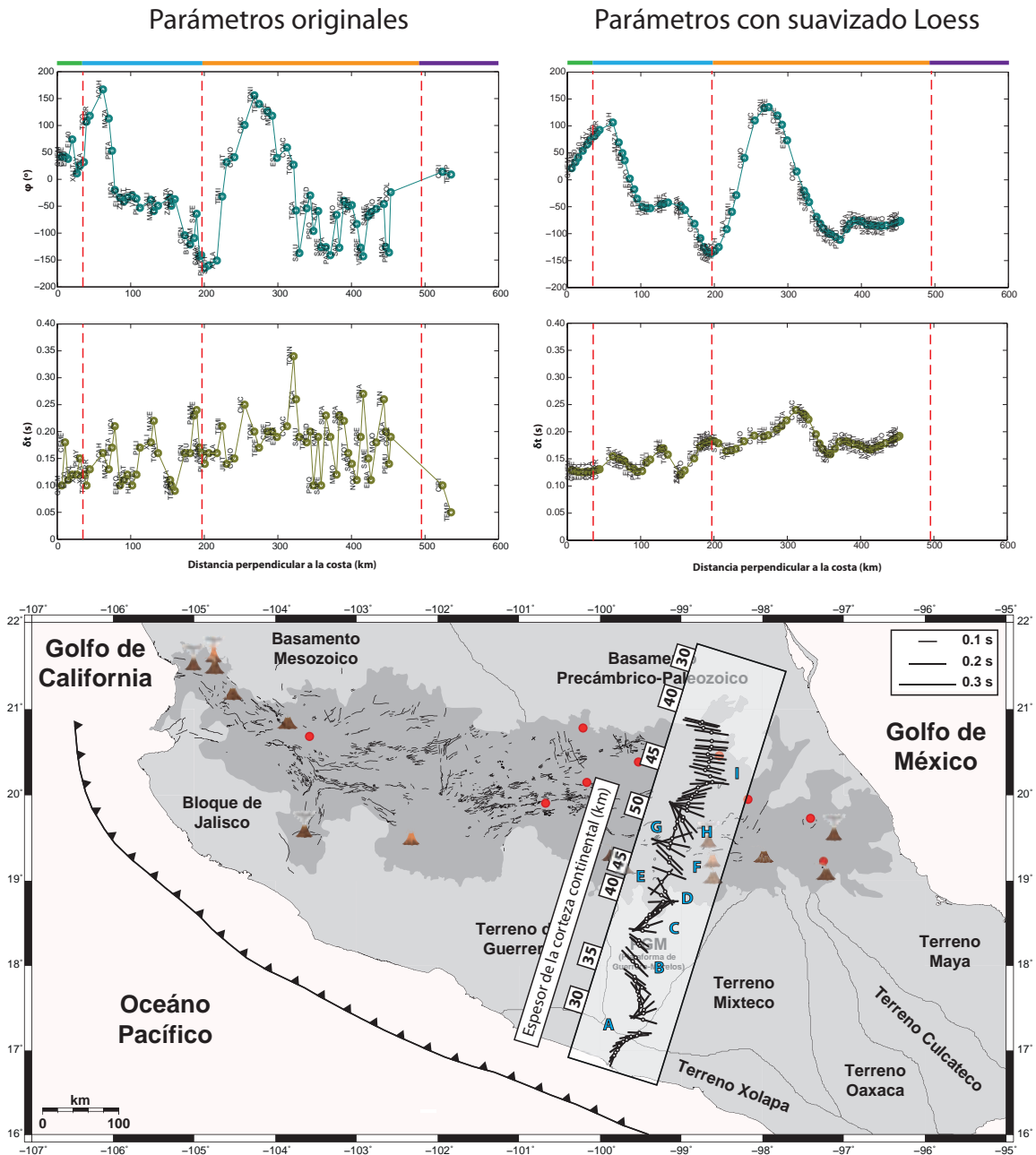


Figura 5.5 Arriba: variación de las direcciones de polarización rápida (arriba) y tiempos de partición (abajo) promedio de la corteza continental en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco. Las gráficas de la izquierda corresponden a las mediciones originales de φ y δt , respectivamente, y las de la derecha corresponden a las mismas con el suavizado loess. Las barras de color superiores delimitan la extensión territorial de los terrenos tectonoestratigráficos como señalado en la Figura 5.1. Abajo: mediciones suavizadas sobre un plano horizontal, denotando zonas con direcciones de polarización rápida similares (A-I). El formato del mapa es el mismo que el de la Figura 5.3.

Por medio de la descripción suavizada de los parámetros de anisotropía a lo largo del experimento, resulta posible identificar patrones y anomalías con mucho mayor facilidad. Para ello, los porcentajes de anisotropía son calculados y desplegados en el

perfil de la Figura 5.6 y las direcciones de polarización rápida son agrupadas por zonas. Esta clasificación de mediciones se estimó con base en el criterio de homogenización previamente mencionado (ver Apéndice A2), en donde se buscó una configuración que maximizara la varianza entre grupos y, al mismo tiempo, fuese mínima entre los integrantes de un mismo grupo. Se identificó un total de nueve zonas y el promedio de sus parámetros de anisotropía se muestra en la Figura 5.7.

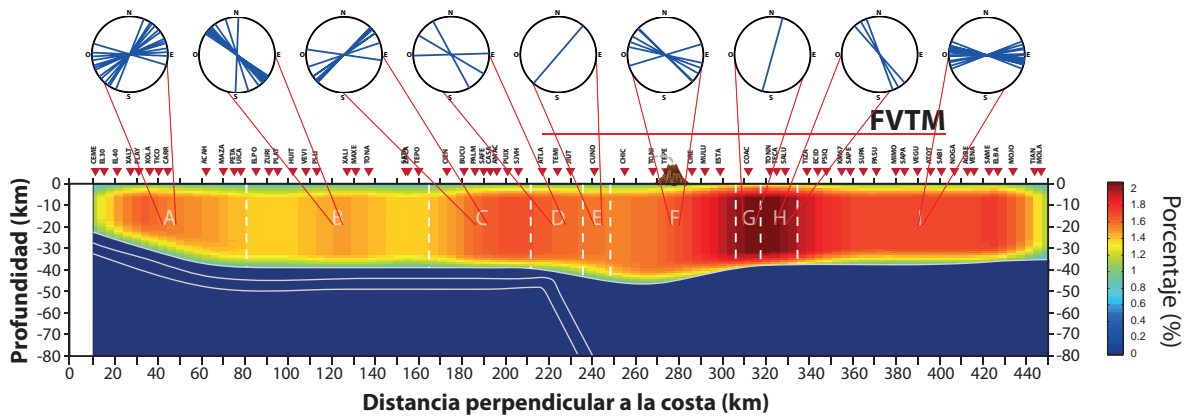


Figura 5.6 Porcentajes de anisotropía de la corteza continental a lo largo de MASE. Esta representación resalta los contrastes del tiempo de partición de onda medido a lo largo del arreglo, reflejando las variaciones laterales. Los colores calientes corresponden a un porcentaje de anisotropía alto mientras que los colores fríos a uno bajo. El color azul oscuro de fondo representa un valor de 0%. Las direcciones de polarización rápida son agrupadas en función de su varianza, como se muestra en los diagramas de rosas, y su extensión se incluye en el perfil (líneas blancas discontinuas). Las direcciones rápidas promedio de dichas zonas son: 62°, 139°, 58°, 120°, 41°, 112°, 16°, 149° y 94°, respectivamente. La geometría de la placa subducida propuesta por Pérez-Campos et al. (2008) se presenta dentro del perfil.

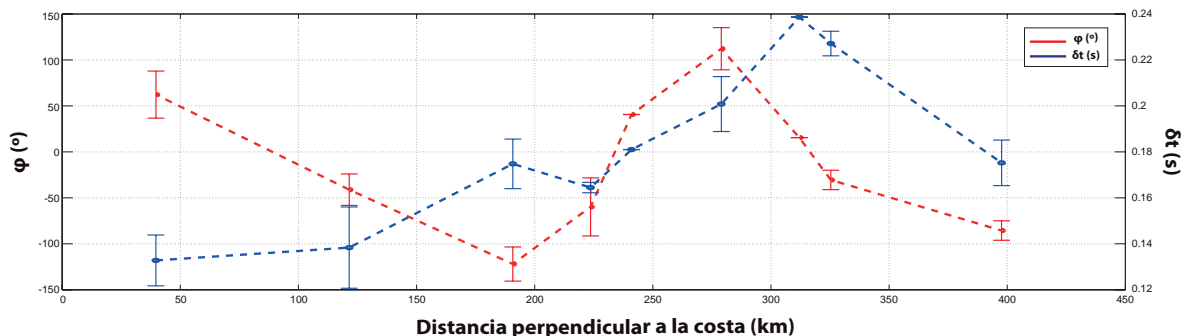


Figura 5.7 Direcciones de polarización rápida (rojo) y tiempos de partición (azul) promedio de las nueve zonas identificadas para la corteza continental en función de su distancia promedio a la costa de Acapulco. Las barras de error representan la desviación estándar de cada grupo de mediciones.

5.1.1 Interpretación petrológica y tectónica

Como se cubrió en el Capítulo 2, la anisotropía en la corteza continental puede depender de la distribución de fracturas en rocas sedimentarias expuestas a esfuerzos regionales y a la orientación preferencial de minerales en la vecindad de fallas activas.

Además de la sedimentación, el metamorfismo regional y los esfuerzos tectónicos orientados son otros mecanismos que pueden persistir por distancias suficientemente grandes y crear formaciones altamente anisótropas; como sistemas orientados de fallas y diques. Tales fenómenos de gran escala, en combinación con la orientación preferencial de fracturas y minerales, son los causantes de la anisotropía observada en la superficie de la Tierra.

En la zona A (Figura 5.6), los ejes de polarización rápida exhiben una orientación casi paralela a la dirección de convergencia de las placas de Cocos y Norteamérica. Sin embargo, cerca del límite de la plataforma de Guerrero-Morelos y el terreno Mixteco, los vectores de dirección rápida presentan una ligera preferencia hacia el E-O. Estas orientaciones son consistentes con la tendencia general del campo de esfuerzos de la región, la cual posee una máxima compresión en las direcciones NE-SO por el proceso de subducción. La explicación más satisfactoria de estas observaciones es considerar una anisotropía inducida por fracturas dentro de este campo de deformaciones combinadas con aquéllas preexistentes generadas por el cabalgamiento del terreno Guerrero en las rocas metamórficas paleozoicas del terreno Mixteco. En un modelo simplificado, es posible aproximar dicha configuración como una isotropía transversal con un eje de simetría horizontal (Figura 5.8).

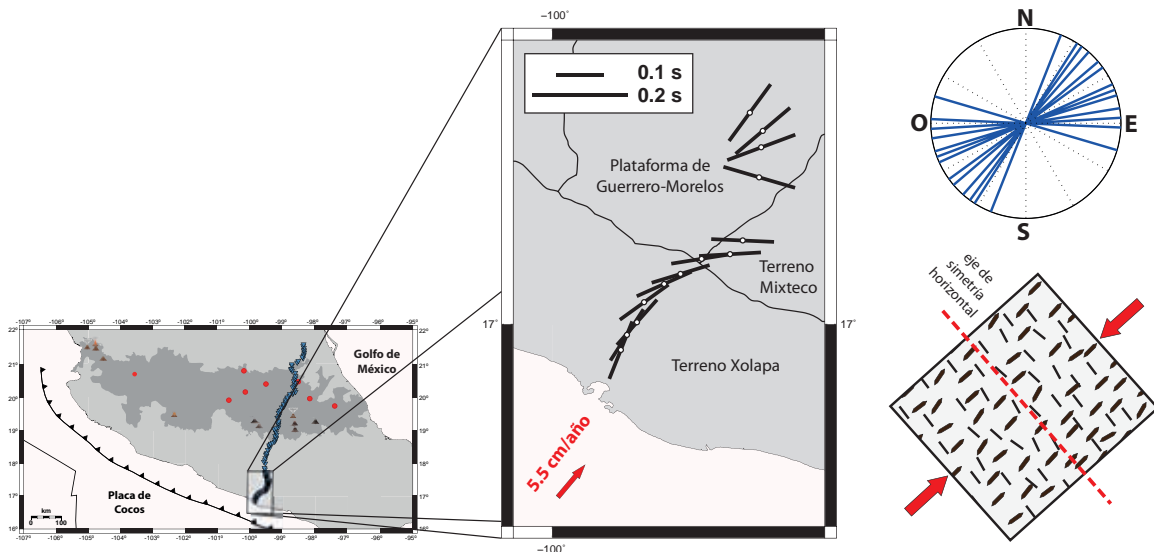


Figura 5.8 Modelo esquemático que puede explicar la partición de onda observada en la zona A del experimento. Las mediciones de anisotropía correspondientes a esta zona son presentadas individualmente en el mapa y en conjunto en el diagrama de rosas. La flecha roja contenida en el mapa indica la dirección y velocidad de convergencia de la placa de Cocos respecto a la de Norteamérica. Las flechas gruesas en el modelo señala la dirección de la compresión máxima de la región. Fracturas pre-existentes paralelas a la dirección del esfuerzo máximo compresional pueden abrirse mientras que otras se cierran. Generalmente la polarización de la onda rápida propagándose verticalmente es paralela a la dirección de la orientación preferencial de las fracturas.

Las zonas B y C se encuentran mayormente contenidas dentro del dominio territorial de la Plataforma Guerrero-Morelos, la cual está caracterizada por pliegues y cabalgaduras (De Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto *et al.*, 2000). En general, estas dos zonas exhiben dos rasgos importantes: 1) un cambio en la dirección de polarización rápida de NO-SE a NE-SO a los ~165 km de la costa de Acapulco, y 2) dos subregiones con tiempos de partición relativamente bajos confinados a los ~80-105 km y ~140-170 km de la costa (Figura 5.9). Este último rasgo puede deberse a una baja consistencia en la orientación preferencial de las fracturas y minerales como consecuencia de una alta complejidad estructural asociada al proceso de acreción y amalgamación del terreno Guerrero hacia el continente.

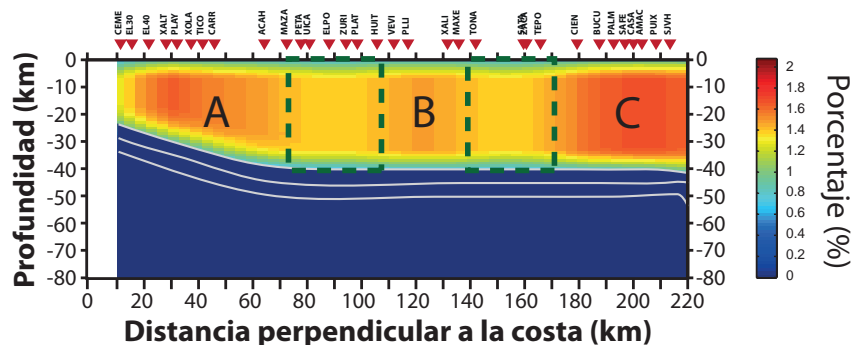


Figura 5.9 Porcentajes de anisotropía de la corteza continental para los primeros 220 km del arreglo MASE. Los recuadros verdes indican las dos zonas que presentan un bajo porcentaje de anisotropía posiblemente asociadas a una inconsistencia en la alineación preferencial de las fracturas y minerales de estas dos subregiones.

Respecto a la Faja Volcánica Transmexicana (zonas D-I), las mediciones muestran un alto porcentaje de anisotropía; con la mayoría de las zonas identificadas presentando direcciones de polarización rápida orientadas al NO-SE, tendiendo más al E-O conforme la distancia a la costa es mayor. Una inconsistencia en las observaciones se presenta en las zonas E y G (Figura 5.6), las cuales exhiben una dirección rápida orientada NE-SO. Estos cambios repentinos pueden corresponder a la alta heterogeneidad del basamento de la FVTM (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) y, a la alta variación en la composición y reología de la litósfera de la región como resultado del magmatismo que ha tomado lugar desde el Jurásico (Ferrari *et al.*, 2012). No obstante, es posible que los contrastes observados no se encuentren exclusivamente correlacionados con las propiedades anisótropas del medio y que el *scattering* y conversión de las fases dentro de las mismas estructuras corticales complejas haya influenciado los efectos atribuidos a la anisotropía.

Dentro de esta provincia, la anisotropía es propensa a estar asociada con el alineamiento de fisuras volcánicas, la elongación de cuellos volcánicos y fallas y fracturas abiertas. La tendencia dominante de las direcciones de polarización rápida

en esta región muestra un grado de paralelismo con la propensión general de las fallas extensionales del Neógeno (Figura 5.10), las cuales exhiben una orientación NE-ENE y NO-NNO y que a su vez son paralelas a las fallas transformantes y normales formadas durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío (Ferrari *et al.*, 2005). Un modelo que parcialmente puede explicar estas observaciones involucra material cizallado cerca de las fallas, desarrollado por el deslizamiento continuo de la mismas.

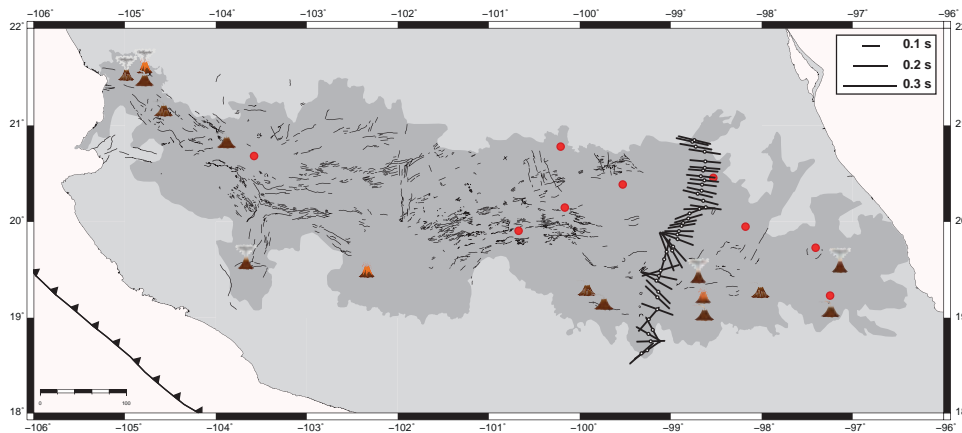


Figura 5.10 Mediciones suavizadas de la anisotropía sísmica cortical inferida en la FVTM. El tamaño de las barras es proporcional a δt y la inclinación de las barras corresponde al valor de ϕ . Las líneas negras delgadas corresponden a las fallas mapeadas por datos superficiales mostrando una tendencia NE-ENE y NO-NNO. Las estructuras tectónicas y volcánicas fueron tomadas de Ferrari *et al.* (2012).

Una comparación con diversos estudios a lo largo del mismo arreglo sugiere que la presencia de fluidos y fusión parcial, producida por el proceso de subducción, juegan un papel importante en el tiempo de partición de las ondas Ps observadas. Zonas de alta conductividad, baja velocidad y alta atenuación coinciden con la región de alto porcentaje anisótropo encontrada debajo de la FVTM (Figura 5.11). El fracturamiento vertical de la corteza generado por el ascenso de materiales de menor densidad es otro factor importante que puede contribuir a la partición de onda observada dentro de este complejo volcánico.

En general, las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición de onda encontrados en esta parte del estudio definen un patrón complicado, sugiriendo que múltiples factores controlan la deformación de la corteza continental en el centro y sur de México. Desafortunadamente, los parámetros de anisotropía calculados son solo determinados en un plano horizontal e interpretados asumiendo una simetría axial simple. En un medio realista, la anisotropía puede llegar a combinarse con alguna isotropía transversal adicional, generada por la estratificación o una esquistosidad en el medio, conllevando a sistemas de simetría más complicados, como ortorrómbica, que no pueden ser completamente explicados por los modelos simples de isotropía transversal con ejes de simetría horizontales usados en este proyecto. Por

lo anterior, un estudio de polarización en tres dimensiones es altamente recomendado si se busca proveer una interpretación completa de la configuración de esfuerzos de la región.

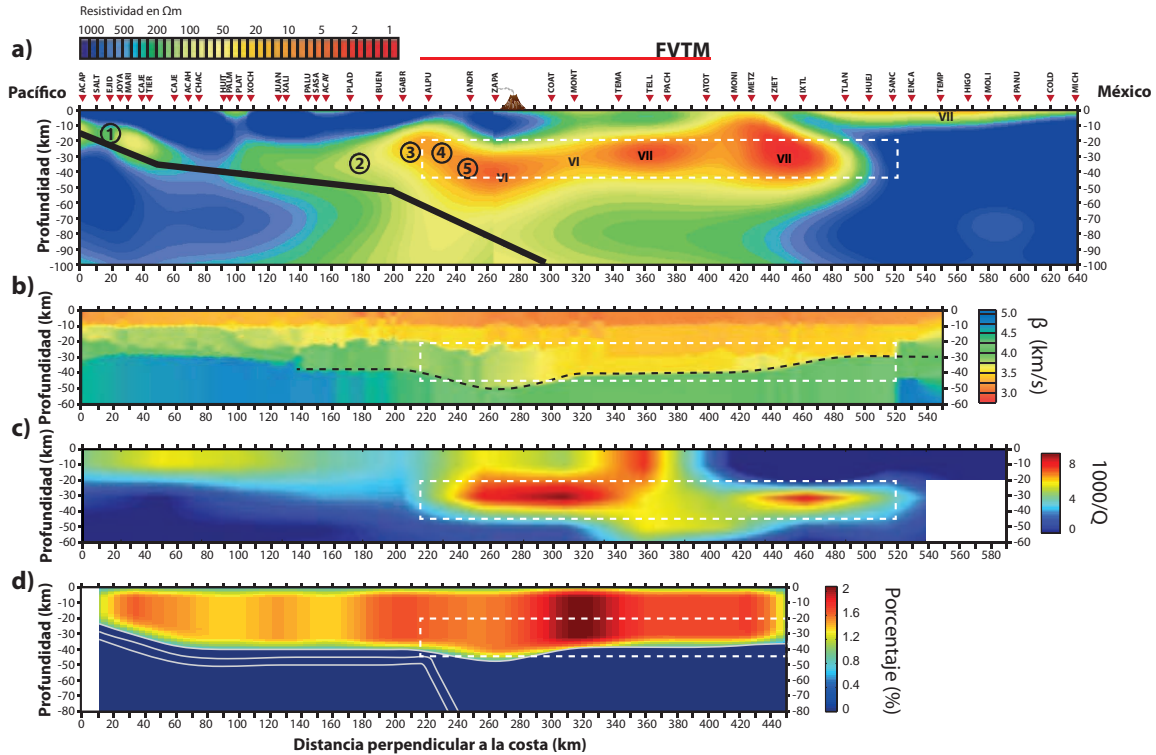


Figura 5.11 Comparación de diferentes estudios a lo largo del perfil MASE. a) Medidas de resistividad de un estudio magnetotelúrico (Jödicke et al., 2006). b) Velocidad de onda S calculada a partir de un estudio de ondas superficiales (Iglesias et al., 2010). c) Estructuras de atenuación de onda P (Chen y Clayton, 2009). d) Porcentajes de anisotropía encontrados en este estudio. El tiempo de partición de onda es máximo dentro de la FVTM y es coincidente con las regiones de baja resistividad, baja velocidad v_s y alta atenuación encontradas a lo largo del experimento. Lo anterior sugiere que la causa de la anisotropía puede estar relacionada con la presencia fluidos y fusión parcial producida por el proceso de subducción en esta región. El fracturamiento causado por el ascenso de estos materiales es otro factor propenso a contribuir con el tiempo de partición de onda observado.

5.2 Corteza oceánica superior

Para la corteza oceánica superior y capa de baja velocidad, la componente anisótropa logró ser caracterizada en un total 34 estaciones. Las mediciones promedio correspondientes a esta discontinuidad se encuentran listadas en la Tabla B.2 del Apéndice B y su variación, junto con su proyección en un plano horizontal, se muestra en la Figura 5.12. Es importante mencionar que en todas las estaciones en las que la anisotropía de la corteza continental no fue caracterizada con éxito fueron descartadas. Esto se debió a que cualquier medición de ésta u otra discontinuidad más profunda, en dichas estaciones, se encontraría contaminada por los efectos anisótropos de la corteza suprayacente.

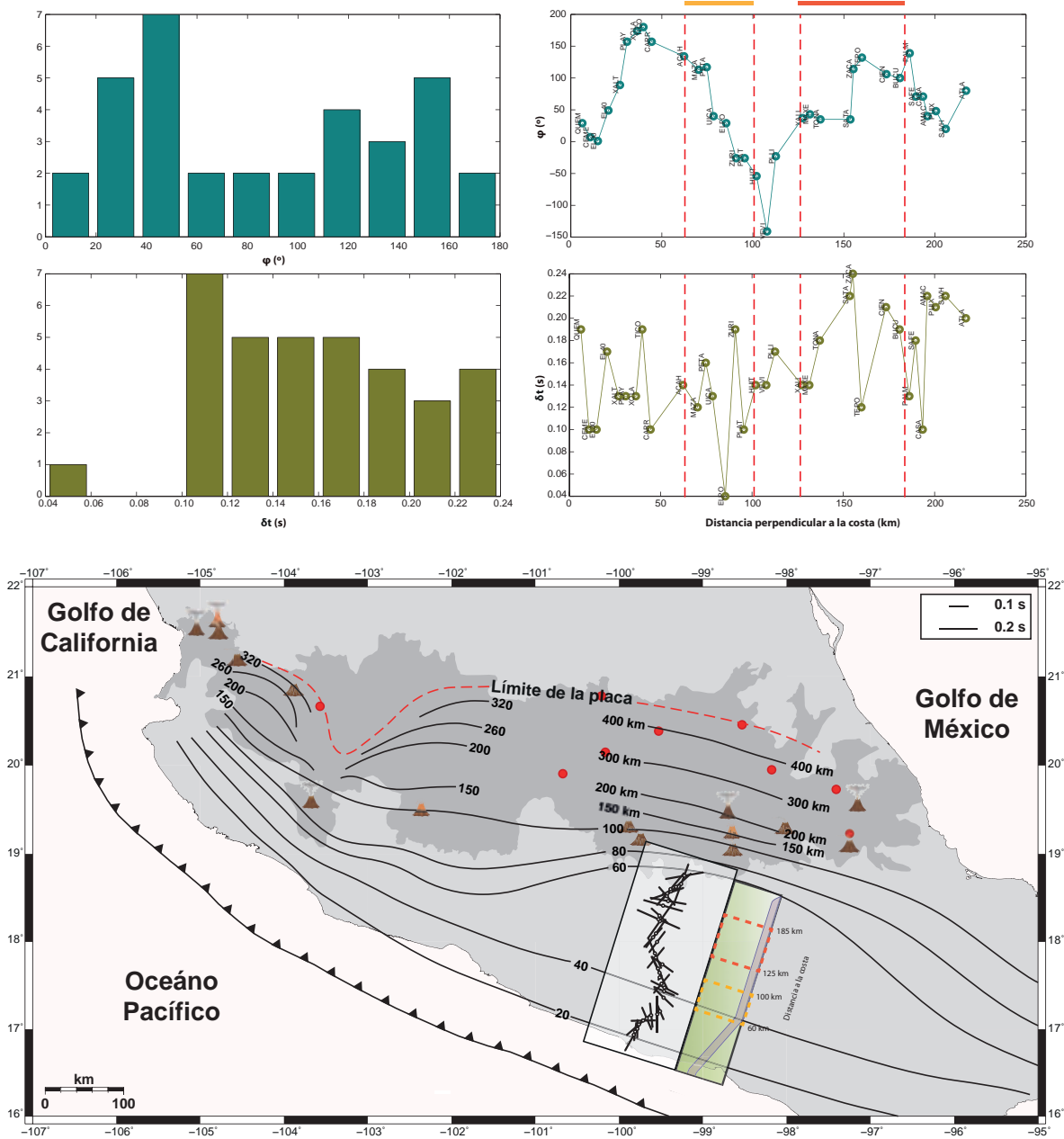


Figura 5.12 Arriba: histogramas de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición promedio calculados para la corteza oceánica superior (izquierda). Variación de las direcciones rápidas y los tiempos de partición promedio en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco (derecha). La barra superior indica las zonas de ocurrencia de tremores tectónicos de acuerdo con Husker et al. (2012), el color rojo representa la zona denominada como el “Sweet Spot” mientras que la amarilla a la “Transient Zone”. Las líneas rojas discontinuas denotan dichas zonas. El mapa inferior muestra las mediciones sobre un plano horizontal bajo el mismo formato de la Figura 5.3. Un modelo esquemático de la geometría de la placa de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008) se presenta a un lado de las mediciones señalando el “Sweet Spot” (recuadro rojo) y la “Transient Zone” (recuadro amarillo).

Al igual que en la corteza continental, las direcciones de polarización rápida calculadas abarcan todo el espacio posible de soluciones (0-180°); presentando una

mayor concentración alrededor de los 30-50° y una desviación estándar máxima y mínima general de 14° y 2°, respectivamente. Respecto a los tiempos de partición de onda, las mediciones se encuentran en un rango de 0.04 s a 0.25 s, con la mayoría de las ellos exhibiendo un tiempo promedio de 0.10 s y una desviación estándar máxima y mínima de 0.09 s y 0.01 s, respectivamente.

Para la porción inclinada de la placa, las estaciones que involucraron el uso de un mayor número de funciones de receptor fueron EL40, PLAY y XOLA con 29, 28 y 29 pulsos Ps exitosamente identificados, respectivamente (Figura 5.13), al contrario de las estaciones QUEM, XALT y CARR con 17, 10, y 17 pulsos identificados, respectivamente. El número promedio de funciones de receptor empleadas para calcular la dirección de polarización rápida en esta región es de 22 por estación. Estos números se redujeron para el cálculo del tiempo de partición debido a que no todas las trazas presentaron similitud en el sistema de coordenadas rápido/lento.

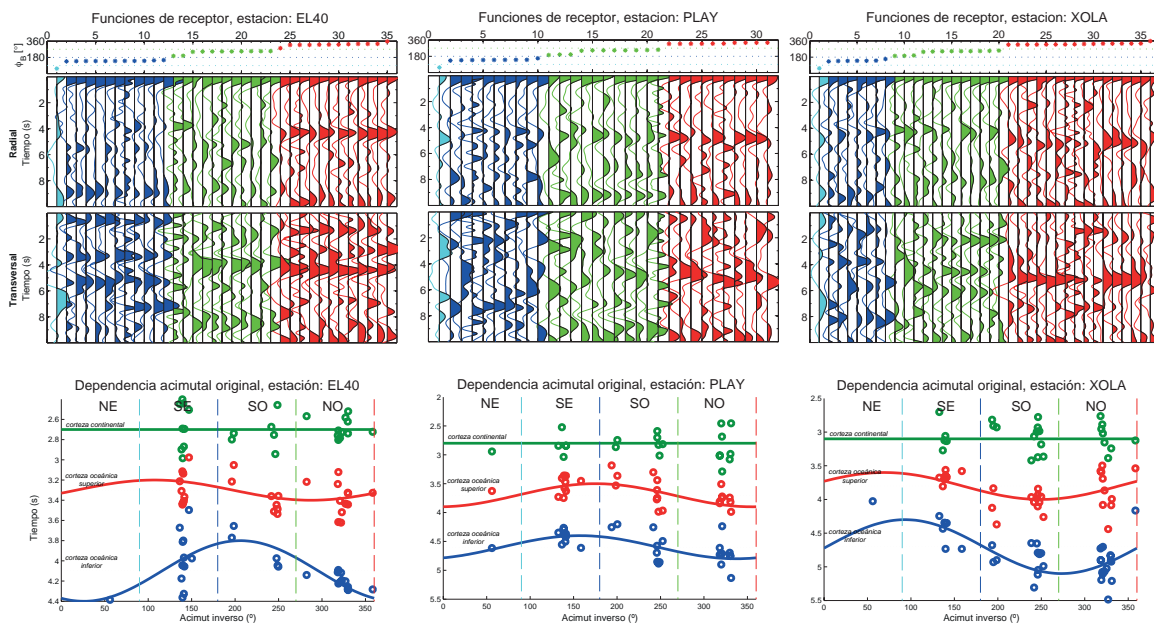


Figura 5.13 Estaciones con mayor número de funciones de receptor empleadas para calcular los parámetros de anisotropía de la oceánica superior mediante la caracterización directa de los tiempos de arribo. En la parte superior se muestran las funciones de receptor calculadas en las estaciones EL40, PLAY y XOLA. En la parte inferior, se presentan sus respectivas curvas de ajuste para los pulsos Ps identificados. El formato de colores es el mismo que el de la Figura 4.5.

Para el resto del arreglo, las estaciones que hicieron uso de un mayor de datos fueron BUCU, CASA y AMAC con 7, 7 y 8 juegos de parámetros promedio, respectivamente. El número de estaciones en las que sólo fue posible calcular un juego de parámetros fue de 2 y se encuentran marcadas con un asterisco en la Tabla B.2 del Apéndice B. La Figura 5.14 muestra un acercamiento a las mediciones señalando con barras de diversos colores el número de datos utilizados en cada estación.

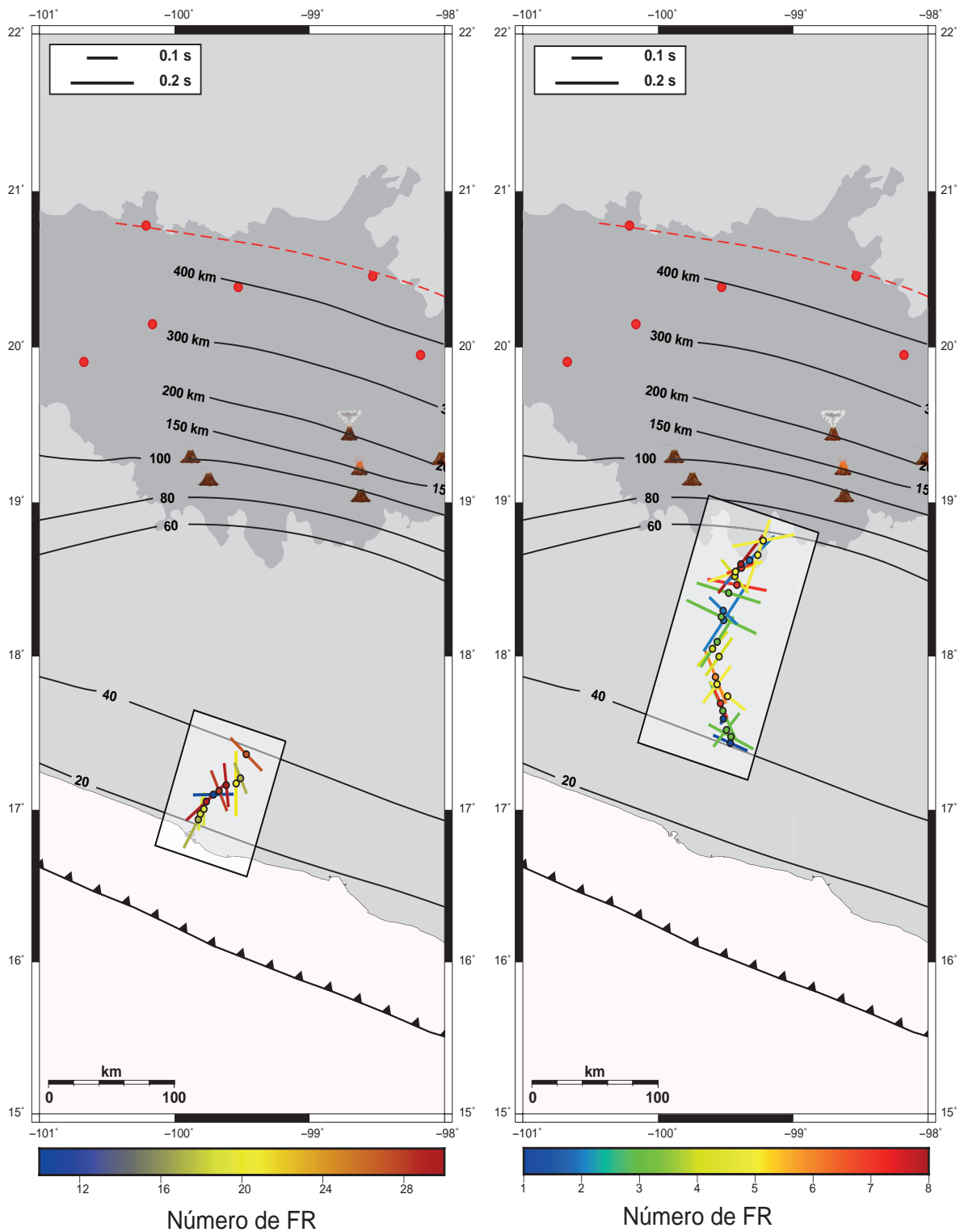


Figura 5.14 Mediciones promedio de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición de onda de la corteza oceánica superior. El color de las barras indica el número de funciones de receptor (FR) utilizadas en la caracterización directa de arribos (izquierda) y en el análisis de partículas y correlación de la forma de onda (derecha) para calcular la componente anisótropa promedio debajo cada estación.

Por motivos prácticos y de sencillez, el resto del análisis de las mediciones correspondientes a la corteza oceánica superior se presenta bajo la misma estructura que el de la corteza continental, utilizando un suavizado loess para describir la variación de los parámetros (Figura 5.15) y agrupándolos en función de su varianza (Figura 5.16 y 5.17). Para esta discontinuidad, se identificaron ocho zonas.

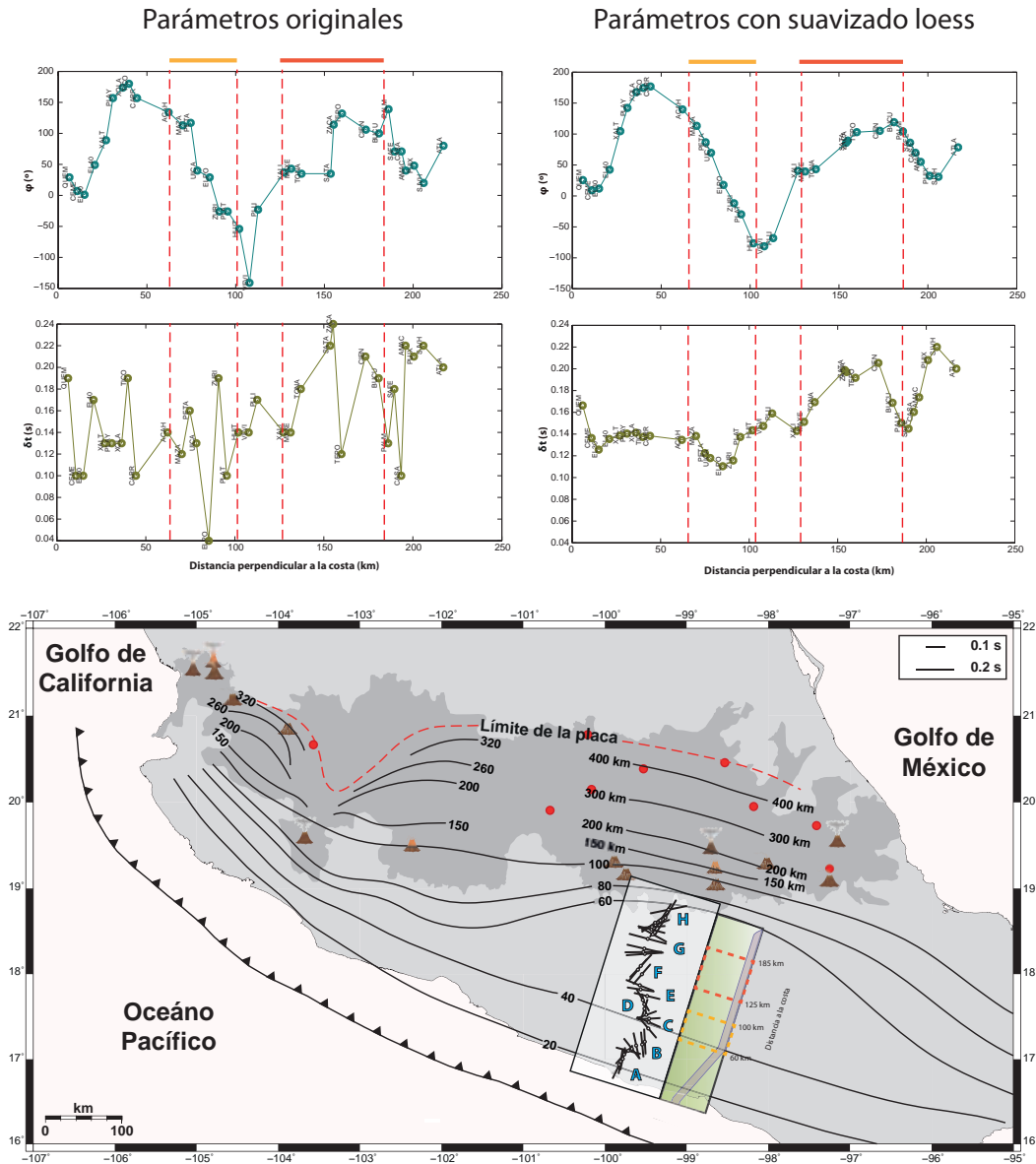


Figura 5.15 Arriba: variación de las direcciones de polarización rápida (arriba) y tiempos de partición (abajo) promedio de la corteza oceánica superior en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco. Las gráficas de la izquierda corresponden a las mediciones originales de ϕ y δt , respectivamente, y las gráficas de la derecha corresponden a las mismas con el suavizado loess. Las barras de color superiores delimitan el "Sweet Spot" (rojo) y la "Transient Zone" (amarillo) y las líneas rojas discontinuas señalan su extensión. El mapa inferior muestra las mediciones suavizadas sobre un plano horizontal, denotando zonas con direcciones de polarización rápida similares (A-H). El formato del mapa es el mismo que el de la Figura 5.12.

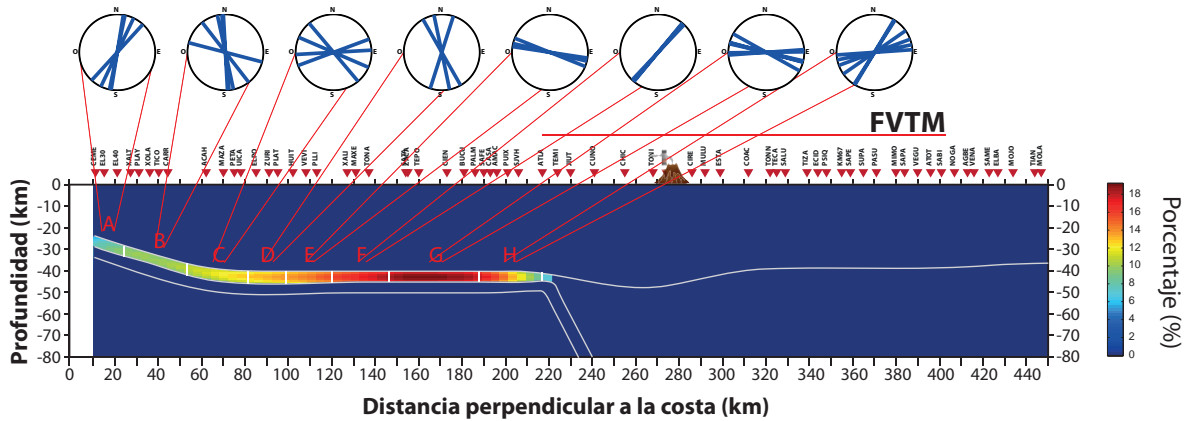


Figura 5.16 Porcentajes de anisotropía de la corteza oceánica superior a lo largo de MASE. Esta representación resalta los contrastes del tiempo de partición de onda medido a lo largo del arreglo, reflejando las variaciones laterales. Los colores calientes corresponden a un porcentaje de anisotropía alto mientras que los colores fríos a uno bajo. El color azul oscuro de fondo representa un valor de 0 %. Las direcciones de polarización rápida son agrupadas por zonas en función de su varianza, como se muestra en los diagramas de rosas, y su extensión se incluye en el perfil (líneas blancas discontinuas). Las direcciones rápidas promedio de dichas zonas son: 22°, 153°, 102°, 172°, 105°, 41°, 101° y 58°, respectivamente. La geometría de la placa subducida propuesta por Pérez-Campos et al. (2008) se presenta dentro del perfil.

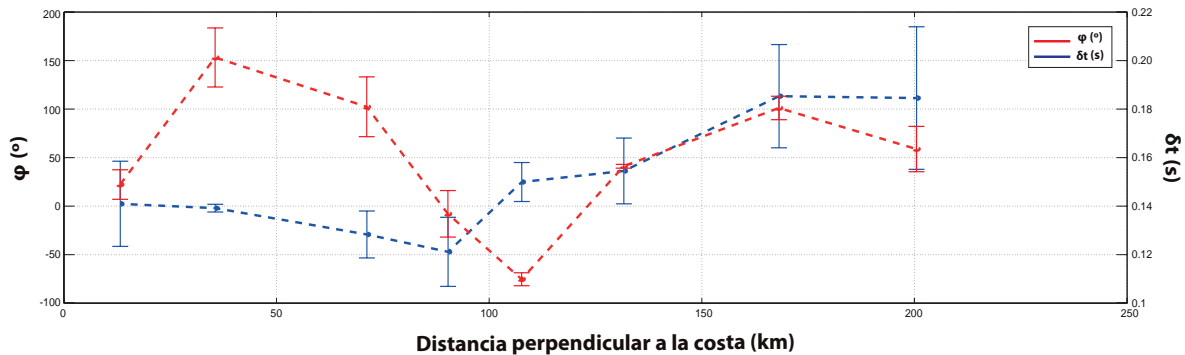


Figura 5.17 Direcciones de polarización rápida (rojo) y tiempos de partición (azul) promedio de las ocho zonas identificadas para la corteza oceánica superior en función de su distancia promedio a la costa de Acapulco. Las barras de error representan la desviación estándar de cada grupo de mediciones.

5.2.1 Interpretación petrológica y tectónica

Observaciones sobre las direcciones de polarización rápida de la corteza oceánica superior indican un patrón ligeramente más complejo que el de la corteza continental; presentando una mayor variabilidad a distancias más cortas. Estos cambios repentinos pueden encontrarse asociados a la alta heterogeneidad y complejidad estructural de la corteza oceánica superior como resultado de la fragilidad mecánica de los minerales hidratados que se ha sugerido que la componen (e.g., talco; Kim *et al.*, 2010). Estos minerales, sometidos a grandes esfuerzos, pueden resultar en un patrón

de fracturamiento y una orientación preferencial plástica altamente complicada e inconsistente entre sí.

Estudios previos de funciones de receptor en esta región han revelado altos valores V_p/V_s y de Poisson en la parte horizontal de la placa, sugiriendo la presencia de agua libre y por consiguiente una deshidratación de la misma posiblemente asociado al proceso de serpentización (Kim *et al.*, 2010). Usualmente, las zonas con un alto cociente V_p/V_s y coeficiente de Poisson elevado son interpretadas como regiones con un alto contenido de fluidos o una presión de poro elevada (Kodaira *et al.*, 2004; Audet *et al.*, 2009; Peacock *et al.*, 2011). Una hipótesis alterna y complementaria es aquella propuesta por Mainprice e Ildefonse (2009) y Bezacier *et al.* (2010), quienes sugieren que los valores altos de V_p/V_s y las velocidades bajas de onda S pueden encontrarse relacionados con una orientación preferencial de minerales, serpentinita en particular. Para analizar esta relación, los cocientes V_p/V_s y de Poisson, de los primeros ~160 km del arreglo MASE, correspondientes a la corteza oceánica superior, son presentados junto con sus respectivos porcentajes de anisotropía sobre un plano (Figura 5.18).

Antes de asumir una relación entre estos parámetros sísmicos, es necesario considerar que en un medio isótropo el cociente V_p/V_s es constante; debido a que la velocidad es la misma para todas las direcciones y solo existe una velocidad de onda S. Sin embargo, en un medio anisótropo existen 3 velocidades (V_p , V_{s1} y V_{s2}) y por consiguiente 2 cocientes V_p/V_s (V_p/V_{s1} y V_p/V_{s2}) que varían con la dirección de propagación (Mavko *et al.*, 1998). En estos casos, el coeficiente de Poisson (ν_{ijkl}) varía con la dirección de una manera más compleja.

El coeficiente de Poisson es definido por la deformación elástica en dos direcciones ortogonales, la dirección axial o longitudinal (x_i) y la dirección lateral o transversal (y_i). La deformación lateral es definida por $-\varepsilon_{ij}y_iy_j$ a lo largo del eje y y la deformación longitudinal por $\varepsilon_{ij}x_ix_j$ a lo largo del eje x , donde ε_{ij} es el tensor de deformación infinitesimal. Por lo que el coeficiente de Poisson anisótropo se encuentra definido por el cociente de deformación lateral/longitudinal (Sirotnin y Shakolskaya, 1982) como

$$\nu_{ijkl} = -\frac{\varepsilon_{ij}y_iy_j}{\varepsilon_{ij}x_ix_j}. \quad (5.1)$$

Para comparar ν_{ijkl} con la propagación de ondas sísmicas sería posible elegir que las direcciones de deformación axial y transversal sean paralelas a las direcciones

ortogonales de polarización P y S, respectivamente. Sin embargo, esta analogía no es exacta debido a que las deformaciones asociadas con la propagación de ondas en un medio elástico requiere componentes de cizallamiento que no se encuentran presentes en la definición del cociente de Poisson. Por lo anterior, no resulta conveniente usar este parámetro en la caracterización de las propiedades sísmicas de un medio anisótropo, donde los dos cocientes V_p/V_{s1} y V_p/V_{s2} tienen significado físico (Mainprice e Ildefonse, 2009).

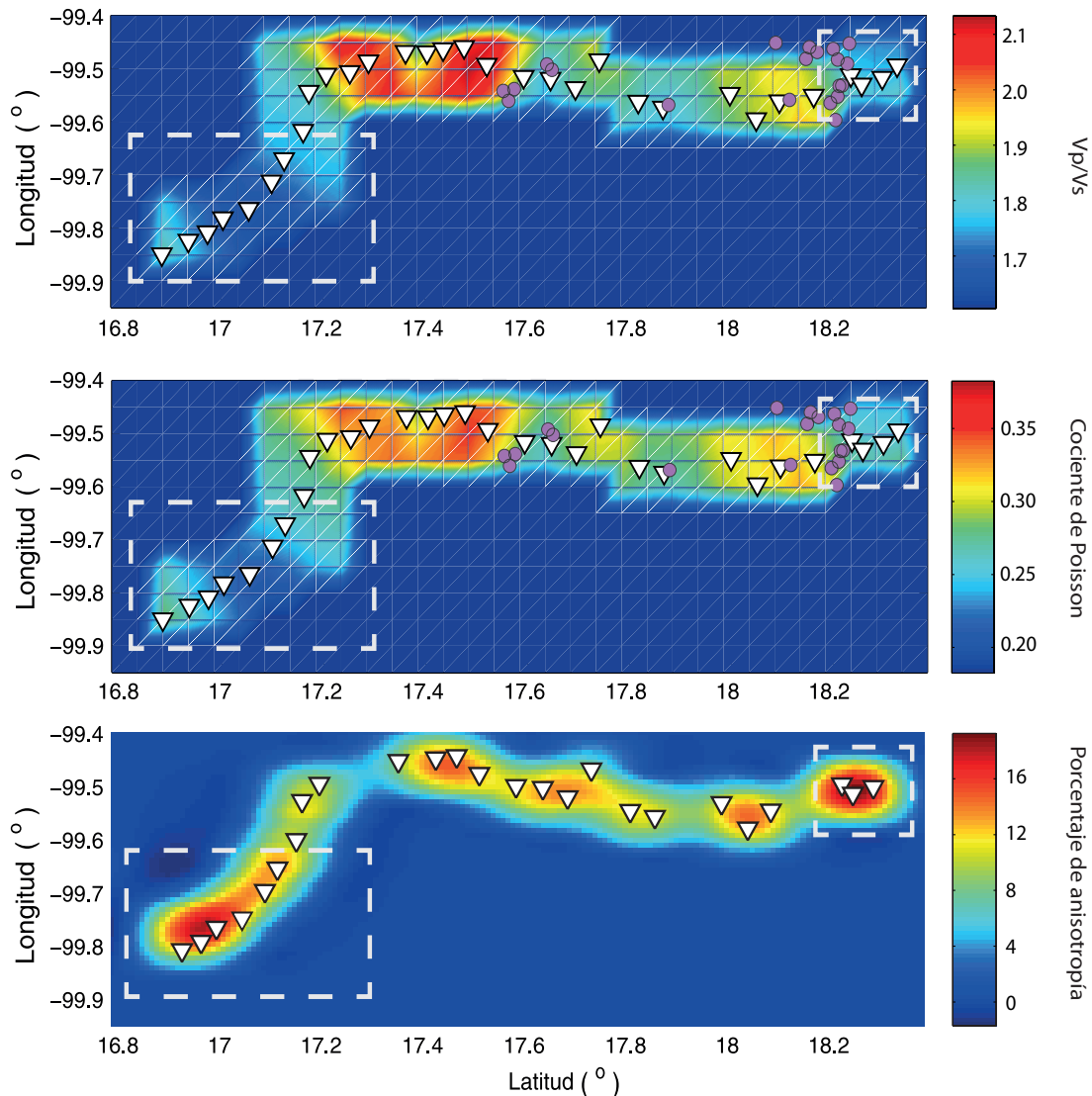


Figura 5.18 Variaciones en los cocientes V_p/V_s , coeficientes de Poisson y porcentajes de anisotropía dentro de los primeros 160 km de la corteza oceánica superior. La porción horizontal de la placa comienza en la latitud 17.2° N. Las cajas blancas discontinuas indican las regiones en las que el porcentaje de anisotropía es mayor. Los círculos morados contenidos en las dos primeras gráficas señalan la posición de algunos tremores tectónicos localizados cerca de la interfase de la placa oceánica cerca de las estaciones de MASE (triángulos blancos). Los cocientes V_p/V_s y los coeficientes de Poisson fueron tomados de Kim et al. (2010).

Aun teniendo en mente lo inexacto que es suponer la existencia de un cociente V_p/V_s constante debajo de cada estación, su análisis puede resultar en una buena primera aproximación de la reología promedio de la estructura. Mediante una inspección visual de la Figura 5.18, es posible notar que las magnitudes altas de anisotropía encontradas en la corteza oceánica superior de la placa subducida corresponden con cocientes V_p/V_s bajos y por consiguiente velocidades de onda S altas (cuadros blancos discontinuos). Esta observación puede ser explicada haciendo uso de dos modelos simples de isotropía transversal, uno con simetría vertical y otro con simetría horizontal (Figura 5.19).

Recordando que la anisotropía fue caracterizada mediante la técnica de funciones de receptor, y que se hace uso de eventos telesísmicos para la obtención de las mismas, las trayectorias de los rayos analizados muestrean la componente vertical de la estructura. Ahora, asumiendo que la anisotropía de esta interfase se encuentra intrínsecamente asociada con la orientación preferencial de fracturas y minerales, el tiempo de la partición de la onda de corte será mucho más sensible para aquellas configuraciones que presentan una simetría horizontal (Figura 5.17b) que para las que exhiben una simetría vertical (Figura 5.17a), donde el tiempo de partición de onda es insignificante.

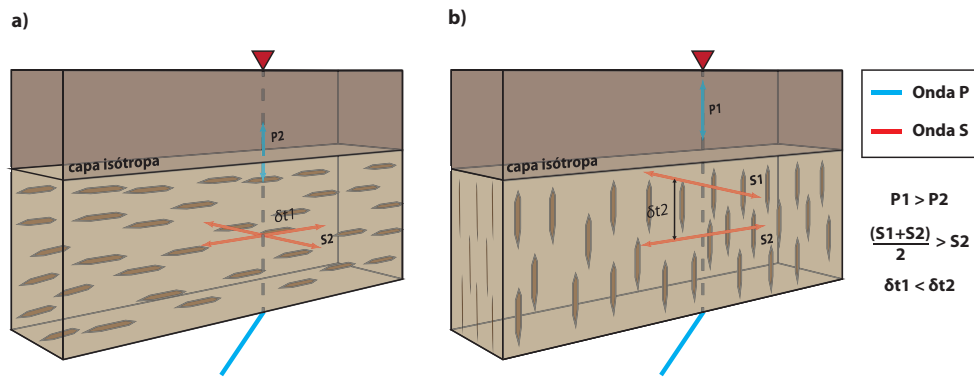


Figura 5.19 Modelos esquemáticos de un medio con anisotropía transversal y (a) simetría vertical y (b) simetría horizontal. Para una onda propagándose verticalmente, tanto la velocidad promedio de la onda P como la de la onda S, es mayor en el medio con simetría horizontal que en el de simetría vertical. El tiempo de partición de onda también es mayor para el medio con simetría horizontal.

Bajo la mecánica de estos dos modelos, es posible asumir que para el caso de una dirección de propagación vertical, la velocidad promedio de la onda S en un medio con anisotropía transversal y simetría horizontal, donde existe una onda S “rápida” y otra “lenta”, será mayor que en un medio con simetría vertical, donde sólo existen dos ondas S “lentas”. Esto explicaría precisamente las observaciones en donde se presenta un cociente V_p/V_s bajo y al mismo tiempo un porcentaje de anisotropía alto o, en otras palabras, un tiempo de partición de onda mayor, y viceversa. Es importante

mencionar que en estos modelos la velocidad de onda P también varía en función de la simetría de la anisotropía, generando cambios en las magnitudes de los cocientes V_p/V_s y de Poisson. Sin embargo, los cocientes mostrados en la Figura 5.18 fueron calculados usando velocidades de onda P fijas que generaran cocientes razonables, haciendo que la variación de su velocidad por efectos de anisotropía sea despreciable.

Estas observaciones son consistentes con los resultados de Wang *et al.* (2012), quienes midieron cocientes V_p/V_s en medios fracturados para un amplio rango de presiones de confinamiento. Dentro de su estudio, los autores describen dos observaciones importantes: 1) para ondas propagándose en una dirección paralela al plano de las fracturas, V_p/V_{sv} puede ser irregularmente grande independientemente de la cantidad de fracturas o de las condiciones de saturación; 2) para ondas propagándose en una dirección perpendicular a las fracturas, S1 y S2 no muestran diferencia (ausencia de partición de onda de corte) y puede observarse un alto cociente V_p/V_s “aparente” asociado a fracturas delgadas saturadas con fluidos para ambas polarizaciones de onda S.

A partir de este análisis resulta razonable argumentar que la anisotropía inducida por la orientación preferencial de fracturas y minerales puede tener influencia sobre los cocientes V_p/V_s , haciendo su consideración relevante cuando se busca obtener información precisa acerca de la reología del medio. Es importante clarificar que estas observaciones no descartan el papel de la saturación de fluidos en el medio. Debido a que la presencia de la anisotropía sísmica es confirmada debajo de todas de las estaciones en distintas proporciones, valores anómalos de V_p/V_s , como los observados en el estudio de Kim *et al.* (2010), sólo podrían ser encontrados ante la presencia de fluidos. Esto significa que a dicha profundidad existe una alta presión de poro que mantiene a las fracturas abiertas, implicando que un cociente V_p/V_s alto sería el resultado de una alta presión de poro y anisotropía, con el primer efecto amplificando al segundo.

Con base en esta interpretación, es posible concluir que la presencia de fluidos es inminente dentro de la corteza oceánica superior. Los resultados señalan una mayor saturación en la región donde la placa se dobla, muy posiblemente emplazada dentro de fracturas que aparentan estar orientadas horizontalmente. Por otro lado, después de los 140 km de la costa de Acapulco, donde se observa un valor bajo de V_p/V_s coincidente con una magnitud de anisotropía alta, se sugiere la presencia de un sistema de fracturas que tiende a estar orientado consistentemente en una dirección vertical. Sin embargo, por cuestiones simétricas, la caracterización completa de su grado de saturación se encuentra fuera del alcance de las funciones de receptor.

5.3 Corteza oceánica inferior

Al igual que en la corteza oceánica superior, la componente anisótropa de esta fase logró ser caracterizada en un total de 34 estaciones. Las mediciones promedio correspondientes a esta discontinuidad se encuentran listados en la Tabla B.3 del Apéndice B y su variación, junto con su proyección en un plano horizontal, se muestra en la Figura 5.20.

A diferencia de las demás fases analizadas, las direcciones de polarización rápida correspondientes a esta discontinuidad exhiben una menor variación en función de su distancia a la costa. Estos parámetros presentan una fuerte concentración alrededor de los 120° y 160° y una desviación estándar máxima y mínima de 16° y 5° , respectivamente. Respecto a los tiempos de partición de onda, los resultados se encuentran en un rango de 0.09 s a 0.27 s, con la mayoría de las ellos exhibiendo un tiempo promedio de 0.14 s y 0.16 s. La desviación estándar máxima y mínima correspondientes para estas mediciones es de 0.05 s y 0.01 s, respectivamente.

Para la porción inclinada de la placa, las estaciones que involucraron el uso de un mayor número de funciones de receptor fueron EL40, PLAY, XOLA y TICO con 29, 28, 36 y 28 pulsos Ps exitosamente identificados, respectivamente, al contrario de las estaciones QUEM, EL30 y XALT donde sólo se identificaron 18, 19 y 10 pulsos, respectivamente. El número promedio de funciones de receptor empleadas para calcular la dirección de polarización rápida en esta región es de 24 por estación. Así como en las demás fases, estos números se redujeron para el cálculo del tiempo de partición debido a que no todas las trazas presentaron similitud en el sistema de coordenadas rápido/lento.

Para el resto del arreglo, las estaciones que hicieron uso de un mayor número de funciones de receptor para obtener una medida promedio de la componente anisótropa fueron MAXE, PALM, CASA y SJVH con 6, 6, 9 y 9 juegos de parámetros exitosamente calculados, respectivamente. A diferencia de la corteza continental y oceánica superior, sólo hubo una estación en la que se consiguió calcular un único juego de parámetros de anisotropía. Esta estación se encuentra marcada con un asterisco en la Tabla B.3 del Apéndice B. El número promedio de funciones de receptor utilizadas para esta región es de 4 por estación.

En la Figura 5.21 se presenta un acercamiento a las mediciones indicando con barras de distintos colores el número de datos utilizados en cada estación. El resto del análisis de los parámetros correspondientes a la corteza oceánica inferior se presenta

bajo la misma estructura que el de la corteza continental y oceánica superior, haciendo uso de un suavizado loess para describir la variación de los parámetros (Figura 5.22) y agrupándolos en función de su varianza (Figura 5.23 y 5.24). Para esta discontinuidad, se identificaron cinco zonas.

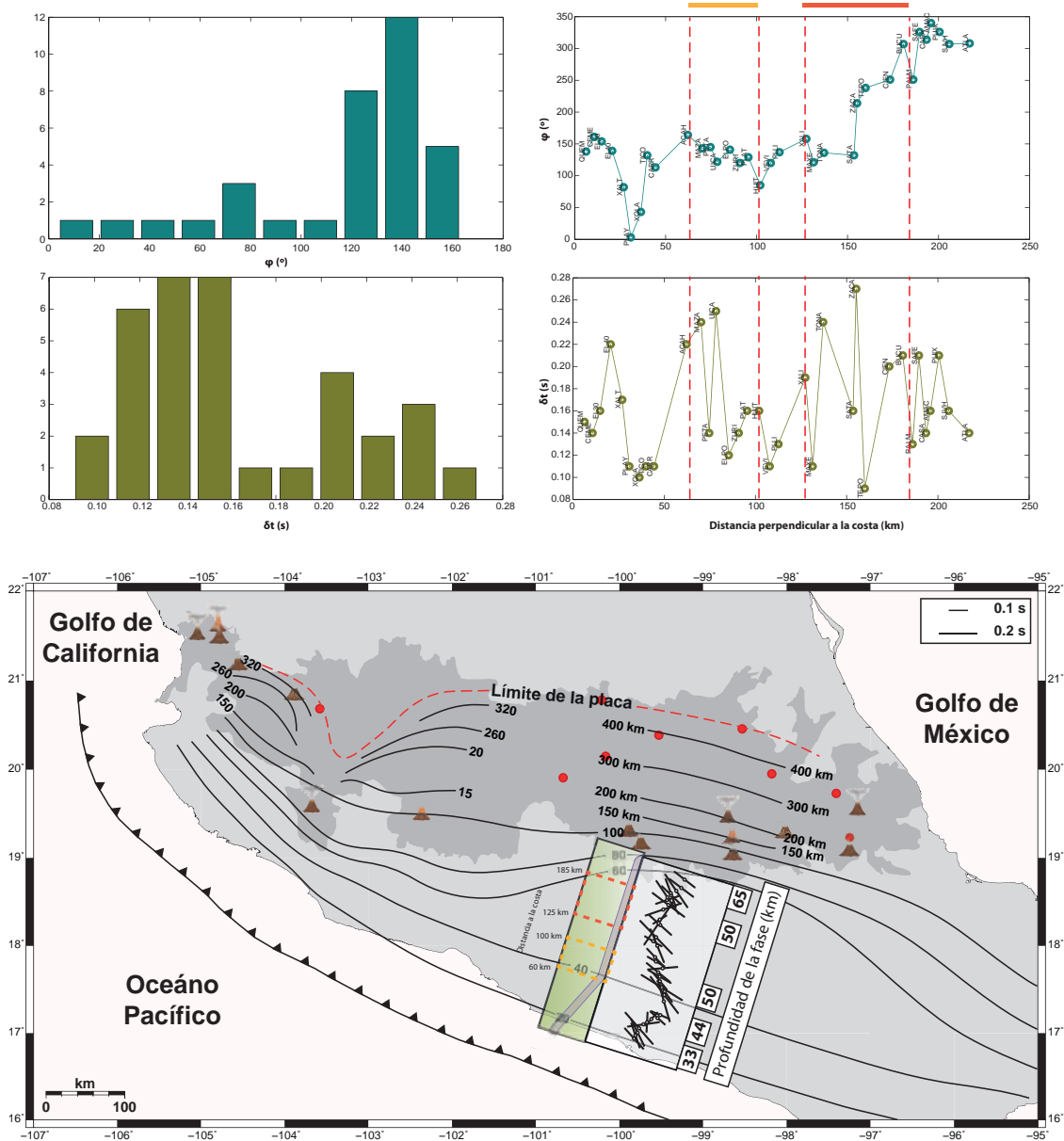


Figura 5.20 Arriba: histogramas de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición promedio calculados para la corteza oceánica inferior (izquierda). Variación de las direcciones rápidas y los tiempos de partición promedio en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco (derecha). La barra superior indica las zonas de ocurrencia de tremores tectónicos de acuerdo con Husker et al. (2012), el color rojo representa la zona denominada como el “Sweet Spot” mientras que la amarilla a la “Transient Zone”. Las líneas rojas discontinuas denotan dichas zonas. El mapa inferior muestra las mediciones sobre un plano horizontal bajo el mismo formato de la Figura 5.3. Un modelo esquemático de la geometría de la placa de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008) se presenta a un lado de las mediciones señalando el “Sweet Spot” (recuadro rojo) y la “Transient Zone” (recuadro amarillo).

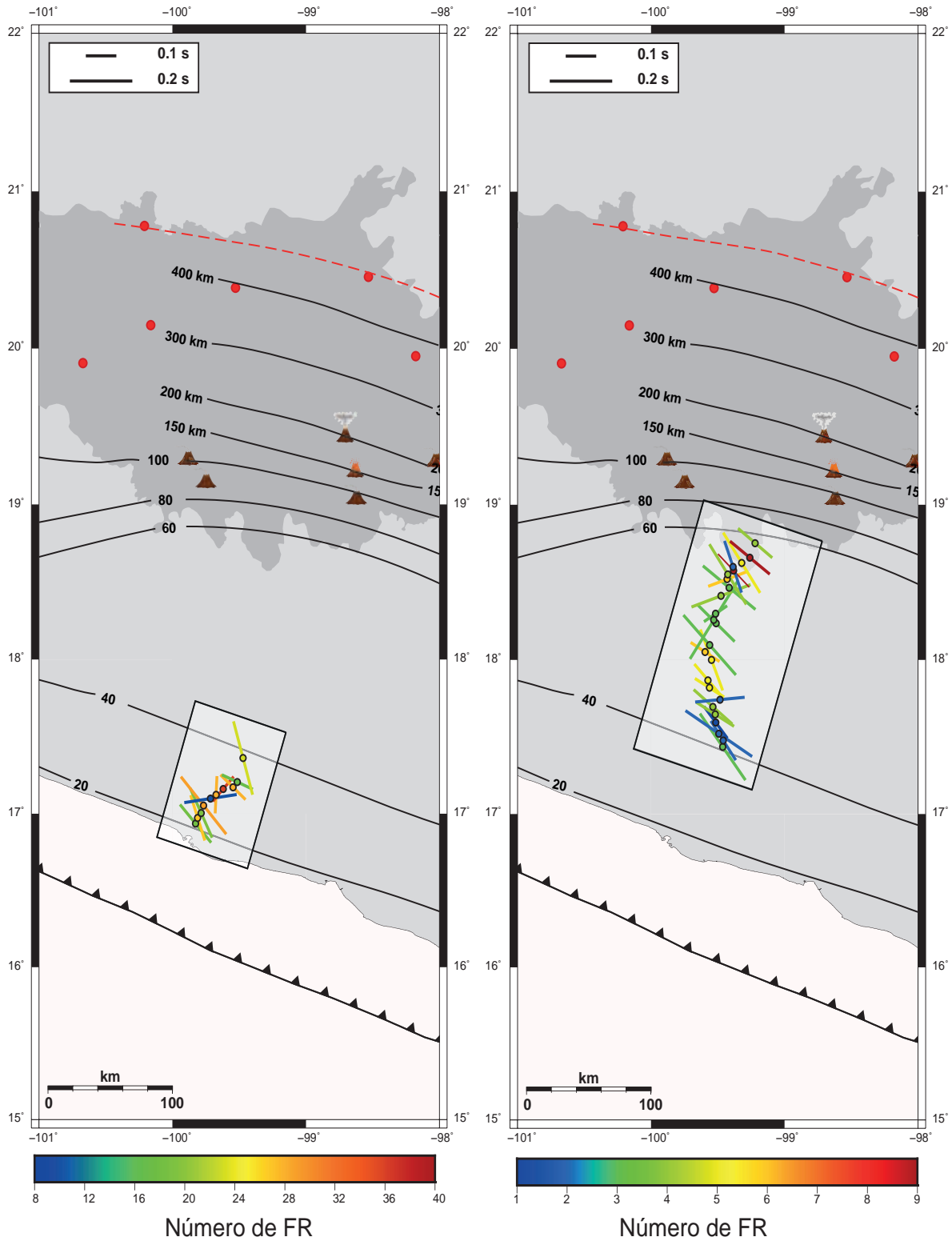


Figura 5.21 Mediciones promedio de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición de onda de la corteza oceánica inferior. El color de las barras indica el número de funciones de receptor (FR) utilizadas en la caracterización directa de arribos (izquierda) y en el análisis de partículas y correlación de la forma de onda (derecha) para calcular la componente anisótropa promedio debajo cada estación.

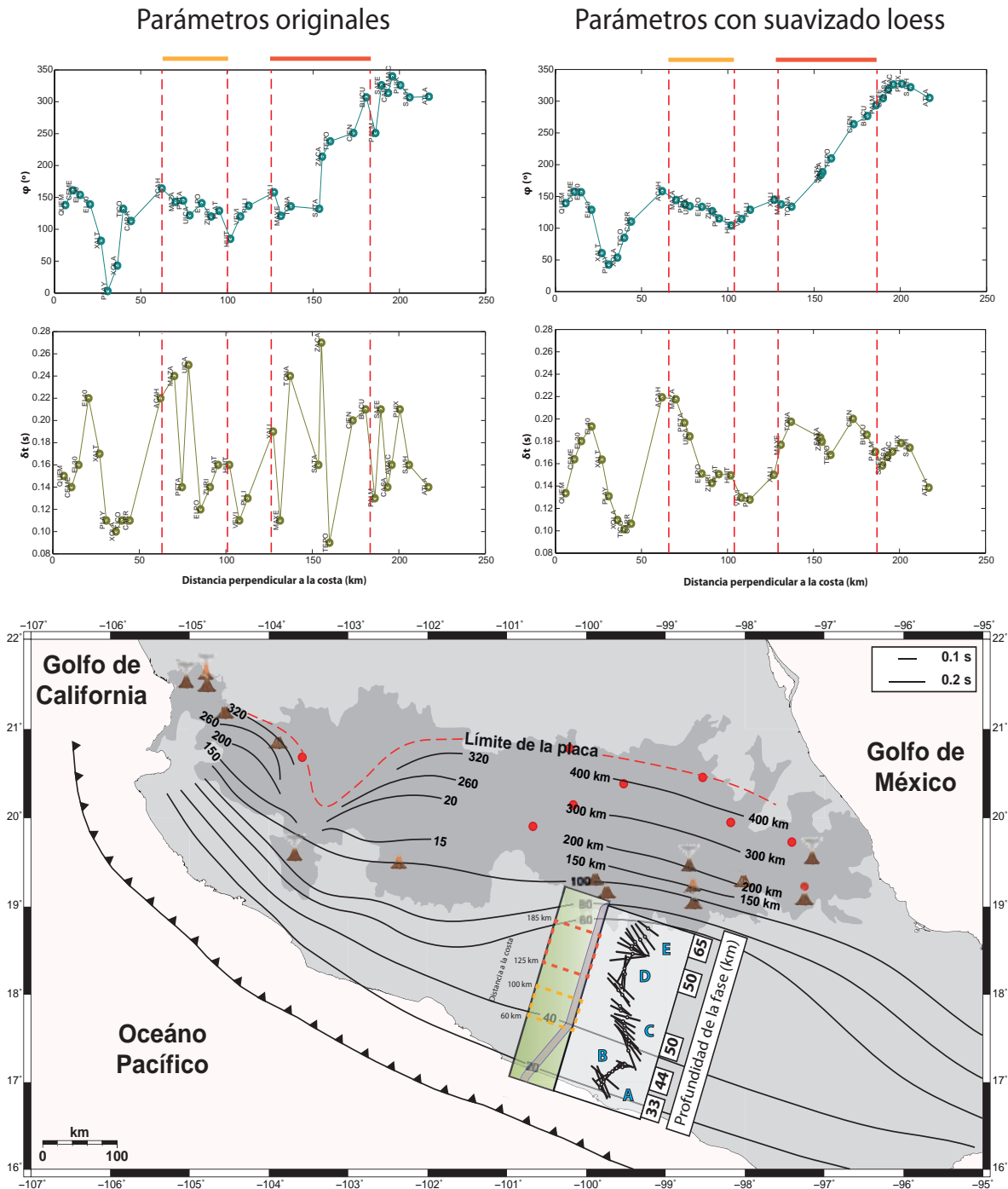


Figura 5.22 Arriba: variación de las direcciones de polarización rápida (arriba) y tiempos de partición (abajo) promedio de la corteza oceánica inferior en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco. Las gráficas de la izquierda corresponden a las mediciones originales de ϕ y δt , respectivamente, y las gráficas de la derecha corresponden a las mismas con el suavizado loess. Las barras de color superiores delimitan el “Sweet Spot” (rojo) y la “Transient Zone” (amarillo) y las líneas rojas discontinuas denotan su extensión. El mapa inferior muestra las mediciones suavizadas sobre un plano horizontal, denotando zonas con direcciones de polarización rápida similares (A-E). El formato del mapa es el mismo que el de la Figura 5.20.

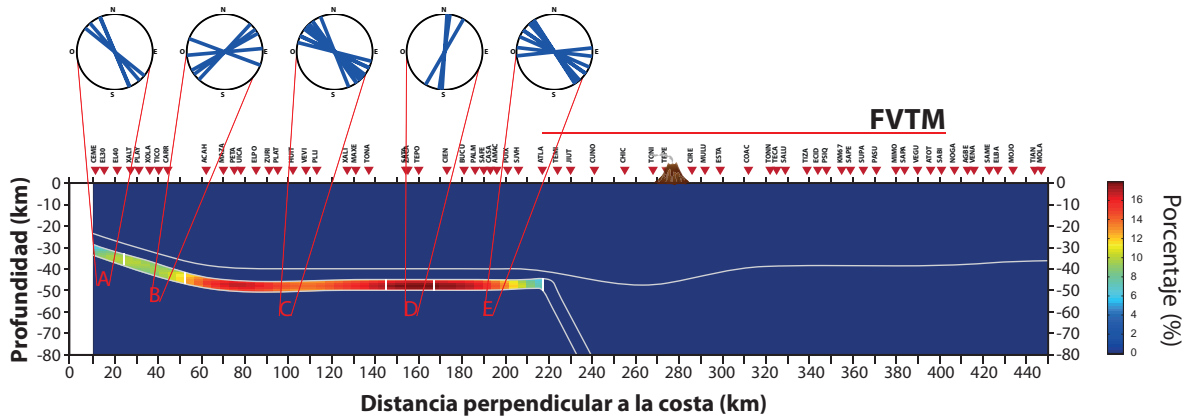


Figura 5.23 Porcentajes de anisotropía de la corteza oceánica inferior a lo largo de MASE. Esta representación resalta los contrastes del tiempo de partición de onda medido a lo largo del arreglo, reflejando las variaciones laterales. Los colores calientes corresponden a un porcentaje de anisotropía alto mientras que los colores fríos a uno bajo. El color azul oscuro de fondo representa un valor de 0 %. Las direcciones de polarización rápida son agrupadas por zonas en función de su varianza, como se muestra en los diagramas de rosas, y su extensión se incluye en el perfil (líneas blancas discontinuas). Las direcciones rápidas promedio de dichas zonas son: : 146°, 71°, 132°, 14° y 124°, respectivamente. La geometría de la placa subducida propuesta por Pérez-Campos et al. (2008) se presenta dentro del perfil.

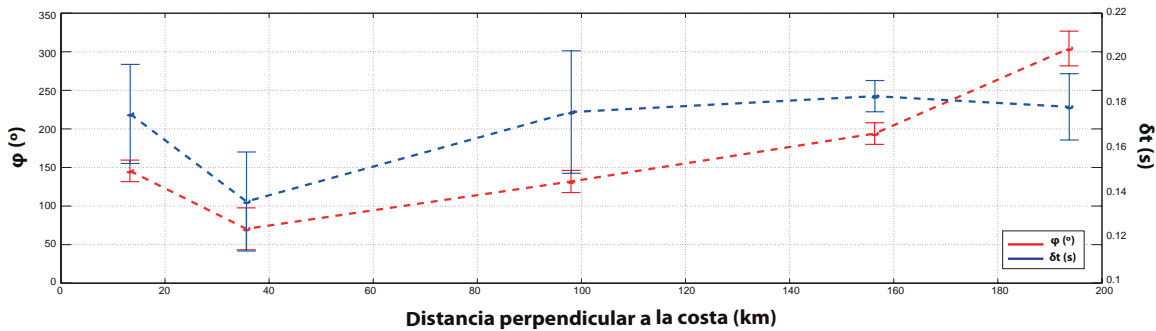


Figura 5.24 Direcciones de polarización rápida (rojo) y tiempos de partición (azul) promedio de las cinco zonas identificadas para la corteza oceánica inferior en función de su distancia promedio a la costa de Acapulco. Las barras de error representan la desviación estándar de cada grupo de mediciones.

5.3.1 Interpretación petrológica y tectónica

Estudios previos han revelado que la anisotropía sísmica observada en los primeros 500 m de las cortezas oceánicas tiende a estar relacionada con la orientación preferencial de fracturas y fisuras (Stephen, 1981). Estos mecanismos suelen ser formados en las primeras etapas del desarrollo de la corteza por los procesos extensionales y fallamiento de tipo normal que toman lugar durante la divergencia de las placas (Stephen, 1985). La fricción a lo largo de la interfase generada durante el proceso de subducción es otro mecanismo que puede contribuir al fracturamiento de la litósfera oceánica. Así mismo, se ha observado que en la frontera litósfera-astenosfera surge un fuerte alineamiento de minerales, principalmente de cristales de olivino y piroxeno, conllevando a una anisotropía significativa (Babuska y Cara, 1991).

A pesar de la complejidad del estado de esfuerzos al que la placa subducida se encuentra sometida, las direcciones de polarización rápida observadas presentan un patrón menos heterogéneo que aquéllas deducidas para la corteza continental y oceánica superior; presentando sólo dos contrastes en las orientaciones rápidas a lo largo de su extensión (zonas B y D). Se sugiere que estas variaciones pueden deberse a heterogeneidades asociadas con la edad de la placa, el rango de *spreading*, la configuración tectónica y otros fenómenos locales.

La sub-homogeneidad de la corteza oceánica inferior fue revelada anteriormente en el estudio de Kim *et al.* (2010), quienes, en contraste con la corteza oceánica superior, observaron cocientes V_p/V_s y coeficientes de Poisson relativamente bajos apuntando a una capa inalterada por agua (Figura 5.25). No obstante, como se mencionó en la Sección 2.2, la homogeneidad no hace de la isotropía una propiedad inminente del medio y porcentajes de anisotropía altos pueden ser encontrados a lo largo de su dominio.

Al igual que en el caso de la corteza oceánica superior, porcentajes altos de anisotropía corresponden a cocientes V_p/V_s bajos y por consiguiente velocidades de onda S altas (Figura 5.25). Esta observación es consistente con el efecto de la anisotropía sísmica sobre el cálculo de los cocientes V_p/V_s discutido con anterioridad y provee información sobre el grado de inclinación y alineamiento de los mecanismos que generan la partición de la onda de corte; siendo éste mayor para las primeras estaciones del arreglo y los primeros ~ 20 km de la región horizontal de la placa. Es importante mencionar que la Figura 5.25 no incluye toda la extensión de la corteza oceánica inferior y que otra zona con un porcentaje anisótropo alto se vuelve a presentar entre los 140-180 km desde la costa de Acapulco.

Debido a la alta presión de confinamiento y baja presión de poro presente en la placa oceánica, es más probable que la mayor parte de la anisotropía observada se encuentre relacionada con la orientación preferencial de los cristales de olivino, generada durante el proceso de formación y *spreading* de la placa, y no tanto con una secuencia paralela de fallas y fisuras. Este mecanismo también explicaría la consistencia en las direcciones de polarización rápida encontradas, ya que, a diferencia del fracturamiento, una vez que la orientación de minerales es formada, es difícil de destruir. Esto hace que la orientación preferencial de los cristales, y su correspondiente anisotropía asociada, sea preservada durante el proceso de subducción, hasta al menos a una profundidad de 400 km donde las condiciones de presión y extensión (P-T) son favorables para una transición de fase del olivino de la estructura ortorrómbica a la espinela (McKenzie, 1979).

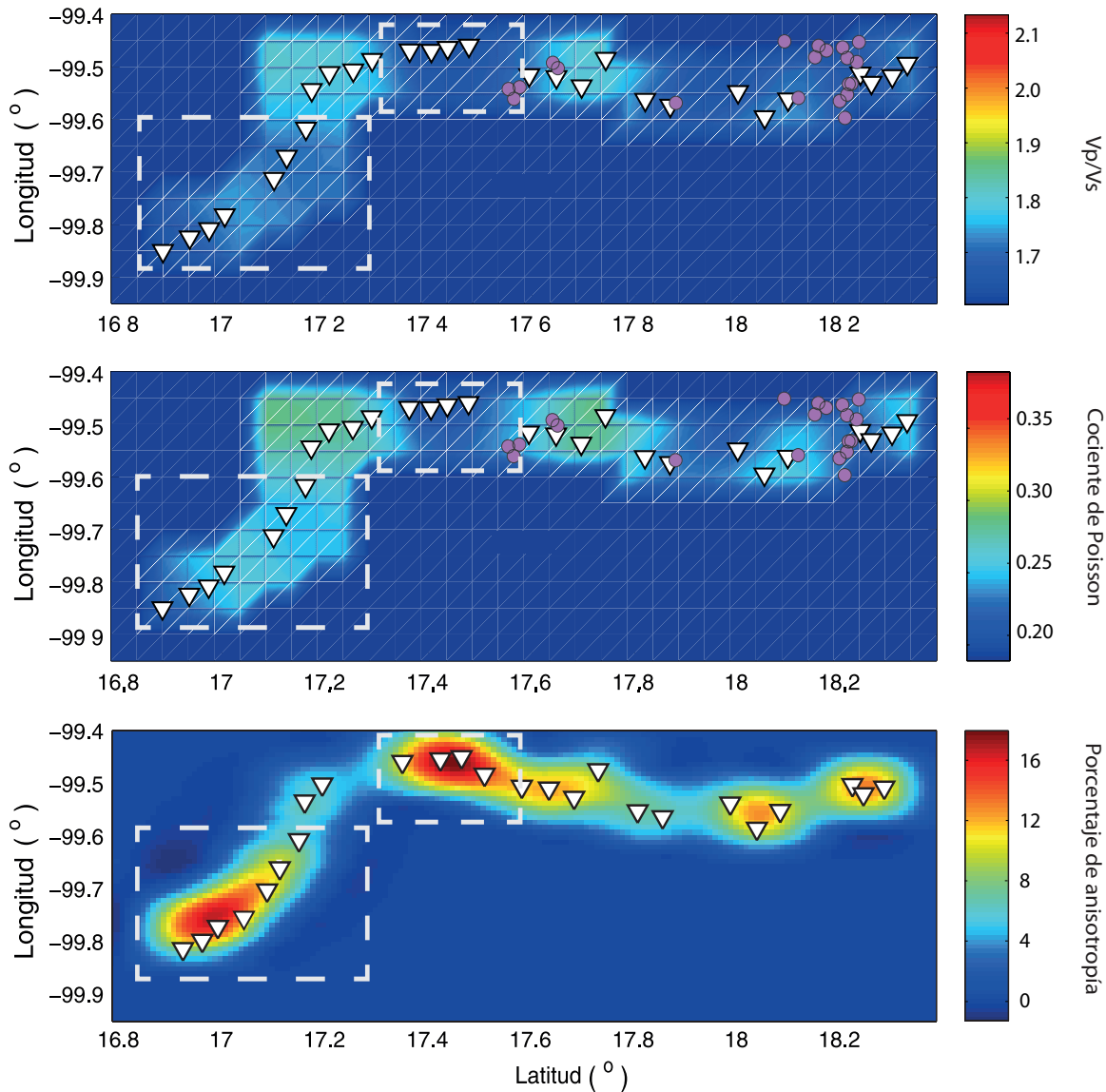


Figura 5.25 Variaciones en los cocientes V_p/V_s , coeficientes de Poisson y porcentajes de anisotropía dentro de los primeros 160 km de la corteza oceánica inferior. La porción horizontal de la placa comienza en la latitud 17.2° N. Las cajas blancas discontinuas indican las regiones en las que el porcentaje de anisotropía es mayor. Los círculos morados contenidos en las dos primeras gráficas señalan la posición de algunos tremores tectónicos localizados cerca de la interface de la placa oceánica cerca de las estaciones de MASE (triángulos blancos). Los cocientes V_p/V_s y los coeficientes de Poisson fueron tomados de Kim et al. (2010).

Estas observaciones son consistentes con el estudio de Hess (1964) quien, con base en las medidas de laboratorio de las constantes elásticas de cristales de olivino (Verma, 1960) y las velocidades compresionales determinadas en peridotitas por Birch (1960), sugiere que la verdadera causa de la anisotropía en la litósfera oceánica es la orientación preferencial de los cristales de olivino.

5.4 Manto superior

Mediciones correspondientes a la componente anisótropa exclusiva del manto superior sólo fueron posibles en estaciones donde la anisotropía de la litósfera oceánica y continental fue calculada exitosamente. Por lo anterior, un total de 71 estaciones fueron procesadas y caracterizadas con éxito. Los parámetros de anisotropía promedio calculados para esta profundidad se encuentran listados en la Tabla B.4 del Apéndice B y su representación gráfica, junto con su proyección sobre un plano horizontal, se muestran en la Figura 5.26.

A diferencia de las demás fases, los resultados presentados en la Figura 5.26 fueron obtenidos removiendo el efecto de la anisotropía promedio de la litósfera continental y oceánica a las mediciones del estudio de ondas SKS de Rojo y Valenzuela (2012) a lo largo del mismo arreglo de estaciones. Esto hace que tanto el número de datos por estación, como las incertidumbres de los parámetros, varíen con la profundidad y el origen de las mediciones, imposibilitando la presentación de un solo valor absoluto de desviación estándar y número de datos empleados para cada cálculo. No obstante, por cuestiones de referencia, las incertidumbres de los valores promedio de φ y δt del estudio de Rojo y Valenzuela (2012) se incluyen en su tabla correspondiente (Tabla B.4 del Apéndice B).

En contraste con la poca consistencia exhibida anteriormente por las mediciones de la litósfera continental y oceánica, las observaciones sobre la dirección de polarización rápida muestran una clara distribución normal; con la mayoría de las mediciones orientadas en una dirección N-S y NE-SO, siendo perpendiculares a la trinchera. En cuanto a los tiempos de partición de onda, las mediciones se encuentran en un rango de 0.2 s a 2.1 s, presentando una concentración alrededor de los 0.9 s. Estos valores crecen conforme la distancia a la trinchera incrementa y son máximos en la parte central y norte de la Faja Volcánica Transmexicana.

A pesar de la diferencia en el procesamiento de los datos, el análisis de estas mediciones es el mismo que para las demás profundidades. La Figura 5.27 muestra la representación gráfica del ajuste de una función loess a los parámetros de anisotropía φ y δt , junto con su proyección en un plano horizontal. Así mismo, la Figura 5.28 presenta las direcciones de polarización rápida agrupadas en zonas mediante el mismo criterio de homogenización, y un perfil con sus correspondientes porcentajes de anisotropía. Un total de 11 zonas fueron identificadas y, para facilitar su visualización, la Figura 5.29 muestra las mediciones promedio de cada zona en función de su distancia perpendicular a la costa.

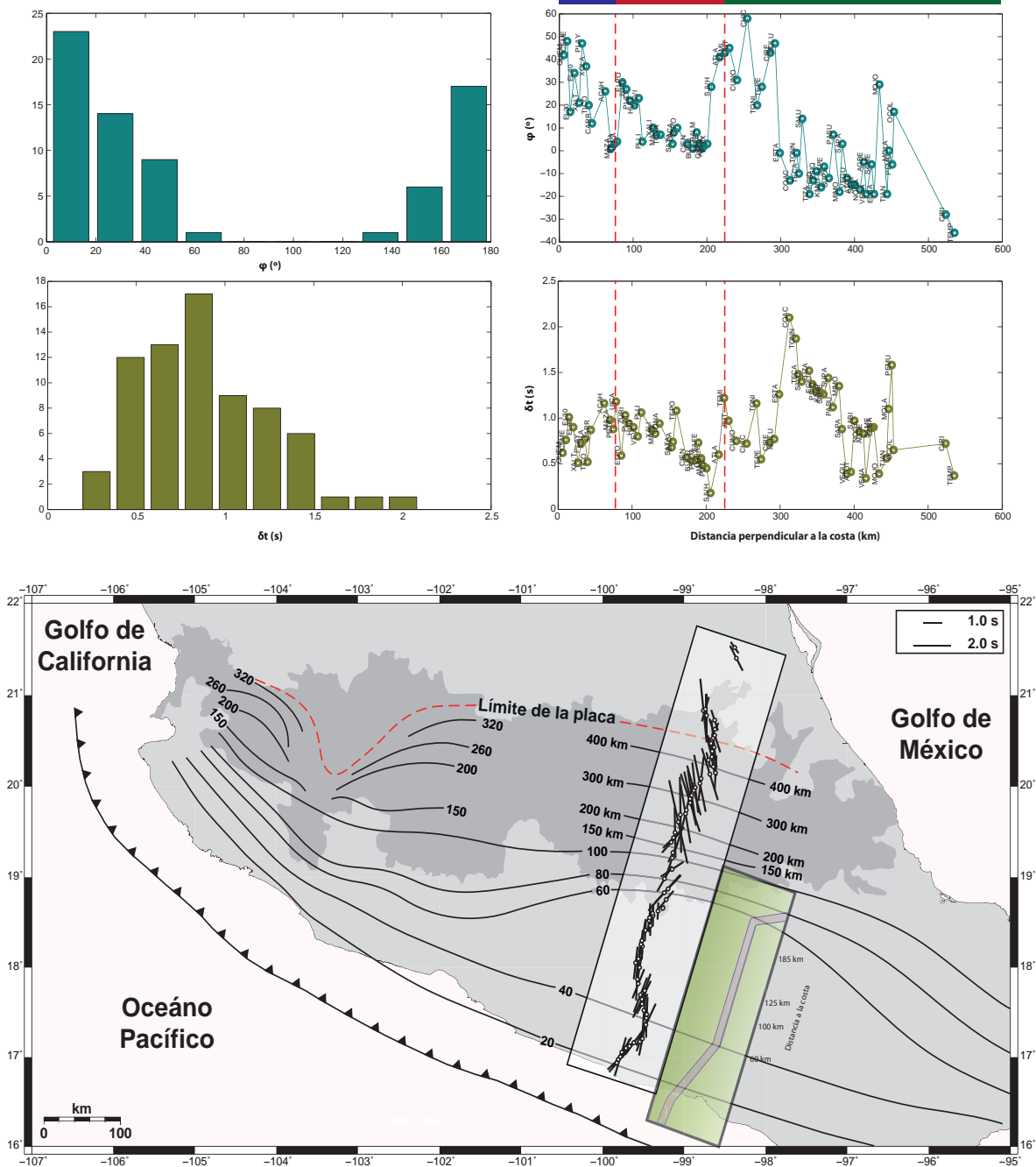


Figura 5.26 Arriba: histogramas de las direcciones de polarización rápida y tiempos de partición promedio calculados para el manto superior (izquierda). Variación de las direcciones rápidas y los tiempos de partición promedio en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco (derecha). La barra superior indica los tres cambios principales en el ángulo de subducción de la placa de Cocos, el color azul representa la región donde la placa subduce a 19° , el rojo donde la subducción es horizontal y el verde donde la placa oceánica se pierde en el manto subduciendo a 75° . Las líneas rojas discontinuas denotan estos cambios en la geometría de la subducción. El mapa inferior muestra las mediciones sobre un plano horizontal bajo el mismo formato de la Figura 5.3. Un modelo esquemático de la geometría de la placa de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008) se presenta a un lado de las mediciones.

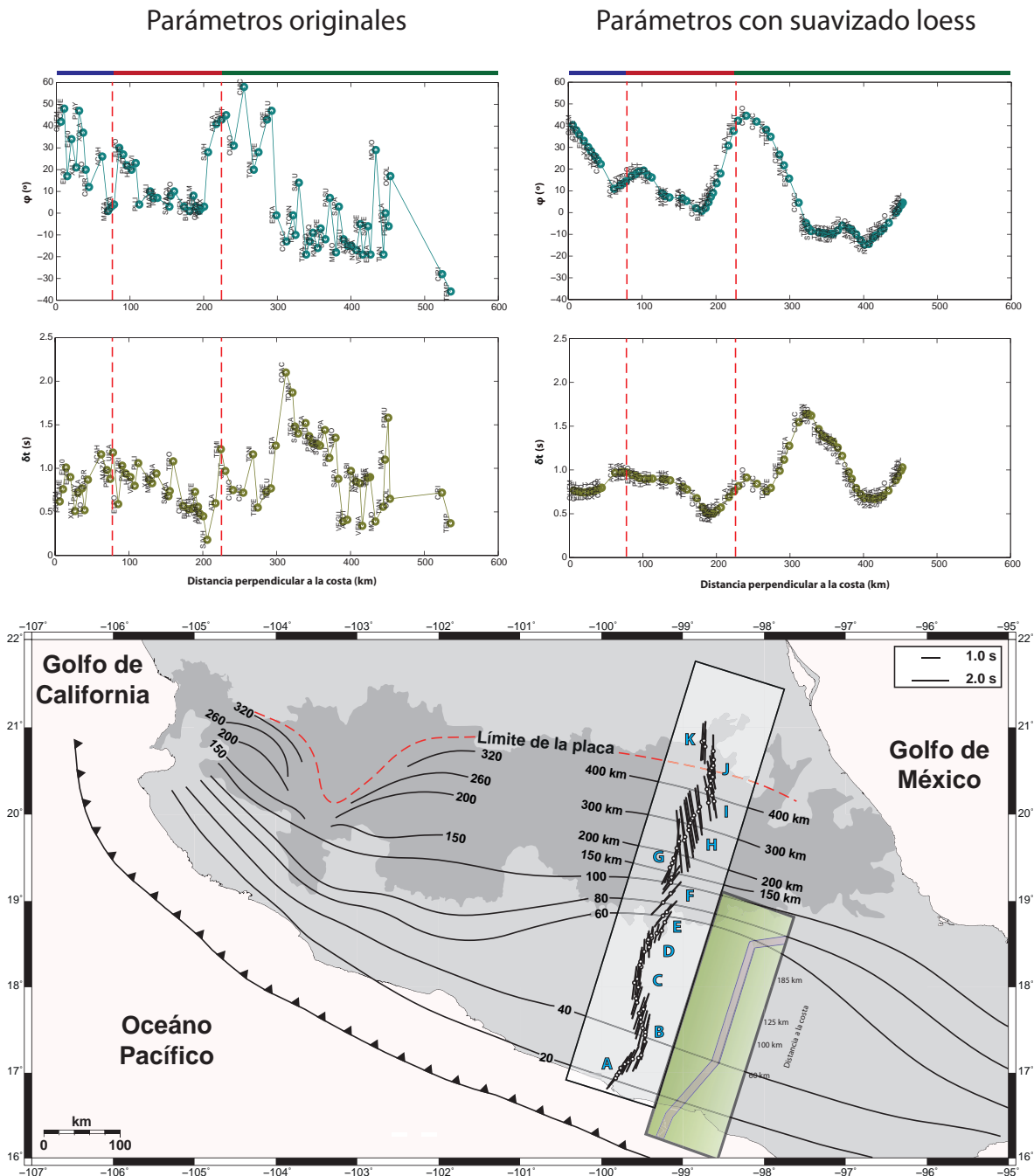


Figura 5.27 Arriba: variación de las direcciones de polarización rápida (arriba) y tiempos de partición (abajo) promedio del manto superior en función de la distancia perpendicular a la costa de Acapulco. Las gráficas de la izquierda corresponden a las mediciones originales de ϕ y δt , respectivamente, y las gráficas de la derecha corresponden a las mismas con el suavizado loess. Las barras de color superiores delimitan los tres cambios principales en el ángulo de subducción de la placa de Cocos, el color azul representa la región donde la placa subduce a 19° , el rojo donde la subducción es horizontal y el verde donde la placa oceánica se pierde en el manto subduciendo a 75° . Las líneas rojas discontinuas denotan estos cambios en la geometría de la subducción. El mapa inferior muestra las mediciones suavizadas sobre un plano horizontal, denotando zonas con direcciones de polarización rápida similares (A-I). El formato del mapa es el mismo que el de la Figura 5.26.

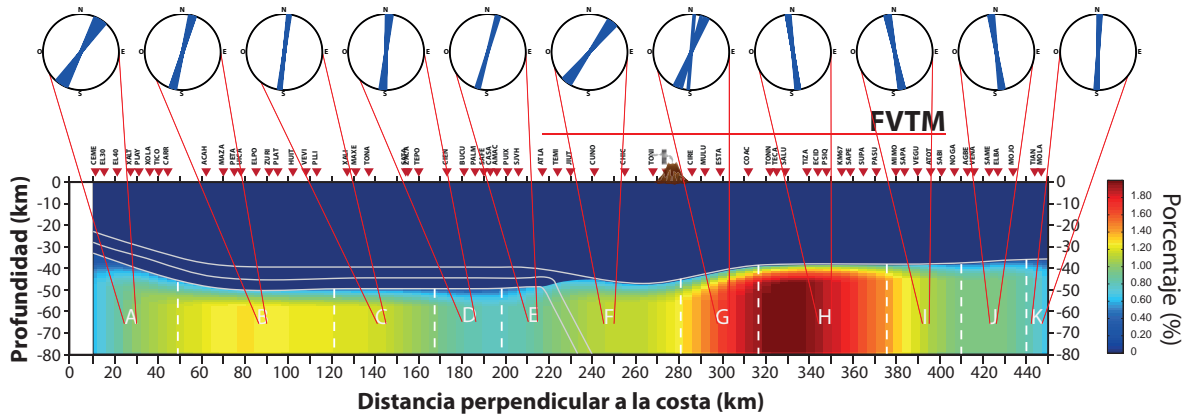


Figura 5.28 Porcentajes de anisotropía del manto superior a lo largo de MASE. Los colores calientes corresponden a un porcentaje de anisotropía alto mientras que los colores fríos a uno bajo. El color azul oscuro de fondo representa un valor de 0%. Las direcciones de polarización rápida son agrupadas por zonas en función de su varianza, como se muestra en los diagramas de rosas, y su extensión es delimitada por las líneas discontinuas en el perfil. Las medidas de la direcciones rápidas promedio de las 11 zonas son: 31°, 16°, 7°, 4°, 16°, 39°, 17°, 172°, 169°, 146°, 171° y 2°, respectivamente. La geometría de la placa subducida propuesta por Pérez-Campos et al. (2008) se presenta dentro del perfil.

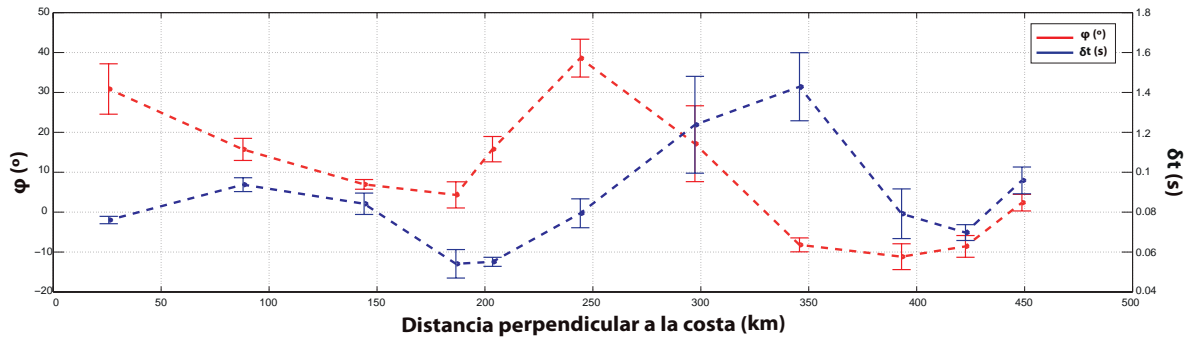


Figura 5.29 Direcciones de polarización rápida (rojo) y tiempos de partición (azul) promedio de las 11 zonas identificadas para el manto superior en función de su distancia promedio a la costa de Acapulco. Las barras de error representan la desviación estándar de cada grupo de mediciones

5.4.1 Interpretación petrológica y tectónica

A altas presiones de confinamiento y temperatura, cuando el efecto de las microfisuras y fisuras sobre las velocidades sísmicas es eliminado, la anisotropía es completamente controlada por la orientación preferencial de los minerales. El mecanismo principal que sistemáticamente orienta los cristales y causa la anisotropía de sus agregados es el flujo plástico y viscoso (Mainprice y Nicolas, 1989).

Hoy en día es aceptado que la anisotropía sísmica encontrada en el manto superior se debe a la orientación preferencial de los cristales de olivino. Entre los mecanismos que producen esta orientación preferencial, el movimiento de las dislocaciones de la red cristalina o *dislocation creep* juega el papel más importante, al menos en las altas deformaciones asociadas con el flujo cerca de las dorsales y zonas de subducción

(Ribe, 1989). Tratamientos teóricos sobre la orientación preferencial del olivino sugieren que, en medios plásticamente deformados, este mineral tiende a estar orientado con la dirección [010] paralela al plano del flujo y con [100] paralela a la línea del flujo (Zhang y Karato, 1995) (ver Figura 2.8).

Interpretaciones originales de mediciones de partición con ondas SKS se hicieron bajo la suposición que el eje rápido de la anisotropía se orienta en la misma dirección que el flujo del manto superior, como respuesta a los esfuerzos que causan la deformación (Chirstensen, 1984; Nicolas y Chirstensen, 1987; Zhang y Karato, 1995). Dichas premisas provienen de experimentos de laboratorio que se realizaron con muestras de olivino seco. Sin embargo, trabajos subsecuentes encontraron que al emplear muestras de olivino húmedo, la relación entre la dirección de polarización rápida y el flujo del manto cambia de tal manera que el eje rápido se orienta perpendicularmente a la dirección del flujo (Jung y Karato, 2001). Esta configuración se conoce como olivino tipo B, mientras que la relación para el olivino seco se denomina tipo A.

Generalmente, el olivino tipo A se encuentra en regiones con poca agua y esfuerzos relativamente pequeños, mientras que el olivino tipo B es característico de ambientes enriquecidos en agua, esfuerzos grandes y temperaturas bajas (Jung y Karato, 2001; Karato *et al.*, 2008; Long, 2009). En zonas de subducción, la cuña del manto frecuentemente cumple con las condiciones de alta saturación, esfuerzos grandes y bajas temperaturas, por lo que es común encontrar olivino tipo B. Sin embargo, Rojo y Valenzuela (2012) sugieren que, debido a la edad (~15 Ma) y alta temperatura de la placa (Pardo y Suárez, 1995; Manea *et al.*, 2005, 2006; Husker y Davis, 2009), la anisotropía observada en la cuña del manto debajo del experimento MASE es consecuencia de la existencia y orientación de olivino tipo A o similar, siendo el flujo del manto superior aproximadamente perpendicular a la trinchera.

Los cambios graduales y sutiles en las direcciones de polarización rápida es un rasgo característico de una anisotropía generada por flujo plástico y viscoso. En los primeros kilómetros del arreglo, donde los valores de φ se orientan consistentemente de manera perpendicular a la trinchera, Rojo y Valenzuela (2012) proponen que se produce un flujo de esquina bidimensional; en el cual la placa subducida arrastra a la astenósfera oceánica. Este tipo de flujo también explica los valores de δt observados en la región.

Por medio de una inspección visual a la Figura 5.28, es posible distinguir dos regiones que presentan un bajo porcentaje anisótropo (zona A y zonas D-E). Estos contrastes son atribuidos a una relación entre el ángulo de inclinación del flujo astenosférico y la trayectoria semi-vertical de las ondas SKS con las que las mediciones originales fueron

obtenidas. Asumiendo que la geometría de la placa subducida tiene un efecto significativo sobre la dirección e inclinación local del flujo, es posible argumentar que consecuentemente puede alterar la simetría general del medio y, en algunos casos extremos, destruir la orientación preferencial del eje rápido del olivino. Esta observación sugiere que, para casos en donde la astenósfera oceánica subduce junto con la placa y para una onda de corte propagándose verticalmente, el tiempo de partición observado es inversamente proporcional al grado de inclinación de la placa y por consiguiente, del flujo (Figura 5.30).

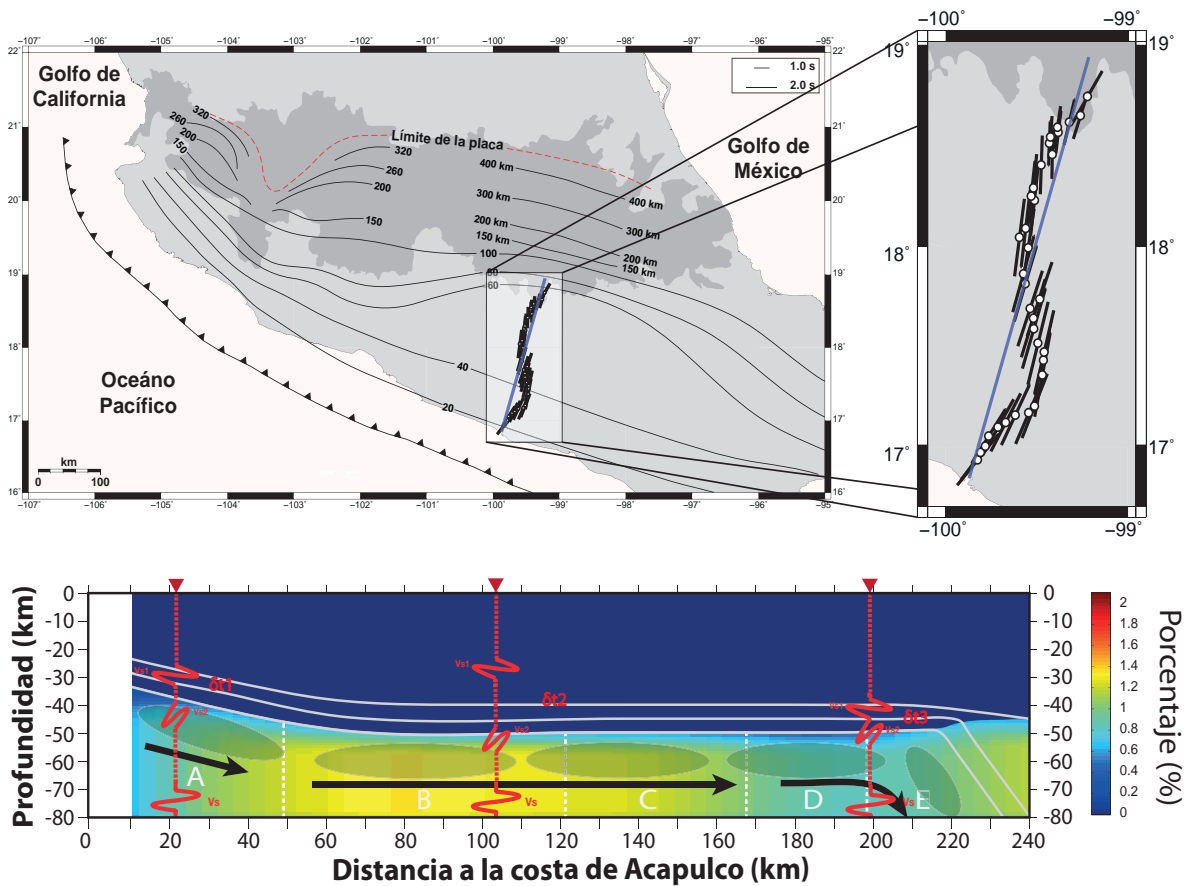


Figura 5.30 Modelo esquemático que puede explicar los tiempos de partición promedio del manto superior en la parte sur del experimento. El tamaño de las barras en el mapa es proporcional a δt , y la inclinación de las barras corresponde al valor de ϕ . El recuadro difuminado en el mapa señala la extensión de dicha zona y la línea azul que lo atraviesa corresponde a la sección presentada en la parte inferior. El perfil a profundidad muestra los porcentajes de anisotropía del manto superior para los primeros 240 km del arreglo MASE. Las líneas negras señalan la dirección del flujo del manto y por consiguiente la orientación del eje rápido de la anisotropía. $Vs1$ y $Vs2$ son las ondas de corte rápida y lenta, respectivamente. Tiempos de partición altos se presentan en la porción horizontal de la placa, donde el eje rápido de la anisotropía es alineado consistentemente y presenta un eje de simetría completamente vertical. Tiempos de partición bajos se observan en zonas donde existen cambios en la simetría del medio como consecuencia de una inclinación en la dirección del flujo astenosférico. Para una onda de corte propagándose verticalmente, el tiempo de partición observado es inversamente proporcional al grado de inclinación de la placa, de tal manera que: $\delta t_2 > \delta t_1 > \delta t_3$.

Kilómetros más adentro del continente, donde la placa subduce abruptamente al manto, se presenta un ligero cambio en el comportamiento de las direcciones de polarización rápida (Figura 5.29). Considerando las trayectorias que siguen las ondas para llegar hasta las estaciones se sabe que muestrean la cuña del manto. Sin embargo, debido a la baja resolución de las funciones de receptor en capas inclinadas, fue imposible cuantificar y remover la contribución anisótropa de la placa subducida por debajo de la cuña; por lo que parte de las mediciones de esta región pueden contener un aporte de la placa oceánica y de la cuña del manto.

Long y Silver (2008) sugieren que el flujo del manto en las cuñas se encuentra controlado por la competencia de dos campos de flujo: el flujo de esquina bidimensional, el cual es controlado por la viscosidad entre la placa que está subduciendo y el manto que lo cubre, y el flujo de retorno tridimensional, que es inducido por migración de la trinchera (Figura 5.31). A pesar de que la caracterización precisa del grado de contribución de estos dos flujos es imposible, la semi-perpendicularidad de las direcciones rápidas con respecto a la trinchera sugieren la predominancia de un flujo de esquina bidimensional sobre el de retorno tridimensional.

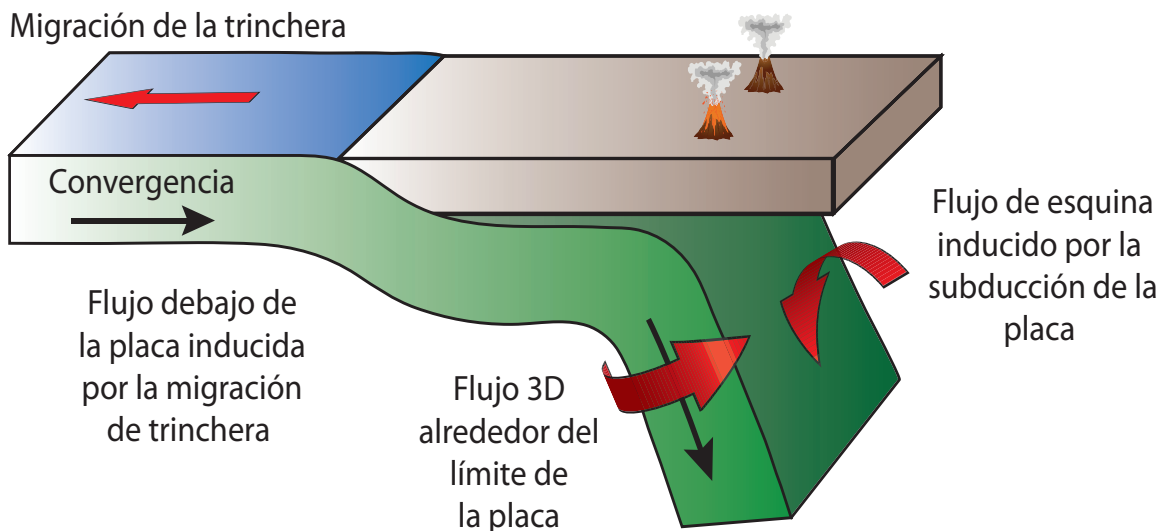


Figura 5.31 Modelo esquemático mostrando la competencia de un flujo de esquina bidimensional y un flujo de retorno tridimensional en la cuña del manto (imagen modificada de Long y Silver, 2008).

Un análisis sobre la magnitud de los tiempos de partición también sugieren la predominancia de un flujo de esquina bidimensional (Figura 5.32). Como se ha mencionado a lo largo de este estudio, tiempos de partición altos, como los observados en esta región, son generados por una orientación preferencial consistente. Dicha orientación no sería posible en sistemas de subducción donde los

dos tipos de flujo compiten por igual; dado que el campo de flujo resultante sería más débil, menos coherente y por consiguiente, tiempos de partición pequeños serían observados.

El origen del flujo de retorno tridimensional en los límites de placa aún no está completamente definido. Dougherty y Clayton (2012) sugieren que la placa de Cocos se encuentra en un estado de fragmentación a lo largo de la proyección de la Zona de Fractura de Orozco como consecuencia de un pivoteo¹ en el proceso de subducción similar al que ocurrió cuando la placa de Rivera se separó de la placa de proto-Cocos (Bandy *et al.*, 2000). Esta fragmentación había sido propuesta anteriormente por observaciones tanto tectónicas como sísmicas (e.g., Stubalio y Davis, 2012). Estudios similares sobre la sismicidad de la región apuntan a que la transición abrupta del ángulo de subducción en la parte sur de la placa de Cocos es otra zona donde puede existir una fragmentación que permita el flujo del manto entre segmentos (Dougherty y Clayton, 2014). Sin embargo, estos cambios abruptos en la geometría, o posibles rupturas aún están pendientes de esclarecer.

Analizando los porcentajes anisótropos correspondientes a la parte norte del experimento es posible distinguir contrastes entre sus magnitudes. La combinación del flujo de esquina y de retorno en la zona F imposibilita la existencia de una alineación preferencial significativa; sin embargo, kilómetros más adentro del continente, lejos de los límites de la placa donde se genera el flujo de retorno, la predominancia del flujo de esquina bidimensional es inminente y resulta en una mayor coherencia en el flujo astenosférico (zonas G y H). Otro contraste en los porcentajes de anisotropía se presenta a los 380 km del experimento, donde se observa un decaimiento gradual conforme la distancia a la costa es mayor (zonas I, J y K). Siendo el proceso de subducción y el estado *rollback* de la placa oceánica los motores dinámicos que más contribuyen a los patrones de flujo observados, la fuerza de arrastre de la astenósfera va a ser menor conforme la lejanía a la placa aumenta. Esta diferencia en el sistema puede resultar en un alineamiento menos agresivo y ligeramente más disperso que a una distancia donde la velocidad y fuerza de la trayectoria efectiva del flujo es mayor (Figura 5.32).

Ahora, dado que el cambio gradual entre las direcciones de polarización rápida es de NE-SO a NO-SE y no viceversa, se asume que la contribución del flujo transversal generado al oeste de las estaciones es significativamente mayor que aquella, si existente, generada al sureste del arreglo. Bajo este orden de ideas, se propone que los

¹ Un pivoteo en el proceso de subducción implica una geometría fija en la que una dorsal y una trinchera se aproximan mutuamente de manera oblicua y la litosfera, cerca del punto de encuentro, se resiste a la subducción de tal manera que la placa pivotea alrededor del punto (Menard, 1978).

vectores de dirección rápida observados son el resultado de una combinación entre el flujo de esquina bidimensional proveniente del noreste (F1) y el flujo astenosférico transversal generado en la proyección de la Zona de Fractura de Orozco (F2), siendo, de esta manera, el aporte del primero mayor que el del segundo (Figura 5.32).

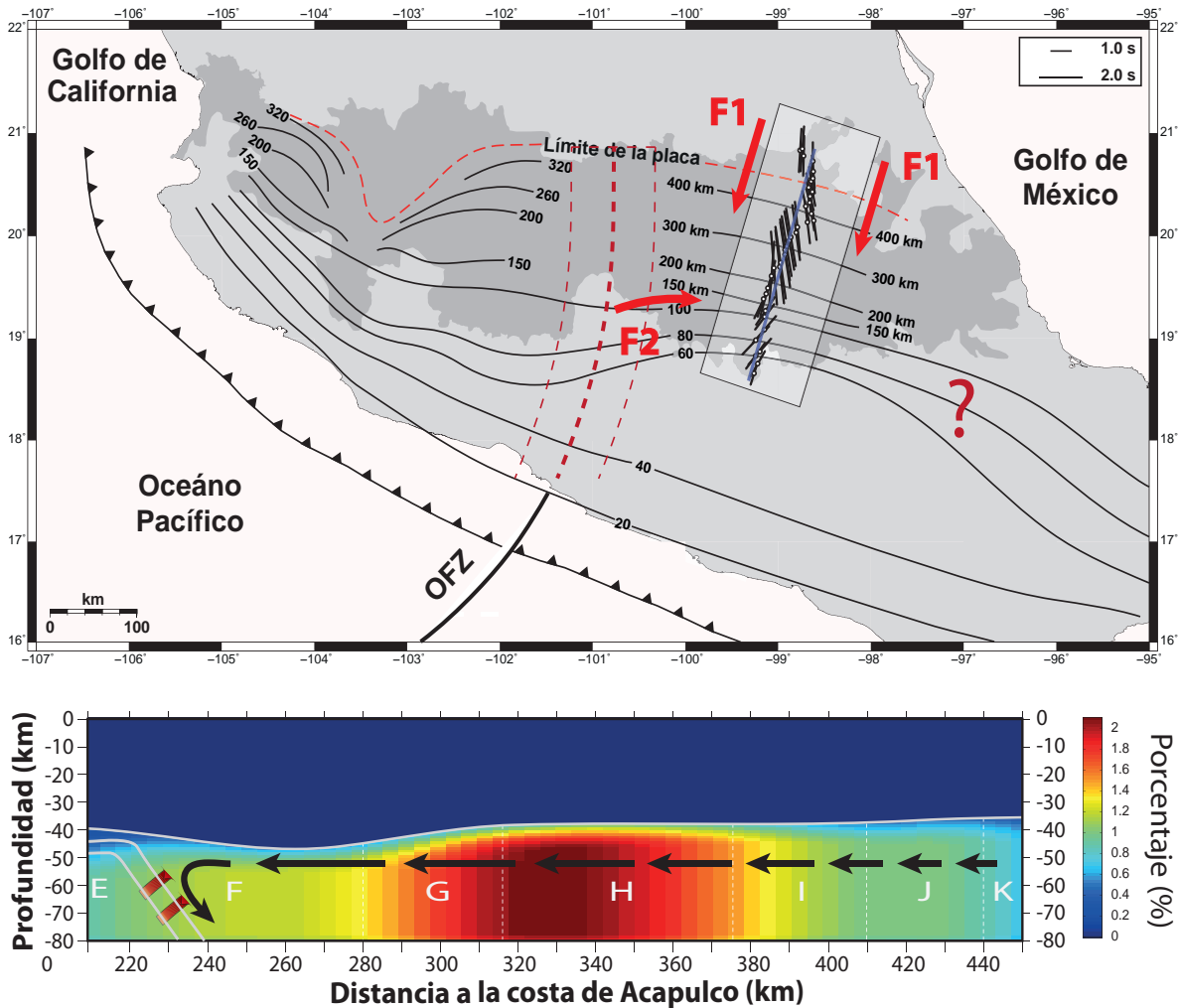


Figura 5.32 Modelo esquemático que parcialmente puede explicar los tiempos de partición promedio del manto superior en la parte norte del experimento. El tamaño de las barras en el mapa es proporcional a δt y la inclinación de las barras corresponde al valor de ϕ . El recuadro difuminado en el mapa señala la extensión de dicha zona y la línea azul que lo atraviesa corresponde a la sección presentada en la parte inferior. La trayectoria de la Zona de Fractura de Orozco (OFZ) proyectada debajo de la placa de Norteamérica se muestra como la línea gruesa discontinua, con dos líneas más delgadas delineando el espesor aproximado de la zona de fractura (Blatter y Hammersley, 2010). La región donde se ha sugerido la existencia de otra ruptura pero no ha sido confirmada se señala con un signo de interrogación. Las flechas rojas dentro del mapa indican las diferentes direcciones de flujo astenosférico propuestas en este estudio. F1 corresponde al flujo de esquina bidimensional y F2 al flujo transversal generado en la proyección de la OFZ. El perfil a profundidad muestra los porcentajes de anisotropía del manto superior para la parte norte del arreglo MASE. Las líneas rojas señalan la posible dirección del flujo de retorno tridimensional y las líneas negras el flujo de esquina bidimensional. El tamaño de las flechas trata de representar la fuerza y velocidad del flujo astenosférico.

5.5 Correlación con sismos lentos y tremores tectónicos

Los sismos lentos son una familia de fenómenos transitorios que liberan esfuerzos tectónicos a lo largo de la interfase de las placas (Beroza e Ide, 2011). Estos fenómenos tienen el mismo mecanismo que los sismos ordinarios y se manifiestan principalmente como eventos de deslizamiento lento (SSE) y emisiones sísmicas de baja intensidad mejor conocidos como tremores tectónicos (Obara, 2002). A pesar de la diferencia en su tiempo de duración y magnitud, todos los miembros de la familia de los sismos lentos han demostrado estar temporal y, la mayoría de las veces, espacialmente correlacionados (Rogers y Dragert, 2003; Obara y Hirose, 2006; Payero *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2009).

Los sismos lentos ocurren fuera de las zonas sismogénicas donde hay una transición en el régimen friccional de frágil (*stick-slip*) a deslizamiento estable (fricción dúctil) en la interfase de placas (Liu y Rice, 2005; Segall *et al.*, 2010) y una alta presión de poro por fluidos atrapados que reduce el esfuerzo normal efectivo (Audet y Bürgmann, 2014). Estudios recientes han sugerido que los fluidos atrapados en la interfase de las placas, y la subsecuente alta presión de poro que la acompaña, son los factores más importantes en crear la debilitación de la placa y la transición en el régimen friccional necesaria para la ocurrencia de sismos lentos (Shelly *et al.*, 2006; Audet *et al.*, 2009; Song *et al.*, 2009; Kim *et al.*, 2010; Audet y Bürgmann, 2014).

El estudio de estos eventos es de suma importancia debido a la transferencia de esfuerzos que su ocurrencia implica. Sin embargo, a pesar de las constantes mejoras en la precisión epicentral de los tremores, su profundidad es difícil de constreñir debido a sus arribos emergentes (Frank *et al.*, 2013). Shelly *et al.* (2007) propusieron que los tremores tectónicos observados en Japón son la señal sísmica resultante de un enjambre de eventos sísmicos de baja amplitud, corta duración e impulsivos conocidos como sismos de baja frecuencia o *low-frequency earthquakes* (LFEs). Estudios recientes han observado LFEs en el norte de Cascadia y norte de Costa Rica y han propuesto el uso de LFEs como herramienta para caracterizar tremores tectónicos (Brown *et al.*, 2009; Bostock *et al.*, 2012).

En México, Kostoglodov *et al.* (2010) observaron que los sismos lentos y los tremores tectónicos no se originan en la misma parte de la zona de transición; sin embargo, existe una correlación temporal entre estos dos fenómenos. Una localización epicentral precisa de tremores por Husker *et al.* (2012) mostró que existen dos regiones activas donde los tremores ocurren en el centro de México. Lejos de la trinchera (*downdip*), cerca de la zona de deslizamiento estable de la interfase de subducción, los tremores tectónicos son observados continuamente y son acentuados

cada cierto número de meses por episodios de tremores de alta energía². Más cerca de la zona sismogénica (*updip*), los tremores tectónicos son observados dentro de episodios que ocurren debido a esfuerzos transitorios inducidos por eventos telesísmicos o sismos lentos. Frank *et al.* (2014) llaman a esta región como “*Transient Zone*” y a la porción lejana de la trinchera como “*Sweet Spot*”, ya que muy probablemente contiene las condiciones óptimas de temperatura, presión y contenido de fluidos para generar tremores tectónicos de manera continua (Figura 5.33). Estas observaciones pueden encontrarse correlacionadas con las variaciones en la anisotropía de la litósfera continental y oceánica (Figura 5.34 y 5.35).

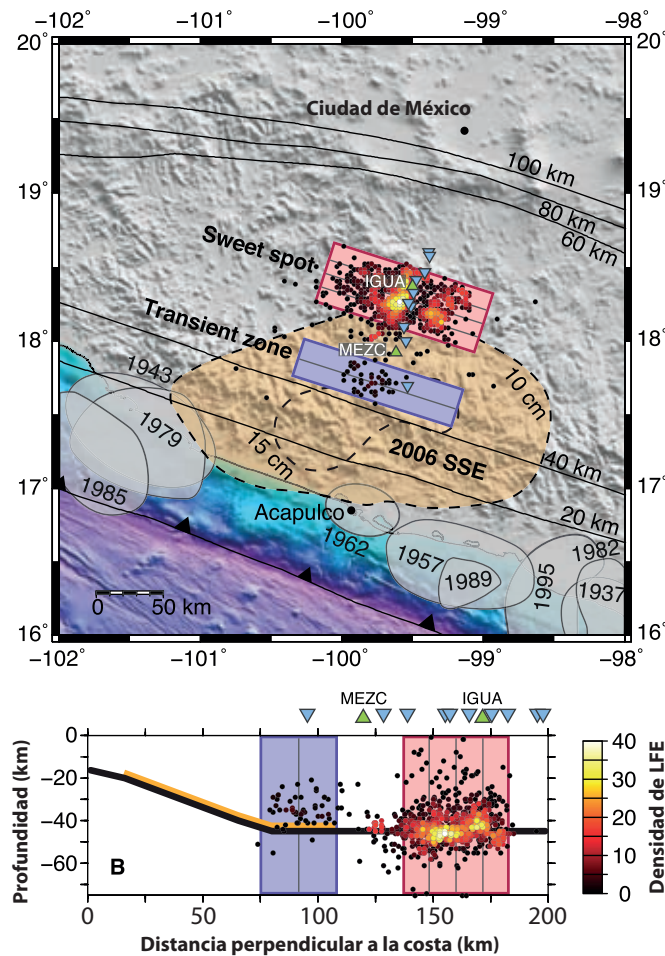


Figura 5.33 Low-frequency earthquakes en Guerrero, México. Cada punto representa una fuente de LFE y familia compuesta por miles de multipletes. El área morada y roja indican la Transient Zone y el Sweet spot, respectivamente (Husker *et al.*, 2012). La superficie naranja muestra la región en la interfase de la subducción que se deslizó durante el sismo lento del 2006 (Cavalié *et al.*, 2013). Los contornos discontinuos señalan la cantidad de deslizamiento. Los parches grises indican las áreas de ruptura de los últimos 100 años y muestra que el sismo lento ocurre en la brecha sísmica de Guerrero (Imagen tomada de Frank *et al.*, 2015).

² Un episodio de tremores de alta energía hace referencia a varios tremores tectónicos observados en un corto periodo de tiempo del orden de días (Frank *et al.*, 2013).

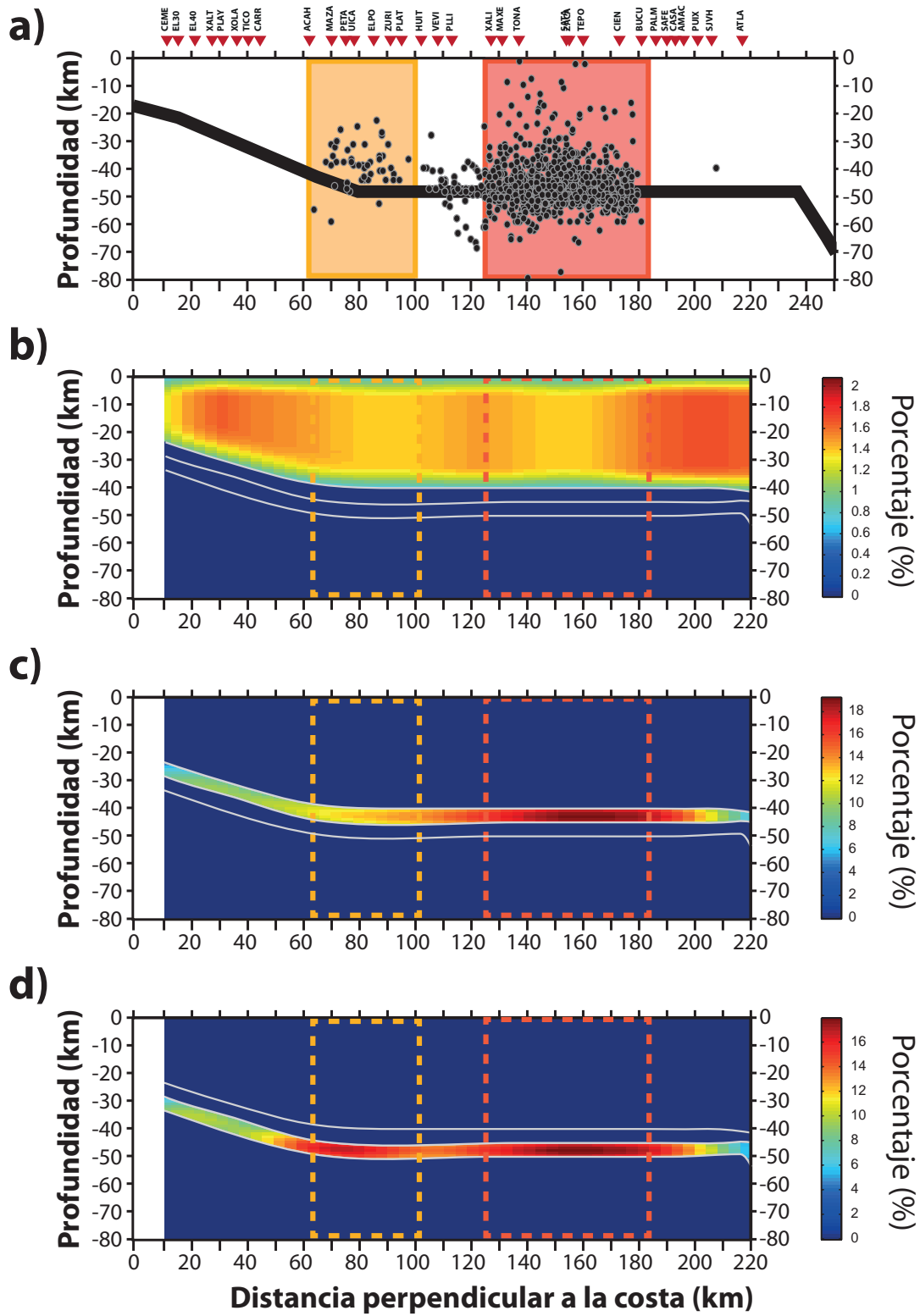


Figura 5.34 Perfiles a profundidad de la (a) ubicación espacial de los LFEs observados en Guerrero, México a lo largo del perfil MASE (Frank et al., 2014) y los porcentajes de anisotropía observados en este estudio para (b) la corteza continental, (c) corteza oceánica superior y (d) corte oceánica inferior. Los recuadros amarillo y rojo delimitan la Transient Zone y el Sweet Spot, respectivamente.

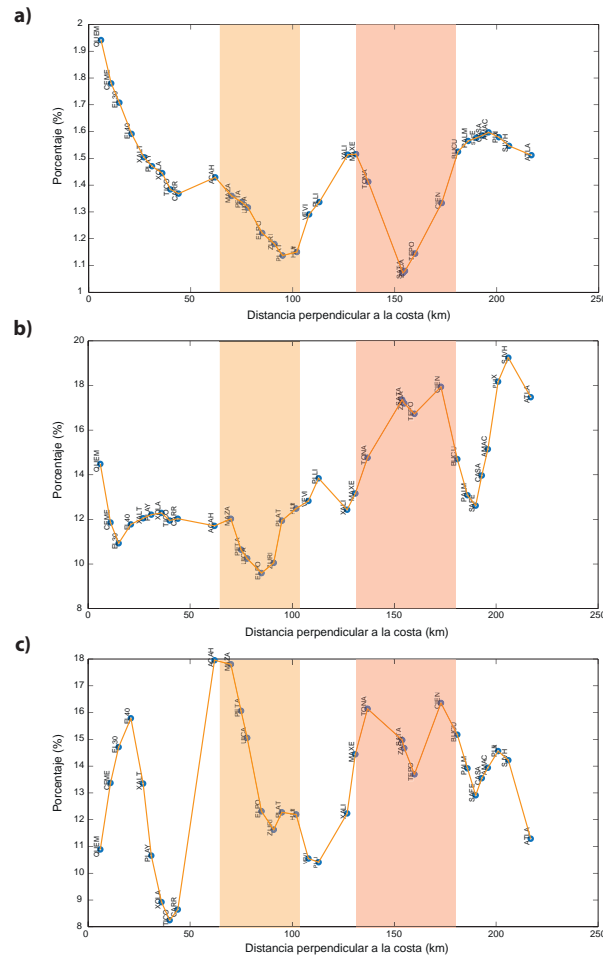


Figura 5.35 Porcentajes de anisotropía de la corteza continental (a), corteza oceánica superior (b) y corteza oceánica inferior (c) contra la distancia a la costa de Acapulco. Las áreas roja y amarilla indican el Sweet Spot y la Transient Zone, respectivamente.

En particular, se ha propuesto que los tremores tectónicos resultan del flujo de fluidos y otros procesos similares cerca de la interfase de las placas y dentro de la placa suprayacente (Rubinstein *et al.*, 2010). Debajo del arreglo MASE, los tremores tectónicos coinciden con el lugar dentro y arriba de la placa subducida donde se ha sugerido que el contenido de fluidos es alto (Kim *et al.*, 2010; Huesca-Pérez y Husker, 2012). Adicionalmente, resultan ser concurrentes con las zonas donde el porcentaje de anisotropía es bajo en la corteza continental y alto en la corteza oceánica superior e inferior (Figura 5.31 y 5.32). Esta observación, y su relación con fluidos, puede ser explicada en términos de la permeabilidad anisótropa.

La permeabilidad es un parámetro clave en el control de fluidos en los sistemas de subducción. A pesar de que se cree que el ascenso de fluidos en zonas sometidas a altas presiones de confinamiento es impulsado únicamente por la flotabilidad, también es posible que el movimiento de fluidos sea controlado por la permeabilidad

anisótropa en zonas de cizalla (Kawano *et al.*, 2011). Resultados experimentales han revelado que las rocas en las interfases de las placas se encuentran sometidas a esfuerzos no-coaxiales y desarrollan una fuerte foliación. Esta foliación es usualmente revelada como una anisotropía significativa y puede generar densas redes de sistemas orientados preferencialmente que resultan en rutas importantes para la percolación de fluidos en la corteza y en la misma interfase (e.g., Katayama *et al.*, 2009; Bezacier *et al.*, 2010; Hirauchi *et al.*, 2010).

Recordando las limitaciones de la metodología empleada en este estudio, la magnitud del tiempo de partición de las ondas S ortogonales va ser mayor para sistemas de fracturas y orientaciones preferenciales alineadas en la dirección vertical, por lo que porciones hidratadas de la placa con orientación no vertical contribuirán menos a la anisotropía observada.

A pesar de que estudios de deformación bajo simples geometrías de corte revelan que la serpentinita tiende a desarrollar una foliación paralela al plano de cizalla (e.g., Katayama *et al.*, 2009), la distribución de la anisotropía para la región correspondiente al *Sweet Spot* sugiere un fuerte alineamiento de fracturas verticales tanto en la corteza oceánica inferior como en la superior. Este sistema de fracturas puede resultar en una posible ruta de flujo por la que la placa oceánica se encuentra liberando parte de su agua vía reacciones de deshidratación. De ser consistente con la realidad, esta ruta de fluidos continuaría al menos hasta la corteza continental, donde el bajo porcentaje de anisotropía indica una baja permeabilidad vertical que puede estar funcionando como un sello o barrera que confina a los fluidos en la interfase y mantiene la alta presión de poro característica de la región.

Esta observación es consistente tanto con el modelado termodinámico de la zona de subducción de Guerrero, el cual predice que los fluidos son liberados con el paso del tiempo al *Sweet Spot* desde la corteza oceánica debido a la deshidratación del metabasalto (Manea *et al.*, 2004; Manea y Manea, 2011), como con el modelo conceptual de Frank *et al.* (2015), quienes sugieren que la alta presión de poro es mantenida en la capa de baja velocidad. Sin embargo, a diferencia de este último, los resultados de este estudio sugieren que los fluidos son confinados por una corteza suprayacente impermeable y no por una foliación horizontal desarrollada en la corteza oceánica superior que limita el flujo vertical.

Aunque no se observa un patrón tan prominente como en el *Sweet Spot*, la corteza oceánica inferior parece exhibir un alineamiento de fracturas verticales en la *Transient Zone*. Este rasgo no se presenta en la corteza oceánica superior; sin embargo, otra capa suprayacente de baja permeabilidad vertical, similar a la

observada en el *Sweet Spot*, se vuelve a observar en esta zona. Para la región ubicada entre el *Sweet Spot* y *Transient Zone*, mejor conocida como *Buffer Zone* (Frank *et al.*, 2014), los resultados no revelan indicios de la existencia de fracturas verticales a ninguna profundidad. Tomando en cuenta estos elementos, en la Figura 5.36 se muestra un modelo esquemático sobre las posibles rutas de flujo en el sistema de subducción del centro de México.

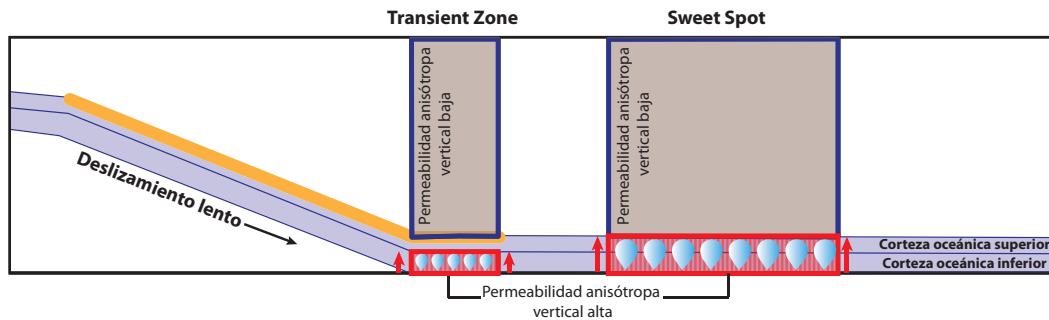


Figura 5.36 Modelo conceptual del sistema de subducción en el centro de México. Las áreas rojas indican zonas donde se encontraron porcentajes anisótropos altos, mientras que las áreas cafés indican zonas donde se observó un porcentaje anisótropo bajo. Se propone la presencia de rutas de flujo en las zonas donde la orientación preferencial de fracturas verticales es alta y la ausencia de éstas cuando es baja. Las gotas representan la liberación y ascenso de fluidos. La superficie amarilla indica la zona de deslizamiento lento.

La ausencia de una ruta de flujo vertical en la *Transient Zone* de la corteza oceánica superior es consistente con los cocientes V_p/V_s calculados por Kim *et al.* (2010) (Figura 5.34). Retomando la influencia de la anisotropía sobre el cálculo de los cocientes V_p/V_s , la velocidad de onda S anómalamente baja encontrada en esta región, además de indicar la presencia de fluidos, sugiere la ausencia de ondas S polarizadas en direcciones rápidas. Dicho rasgo sólo es característico de zonas donde la partición de ondas es baja como consecuencia de una alineación preferencial de estructuras incoherente o una foliación perpendicular a la propagación de las ondas. Por lo que resulta coherente asumir que, debido a la alta saturación, alta presión de poro y tiempos de partición bajos, los fluidos en esta zona son más probables de estar emplazados dentro de fracturas horizontales y no verticales.

Por otro lado, analizando los cocientes V_p/V_s de la corteza continental y placa subducida calculados por Huesca-Pérez y Husker (2012) (Figura 5.37), se observa que los cocientes bajos en su tomograma son coincidentes con una de las zonas propuestas como barrera de flujo vertical en la corteza continental. Debido a la restricción epicentral de 400 km establecida en el estudio de Huesca-Pérez y Husker (2012), el juego de datos utilizado en su inversión fue mayormente limitado a rayos sísmicos horizontales; por lo que una velocidad de onda S alta revelada en su estudio puede

deberse parcialmente a una propagación paralela a la foliación del medio y, por consiguiente, presentarse como un tiempo de partición de onda bajo en este estudio.

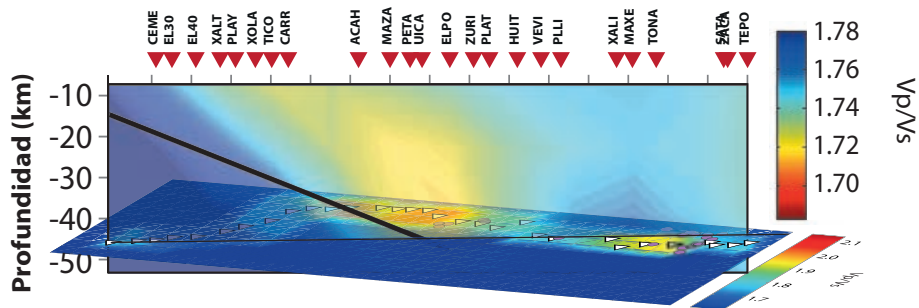


Figura 5.37 Perfil a profundidad del resultado de la inversión de los cocientes V_p/V_s de Huesca-Pérez y Husker (2012). Los colores azules corresponden a cocientes altos mientras que los amarillos y rojos a cocientes bajos, la línea negra es la posición de la placa oceánica superior propuesta por Pérez-Campos et al., 2008). El mapa en superficie corresponde a los cocientes V_p/V_s de la corteza oceánica superior calculados en el trabajo de Kim et al. (2010). En este caso los colores calientes representan a cocientes altos y los colores azules a cocientes bajos.

Como se mencionó con anterioridad, durante el sismo lento del 2006 se observó una diferencia en la actividad de los LFEs entre el *Sweet Spot* y la *Transient Zone* (Husker et al., 2012). En la *Transient Zone*, los LFEs son agrupados en diferentes episodios, los cuales aumentan su frecuencia durante el sismo lento. Sin embargo, a pesar de que los episodios ocurren más rápido, en el *Sweet Spot*, la actividad de los LFEs no parece ser significativamente afectada por el SSE. Adicionalmente, Frank et al. (2015) observaron una desaceleración en la actividad de los LFEs que comienza aproximadamente un mes y medio antes de que termine el sismo lento, y presenta una duración de 4 meses. Esta desaceleración comienza en la porción más profunda del *Sweet Spot* y se extiende progresivamente acercándose a la trinchera durante varias semanas. Después de esta desaceleración, observaron que la actividad de los LFEs regresó a su estado regular inter-SSE (Frank et al., 2015). Cambios en las actividades de los LFEs en el sur de México se han observado con la ocurrencia de otros sismos lentos, sin embargo su tasa de ocurrencia y comportamiento aun no es caracterizada con la misma completitud que la del 2006 y continua siendo estudiada.

Con base en sus observaciones, Frank et al. (2015) proponen un escenario de la respuesta de los LFEs al sismo lento del 2006, el cual consta de tres etapas: (1) los fluidos liberados por la deshidratación metamórfica de la placa son atrapados por la zona de baja velocidad que está compuesta por serpentinita y talco (Song et al., 2009; Kim et al., 2010, 2013); (2) un fuerte deslizamiento de cizalla generado por el SSE incrementa los esfuerzos en la región donde los LFEs son generados, resultando en un incremento en la actividad de los LFEs; (3) el deslizamiento en la interfase de la placa crea una red interconectada de fallas reactivadas que transitoriamente aumenta la

permeabilidad a lo largo de las fallas, causando un pulso de alta presión que viaja del *Sweet Spot* hacia la trinchera; la presión de poro se reduce después del paso de los fluidos y desacelera la actividad de los LFEs. La evolución de la actividad de los LFEs se muestra en la Figura 5.38.

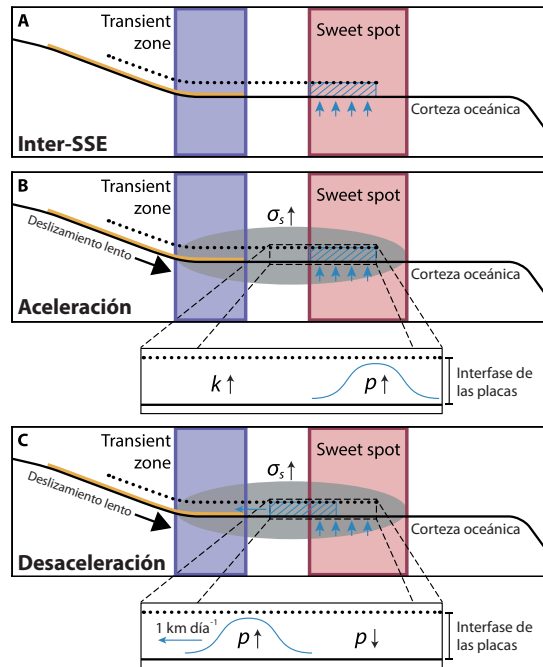


Figura 5.38 Modelo conceptual de la evolución de la actividad de los LFEs y la presión de poro en la interfase de las placas durante un sismo lento (Frank et al., 2015). La línea discontinua indica la capa de baja velocidad (Song et al., 2009; Kim et al., 2010; 2013). Este escenario consta de tres etapas. (A) Inter-SSE: La alta presión en el Sweet Spot es mantenida por la impermeabilidad de la capa de baja velocidad, atrapando los fluidos provenientes del proceso de deshidratación de la placa. (B) Aceleración: un deslizamiento fuerte de cizalla generado por el SSE incrementa los esfuerzos en la región de los LFEs, aumentando la actividad de los LFEs. Conforme la interfase de las placas se desliza, una red interconectada de fracturas reactivadas incrementa la permeabilidad a lo largo de las fallas, k . (C) Desaceleración: una vez que la permeabilidad a lo largo de la interfase es suficientemente alta, una liberación de presión de fluido proveniente del Sweet Spot comienza a migrar hacia la trinchera a lo largo de la interfase. Siguiendo el paso de un pulso de alta presión que viaja a 1 km/s, la presión de poro, p , se reduce, incrementando el esfuerzo normal efectivo y desacelerando la actividad de los LFEs (imagen tomada de Frank et al 2015).

La acumulación de fluidos en el *Sweet Spot* de la placa subducida, y la existencia de una posible ruta de flujo horizontal hacia la trinchera (en ausencia de fracturamiento vertical significativo en la corteza oceánica superior fuera del *Sweet Spot*), son observaciones de este estudio coincidentes con el modelo propuesto por Frank et al. (2015). Un mecanismo adicional revelado en los mapas de anisotropía es la existencia de una ruta de flujo vertical en la *Transient Zone* de la corteza oceánica inferior; sin embargo, debido al bajo contenido de fluidos en esta zona y al bajo grado de verticalidad en las fracturas de la corteza oceánica superior, se sugiere que la contribución de fluidos y presión de poro a la *Transient Zone* de la corteza oceánica

superior es mínima y que su saturación debe provenir mayormente de una ruta de flujo horizontal y no vertical. Finalmente, la Figura 5.39 presenta un modelo esquemático integrando los rasgos estructurales principales revelados en este estudio.

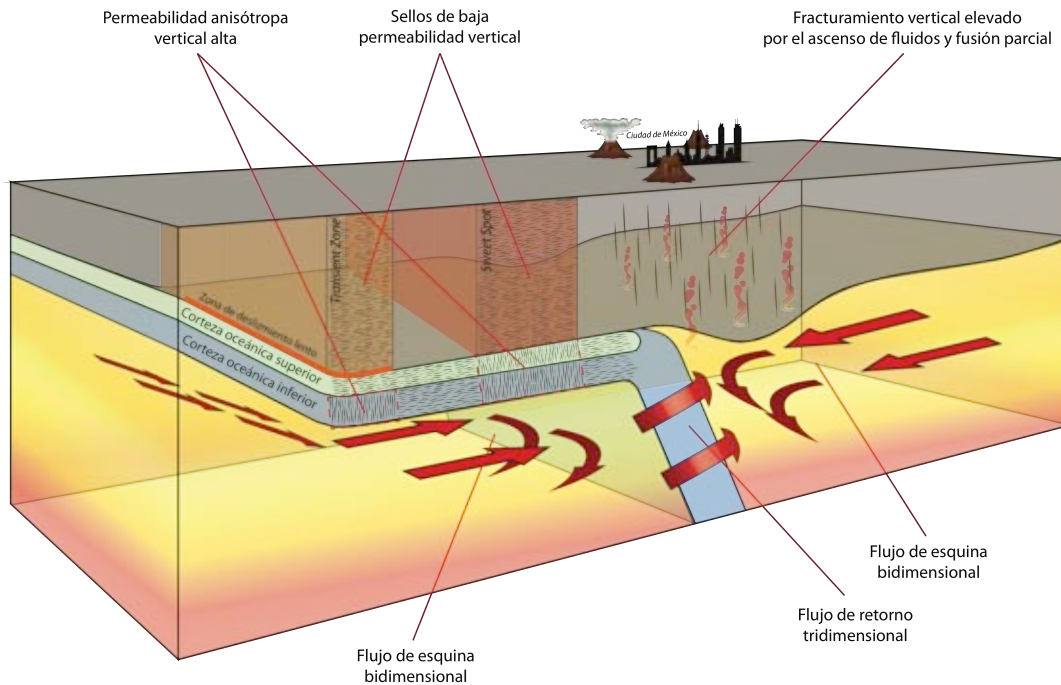


Figura 5.39 Modelo esquemático de los rasgos estructurales principales que explican la anisotropía observada en la zona de subducción del centro y sur de México. Es importante mencionar que, debido al alcance de las funciones de receptor, la anisotropía no puede ser restringida de manera más específica dentro de una misma capa; por lo que se desconoce la profundidad precisa de las diferentes fuentes de anisotropía presentadas en este modelo y las observaciones solo son interpretadas como un promedio vertical de la anisotropía sísmica contenida en las distintas profundidades analizadas en este estudio.

Como última parte del análisis, las funciones de receptor fueron divididas en tres grupos: antes, durante y después del sismo lento del 2006; con el objetivo de evidenciar la posible existencia de variaciones en las formas de onda, y consecuentemente en el medio, con la ocurrencia de dicho evento transitorio. Para ello, tres estaciones fueron seleccionadas, cada una dentro de las regiones involucradas en la evolución de la actividad de los LFEs (*Transient Zone*, *Buffer Zone* y *Sweet Spot*), y sus correspondientes funciones de receptor (separadas temporalmente) fueron apiladas en grupos de acimut inverso. Los movimientos de partículas de señales provenientes de acimuts en común fueron posteriormente comparados entre las diferentes zonas y diferentes tiempos para las tres discontinuidades analizadas a lo largo de este estudio. El proceso comparativo de las formas de onda de algunas de las funciones de receptor seleccionadas se presenta en las figuras 5.40, 5.41 y 5.42.

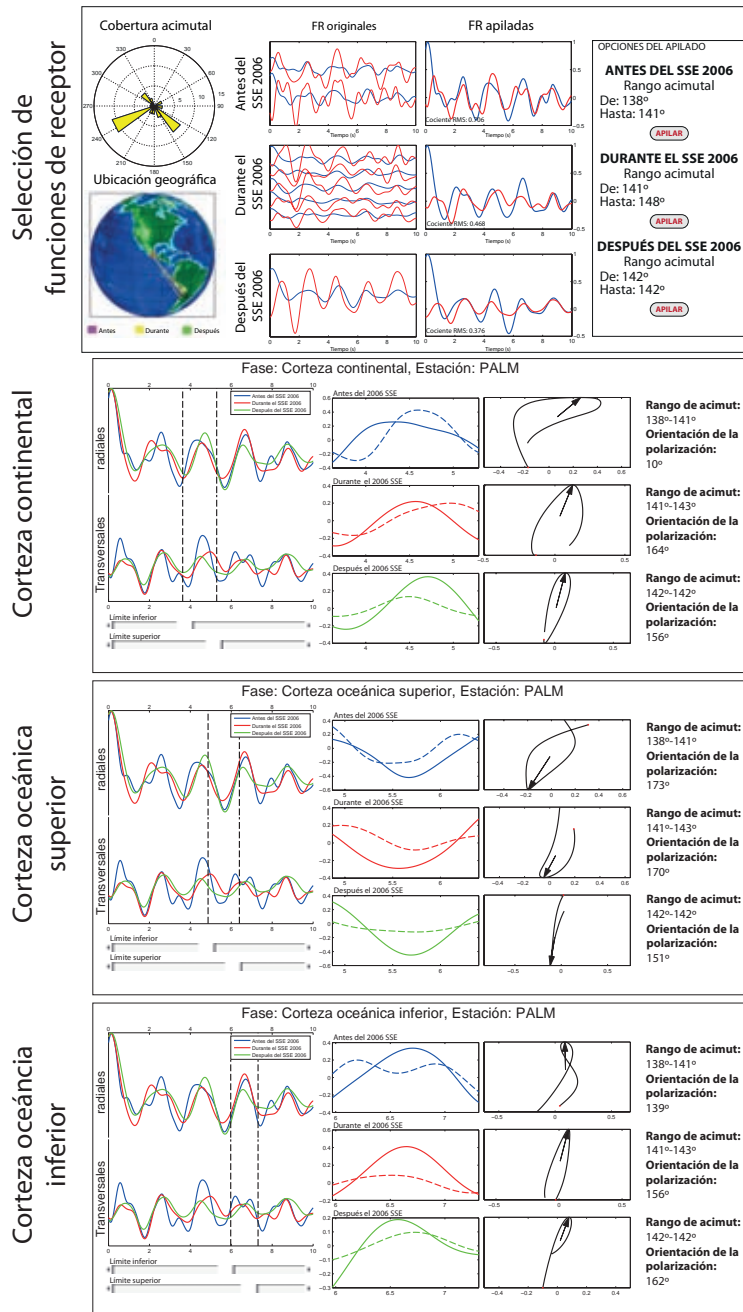


Figura 5.40 Proceso comparativo de la variación temporal de las funciones de receptor antes, durante y después del sismo lento del 2006 para la estación PALM. La primera ventana muestra las funciones de receptor radiales (azul) y transversales (rojo) involucradas en el apilamiento, especificando su procedencia y rango acimutal. Esta estación se encuentra a ~180 km de la costa (dentro del Sweet Spot) y su apilado fue efectuado haciendo uso exclusivo de eventos procedentes de Sudamérica. Los tres paneles restantes muestran la comparación temporal del movimiento de partículas para la corteza continental, corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior, respectivamente. En la primera porción se presentan los primeros 10 s de las funciones de receptor apiladas (radiales y transversales) señalando con diferentes colores su espacio temporal (azul es antes, rojo es durante y verde es después del sismo lento). Consecuentemente, se muestra un ventaneo alrededor de la fase de interés y su correspondiente movimiento de partículas con su respectiva orientación.

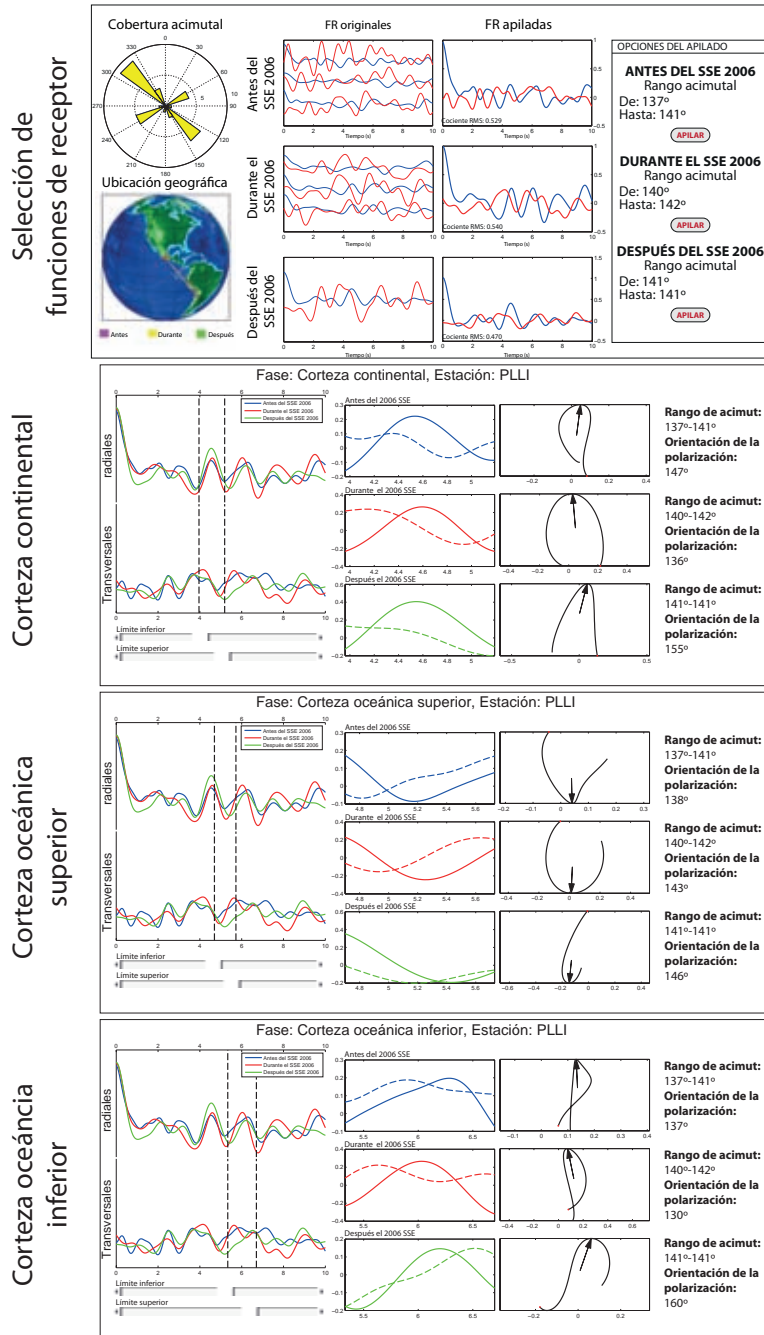


Figura 5.41 Proceso comparativo de la variación temporal de las funciones de receptor antes, durante y después del sismo lento del 2006 para la estación PLLI. La primera ventana muestra las funciones de receptor radiales (azul) y transversales (rojo) involucradas en el apilamiento, especificando su procedencia y rango acimutal. Esta estación se encuentra a ~110 km de la costa (dentro de la Buffer Zone) y su apilado fue efectuado haciendo uso exclusivo de eventos procedentes de Sudamérica. Los tres paneles restantes muestran la comparación temporal del movimiento de partículas para la corteza continental, corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior, respectivamente. En la primera porción se presentan los primeros 10 s de las funciones de receptor apiladas (radiales y transversales) señalando con diferentes colores su espacio temporal (azul es antes, rojo es durante y verde es después del sismo lento). Consecuentemente, se muestra un ventaneo alrededor de la fase de interés y su correspondiente movimiento de partículas con su respectiva orientación.

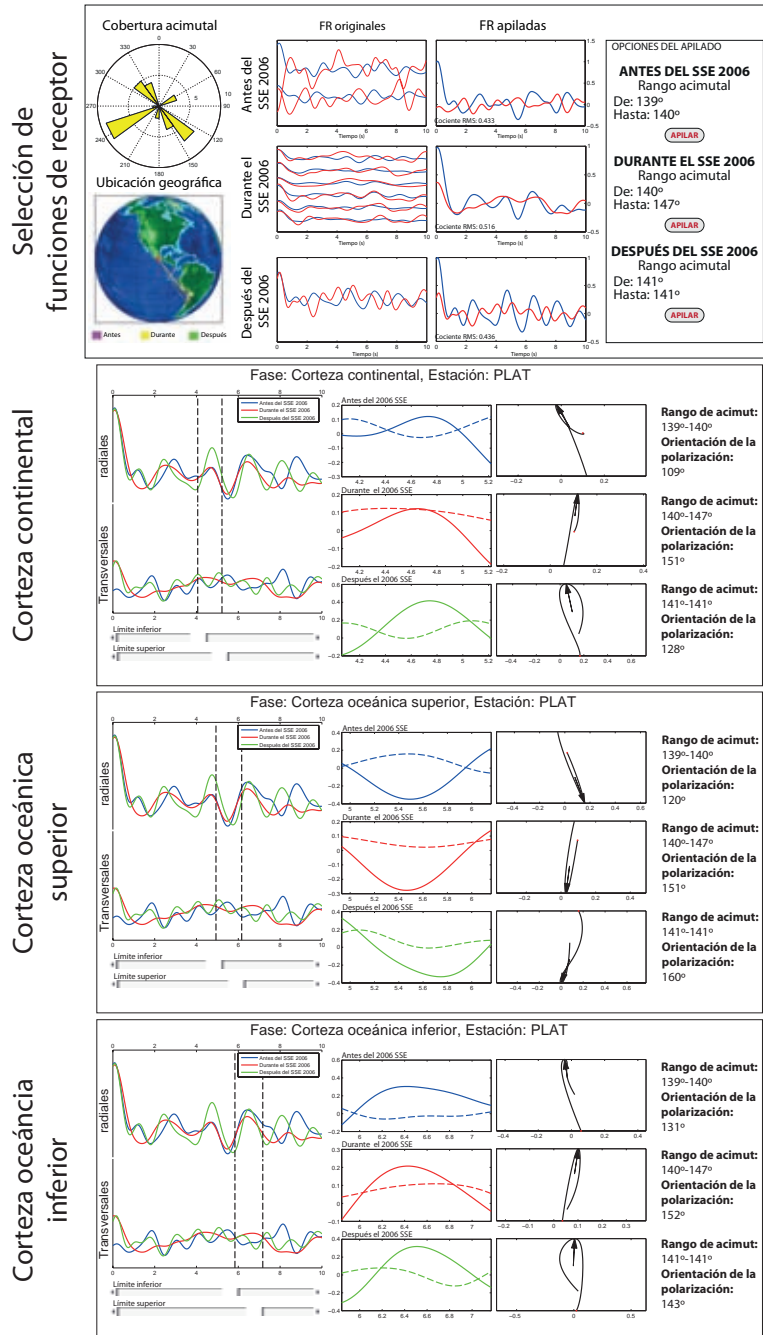


Figura 5.42 Proceso comparativo de la variación temporal de las funciones de receptor antes, durante y después del sismo lento del 2006 para la estación PLAT. La primera ventana muestra las funciones de receptor radiales (azul) y transversales (rojo) involucradas en el apilamiento, especificando su procedencia y rango acimutal. Esta estación se encuentra a ~90 km de la costa (dentro de la Transient Zone) y su apilado fue efectuado haciendo uso exclusivo de eventos procedentes de Sudamérica. Los tres paneles restantes muestran la comparación temporal del movimiento de partículas para la corteza continental, corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior, respectivamente. En la primera porción se presentan los primeros 10 s de las funciones de receptor apiladas (radiales y transversales) señalando con diferentes colores su espacio temporal (azul es antes, rojo es durante y verde es después del sismo lento). Consecuentemente, se muestra un ventaneo alrededor de la fase de interés y su correspondiente movimiento de partículas con su respectiva orientación.

Una inspección visual a las figuras 5.40, 5.41 y 5.42 revela una variación tanto en las formas de onda como en la orientación de la polarización de las fases Ps con la ocurrencia del sismo lento. Movimientos de partículas complejos parecen ser coincidentes con el tiempo y la región donde los tremores son observados.

Tomando como muestra el análisis de la Figura 5.42, para una estación ubicada en la *Transient Zone*, el contenido energético en la componente tangencial del apilado de las funciones de receptor, así como el grado de elipticidad de su respectivo movimiento de partículas, es superior para las señales calculadas después del sismo lento (FR verde) que para aquéllas obtenidas tiempo antes de que éste aconteciera (FR azul). Esta observación sugiere alteraciones en la estructura sísmica, además de un aumento en la anisotropía de la misma, como posible respuesta a la transferencia de esfuerzos de la porción de deslizamiento viscoso, lejos de la trinchera, a la zona sismogénica con la ocurrencia de dicho fenómeno. Esta relación aparenta mantenerse para las otras dos estaciones analizadas siendo los movimientos de partículas de las tres discontinuidades sísmicas ligeramente más complejos durante el sismo lento en la *Buffer Zone* y antes del mismo en el *Sweet Spot* (figuras 5.40 y 5.41).

Desafortunadamente, la actual inexistencia del arreglo MASE y la cantidad limitada de funciones de receptor de acimuts inversos en común, para éstas tres ventanas de tiempo, imposibilitaron la obtención de un resultado robusto para este análisis en específico.

6. CONCLUSIONES

El proyecto de investigación presentado tuvo como finalidad caracterizar y cuantificar la anisotropía sísmica a diversas profundidades en el centro y sur de México. Para ello, se realizó un análisis individual de más de 1,900 funciones de receptor a lo largo del experimento MASE, así como de las mediciones del estudio de ondas SKS de Rojo y Valenzuela (2012) sobre el mismo arreglo de estaciones. Los resultados de este trabajo permitieron constreñir dicha anisotropía a su ubicación correspondiente y obtener información objetiva sobre la orientación de diferentes estructuras finas presentes en el sistema de subducción mexicano.

Dentro del rango de las observaciones de la corteza continental, destacan cuatro principales: a) una orientación semi paralela del eje rápido de la anisotropía con la dirección de convergencia de las placas de Cocos y Norteamérica para los primeros 80 km del arreglo, b) dos subregiones con porcentajes de anisotropía bajos ($\sim 1.3\%$) confinados a los 80-105 km y 140-170 km de la costa, c) un paralelismo dominante entre las direcciones de polarización rápida y la tendencia general NE-ENE y NO-NNO de las fallas extensionales en la FVTM, y d) tiempos de partición elevados ($\sim 2\%$) en el centro de México como consecuencia del fracturamiento vertical de la corteza causado por el ascenso de fluidos y fusión parcial. En general, las observaciones de la corteza continental definen un patrón complicado, apuntando a que múltiples factores, a numerosas escalas, controlan la deformación de la corteza continental en el centro y sur de México.

Para la corteza oceánica superior y capa de baja velocidad, las direcciones de polarización rápida revelan un patrón aún más complejo que el de la corteza continental, presentando mayor variabilidad, a menores distancias, como respuesta a la fragilidad mecánica de los minerales que la componen. Una región que exhibe un alto porcentaje anisótropo ($\sim 18\%$) es coincidente con la zona donde los tremores tectónicos suelen ser observados en México, conocida como *Sweet Spot*, y con una de las dos subregiones donde el tiempo de partición calculado es bajo en la corteza suprayacente. Este rasgo estructural también se encuentra presente en la corteza oceánica inferior y sugiere un fuerte alineamiento de fracturas verticales, el cual puede resultar como una posible ruta de flujo por la que la placa oceánica se encuentra liberando parte de su agua vía reacciones de deshidratación y que es rescindida por una corteza continental impermeable.

Observaciones sobre las direcciones de polarización rápida correspondientes a la corteza oceánica inferior indican un patrón menos heterogéneo que aquéllas inferidas para las demás fases sísmicas. Un alineamiento de fracturas verticales, similar al

observado en el *Sweet Spot*, se vuelve a presentar en esta discontinuidad a los 60-100 km de la costa de Acapulco. Esta región es coincidente con otra de las secciones de bajo porcentaje anisótropo en la corteza continental y con la zona donde los tremores tectónicos son observados dentro de episodios de alta energía durante la ocurrencia de sismos lentos, comúnmente conocida como *Transient Zone*.

Una relación entre cocientes V_p/V_s y anisotropía también es observada dentro de este estudio. Tiempos de partición grandes en la corteza oceánica superior e inferior son coincidentes con zonas donde la velocidad de onda S fue determinada como alta en las mismas discontinuidades por Kim *et al.* (2010). Esta observación es explicada asumiendo un modelo de isotropía transversal con simetría horizontal, en donde, para una onda de corte propagándose verticalmente, la existencia de una polarización de onda rápida puede resultar en una sobreestimación en la velocidad promedio de la onda S y aparecer como un cociente V_p/V_s bajo. Esta misma relación se presenta entre la anisotropía inferida en la corteza continental y la tomografía de Huesca-Pérez y Husker (2012) para el mismo rango de profundidad.

Respecto al manto superior, la anisotropía parece estar completamente controlada por la orientación preferencial del olivino, como respuesta a la deformación finita generada por el flujo plástico y viscoso que toma lugar a esas profundidades. En la parte sur del arreglo, antes de que la placa oceánica se pierda en el manto, las mediciones sugieren la existencia de un flujo de esquina bidimensional perpendicular a la trinchera causado por el arrastre de la placa subducida. Este mismo tipo de flujo es dominante en la parte norte del experimento; sin embargo, contrastes en los tiempos de partición observados y, un ligero cambio en las direcciones de polarización rápida de NE-SO a NO-SE, apuntan a la contribución de un flujo de retorno tridimensional generado por una ruptura de la placa de Cocos al oeste de las estaciones.

Variaciones en las formas de onda de las funciones de receptor espaciadas temporalmente, antes, durante y después del sismo lento de México del 2006, sugieren alteraciones en la estructura sísmica con la ocurrencia de dicho evento transitorio. Cambios en las propiedades estructurales del medio durante este sismo lento es propuesto por Frank *et al.* (2015) para explicar la evolución de la actividad de los LFEs y la presión de poro en la interfase de las placas en el centro de México. Sin embargo, debido a la temporalidad del arreglo MASE, este estudio se encontró limitado por la cantidad de datos disponibles para efectuar este análisis con más detalle; por lo que solo es posible evidenciar dicha observación y sugerir el uso de estaciones permanentes en la región para estudiar cambios en las velocidades sísmicas del medio en estos mismos lapsos de tiempo.

En general, las funciones de receptor probaron ser una herramienta útil y eficiente para la caracterización de la anisotropía sísmica a diversos niveles de profundidad. No obstante, dada la limitación del sistema de coordenadas en el que se trabajó y, la simplicidad relativa en la simetría de los modelos asumidos durante la interpretación, los resultados presentados en este estudio se encuentran restringidos a solo dos dimensiones; por lo que si se busca proveer un modelo íntegro sobre la configuración de los esfuerzos tectónicos en el centro y sur de México, es altamente recomendado conducir un estudio de polarización en tres dimensiones, en el que modelos más complejos y realistas se encuentren al alcance de su resolución.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. y K. Kaminuma, 1963. Phase velocity in Japan. Part. I. Love waves from the Aleutian shock of March 9, 1957. *Bull. Earthq. Res. Ins.*, 41, 243-259.

Allan J. F., S. A. Nelson, J. F. Luhr, I. S. E. Carmichael, M. Wopat y P. J. Wallace, 1991. Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47, 425-445.

Ammon, C. J., 1997. An overview of Receiver Function Analysis. <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/Rftn01.html>.

Anderson, D. L. y D. Harkrider, 1962. The effect of anisotropy on continental and oceanic surface wave dispersion. *J. Geophys. Res.*, 67, 1627.

Anderson, D. L., 1966. Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle. *Phys. Chem. Earth*, 6, 1-131.

Atwater, T. y J. Stock, 1998. Pacific-North America Plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40, 375-402.

Audet, P. y R. Bürgmann, 2014. Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, 510, 389-392.

Audet, P., M. G. Bostock, N. I. Christensen, y S. M. Peacock, 2009. Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457, 76-78.

Auld, B. A., 1990. *Acoustic fields and waves in solids*. Krieger Publishing Company.

Babuska, V. y M. Cara, 1991. *Seismic Anisotropy in the Earth*. Klumer Academic Publishers, 217 pp.

Backus, G. E., 1965. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *J. Geophys. Res.*, 70, 3429-3439.

Bandy, W. L., C. A. Mortera-Gutiérrez y J. Urrutia-Fucugauchi, 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3075-3078.

Bandy, W. L., T. W. C. Hilde y C. -Y. Yan, 2000. The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, in Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 334, 1-28.

Beroza, G. C. y S. Ide, 2011. Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 39, 271-296.

Bezacier, L., B. Reynard, J .D. Bass, C. Sanchez-Valle y B. Van de Moortele, 2010. Elasticity of antigorite, seismic detection of serpentinites, and anisotropy in subduction zones. *Earth Planet Sci. Lett.*, 289, 198-208.

Birch, F., 1960a. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 65, 1083-1102.

Blatter, D. L. y L. Hammersley, 2010. Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 197, 67-84.

Bostock, M. G., A. A. Royer, E. H. Hearn y S. M. Peacock, 2012. Low frequency earthquakes below Southern Vancouver Island. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q11007.

Bowman, J. R. y M. Ando, 1987. Shear wave splitting in the upper mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88, 25-41.

Brown, J. R., G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart y H. Kao, 2009. Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19306.

Brudzinski, M. R., H. R. Hinojosa-Prieto, K. M. Schlanser, E. Cabral-Cano, A. Arciniega-Ceballos, O. Diaz-Molina y C. DeMets, (2010). Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 115, B00A23.

Bullen, K. E., 1942. The density variation of the Earth's central core. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32, 19-29.

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

Chen, T. y R. W. Clayton, 2009. Seismic attenuation structure in Central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge. *J. Geophys. Res.*, 114, B07304.

Chen, T. y R. W. Clayton, 2012. Structure of Central and Southern Mexico from velocity and attenuation tomography. *J. Geophys. Res.*, 117, B09302.

Chevrot, S. y R. D. van der Hilst, 2000. The poisson's ratio of the Australian crust: geological and geophysical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183, 121-132.

Christensen, N. I., 1984. The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 76, 89-112.

Cormier, V. F., 1986. Synthesis of body waves in transversely isotropic Earth models. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 231-240.

De Cserna, Z., F. Ortega-Gutiérrez, M. Palacios-Nieto, 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Sociedad Geológica Mexicana, *Libro guía de la excursión geológica a la cuenca del alto Río Balsas*, 1-33.

Demant, A., 1978. El Eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación. Univ. Nal. Auton. México, *Inst. Geología, Revista*, 2, 172-187.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus y S. Stein, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale of estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

DeMets, C., S. Traylen, 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119-159.

Doornbos, D. J., S. Spilopoulos y F. D. Stacey, 1985. Seismological properties of D'' and the structure of the thermal boundary layer. *Phys. Earth Planet. Int.*, 41, 225-239.

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

Dougherty, S., R. Clayton y D. Helmberger, 2012. Seismic structure in Central Mexico: Implication for fragmentation of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 117, B09316.

Efron, E. y R. J. Tibshirani, 1993. An Introduction to the Bootstrap. Chapman & Hall, New York, 456 pp.

Ferrari, L., M. López-Martínez, G. Aquirre-Díaz y G. Carrasco-Niunez, 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.

Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, 32, 77-80.

Ferrari, L., M. Valencia-Moreno, S. Bryan, 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución del margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.

Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. C. Manea y M. Manea, 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.

Fischer, K. M., E. M. Parmentier, A. R. Stine y E. R. Wolf, 2000. Modeling anisotropy and plate-driven flow in the Tonga subduction zone back-arc. *J. Geophys. Res.*, 105, 16181-16191.

Franco, S. I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea y J. A. Santiago, 2005. Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico. *Earth Planets Space*, 57, 973-985.

Frank, W. B., N. M. Shapiro, A. Husker, V. Kostoglodov, H. S. Bhat y M. Campillo, 2015. Along fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico. *Earth and Planetary Science letters*, 413, 135-143.

Frank, W. B., N. M. Shapiro, V. Kostoglodov, A. Husker, M. Campillo, J. Payero y G. A. Prieto, 2013. Low frequency earthquakes in the Mexican sweet spot. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2661-2666.

Garnero, E. J., 2000. Lower Mantle heterogeneity. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28, 509-537.

Gilje, E. e I. Thomsen, 1970. Two methods for splitting data into homogeneous groups. *Statistical Review*, 4, Swedish National, Central Bureau of Statistic, Stockholm.

Green-Gondi, F. y X. Pérez-Campos, 2009. Geometría de la placa de Cocos usando funciones de receptor. Tesis de Maestría, Univ. Nal. Auton. México.

Hall, C. E., K. M. Fischer, E. M. Parmentier y D. K. Blackman, 2000. The influence of plate motions on three-dimensional back-arc mantle flow and shear wave splitting. *J. Geophys. Res.*, 105, 28,009-28,034.

Helbig, K., 1994. *Foundations of anisotropy for exploration seismics*. Pergamon Press, Inc.

Herrmann, U. R., B. K. Nelson y L. Ratschbacher, 1994. The origin of a terrane: U/Pb Zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (Southern Mexico). *Tectonics*, 13, 455-474.

Hess, H., 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 203, 629-631.

Hirauchi, K., K. Michibayashi, H. Ueda e I. Katayama, 2010. Spatial variations in antigorite fabric across a serpentine subduction channel: insights from the Ohmachi Seamount, Izu-Bonin frontal arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299, 196-206.

Hudson, J. A., 1980. Overall properties of a cracked solid. *Math. Proc. Camb. Phil. Soc.*, 88, 371-384.

Huesca-Pérez, E. y A. Husker, 2012. Shallow travel-time tomography bellow Southern Mexico. *Geofísica Internacional*, 51, 281-291.

Husker, A. L., V. Kostoglodov, V. M. Cruz-Atienza, D. Legrand, N. M. Shapiro, J. Payero, M. Campillo y E. Huesca-Pérez, 2012. Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: finding the NVT sweet spot. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13(3), Q03011.

Husker, A. y P. M. Davis, 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *J. Geophys. Res.*, 114, B04306.

Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. Garcia y C. Valdes, 2010. S wave velocity for a profile crossing Central Mexico by using high resolution surface wave tomography. *J. Geophys. Res.*, 115(6), no. B06307.

Iglesias, A., S. K. Singh, A. Lowry, M. Santoyo, V. Kostoglodov, K. M. Larson, y S. I. Franco-Sanchez, 2004. The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.6), Inversion of slip on the plate interface and some implications. *Geofis. Int.*, 43, 309-317.

Ikelle, T. y L. Amundsen, 2005. *Introduction to Petroleum Seismology*. Society of Exploration Geophysicists, 679 pp.

Jödicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, y L. Rüpke, 2006. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in Southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *J. Geophys. Res.*, 111, B08102.

Jung, H. y S. I. Karato, 2001. Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293, 1460-1463.

Kaneshima, S. y M. Ando, 1988. Crustal anisotropy inferred from shear wave splitting. *The Third Int. Workshop on seismic anisotropy*, Berkeley, USA, (Abstract).

Karato, S. I., H. Jung, I. Katayama y P. Skemer, 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 59-95.

Karato, S., 1998. Seismic anisotropy in the deep mantle, boundary layers and the geometry of mantle convection. *Pure and Applied Geophysics*, 151, 565-587.

Katayama, I., K. Hirauchi, K. Michibayashi y J. Ando, 2009. Trench parallel anisotropy produced by serpentinite deformation in the hydrated mantle wedge. *Nature*, 461, 1114-1117.

Kawano, S., I. Katayama y K. Okazaki, 2011. Permeability anisotropy of serpentinite and fluid pathways in a subduction zone. *Geology*, 39(10), 939-942.

Kendall, J. M., 2000. Seismic anisotropy in the boundary layers of the mantle, in Earth's deep interior: mineral physics and tomography from the atomic to the global scale. *Geophys. Monogr. Ser.* 117, 133-159.

Kern, H., Richter y A., 1981. Temperatures derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6Kbar confining pressure. *J. Geophys.*, 49, 47-56.

Kim, Y., M. S. Miller, F. D. Pearce y R. W. Clayton, 2012a. Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in Central Mexico. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q07001.

Kim, Y., R. W. Clayton y F. Keppie, 2011). Evidence of a collision between the Yucatán Block and Mexico in the Miocene. *Geophys. J. Int.*, 187, 989-1000.

Kim, Y., R. W. Clayton y J. M. Jackson, 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in Central Mexico. *J. Geophys. Res.*, 115, B06310.

Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, T. Iwasaki y Y. Kaneda, 2004. High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, 304, 1295-1298.

Kolsky, H., 1953. The propagation of stress pulse in viscoelastic solids. *Philosophical Magazine*, 8th Series, 1, 693-710.

Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, y R. W. Clayton, 2010. The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301.

Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A.R. Lowry y R. Bilham, 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1807.

Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Domínguez y M. Mena, 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero Seismic Gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3385.

Kumazawa, M. y O. L. Anderson, 1969. Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *J. Geophys. Res.*, 74, 5961-5972.

Langston, C. A., 1977. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 1029-1050.

Langston, C. A., 1989. Scattering of teleseismic body waves under Pasadena, California. *J. Geophys. Res.*, 94, 1935-1951.

Lay, T. Y D. V. Helmberger, 1983. The shear-wave velocity gradient at the base of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 88, 8160-8170.

Lay, T. y T. Wallace, 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, 521 pp.

Liu, Y. y J. R. Rice., 2005. Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences. *J. Geophys. Res.*, 110, B08307.

Long, M. D. y P. G. Silver, 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view. *Science*, 319, 315-318.

Long, M. D., 2009. Going with the mantle flow. *Nat. Geosci.*, 2, 10-11.

Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallón plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.

Love, A.E.H., 1927. A treatise on the mathematical theory of elasticity. *Dover publ.*, 643 pp.

Luhr J. F., S. A. Nelson, J. F. Allan y S. E. Carmichael, 1985. Active rifting in Southwestern Mexico – manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.

Mainprice, D. y A. Nicolas, 1989. Development of shape and lattice preferred orientation: Application to the seismic anisotropy of the lower crust. *J. Struct. Geol.*, 11, 175-189.

Mainprice, D. y B. Ildefonse, 2009. Seismic anisotropy of subduction zone minerals – contribution of hydrous phases. Springer series, “*Frontiers in Earth Sciences*” *Subduction Zone Dynamics*, doi 10.1007/978-3-540-87974-9.

Mainprice, D., A. Tommasi, H. Couvy, P. Cordier y D. L. Frost, 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems: Implications for the interpretation of seismic anisotropy of Earth’s upper mantle. *Nature*, 433, 731-733.

Mainprice, D., G. Barruol y W. Ben Ismail, 2000. The anisotropy of the Earth’s mantle: From single cristal to polycrystal. AGU Geophysical Monograph 117, “*Mineral Physics and seismic tomography: From atomic to global*”, AGU. 117, 237-264.

Malvern, L. R., 1969. *Introduction to the mechanics of a continuous medium*. Prentice-Hall, Inc.

Manea V., M. Manea, V. Kostoglodov y G. Sewell, 2006. Intraslab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos plate beneath Central Mexico. *Tectonophysics*, 420, 389-408.

Manea, M., V. Manea, L. Ferrari, V. Kostoglodov y W. Bandy, 2005. Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238, 64-77.

Manea, V. C. y M. Gurnis, 2007. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science letters*, 264, 22-45.

Manea, V. C. y M. Manea, 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath Central Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, 168(8-9), 1475-1486.

Manea, V. C., M. Manea, L. Ferrari, 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.

Manea, V., M. Manea, V. Kostoglodov, C. Currie y G. Seweel, 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophys. J. Int.*, 158, 775-784.

MASE, 2007. Meso America Subduction Experiment. Caltech. *Dataset*. doi: 10.7909/C3RN35SP.

Maupin, V. y J. Park, 2007. Chapter 1.09, Theory and Observations – Wave Propagation in Anisotropic Media. In *Treatise on Geophysics*, Elsevier, Amsterdam, 289-321.

Mavko, G, T. Mukerji y J. Dvorkin, 1998. *The rock physics handbook*. Cambridge University Press.

McEvelly, T. V., 1964. Central U.S. cross-upper mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 1997-2015.

Mckenzie, D., 1979. Finite deformation during fluid flow. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 58, 689-715.

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

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

Meade, C., P. G. Silver, y S. Kaneshima, 1995. Laboratory and seismological observations of lower mantle isotropy. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1293-1296.

Meissner, R., W. D. Mooney e I. Artemieva, 2002. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. *Geophys. J. Int.*, 149, 1-14.

Melgar, D. y X. Pérez-Campos, 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pageoph*, 168, 1449-1460.

Menard, H. W., 1978. Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction. *J. Geology*, 86, 99-110.

Montagner, J. P. y D. L. Anderson, 1989b. Constrained reference model. *Phys. Earth Planet. Int.*, 54, 82-105.

Montagner, J. P. y T. Tanimoto, 1991. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. *J. Geophys. Res.*, 96, 20337-20351.

Moore, M. M., E. J. Garnero, T. Lay y Williams, 2004. Shear wave splitting and waveform complexity for lowermost mantle structures with low-velocity lamellae and transverse isotropy. *J. Geophys. Res.* 109 2319.

Morard, G., D. Andrault, D. Antonangeli y J. Bouchet, 2014. Properties of iron alloys under the Earth's core conditions. *C. R. Geoscience*, 346, 130-139.

Morelli, A., A. M. Dziewonski y J. H. Woodhouse, 1986. Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1545-1548.

Mori, L., A Gomez Yuena, Y. Cai y S. T. Goldstein, 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the Central Trans-Mexican volcanic belt. *Chem. Geol.*, 244(3-4), 452-473.

Morris, G. B., R. W. Raitt y G. G. Shor, 1969. Velocity anisotropy and delay time maps of the mantle near Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 74, 4300-4316.

Musgrave, M. J. P., 1960. Reflexion and refraction of plane elastic waves at a plane boundary between aeolotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 3, 406-418.

Nagaya, M., O. Hitoshi, A. Hirokazu y I. Motoko, 2008. Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: application to the estimate of seismic anisotropy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 2990-3006.

Nair, S. K, S. S. Gao., K. H. Liu y P. G. Silver, 2006. Southern African crustal evolution and composition: constraints from receiver function studies. *J. Geophys. Res.*, 111, B02304.

Newman, W. I., 2012. *Continuum Mechanics in the Earth Sciences*. Cambridge University Press, 182 pp.

Nguyen J. H. y C. C. Holmes, 2004. Melting of iron at the physical conditions of the Earth's core. *Nature*, 427, 339-342.

Nicolas, A. y J. P. Poirier., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks, Wiley. London, 444 pp.

Nicolas, A. y N. I. Christensen, 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites. In composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System, *Geodyn. Ser.*, 16, 111-123.

Obara, K. Y H. Hirose, 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the Southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics*, 417, 33-51.

Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan. *Science*, 296(5573), 1679-1681.

Ortega-Gutiérrez, F., M. Elías-Herrera y M. G. Dávalos- Elizondo, 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans- Mexican Volcanic Belt and its fore-arc, Southern and Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346-364.

Owens, T. J., G. Zandt y S. R. Taylor, 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.

Pardo, M. y G. Suárez, 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in Southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373.

Payero, J. S., Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos y R. W. Clayton, 2008. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305.

Peacock, S. M., N. I. Christensen, M. G. Bostock y P. Audet (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39, 471-475.

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

Peyton, V., V. Levin, J. Park, M. Brandon, J. Lees, E. Gordeev y A. Ozerov, 2001. Mantle flow at a slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 379-382.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte y V. Kostoglodov, 2012. Slow slip events and strain acumulation in the Guerrero gap, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 117, B04305.

Raitt, R. W., G. G. Shor Jr., T. J. G. Francis y G. B. Morris, 1969. Anisotropy of the Pacific upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 74(12), 3095-3109.

Randall, G. E., y T. J. Owens, 1994. Array analysis of teleseismic P-waveforms from the 1988-89 PASSCAL, Basin and Range passive source seismic experiment. *Geophys. J. Int.*, 116, 618-636.

Ratschbacher, L., et al., 2009. The north American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 328, 219-293.

Ribe, N. M., 1989. Seismic anisotropy and mantle flow. *J. Geophys. Res.*, 94, 4213-4223.

Rogers, G., H. Dragert, 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300, 1942-1943.

Rojo, B. y R. Valenzuela, 2012. Anisotropía de las ondas SKS en el manto superior debajo de un arreglo sísmico entre Guerrero y Veracruz. Tesis de Licenciatura, Univ. Nal. Auton. México.

Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño-Monroy y J. Urrutia-Fucugauchi, 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of Western Mexico. *Geology*, 24, 10, 921-924.

Rubinstein, J. L., D. R. Shelly, y W. L. Ellsworth, 2010. Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones. In *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, Springer, Dordrecht, Netherlands, 287-314.

- Salinas-Prieto, J. C., O. Monod y M. Faure, 2000. Ductile deformations of opposite vergence in Eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389-402.
- Sandvol, E., D. Seber, M. Barazangi, F. Vernon, R. Mellors, Al-Amri y A., 1998. Lithospheric seismic velocity discontinuities beneath the Arabian shield. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2873-2876.
- Savage, M. K., 1998. Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 103, 15,069-15,087.
- Sdrolias, M. y R. D. Muller, 2006. Control son back-arc basin formation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(4), Q04016.
- Sedlock, R., F., Ortega-Gutiérrez y R. Speed, 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153.
- Segall, P., A. M. Rubin, A. M. Bradley y J. R. Rice, 2010. Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *J. Geophys. Res.*, 115, B12305.
- Shearer, P., 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 389 pp.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza y S. Ide, 2007. Nonvolcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446, 305-307.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, S. Nakamura, 2006. Low frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442, 188-191.
- Silver, P. G. y W. W. Chan, 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, 335, 34-39.
- Silver, P. G. y W. W. Chan, 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 96, 429-16, 454.
- Singh, S. K. y M. Pardo, 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1483-1486.
- Song, T. -R. A. y Y. Kim, 2012b. Localized seismic anisotropy associated with long-term slow slip events beneath Southern Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09308.

Song, T. -R. y Y. Kim, 2012a. Anisotropic uppermost mantle in young subducted slab underplating Central Mexico. *Nat. Geosci.*, 5, 55-59.

Song, T. -R., D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. Davis, X. Pérez-Campos y S. K. Singh, 2009. Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in Southern Mexico. *Science*, 324, 502-506.

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

Stephen, R. A., 1981. Seismic anisotropy observed in the upper oceanic crust. *Geophys. Re. Lett.*, 8, 865-868.

Stephen, R. A., 1985. Seismic anisotropy in the upper oceanic crust. *Geophys. Re. Lett.*, 90, 11383-11396.

Stubalio, I., C. Beghein y 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.

Thomson, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*. 51, 1954- 1966.

Valdés, C. Y R. P. Meyer, 1996. Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks. *Geofis. Int.*, 35(4), 377-401.

Verma, R. K., 1960. Elasticity of some high-density crystals. *J. Geophys. Res.*, 65, 757-766.

Vinnik, L. P., G. L. Kosarev y L. I. Makeyeva, 1984. Anisotropy of the lithosphere from the observation of SKS and SKKS. *Proc. Acad. Sci. USSR*, 278, 1335-1339.

Vinnik, L. P., G. L. Kosarev y L. I. Makeyeva, 1986. Azimuthal anisotropy of the Earth's interior from observations of long period body waves. *Izvestiya Earth Physics*, 22(11), 955-960.

Vinnik, L., S. Chevrot, Montagner y J. P., 1997. Evidence for a stagnant plume in the transition zone?. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1007-1010.

Voigt, W., 1928. "Lehrbuch Der Kristallphysik". B.G. Tubner, Leipzig.

Walker, K. T., A. A. Nyblade, G. H. R. Bokelmann, S. L. Klemperer y T. J. Owens, 2004a. On the relationship between extension and anisotropy: Constraints from shear-wave splitting across the East African Plateau. *J. Geophys. Res.*, 109, B08302.

Wang, X. -Q., A. Schubnel, J. Fortin, E. C. David, Y. Guéguen y H. -K. Ge, 2012. High Vp/Vs ratio: Saturated crack sor anisotropy effects?. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L11307.

Woodhouse, J. H., D. Giardini y L. Xiang-Dong, 1986. Evidence for inner core anisotropy from free oscillations. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1549-1552.

Youlin, C. y Fenglin, Niu, 2013. Ray-parameter based stacking and enhanced preconditioning for stable inversion of receiver function data. *Geophys. J. Int.*, 194(3), 1682-1700.

Zang, A. y O. Stephansson, 2010. *Stress Field of the Earth's Crust*. Springer, Netherlands, 322 pp.

Zhang, S. y S. -I. Karato, 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature*, 375, 774-777.

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

LIGAS DE INTERNET

http://garnero.asu.edu/research_images/index.html

<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/Rftn01.html>

<http://tectonics.caltech.edu/mase>

APÉNDICE A1: FUNCIÓN DE SUAVIZADO LOESS

El nombre “loess” es derivado del término “*locally weighted scatter plot smoothing*” ya que utiliza una regresión lineal con peso local para suavizar los datos de una población. Un usuario de loess es requerido proveer un número “ α ” que será la proporción de las n observaciones usadas en cada punto de la construcción de la curva suavizada. Para cada valor z de una población, el valor loess $\hat{r}_{loess}(z)$ se puede calcular de la siguiente manera:

1. Las n observaciones, $x_i = (z_i, y_i)$, son clasificados de acuerdo con $|z_i - z|$, y los $\alpha \cdot n$ puntos más cercanos, aquéllos con el menor $|z_i - z|$, son identificados. Llámese esta vecindad de puntos $|z_i - z|$ “ $N(z)$ ”.
2. Una regresión lineal de mínimos cuadrados pesados $\hat{r}_z(Z) = \hat{\beta}_{z,0} + \hat{\beta}_{z,1}Z$ es ajustada a los puntos $\alpha \cdot n$ en $N(z)$.
3. La curva de regresión loess, $\hat{r}_{loess}(z)$, es igualada a la curva de regresión de mínimos cuadrados pesados, $\hat{r}_z(Z)$, en $Z=z$,

$$\hat{r}_{loess}(z) = \hat{r}_z(Z = z). \quad (A1.1)$$

Al repetir este proceso para todos los valores objetivo se obtiene una curva de suavizado loess. Un ejemplo sobre el funcionamiento de este suavizado se presenta en la Figura A1.

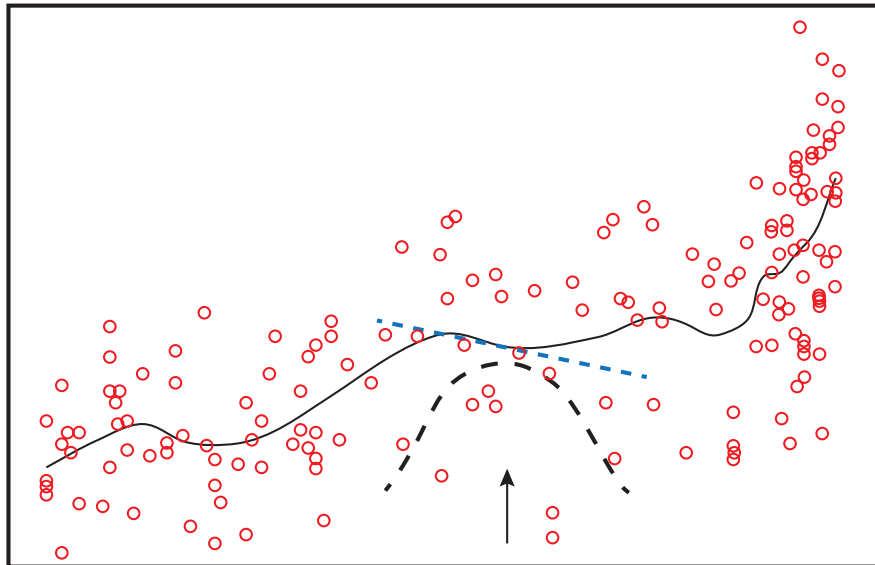


Figura A1 Suavizado loess aplicado a una población dispersa. La región punteada indica la ventana de valores alrededor del valor objetivo (flecha). Una regresión lineal pesada es calculada (línea azul discontinua) usando pesos dados por la función “tricúbica” (curva discontinua). La repetición de este proceso para todos los valores objetivos resulta en la curva sólida. Para este caso en específico el valor de α fue de 0.30 y, debido a que existen 164 puntos en la población, el algoritmo insertó 49 valores objetivos a $N(z)$. Ejemplo tomado de Efron y Tibshirani, *An Introduction to the Bootstrap* (1993).

APENDICE A2: CRITERIO DE HOMOGENEIZACIÓN

Para medir la homogeneidad de una clasificación de variables, Gilje y Thomsen (1970) usan la suma de las varianzas empíricas dentro de cada grupo.

Como revelado en su análisis, esta cantidad puede, para una partición en específico, ser descrita como la suma de la varianza entre y dentro de los grupos. Ahora, dado que se busca que los elementos de un mismo conjunto sean similares, es razonable minimizar esta medida estadística entre los integrantes de un mismo grupo; por lo que después de elegir el número de particiones en los que se desea separar las observaciones, L , la tarea es minimizar la expresión:

$$Q = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2 \quad \text{donde } \bar{x}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} x_{ij}, \quad (\text{A2.1})$$

con respecto a n_1, n_2, \dots, n_L bajo la restricción $n_1 + n_2 + \dots + n_L = n$. En esta relación x_{ij} es el valor j de x en el número de grupo i . Bajo esta premisa, el criterio de homogenización puede ser formulado de la siguiente manera:

Dado que la varianza total $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$ es independiente de la elección de puntos de partición, minimizar (A2.1) es equivalente a maximizar la varianza entre los grupos; $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^L n_i (\bar{x}_i - \bar{x})^2$. Esta acción es lo mismo que encontrar la partición que resulte en la mayor "diferencia entre grupos".

Por motivos de ilustración, supóngase la elección de un punto divisorio de una población arreglada de forma ascendente, x_1, x_2, \dots, x_n para formar 2 juegos de datos, x_1, x_2, \dots, x_{n_1} , y x_{n_1+1}, \dots, x_n . Para probar la homogeneidad de esta separación, es necesario compararla con la partición $x_1, x_2, \dots, x_{n_1}, x_{n_1+1}$ y $x_{n_1+2}, x_{n_1+3}, \dots, x_n$ por medio de un análisis de la varianza dentro de los grupos (o la varianza entre los grupos). Si D es este cambio, se tiene que:

$$D = \sum_{j=1}^{n_1+1} (x_j - \bar{x}_1)^2 + \sum_{j=n_1+2}^n (x_j - \bar{x}_1^*)^2 - \sum_{j=1}^{n_1} (x_j - \bar{x}_0)^2 - \sum_{j=n_1+1}^n (x_j - \bar{x}_0^*)^2, \quad (\text{A2.2})$$

donde

$$\begin{aligned} x_1 &= \frac{1}{n_{1+1}} \sum_{j=1}^{n_{1+1}} x_j, & \bar{x}_1^* &= \frac{1}{n_{2-1}} \sum_{j=n_{1+2}}^n x_j, \\ \bar{x}_0 &= \frac{1}{n_1} \sum_{j=1}^{n_1} x_j, & \bar{x}_0^* &= \frac{1}{n_2} \sum_{j=n_{1+1}}^n x_j \quad y \quad n_2 = n - n_1. \end{aligned}$$

Adicionalmente, si $D=0$, la siguiente condición se debe cumplir:

$$(n_{1+1})\bar{x}_1^2 + (n_{2-1})\bar{x}_1^{*2} = n_1 x_0^2 + n_2 \bar{x}_0^{*2}. \quad (\text{A2.3})$$

La misma condición se presenta si de forma alternativa se investiga el cambio en la varianza entre los grupos. Aproximando $\frac{n_{1+1}}{n_1}$ y $\frac{n_{2-1}}{n_2}$ a 1, la condición (A2.3) puede ser formulada como:

$$x_{n_{1+1}} = \frac{(\bar{x}_0^2 - \bar{x}_0^{*2})}{-\frac{n x_{n_{1+1}}}{(n_{1+1})(n_{2-1})} + 2(\bar{x}_0 - \bar{x}_0^*)}. \quad (\text{A2.4})$$

Para valores grandes de n , n_1 y n_2 , la ecuación (A2.4) se puede simplificar aún más a:

$$x_{n_{1+1}} = \frac{1}{2}(\bar{x}_0 + \bar{x}_0^*). \quad (\text{A2.5})$$

Esta última aproximación es dependiente de la unidad de medida de x , por lo que es recomendable normalizar las observaciones antes de utilizar esta técnica.

El planteamiento presentado puede ser generalizado a casos en los que se busca más de un punto de partición de la población. Por ejemplo, si se busca separar una población en tres grupos se puede utilizar el siguiente método:

Primero se elige un primer punto de división $x_{n_{1+1}}$. Después \bar{x}_1 , definido como el promedio del primer grupo, puede ser calculado. Se sustituye $x_{n_{1+1}}$ y \bar{x}_1 en la ecuación (A2.4) (\bar{x}_1 reemplaza \bar{x}_0) y se resuelve con respecto a \bar{x}_0^* , la cual en correspondencia con \bar{x}_1 se denomina como \bar{x}_2 . Una vez que se conocen los dos promedios, el segundo punto de división y su correspondiente \bar{x}_3 pueden ser encontrados fácilmente. Posteriormente ambos puntos de división son probados con la condición (A2.4) o (A2.5). Si estas condiciones no se cumplen, el procedimiento se repite con una nueva elección de $x_{n_{1+1}}$.

APÉNDICE B: PARÁMETROS DE ANISOTROPÍA

Tabla B1 *Parámetros de partición promedio correspondientes a la corteza continental debajo de cada estación.*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	σ_{φ} (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
QUEM	16.94	-99.82	42	8	0.1	0.03
CEME	16.97	-99.81	42	13	0.18	0.02
EL30	17.00	-99.78	38	6	0.11	0.01
EL40	17.05	-99.76	74	5	0.12	0.04
XALT	17.10	-99.71	11	6	0.12	0.03
PLAY	17.12	-99.67	25	8	0.15	0.05
XOLA	17.16	-99.62	32	4	0.12	0.03
TICO	17.17	-99.54	107	14	0.1	0.05
CARR	17.21	-99.51	118	5	0.13	0.03
ACAH	17.36	-99.47	167	6	0.16	0.06
MAZA*	17.44	-99.46	113	-	0.13	-
PETA	17.48	-99.46	53	9	0.17	0.05
UICA*	17.52	-99.49	160	-	0.21	-
ELPO*	17.59	-99.51	146	-	0.1	-
ZURI*	17.65	-99.52	139	-	0.11	-
PLAT	17.70	-99.54	146	10	0.12	0.04
HUIT	17.74	-99.48	150	18	0.1	0.01
VEVI	17.82	-99.56	144	10	0.12	0.04
PLLI	17.87	-99.57	127	7	0.17	0.02
XALI	18.00	-99.55	142	11	0.18	0.03
MAXE*	18.05	-99.59	121	-	0.22	-
TONA	18.10	-99.56	131	8	0.16	0.05
SATA	18.24	-99.51	146	14	0.11	0.06
ZACA*	18.26	-99.53	131	-	0.1	-
TEPO	18.30	-99.52	143	6	0.09	0.09
CIEN*	18.41	-99.47	76	-	0.16	-
BUCU	18.47	-99.41	59	8	0.16	0.01
PALM	18.52	-99.43	71	5	0.23	0.03
SAFE	18.55	-99.42	116	1	0.24	0.06
CASA	18.58	-99.38	37	7	0.17	0.04
AMAC	18.60	-99.39	39	13	0.16	0.02
PUIX	18.63	-99.32	15	2	0.14	0.01
SJVH	18.66	-99.26	20	3	0.16	0.04
ATLA	18.75	-99.22	29	7	0.16	0.02
TEMI	18.83	-99.24	148	3	0.21	0.02
JIUT	18.87	-99.20	32	9	0.14	0.04
CUNO	18.98	-99.24	41	6	0.15	0.02
CHIC*	19.09	-99.15	101	-	0.25	-
TONI*	19.21	-99.15	156	-	0.2	-
TEPE*	19.27	-99.14	140	-	0.17	-
CIRE	19.39	-99.16	126	18	0.2	0.12

Tabla B1 *Continuación*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	σ_{φ} (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
MULU*	19.44	-99.13	118	-	0.2	-
ESTA	19.49	-99.11	40	12	0.19	0.05
COAC*	19.61	-99.07	59	-	0.21	-
TONN*	19.69	-99.04	27	-	0.34	-
TECA	19.70	-98.98	122	16	0.26	0.07
SALU	19.74	-98.97	43	11	0.19	0.07
TIZA	19.82	-98.92	126	8	0.18	0.02
ECID*	19.87	-98.93	150	-	0.2	-
PSIQ	19.90	-98.91	84	14	0.1	0.03
KM67	19.96	-98.88	121	8	0.19	0.05
SAPE	19.99	-98.86	54	11	0.1	0.03
SUPA*	20.03	-98.81	54	-	0.23	-
PASU	20.08	-98.79	39	11	0.19	0.04
MIMO*	20.14	-98.68	114	-	0.12	-
SAPA*	20.15	-98.61	53	-	0.23	-
VEGU	20.22	-98.64	140	6	0.22	0.02
ATOT	20.29	-98.70	130	8	0.16	0.05
SABI	20.32	-98.66	132	8	0.14	0.03
NOGA	20.39	-98.66	97	3	0.11	0.04
AGBE	20.43	-98.63	53	10	0.19	0.05
VENA	20.47	-98.67	37	7	0.27	0.04
SAME	20.53	-98.64	112	5	0.15	0.03
ELBA*	20.56	-98.62	119	-	0.11	-
MOJO	20.63	-98.62	125	6	0.18	0.03
TIAN	20.73	-98.63	134	8	0.26	0.01
MOLA	20.78	-98.72	54	14	0.2	0.04
PEMU*	20.83	-98.76	44	-	0.14	-
OCOL	20.85	-98.74	156	4	0.19	0.01
CIRI	21.40	-98.36	14	6	0.1	0.01
TEMP*	21.52	-98.38	9	-	0.05	-

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el tiempo de partición de las ondas de corte y σ_{φ} y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres de las mediciones. Estos dos últimos valores fueron estimados mediante el intervalo de confianza bootstrap del 95% para la dirección de polarización rápida en la búsqueda de mallado y por la desviación estándar bootstrap para el resto de los parámetros. Un total de 200 repeticiones fueron efectuadas para dichos cálculos. Las estaciones en las que solo fue posible obtener una sola medición de φ y δt se encuentran marcadas con un asterisco.

Tabla B2 *Parámetros de partición promedio correspondientes a la corteza oceánica superior debajo de cada estación.*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	σ_{φ} (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
QUEM	16.94	-99.82	29	5	0.19	0.03
CEME	16.97	-99.81	7	12	0.1	0.04
EL30	17.00	-99.78	1	6	0.1	0.02
EL40	17.05	-99.76	49	6	0.17	0.04
XALT	17.10	-99.71	89	8	0.13	0.03
PLAY	17.12	-99.67	157	5	0.13	0.04
XOLA	17.16	-99.62	174	6	0.13	0.06
TICO	17.17	-99.54	180	13	0.19	0.04
CARR	17.21	-99.51	157	7	0.1	0.03
ACAH	17.36	-99.47	134	5	0.14	0.04
MAZA*	17.44	-99.46	113	-	0.12	-
PETA	17.48	-99.46	117	2	0.16	0.03
UICA	17.52	-99.49	40	10	0.13	0.03
ELPO*	17.59	-99.51	29	-	0.04	-
ZURI	17.65	-99.52	154	8	0.19	0.06
PLAT	17.70	-99.54	154	5	0.1	0.02
HUIT	17.74	-99.48	126	3	0.14	0.06
VEVI	17.82	-99.56	39	7	0.14	0.01
PLLI	17.87	-99.57	157	9	0.17	0.02
XALI	18.00	-99.55	37	9	0.14	0.05
MAXE	18.05	-99.59	43	7	0.14	0.02
TONA	18.10	-99.56	35	8	0.18	0.02
SATA	18.24	-99.51	35	11	0.22	0.01
ZACA	18.26	-99.53	114	7	0.24	0.03
TEPO	18.30	-99.52	132	10	0.12	0.06
CIEN	18.41	-99.47	106	2	0.21	0.03
BUCU	18.47	-99.41	100	10	0.19	0.03
PALM	18.52	-99.43	139	14	0.13	0.06
SAFE	18.55	-99.42	71	3	0.18	0.01
CASA	18.58	-99.38	71	6	0.1	0.04
AMAC	18.60	-99.39	40	9	0.22	0.09
PUIX	18.63	-99.32	48	5	0.21	0.02
SJVH	18.66	-99.26	20	9	0.22	0.03
ATLA	18.75	-99.22	80	6	0.2	0.03

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el tiempo de partición de las ondas de corte y σ_{φ} y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres de las mediciones. Estos dos últimos valores fueron estimados mediante el intervalo de confianza bootstrap del 95% para la dirección de polarización rápida en la búsqueda de mallado y por la desviación estándar bootstrap para el resto de los parámetros. Un total de 200 repeticiones fueron efectuadas para dichos cálculos. Las estaciones en las que solo fue posible obtener una sola medición de φ y δt se encuentran marcadas con un asterisco.

Tabla B3 *Parámetros de partición promedio correspondientes a la corteza oceánica inferior debajo de cada estación.*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	σ_{φ} (°)	δt (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
QUEM	16.94	-99.82	138	5	0.15	0.02
CEME	16.97	-99.81	161	7	0.14	0.03
EL30	17.00	-99.78	154	6	0.16	0.03
EL40	17.05	-99.76	139	8	0.22	0.02
XALT	17.10	-99.71	82	8	0.17	0.04
PLAY	17.12	-99.67	3	9	0.11	0.01
XOLA	17.16	-99.62	43	4	0.1	0.03
TICO	17.17	-99.54	132	11	0.11	0.02
CARR	17.21	-99.51	113	6	0.11	0.02
ACAH	17.36	-99.47	164	4	0.22	0.03
MAZA	17.44	-99.46	143	6	0.24	0.02
PETA	17.48	-99.46	145	4	0.14	0.04
UICA	17.52	-99.49	122	4	0.25	0.03
ELPO*	17.59	-99.51	141	-	0.12	-
ZURI	17.65	-99.52	120	5	0.14	0.04
PLAT	17.70	-99.54	129	10	0.16	0.05
HUIT	17.74	-99.48	85	5	0.16	0.05
VEVI	17.82	-99.56	120	7	0.11	0.04
PLLI	17.87	-99.57	137	2	0.13	0.03
XALI	18.00	-99.55	158	7	0.19	0.03
MAXE	18.05	-99.59	121	15	0.11	0.04
TONA	18.10	-99.56	136	8	0.24	0.02
SATA	18.24	-99.51	132	9	0.16	0.01
ZACA	18.26	-99.53	34	5	0.27	0.04
TEPO	18.30	-99.52	58	14	0.09	0.04
CIEN	18.41	-99.47	71	13	0.2	0.03
BUCU	18.47	-99.41	127	16	0.21	0.03
PALM	18.52	-99.43	71	10	0.13	0.01
SAFE	18.55	-99.42	146	11	0.21	0.02
CASA	18.58	-99.38	134	8	0.14	0.02
AMAC*	18.60	-99.39	160	7	0.16	0.05
PUIX	18.63	-99.32	146	15	0.21	0.04
SJVH	18.66	-99.26	127	7	0.16	0.03
ATLA	18.75	-99.22	128	12	0.14	0.03

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el tiempo de partición de las ondas de corte y σ_{φ} y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres de las mediciones. Estos dos últimos valores fueron estimados mediante el intervalo de confianza bootstrap del 95% para la dirección de polarización rápida en la búsqueda de mallado y por la desviación estándar bootstrap para el resto de los parámetros. Un total de 200 repeticiones fueron efectuadas para dichos cálculos. Las estaciones en las que solo fue posible obtener una sola medición de φ y δt se encuentran marcadas con un asterisco.

Tabla B4 *Parámetros de partición promedio correspondientes al manto superior medidos debajo de cada estación.*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	<i>SKS</i> σ_{φ} (°)	δt (s)	<i>SKS</i> $\sigma_{\delta t}$ (s)
QUEM	16.94	-99.82	42	8	0.62	0.20
CEME	16.97	-99.81	48	5	0.76	0.10
EL30	17.00	-99.78	17	9	1.01	0.20
EL40	17.05	-99.76	34	6	0.9	0.25
XALT	17.10	-99.71	21	11	0.51	0.20
PLAY	17.12	-99.67	47	14	0.72	0.20
XOLA	17.16	-99.62	37	7	0.77	0.10
TICO	17.17	-99.54	20	11	0.52	0.25
CARR	17.21	-99.51	12	14	0.87	0.20
ACAH	17.36	-99.47	26	6	1.16	0.10
MAZA	17.44	-99.46	1	9	0.98	0.20
PETA	17.48	-99.46	3	8	0.88	0.20
UICA	17.52	-99.49	4	8	1.18	0.15
ELPO	17.59	-99.51	30	18	0.59	0.20
ZURI	17.65	-99.52	27	7	1.03	0.10
PLAT	17.70	-99.54	22	6	0.94	0.15
HUIT	17.74	-99.48	20	10	0.9	0.15
VEVI	17.82	-99.56	23	6	0.8	0.10
PLLI	17.87	-99.57	4	11	1.06	0.20
XALI	18.00	-99.55	10	8	0.87	0.10
MAXE	18.05	-99.59	7	7	0.83	0.10
TONA	18.10	-99.56	7	7	0.94	0.15
SATA	18.24	-99.51	3	9	0.68	0.10
ZACA	18.26	-99.53	8	8	0.74	0.10
TEPO	18.30	-99.52	10	10	1.08	0.10
CIEN	18.41	-99.47	3	8	0.57	0.15
BUCU	18.47	-99.41	1	7	0.53	0.10
PALM	18.52	-99.43	8	8	0.54	0.10
SAFE	18.55	-99.42	3	10	0.73	0.15
CASA	18.58	-99.38	1	14	0.56	0.10
AMAC	18.60	-99.39	2	9	0.48	0.10
PUIX	18.63	-99.32	3	14	0.45	0.65
SJVH	18.66	-99.26	28	13	0.18	0.10
ATLA	18.75	-99.22	41	8	0.6	0.25
TEMI	18.83	-99.24	43	8	1.22	0.40
JIUT	18.87	-99.20	45	7	0.97	0.40
CUNO	18.98	-99.24	31	28	0.75	0.45
CHIC	19.09	-99.15	58	59	0.72	0.75
TONI*	19.21	-99.15	20	41	1.16	0.50
TEPE*	19.27	-99.14	28	34	0.55	0.40
CIRE*	19.39	-99.16	43	73	0.73	1
MULU*	19.44	-99.13	47	44	0.77	1.05
ESTA	19.49	-99.11	179	33	1.26	0.95

Tabla B4 *Continuación*

ESTACIÓN	LAT. (°)	LON. (°)	φ (°)	<i>SKS</i> σ_{φ} (°)	δt (s)	<i>SKS</i> $\sigma_{\delta t}$ (s)
COAC*	19.61	-99.07	167	18	2.1	1.20
TONN*	19.69	-99.04	179	30	1.87	1.65
TECA	19.70	-98.98	170	15	1.48	0.65
SALU	19.74	-98.97	14	13	1.4	0.45
TIZA	19.82	-98.92	161	12	1.52	0.45
ECID*	19.87	-98.93	167	46	1.37	1.05
PSIQ	19.90	-98.91	171	15	1.29	0.70
KM67	19.96	-98.88	164	12	1.28	0.60
SAPE	19.99	-98.86	173	6	1.26	0.20
SUPA	20.03	-98.81	168	13	1.44	0.60
PASU	20.08	-98.79	7	9	1.12	0.40
MIMO	20.14	-98.68	162	16	1.35	0.75
SAPA	20.15	-98.61	3	76	0.88	2
VEGU	20.22	-98.64	168	20	0.39	0.25
ATOT	20.29	-98.70	165	23	0.41	0.20
SABI*	20.32	-98.66	165	63	0.97	0.90
NOGA	20.39	-98.66	163	16	0.85	0.45
AGBE	20.43	-98.63	175	16	0.83	0.40
VENA	20.47	-98.67	161	21	0.34	0.30
SAME	20.53	-98.64	174	4	0.89	0.10
ELBA	20.56	-98.62	161	8	0.9	0.20
MOJO	20.63	-98.62	29	14	0.39	0.30
TIAN	20.73	-98.63	161	61	0.56	0.95
MOLA	20.78	-98.72	180	7	1.1	0.25
PEMU	20.83	-98.76	174	21	1.58	1.00
OCOL	20.85	-98.74	17	49	0.65	1.10
CIRI*	21.40	-98.36	152	58	0.72	0.55
TEMP*	21.52	-98.38	144	46	0.37	0.30

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida (medida al este del norte), δt es el tiempo de partición de las ondas de corte y σ_{φ} y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres de las mediciones del estudio de *SKS* de Rojo y Valenzuela (2012). Como referencia, las estaciones que solo contaron con una medición de *SKS* se encuentran marcadas con un asterisco.