

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Anisotropía sísmica del manto superior bajo los bordes de la placa del Caribe desde el análisis de shear-wave splitting de fases SKS

Tésis para optar al título profesional de geofísico

Alumno: MISAEL CONDORI LÓPEZ

Profesor guía: MATTHEW MILLER

CONCEPCIÓN - CHILE AGOSTO 2013

Profesor guía	:	Dr. Matthew Robert Miller
Comisión	:	Dr. Arturo Belmonte-pool Villanueva
	:	Dr. Klaus Bataille Bollweg

Dedicado a mi madre ...

Agradecimientos

Agradecer a Eva López Vicencio mi madre, que no ha habido un sólo día en todos estos años sin una llamada tuya. Perdón por los malos ratos que te he hecho pasar, perdón por esas ocasiones que no he sido un buen hijo. Este logro sé que vale mucho más para ti, no por lo monetario, sino porque realmente sientes que me has dejado un legado que ha sido sembrado con llanto, dolor, caídas al hospital, en sacarte el pan de la boca para dármelo a mi, en recibir el insulto de otros por buscar el bien de tu hijo, etc. Gracias mamita, este logro es para ti porque lo mereces, te quiero y te amo. A Isidro Condori Maita, papito gracias por desgastarse hasta el cansancio en tu trabajo, soportando por entregar a tus hijos algo con qué defendernos en esta vida. A mi hermanita Magdalena por ser tan tierna y en ocasiones llamarme, es dulce escucharte decir tan sólo un "hola misha, cuando vai a venir?". A Felipe Andrés mi hno. menor y a Isidro Alexis mi hno. mayor, por estar ahí, entre haciéndome pasar tristezas y alegrías.

A Débora Azema e Ítalo Riffo por este último tiempo compartir muy de cerca con uds, por permitir depositar en uds una gran confianza. A Matt por soportarme como alumno tesista. Suerte en todo Matt, y creo que será difícil olvidar que Amanda nació en la misma fecha de mi cumpleaños. A Shofa, Carlos, Alejandro, Juan Pablo compañeros de universidad por la sincera amistad y por haber ayudado en mi tesis no sólo en el aspecto académico sino emocional, sin dejar de mecionar a Jorge Alvarez, Cote, Ivo, Caro, Anne, Loida, Claudio, Paty, Gustavo.

A mi tía Tere por su constante preocupación en estos años, gracias tía por tus frecuentes llamadas. A tíos y tías que siempre estuvieron preocupados pero por diferentes motivos no han podido manifestar su preocupación. A la Familia Rubilar-Berenguela por haberme recibido por un poco más de dos años. Sé que hasta hoy se han preocupado no sólo por mis estudios sino por mi vida cristiana. Familia Oñate-Baldevenito por la bondad que han demostrado al recibirme entre uds. casi como a un hijo. Elías y Noé grandes amigos los quiero como a mis hermanos, son parte de mi, aunque sea difícil visitarles. A Diego Valenzuela, Alejandra Salinas y Víctor Jorquera amigos desde la enseñanza media, aun no han pasado al recuerdo y son parte del presente, la distancia ha sido un factor verdaderamente complejo en el que han mostrado que la amistad es capaz de traspasar la distancia y el silencio, distancia que no ha significado ausencia y silencio que no ha significado olvido, aguante liceo A-7. A Fernando Fuentes, Ricardo, Jorge, José, Iván, Andrea, Jemima, Andrés, Lino, y muchos otros del grupo Los del Camino que han sido hnos. y amigos en la fe, gracias por estar en casi la totalidad de esta larga travesía, y que por diferentes motivos en este último tiempo decidí desligarme, el recuerdo de uds. lo llevo grabado en mi retina. A la comunidad de estudios de juventud IACH San Juan. Al Grupo de estudios bíblicos de la IELCH Concepción.

La lista a la verdad es interminable, estas palabras son pocas y no resumen mi gratitud, porque si he de irme será con el corazón henchido de uds. Por eso gracias ...

Mi última gratitud es a Dios, que en su soberanía decidió haber predestinado el conocerles, por revelarme la persona y obra de su Hijo Jesús a través del mensaje del evangelio, por elevarme el significado del amor al prójimo.

Resumen

Ondas sísmicas S que inciden sobre un medio anisotrópico se dividen en dos ondas quasi-S polarizadas y ortogonales entre sí, una de sus componentes viajará más rápido que en la componente ortogonal a esta. La diferencia de velocidades causa la separación de estas ondas, este fenómeno es conocido como shear wave splitting. La dirección de polarización rápida ϕ de la componente rápida y la diferencia de tiempo δt entre las ondas quasi-S permiten caracterizar la anisotropía. Shear wave splitting de fases SKS indican la presencia de anisotropía en el manto superior que puede ser explicada por la orientación preferente de minerales debida al flujo de materiales altamente anisotrópicos como el olivino. En este trabajo mediciones de shear wave splitting de fases telesísmicas SKS han sido obtenidas desde 9 estaciones de banda ancha de la red global GSN en lugares cercanos a los bordes de la placa del Caribe. Las direcciones de polarización rápida (ϕ) que han sido encontradas en este reporte son consistentemente paralelas a la fosa en estaciones cercanas a bordes convergentes, con diferencias de tiempo δt que varían entre (0.97-1.73s). Estas observaciones pueden estar asociados a un flujo del manto paralelo a la fosa. Direcciones de polarización rápida en lugares cercanos a fallas transformantes muestran estar alineadas con el movimiento absoluto de la placa, con diferencias de tiempo δt entre (0.91-1.38s). En general el análisis de shear wave splitting muestra ser una útil herramienta para estudio de la geometría y evolución tectónica de una región. Para un correcto análisis de los parámetros de splitting la energía de la fase debe dominar sobre el ruido del sismograma, esta restricción reduce considerablemente el número de eventos útiles. Será apropiado sugerir una distribución mayor de estaciones para una descripción más objetiva de la zona.

Abstract

When shear waves enters an anisotropic media splits into two polarized quasi-S waves, mutually orthogonal The incident shear waves

Shear-wave splitting measurements allow us the study of seismic anisotropy in the uppermantle. In an anisotropic media, one component of a shear wave travels faster than the orthogonal component. This difference in speed causes the waves to separates, this phenomenon is called shear wave splitting. The direction polarization of the fast component ϕ and the delay time δt between the fast and slow components provide to characterize the anisotropy. In this work has been mesurements of shear wave splitting in teleseismic SKS phases at 9 broadband stations in near places to the Caribbean plate boundaries. Data is from the GSN global seismic network. In near place to convergent boundaries we find that fast polarization directions are consistently trench-parallel, and splitting delay times range from 0.97s to 1.73s. These results has been as a trench-parallel mantle flow beneath the stations. In near place to transformant faults we find that fast polarization directions shown to be oriented nearly to absolute plate motion, and splitting delay time times range from 0.91s to 1.38s. Shear wave splitting appears as a useful tool for this kind studies, but is constrained to the amount of events with enough observable energy and few stations in the area.

Índice general

A	grade	ecimientos	Ι
Re	esum	en	III
Al	ostra	et	\mathbf{v}
1.	Intr	oducción	1
	1.1.	Objetivos	2
2.	Mai	rco geológico	3
3.	Fun	damentos de elasticidad	7
	3.1.	Stress y strain	7
	3.2.	Ley de Hooke	8
		3.2.1. Parametrizaciones del tensor de elasticidad c_{ijkl}	8
		3.2.2. Medio isotrópico	9
		3.2.3. Medio transversalmente isotrópico	10
		3.2.4. Medio Ortorómbico	11
	3.3.	Ondas planas en un medio anisotrópico	12
		3.3.1. Ondas planas en un medio TI	14
	3.4.	Estructura interna de la Tierra	15
	3.5.	Algunas fases telesísmicas (SKS, SKKS y PKS)	17
4.	Met	codología	19
	4.1.	Medición de anisotropía sísmica a través de splitting de ondas telesísmicas de	
		cizalle	19
	4.2.	Medición de parámetros de splitting mediante el método de Silver & Chan (1988)	20
	4.3.	Otras consideraciones	25
5.	\mathbf{Res}	ultados y Análisis	27
	5.1.	Resultados para los eventos telesísmicos SKS	27

	5.2. Análisis	29
6.	Conclusiones y discusiones 6.1. Perspectivas futuras	35 36
Bi	ibliografía	37
А.	. Apéndice A	41
в.	. Filtros adecuados	43

Capítulo 1

Introducción

Anisotropía sísmica ha resultado ser una herramienta útil en el entendimiento de la interacción entre la litósfera y astenósfera. Este propiedad es perceptible cuando en un medio ondas elásticas viajan a velocidades distintas a direcciones distintas. Una ondas de corte que incide un medio anisotrópico, se divide en dos ondas de corte polarizadas en una dirección rápida (ϕ) y dirección lenta, ortogonales entre sí. Este fenómeno es conocido como shear-wave splitting (o división de ondas de corte) análogo a la birrefringencia óptica.

Estudios de refracciones sísmicas en regiones de la corteza oceánica y continental, mostraron variaciones azimutales la velocidad de ondas de cuerpo P_n viajando bajo la discontinuidad de Mohorovicic como los reportados por Raitt (1963), Hess (1964), Bamford (1977), evidenciaron anisotropía sísmica en las regiones del manto superior. Numerosos esfuerzos se han realizado para entender la fábrica que generan la anisotropía sísmica. Algunos de estos mecanismos pueden ser: la superposición de capas isotrópicas con diferentes propiedades elásticas (Backus, 1962); grietas llenadas por fluidos o rocas fundidas; deformaciones finitas que producen una orientación preferente de minerales del manto, especialmente olivino que se muestra altamente anisotrópico (Nicolas & Christensen, 1987). Este último pareciera ser el mecanismo dominante de la fábrica de anisotropía.

Shear-wave splitting de fases telesísmicas tales como SKS permiten mapear la anisotropía bajo la zona de estudio. A pesar de que la resolución de la anisotropía entre la frontera núcleomanto(FNM) y la superficie no es buena, se ha encontrado que la fuente principal de la anisotropía en el share-wave splitting parece ser el manto superior. Un avance importante en la obtención de los parámetros de splitting de ondas SKS fue el acierto de Vinnik et al. (1984), que en muchas formas representa una simplificación de la forma de abordar el análisis. La conveniencia de la utilización de ondas SKS radica en que la fase emerge polarizada desde FNM, describiendo una trayectoria cercana a la vertical a través del manto. Debido a que la fase SKS para un medio isotrópico está radialmente polarizada, detección de energía en la componente transversal SKS_t se convierte en un excelente diagnóstico para la presencia de anisotropía. Debido a estas consideraciones es posible reducir los parámetros de splitting de fases SKS a básicamente dos, la dirección del eje rápido ϕ y δt el desfase de tiempo entre el arribo de la fase lenta y la rápida.

El ambiente tectónico de la placa del Caribe se muestra como una atractiva región de estudio para las diferentes ciencias que estudian el interior de la Tierra. La formación del Caribe es actualmente un debate de interés. El conocimiento de la estructura y flujo del manto se vuelve una herramienta importante para entender la geodinámica de la región, y podría ofrecer una visión de su desarrollo tectónico.

1.1. Objetivos

En el presente trabajo se pretende caracterizar la anisotropía del manto superior en base al análisis de los parámetros anisotrópicos producidos por el fenómeno de shear-wave splitting de ondas de cuerpo SKS que arriban sobre estaciones ubicadas en lugares cercanos a los bordes de la placa del Caribe.

Capítulo 2

Marco geológico

Nuestra estudio será acerca de puntos específicos que se encuentran cerca de los límites de la Placa del Caribe. Esta placa contiene un marco tectónico complejo (ver figura 2.1), por tanto solo abordaremos una descripción general del contexto geológico del Caribe.

La Placa del Caribe se encuentra entre las longitudes 60° y 90° O, y las latitudes 10° y 20° N. Del conjunto de placas, la Placa Caribeña se puede considerar como una de las placas más pequeñas, debido a que tiene solo una superficie de aproximadamente 3,2 millones de km^2 . Por el borde oeste se extiende desde América central (Guatemala, Nicaragua, Panamá, entre otros países de la zona) hasta el borde este, que comprende las Antillas Menores(Islas Vírgenes Británicas, Montserrat, Grenada, Trinidad y Tobago, entre otras). Luego desde el sur se extiende desde la parte Norte de Sudamérica, hasta Cuba su límite norte.

Los bordes de la Placa del Caribe se caracterizan por poseer una frecuente actividad sísmica, la cual permite delimitar sus bordes. También encontramos actividad volcánica en el lado este (Pequeñas Antillas) y oeste (América Central). Interactúa con 4 grandes Placas: Al norte con la Placa Norteamericana, por el sur y el este con la Placa Sudamericana, al oeste con la Placa de Cocos y al suroeste con una pequeña porción de la Placa de Nazca (ver Figura 2.2).

Otros estudios muestran una tectónica más compleja (ver figura 2.1) en los bordes de la Placa del Caribe, en los cual aparecen el bloque de Panamá y el bloque Andes Norte. En la figura (2.1) podemos ver el borde oeste, la Placa de Cocos y Nazca la subductan. Por el borde este, en la zona de las Pequeñas Antillas la Placa Sudamericana subducta al Caribe. El límite norte donde el Caribe limita con la Placa Norteamericana se encuentran principalmente bordes transcurrentes (excepto en el sector de Islas Caimán donde encontramos una pequeña zona cuyo límite es divergente). Por ahora solo será necesaria y útil la información general.

Datos GPS nos permiten conocer las velocidades relativas de las grandes placas que la circundan. La Placa del Caribe se mueve respecto de la Placa Norteamericana con una velocidad de 18 - 20mm/año, con un azimut de 70° hacia el noreste (Mann et al. (2002)). Respecto de la Placa Sudamericana posee una velocidad de 20mm/año, con un azimut de 68° (Weber et



Figura 2.1: Los límites de las diferentes regiones y sus respectivas configuraciones fueron extraidos desde Mueller et al. [1987], Peter Bird [1999, Sept 2001], Taboada et al. [1997], Perez et al. [1997], Kellogg and Vega [1995], Westbrook et al. [1995], Collot et al. [2002], Audemard and Audemard [2002], Kolarsky and Mann [1995], Moore and Sender [1995].

al. (2001)). La Placa de Cocos se mueve respecto de la Placa del Caribe con una velocidad de 73mm/año, con un azimut de 20° (DeMets (2001)). La Placa de Nazca se mueve respecto de la Placa del Caribe a una velocidad de 39mm/año, en dirección noreste (DeMets & Dixon (1999)).

El origen y evolución del Caribe se encuentra todavía en constante revisión. Presentaremos la propuesta de mayor aceptación, como las mostradas por Pindell & Barret (1990); Mann et al. (1995) entre otros. Otro trabajo más recientes de Pindell & Kennan (2009). Estos proponen que el Caribe que puede ser explicado mediante una dorsal oceánica Meschede & Frisch (1998), debido que características geoquímicas de la placa Caribeña son similares a la meseta de Ontong-Java ubicada al oeste del Pacífico. A partir de esto se asume que el Caribe es un oceanic plateau (meseta oceánica) que tuvo su origen en el Pacífico.

El contacto de la placa Caribeña comienza en el oeste de la placa Caribeña actual, donde la proto-placa Caribeña (perteneciente al Pacífico) colisiona durante el Maastrichtiano (66.0-72.1 Ma) con la placa Norteamericana y la Sudamericana (lo que conocemos hoy como América Central) con un movimiento hacia el este; en el Paleoceno (56-66 Ma) la migración del arco continúa hacia el noreste, llegando hasta el oeste de Cuba (en la colisión norte) y al noroeste de Venezuela (en la colisión sur); durante el Eoceno temprano (47.8-56.0 Ma) el movimiento de la placa continúa hacia el noreste, una rotación horaria de la placa produce una ruptura en la parte norte del arco que es transferida a la placa Norteamericana (área que hoy es conocida como la parte norte de la Cuenca de Yucatan); durante el Eoceno medio (41.3-47.8 Ma) y Oligoceno (23.0-33.9 Ma) la colisión en el norte continúa la rotación horaria, lo que transfiere nuevamente parte una sección a la placa Norteamericana (conocida actualmente como la parte sur de la



Figura 2.2: Imagen basada en DeMets et al. (1990, 1994). Grandes placas que interactúan con la Placa del Caribe y sus movimientos relativos, modelo NUVEL1-A. Los vectores representan las velocidades relativas de las diferentes placas respecto de la Placa del Caribe [Weber et al. (2001); Mann et al. (2002); DeMets (2001); DeMets & Dixon (1999)].

Cuenca de Yucatán) y la zona de transpresión en el norte de la placa llega hasta el lado sur de Cuba; durante el Mioceno (5.3-23.0 Ma) esta zona de transpresión se extiende hasta el sureste de las Bahamas, en el lado sur la colisión del arco continúa avanzando hacia el este de Venezuela; al presente la colisión continúa avanzando hacia el este, y se ha señalado que la sección de la microplaca Gonave (zona de transpresión en el borde norte) está en proceso de ser transferida a la placa Norteamericana [Mann et al. (1995)].



Figura 2.3: Evolución y origen del Caribe desde el Maastrichtiano (70 Ma) hasta el presente. Esta imagen fue extraída desde Mann et al. (1995).

Capítulo 3

Fundamentos de elasticidad

En este capítulo mostraremos una breve descripción teórica de la propagación de ondas en un medio anisotrópico. Para esto se vuelve necesario caracterizar las deformaciones y fuerzas internas en un material sólido. La ley de Hooke nos entrega una relación entre las deformaciones (descritas por el tensor de strain) y las fuerzas internas (descritas por el tensor de stress) a través de un tensor de cuarto orden conocido como tensor de elasticidad el cual describe el medio.

3.1. Stress y strain

Para describir las fuerzas internas en un medio elástico que permanece en equilibrio estático, consideraremos un plano infinitesimal cuya orientación está definida por un vector normal unitario $\hat{\mathbf{n}}$, y un vector de tracción $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{n}})$. La tracción \mathbf{t} a través de este plano arbitrario puede ser obtenida multiplicando el *tensor de stress* $\boldsymbol{\tau}$ por $\hat{\mathbf{n}}$ $\hat{\mathbf{n}}$

$$\mathbf{t}(\mathbf{\hat{n}}) = t_i(\mathbf{\hat{n}}) = \boldsymbol{\tau}\mathbf{\hat{n}} = \tau_{ij}\hat{n}_j, \qquad (3.1)$$

donde τ_{ij} representa las componentes del tensor de stress (ver Shearer (1999)). Mediante la conservación de momento lineal y angular sobre un elemento de volumen es posible demostrar la simetría del tensor de stress ($\tau_{ij} = \tau_{ji}$).

Otra definición importante para esta sección es la del *tensor* de strain. Describiremos un campo de desplazamientos **u** a partir de una posición **r** de un elemento de material, respecto de su posición de referencia \mathbf{r}_0 (es decir $\mathbf{u}(\mathbf{r}_0) = \mathbf{r} - \mathbf{r}_0^{-1}$) en un tiempo de referencia t_0 . Expandiendo en series de Taylor el desplazamiento



 $^{^{1}}$ Aquí es preciso aclarar que este desplazamiento está relacionado a deformaciones, o cambios en la forma, y no en cambios de posición absoluta, por lo tanto el tensor de strain también.

 $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ sobre una posición \mathbf{x} respecto de la posición de referencia

 \mathbf{x}_0 se tiene que

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}) = \mathbf{u}(\mathbf{x}_0) + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} d_j + O\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j}\right)^{2r} \approx \mathbf{u}(\mathbf{x}_0) + \mathbf{J}\mathbf{d}, \qquad (3.2)$$

0

donde $\mathbf{d} = \mathbf{x} - \mathbf{x}_0$. Se eliminan los términos de mayor orden de la expansión, con esto la aproximación es útil para valores de \mathbf{d} pequeños. Además podemos separar \mathbf{J} en una parte simétrica y otra antisimétrica ($\mathbf{J} = \mathbf{e} + \mathbf{\Omega}$)

$$\mathbf{J} = \underbrace{\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)}_{\text{tensor simétrico } \mathbf{e}} + \underbrace{\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)}_{\text{tensor antisimétrico } \mathbf{\Omega}} = e_{ij} + \Omega_{ij}.$$
(3.3)

Será útil mencionar el tensor e_{ij} que comúnmente es conocido como el tensor de strain,

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad , \tag{3.4}$$

que de acuerdo a lo definido en (3.3) es un tensor simétrico $(e_{ij} = e_{ji})$. Las componentes del tensor de rotación Ω_{ij} , en cambio, de acuerdo a lo definido en (3.3) es representado por un tensor antisimétrico $(\Omega_{ij} = -\Omega_{ji})$.

3.2. Ley de Hooke

En un medio perfectamente elástico, podemos considerar que las componentes del tensor de stress τ_{ij} y las componentes del tensor de strain e_{ij} están ligadas entre sí por la *relación* constitutiva escrita como

$$\tau_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} \quad , \qquad \quad i, j, k, l = 1, 2, 3. \tag{3.5}$$

Esta es una extensión de la ley de Hooke – que afirma que la extensión de una torsión o extensión es proporcional a una fuerza aplicada –. Es importante mencionar que esta es solo una relación empírica, que en evidencias experimentales muestra que se cumple para pequeñas deformaciones actuando en un corto periodo de tiempo. Debido a que los tensores de stress y strain son tensores de segundo orden, los parámetros c_{ijkl} toman la forma de un tensor de cuarto orden, que recibe el nombre de *tensor de elasticidad* el cual contiene $3 \times 3 \times 3 = 81$ parámetros independientes, los que describen completamente el medio.

3.2.1. Parametrizaciones del tensor de elasticidad c_{ijkl}

El tensor de elasticidad c_{ijkl} que caracteriza el medio en el cual se propaga la onda, puede ser útilmente reordenado debido a que muchos de los 81 parámetros son iguales. A partir de consideraciones de simetría de los tensores de strain y stress es posible demostrar que c_{ijkl} = $c_{jikl} = c_{ijlk}$; añadiendo algunas consideraciones termodinámicas [Shearer (1999)] obtenemos que $c_{ijkl} = c_{klij}$. Lo que reduce las 81 componentes iniciales del tensor de elasticidad a solo 21 componentes independientes sin perder la generalidad del tensor.

Sin considerar lo anterior, y teniendo en cuenta las 81 componentes del tensor de elasticidad podemos reordenar los subíndices i y j en la forma

$$\{ij\} = \{11\}, \{22\}, \{33\}, \{23\}, \{31\}, \{12\}$$

y de forma análoga para los pares $\{kl\}$, con lo cual nuestro tensor tendrá sólo $6 \times 6 = 36$ parámetros independientes. Con el fin de mostrar estos parámetros será conveniente asignar los pares de subíndices en subíndices únicos (ver Thomsen (1986)), es decir

$\{ij\}$	0	$\{kl\}$:	$\{11\}$	$\{22\}$	$\{33\}$	$\{23\}$	${31}$	$\{12\}$
\downarrow		\downarrow		\downarrow	\downarrow	\downarrow	\downarrow	\downarrow	\downarrow
m		n		1	2	3	4	5	6

Esta forma de forma de reasignar y ordenar la notación de subíndices es la llamada notación de Voigt (o también conocida como notación de Love (1927)). A partir de esto se definen nuevos parámetros $C_{mn} = c_{ijkl}$, por tanto de acuerdo a la notación de Voigt la relación constitutiva puede ser reescrita como una ecuación vector-matriz de la forma (ver Chapman (2004))

$$\begin{pmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{22} \\ \tau_{33} \\ \tau_{23} \\ \tau_{31} \\ \tau_{12} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_{11} \\ e_{22} \\ e_{33} \\ 2e_{23} \\ 2e_{12} \end{pmatrix} = \mathbf{C} \begin{pmatrix} e_{11} \\ e_{22} \\ e_{33} \\ 2e_{23} \\ 2e_{12} \end{pmatrix}$$

Esto permite trabajar con el tensor c_{ijkl} como si fuera una matriz C_{mn} , lo cual facilita las matemáticas que describen al medio.

3.2.2. Medio isotrópico

El caso más simple de simetría corresponde al de un medio elástico isotrópico, en el cual tiene sólo 2 coeficientes de elasticidad independientes, conocidos como las parámetros (o constantes) de Lamé, $\lambda \neq \mu$. En tal medio las propiedades elásticas sobre un punto cualquiera dentro del medio son independientes de la dirección. Las constantes de Lamé están relacionadas al tensor de elasticidad c_{ijkl} en la forma

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \tag{3.6}$$

Donde δ_{ij} corresponde a la función matemática conocida como delta de Kronecker. Por tanto la representación del tensor de elasticidad en un medio isotrópico mediante la notación de Voigt puede ser escrita como

$$egin{pmatrix} \lambda+2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \ \lambda & \lambda+2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \ \lambda & \lambda & \lambda+2\mu & 0 & 0 & 0 \ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix}$$

donde el módulo de corte (o cizalle) μ representa una medida de la resistencia al stress de cizalle. En un fluido el módulo de corte es equivalente a cero, lo que resulta en la ausencia de ondas de cizalle en un fluido. La deformación de un material es pequeña si μ es alto. El segundo parámetro de Lamé adquiere importancia como una combinación con otras constantes elásticas como el módulo de Young E, el módulo de compresibilidad K, y el coeficiente de Poisson ν . Los parámetros mencionados pueden ser obtenidos en el laboratorio para una muestra de roca que es sometida a diferentes deformaciones, dependiendo del parámetro deseado.

Para el caso de un medio linealmente elástico e isotrópico con densidad ρ , las soluciones admiten la propagación de un cambio de volumen y la propagación de una perturbación rotacional (relacionada al parámetro μ), con velocidades V_P y V_S

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{3.7a}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{3.7b}$$

La consideración de un medio isotrópico es la más utilizada en aplicaciones geofísicas, debido a que la solución a la relación constitutiva es mucho más fácil que para una medio anisotrópico, y puede ser entendida y evaluada más intuitivamente.

3.2.3. Medio transversalmente isotrópico

El medio anisotrópico más simple de describir y de amplia aplicación en geofísica de exploración es el medio transversalmente isotrópico (TI). Este medio puede ser descrito a través de un eje de simetría axial; y planos isotrópicos perpendiculares a este eje. Este medio es también conocido por su simetría hexagonal. Sus características se verán descritas principalmente por el ángulo que forma la dirección de propagación y el eje de simetría del medio.

Escogeremos el eje vertical X_3 como eje de simetría, lo que significa que los planos isotrópicos serán paralelos al plano $X_1 - X_2$. Esta forma de definir el medio es comúnmente llamada VTI,



Figura 3.1: Representación del medio transversalmente isotrópico, con eje de simetría $\hat{\mathbf{k}}$ paralelo al eje \mathbf{X}_3 . Los planos de isotropía son perpendiculares al eje de simetría $\hat{\mathbf{k}}$. En particular esta figura representa el medio VTI.

ver figura (3.1). La representación del tensor de elasticidad para el medio VTI en la notación de Voigt se escribe como

$$C_{VTI} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11} - 2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0\\ C_{11} - 2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0\\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}$$
(3.8)

La isotropía transversal (TI) ha tenido frecuentes aplicaciones debido a que los medios estratificados se observan con bastante regularidad. Un ejemplo de ello es la formación de pizarras que generan medio muy cercanos a la isotropía transversal. En la formación de pizarras no sólo podemos encontrar medios que se aproximen bastante bien a un medio VTI, sino también medios transversalmente isotrópicos con eje de simetría horizontal(HTI), o con un eje inclinado (conocido en inglés como *tilted transversal isotropic* TTI). Para estas formas de isotropía transversa el tensor de elasticidad posee una formas similares a la matriz descrita en la ecuación (3.8).

3.2.4. Medio Ortorómbico

Otro medio anisotrópico cuya simetría que se puede acercar a lo real es el medio ortorómbico. Esta forma de simetría es útil cuando pretendemos describir medios transversalmente isotrópicos que poseen pequeñas fracturas o microgrietas. Otras aplicaciones de este medio son explicadas brevemente por Tsvankin (1997). El medio ortorómbico puede ser representado por tres planos de simetría mutuamente ortogonales y su tensor de elasticidad posee 9 componentes independientes. Figura 3.2: Representación de un medio ortorómbico. Posee planos isotrópicos paralelos, pero con pequeñas fracturas alineadas paralelas al plano B. Los planos **A**, **B** y los planos isotrópicos son mutuamente ortogonales.



Este tensor se escribe

$$C_{OR} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}$$
(3.9)

Otras clase de simetría son explicadas o mencionadas con sus respectivos tensores en Musgrave (1970) y Crampin (1981).

3.3. Ondas planas en un medio anisotrópico

La descripción de las ecuaciones de movimiento que gobiernan la propagación de ondas en un medio anisotrópico se encuentran de manera amplia en la literatura [Musgrave (1970); Shearer (1999); Kennett (2001); Červený (1972); Tsvankin (2001), etc.] con distintas notaciones y formas de derivación.

En la sección anterior se ha considerado la relación constitutiva para diferentes medios en equilibrio estático, es decir el caso invariante con el tiempo. Pretendemos describir la propagación de ondas sísmicas, por lo que ahora nuestro fenómeno es dependiente del tiempo. Considerando un balance de momentos lineales que actúan sobre un volumen V, y expresando las tracciones a través de la superficie del volumen V en términos del tensor de stress τ_{ij} , podemos escribir la ecuación de momento como

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = f_i \quad , \tag{3.10}$$

donde ρ es la densidad, $\mathbf{u} = (u_1, u_2, u_3)$ el vector desplazamiento, $\mathbf{f} = (f_1, f_2, f_3)$ son las fuerzas de cuerpo por unidad de volumen, t es el tiempo y x_i son las coordenadas cartesianas.

Considerando la definición del tensor de strain (3.4), la ley de Hooke (3.5), los coeficientes del tensor de elasticidad como constantes sobre la ecuación de movimiento (3.10), se encuentra que

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_i \partial x_l} = f_i.$$
(3.11)

Esta ecuación es válida para un medio linealmente elástico, homogéneo y arbitrariamente anisotrópico. Para comenzar a dar una descripción analítica de ondas planas en un medio anisotrópico debemos considerar las fuerzas de cuerpo \mathbf{f} como despreciables, con lo cual obtenemos la ecuación homogénea

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_i \partial x_l} = 0.$$
(3.12)

Una onda plana puede ser representada por

$$u_k = U_k \exp\left[i\omega(n_j x_j/\nu - t)\right] \quad , \tag{3.13}$$

donde U_k son las componentes del vector de polarización **U**, que entrega la dirección del movimiento de la partícula; ω es la frecuencia angular; ν la velocidad de la propagación de onda (también conocida como velocidad de fase); **n** el vector unitario ortogonal al frente de ondas planas. Una relación que será particularmente útil es el vector de lentitud $\mathbf{s} = \mathbf{n}/\nu$.

En este punto debemos mencionar las conocidas ecuaciones de Christoffel que se definen como $\Gamma_{ik} = c_{ijkl}n_jn_l$, las cuales dependen directamente de las propiedades del medio (es decir del tensor de elasticidad c_{ijkl}) y de la dirección de la propagación de la onda (debido a **n**). Estas ecuaciones de Christoffel para una velocidad de fase ν y un vector de polarización **U** nos permiten representar la substitución de la onda plana (3.13) en la ecuación de onda (3.12) como

$$\begin{bmatrix} \Gamma_{11} - \rho \nu^2 & \Gamma_{12} & \Gamma_{13} \\ \Gamma_{21} & \Gamma_{22} - \rho \nu^2 & \Gamma_{23} \\ \Gamma_{31} & \Gamma_{32} & \Gamma_{33} - \rho \nu^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = 0.$$
(3.14)

Debido a las simetrías del tensor de elasticidad c_{ijkl} las matrices de Christoffel son también simétricas ($\Gamma_{ik} = \Gamma_{ki}$). Introduciendo la función delta de Kronecker δ_{ij} , podemos reescribir la ecuación (3.14) de forma más compacta

$$[\Gamma_{ik} - \rho \nu^2 \delta_{ik}] U_k = 0,^2 . aga{3.15}$$

La ecuación (3.15) describe un problema de autovalores $\rho \nu^2$ y autovectores U_k , que se determinan a partir de

$$\det[\Gamma_{ik} - \rho \nu^2 \delta_{ik}] = 0. \tag{3.16}$$

 $^{^{2}\}check{\mathrm{C}}\mathrm{erven}\circ$ (1972) llega a esta misma ecuación, pero a partir de series de rayos



Figura 3.3: Ilustración gráfica de la diferencia de la dirección entre la velocidad de fase y grupo en un punto. Esta imagen fue presentada por Thomsen (1986)

Los autovalores obtenidos de la ecuación (3.16) estan ligados a una ecuación cúbica por el término $\rho\nu^2$. La solución a la ecuación (3.16) queda en función de los elementos de Γ_{ik} . Para una dirección **n** en un medio anisotrópico las ecuaciones de Christoffel entrega tres posibles velocidades de fase ν , que corresponden a una velocidad de onda-P y dos velocidades de onda-S. Esto significa que en un medio anisotrópico las ondas de corte se dividen en dos modos con diferentes velocidades, conocido como el fenómeno de "división de ondas de corte" (conocido en inglés como *shear wave splitting*). Un medio isótropico puede ser considerado como una degeneración de un medio anisotrópico en el cual las velocidades de onda-S coinciden en cualquier dirección.

Debido a que la matriz de Christoffel Γ es real y simétrica las tres componentes del vector U_i son ortogonales entre si, pero ninguno de ellos perpendicular o paralelo a la dirección de la fase **n**. Debido a esto se deduce que en un medio anisotrópico no existen ondas puramente P o puramente S, por lo cual a las ondas longitudinales se les llama comúnmente ondas "quasi-P", lo mismo para las ondas de corte que se les llama ondas "quasi-S₁" y "quasi-S₂".

3.3.1. Ondas planas en un medio TI

La velocidad de fase y vector de polarización de ondas en un medio TI, puede ser obtenido a partir de la ecuación (3.15) y el respectivo tensor de elasticidad para el medio TI (3.8). En este caso utilizaremos el tensor de elasticidad para el medio VTI. Las matrices de Christoffel para el medio VTI se escriben [Tsvankin (2001)]

$$\begin{split} \Gamma_{11} &= C_{11} n_1^2 + C_{66} n_2^2 + C_{55} n_3^2 \\ \Gamma_{22} &= C_{66} n_1^2 + C_{11} n_2^2 + C_{55} n_3^2 \\ \Gamma_{33} &= C_{55} (n_1^2 + n_2^2) + C_{33} n_3^2 \\ \Gamma_{12} &= (C_{11} - C_{66}) n_1 n_2 \\ \Gamma_{13} &= (C_{13} + C_{55}) n_1 n_3 \\ \Gamma_{23} &= (C_{13} + C_{55}) n_2 n_3 \end{split}$$
(3.17)

Debido a que en un medio TI todos los planos contienen al eje de simetría son equivalentes, será suficiente con estudiar la propagación de ondas en un único plano vertical. Escogiendo el plano $[X_1 - X_3]$ $(n_2 = 0)$ y substituyendo las matrices de Christoffel para un medio VTI eq. (3.17), las ecuaciones de Christoffel (3.14) ó (3.15) toman la forma

$$\begin{bmatrix} C_{11}n_1^2 + C_{55}n_3^2 - \rho\nu^2 & 0 & (C_{13} + C_{55})n_1n_5 \\ 0 & C_{66}n_1^2 + C_{55}n_3^2 - \rho\nu^2 & 0 \\ (C_{13} + C_{55}n_1n_3) & 0 & C_{55}n_1^2 + C_{33}n_3^2 - \rho\nu^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = 0.$$
(3.18)

Debemos mencionar que la ecuaciones de Christoffel para los medios anisotrópicos con simetría HTI, simetría ortorómbica, toman la misma forma que las ecuaciones de Christoffel para el medio VTI (3.18). Por lo cual las soluciones para las velocidades y los vectores de polarización en medios VTI, toman formas identicas en los medios ortorómbicos. Esto permite desarrollar relaciones analíticas entre los medios de isotropía transversa y ortorómbica [Tsvankin (2001)].

Considerando el plano $[X_1 - X_3]$, el sistema de ecuaciones en (3.18) se divide en ecuaciones independientes para el movimiento puramente transversal ($U_2 \neq 0$, $U_1 = U_3 = 0$), y otra para el movimiento en el plano ($U_2 = 0$, $U_1 \neq 0$, $U_3 \neq 0$). La velocidad de fase puede ser encontrada igualando a cero la determinante de la matriz [$\Gamma_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}$]. Expresando el vector **n** en términos de θ , el ángulo que forman la dirección de velocidad de fase y el eje de simetría ($n_1 = \sin \theta$; $n_3 = \cos \theta$), la velocidad de fase para el modo puramente transversal toma la forma

$$V_{SH}(\theta) = \sqrt{\frac{C_{66} \sin^2 \theta + C_{55} \cos^2 \theta}{\rho}} \quad . \tag{3.19}$$

Conocida comúnmente como onda-SH. La gráfica de la lentitud $1/V_{SH}$ para diferentes valores de θ entrega una elipse. De forma similar considerando el movimiento en el plano obtenemos

$$2\rho V^{2}(\theta) = (C_{11} + C_{55})\sin^{2}\theta + (C_{33} + C_{55})\cos^{2}\theta \pm \sqrt{\left[(C_{11} - C_{55})\sin^{2}\theta - (C_{33} - C_{55})\cos^{2}\theta\right]^{2} + 4(C_{13} + C_{55})^{2}\sin^{2}\theta\cos^{2}\theta} , \qquad (3.20)$$

donde el signo positivo frente al radical corresponde a la onda-P, y el signo negativo corresponde a la onda-SV. Las velocidades de fase de los diferentes modos que han sido encontradas permiten definir el vector de polarización **U**.

3.4. Estructura interna de la Tierra

Debido a que no tenemos acceso directo al interior de la Tierra, la sismología ha jugado un rol importante su entendimiento y caracterización. Esta área de investigación ha determinado la

Figura 3.4: Esquema de la estructura interna de la Tierra. 1. Corteza continental - 2. Corteza oceánica - 3. Manto superior - 4. Manto inferior - 5. Núcleo externo - 6. Núcleo interno.
- A. Discontinuidad de Mohorovičić - B. Discontinuidad de Gutenberg - C. Discontinuidad de Lehmann



existencia de varias capas que componen el interior de esta. Estas capas son básicamente 4 cascarones concéntricos, el núcleo interno, el núcleo externo, el manto y la corteza, cada uno posee composiciones químicas diferentes. Considerando la tectónica de placas dos capas son añadidas, la litósfera y la astenósfera, cuya descripción es dependiente de las propiedades reológicas.

Corteza, manto, núcleo externo y núcleo interno

La capa más externa de la Tierra, la corteza, tiene un espesor variable; en los continentes tiene un espesores típicos que están entre los 30 y 50[km], incrementando su espesor en las regiones montañosas hasta los 65[km]; en los océanos la corteza es mucho más delgada con un valor promedio entre 7-8 [km], y recibe el nombre de corteza continental.

Inmediatamente bajo la corteza se encuentra la conocida discontinuidad de discontinuidad de Mohorovičić, o simplemente Moho, la cual es la zona de transición entre el manto y la corteza, constituye la zona de transición entre los materiales mas densos de la corteza y los menos densos del manto. En esta zona las ondas sísmicas cambian abruptamente sus velocidades.

El manto a continuación del moho, se extiende hasta los 2900[km] aproximadamente. Posee una discontinuidad (o zona de transición) sísmica entre los 410 y 660[km], lo que subdivide al manto, en un *manto superior* y un *manto inferior*. El manto superior se encuentra abundantemente minerales como olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate, que son minerales potencialmente anisotrópicos.

Todas las capas anteriores se encuentran en estado sólido. La capa siguiente denominada núcleo externo, se encuentra en estado líquido. Finalmente la estructura más interna de la Tierra es el *núcleo interno* con una forma esférica que se encuentra en estado sólido con un radio de 1220[km], [Monnereau et al. (2010)].

Litósfera y astenósfera

Las propiedades reológicas de las rocas es la manera en la cual estas se deforman o fluyen bajo una fuerza aplicada. La litósfera corresponde a la capa superior rígida del manto. Las bajas temperaturas permiten este comportamiento rígido y una deformación significativa para escalas de tiempo sobre los 10^9 años. Bajo la litósfera se encuentra una capa blanda y fácilmente deformable conocida como astenósfera. Las placas tectónicas se deslizan como cuerpos cercanamente rígidos sobre esta astenósfera "blanda". La litósfera oceánica tiene un espesor promedio de 100[km]. La litósfera continental posee un espesor típico de 200[km] aprox.

3.5. Algunas fases telesísmicas (SKS, SKKS y PKS)

La nomenclatura de las fases sísmicas es definida a partir de su trayectoria en el interior de la Tierra. Existe una gran cantidad de fases sísmicas. En esta sección sólo describimos las fases más importantes para nuestro trabajo. Fases telesísmicas son eventos sísmicos que se registran a grandes distancias de la fuente de origen, que logran atravesar estructuras internas de la Tierra como el manto, núcleo externo y núcleo interno.

La fase telesísmica SKS se caracteriza por ser una onda de cizalle que respecto de su fuente de origen comienza su trayectoria hacia abajo en el manto (S); atraviesa el núcleo externo en forma de onda compresional (K) y vuelve nuevamente por el manto en forma de onda de cizalle (S). La fase SKKS se caracteriza por el rebote de la fase K en el borde manto-núcleo externo (KK). En el apéndice podemos encontrar una figura representativa de la ruta que describe esta fase, además se encuentra la nomenclatura y trayectorias de fases telesísmicas similares.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Medición de anisotropía sísmica a través de splitting de ondas telesísmicas de cizalle.

La anisotropía puede ser descrita como la variación de las propiedades de un cuerpo en función de la dirección en la cual este es examinado. El paso de una onda de cizalle a través de un cuerpo sísmicamente anisotrópico da lugar a un "fenómeno" que recibe el nombre de división o birrefringencia de ondas de cizalle (en inglés conocido como shear-wave splitting o shear-wave birefringence). Una onda-S polarizada en un plano (ver figura 4.1) que ingresa a un cuerpo anisotrópico, proyecta su movimiento particular sobre 2 direcciones de polarización distintas, es decir en dos ondas quasi-S las cuales se propagan a diferentes velocidades.

Splitting de fases SKS y SKKS han sido ampliamente utilizadas en el estudio de anisotropía sísmica bajo el receptor [Vinnik et al. (1984), Silver & Chan (1991), Savage (1999)]. Su amplio uso está relacionado a la simpleza geométrica del splitting de la fase S proveniente desde una onda P en la frontera núcleo-manto (FNM), donde el cascaron esférico de manto bajo el lugar de arribo puede ser inicialmente considerado como isotrópico. Esta onda SKS emerge desde la FNM radialmente polarizada (SKS_r), con lo cual detectar energía sobre la componente transversa SKS_t significa una degeneración de las propiedades inicialmente consideradas. Estas fases telesísmicas son observables a distancias mayores a 85° . Finalmente su ruta cercana a la vertical a través del manto añade ventajas en la observación de efectos del splitting, proveyendo además una excelente resolución lateral. Esto permite abordar su análisis de una manera más simple. Figura 4.1: Imagen gentileza de Ed Garnero. Esta imagen ilustra la evolución con el tiempo la polarización de una onda S (color negro) la cual atraviesa un cuerpo anisotrópico. Esta se divide en 2 ondas, una onda-S rápida (de color azul), que viaja polarizada en el plano celeste; y otra onda-S lenta (de color rojo) que viaja polarizada en el plano rosado. Debido a la diferencia de velocidades al salir del cuerpo son separadas por una diferencia de tiempo δt .



4.2. Medición de parámetros de splitting mediante el método de Silver & Chan (1988)

La obtención de parámetros de splitting de fases SKS fue utilizado inicialmente por Vinnik et al. (1984). Trabajos subsecuentes han consistido en mejoras del método. Dicha publicación se encuentra en ruso, utilizaremos el trabajo de Silver & Chan (1988), que utiliza la misma metodología.

Debido a que la energía en la componente transversal de la fase sísmica es un buen indicador de la presencia de anisotropía, se vuelve necesario visualizar el movimiento particular la fase. En condiciones isotrópicas deberíamos observar que el movimiento particular describe predominantemente una recta, por el contrario el splitting producirá un movimiento particular elíptico. Debido a que la fase SKS describe una propagación cercana a la vertical en su paso por el manto, con esto la energía de la fase estará contenida en las componentes horizontales del sismograma. Las componentes radial y transversal, $u_r(t)$ y $u_t(t)$ de la onda pueden ser representadas de la forma

$$u_r(t) = s(t) \cos^2 \phi + s(t - \delta t) \sin^2 \phi$$
(4.1)

$$u_t(t) = \frac{1}{2} \left[s(t) - s(t - \delta t) \right] \sin 2\phi \quad , \tag{4.2}$$

donde s(t) representa la forma de onda (radial) en la ausencia de anisotropía y ϕ el ángulo entre la dirección (o plano) rápida y radial (equivalente al ángulo entre los planos gris y celeste de la figura (4.1), notar que si δt es mayor al periodo de la onda no es posible visualizar un movimiento elíptico). En la figura (4.2a) se muestra un sismograma de ejemplo donde SKS_t es claramente observable. Notar que el movimiento particular en las figuras (4.2b) y (4.2c) describe una elipse en vez de una recta. La observación de una elipse nos permite sugerir que el valor δt es menor a 4 segundos (que es el valor aproximado del periodo de la fase SKS, calculado de forma visual).

Deseamos ahora obtener los parámetros de splitting ϕ y δt . Bajo la consideración que la fase SKS está radialmente polarizada, remover el efecto de la anisotropía será equivalente a minimizar la energía $E_t(\phi, \delta t)$ sobre la componente transversa:



Figura 4.2: La figura muestra el arribo de una fase SKS sobre el sismograma que pertenece a la estación SDV de la red IU para un evento en lat -19.48°, lon 169.26°(ocurrido el 29 jun 1995, $m_b = 6,9$, prof=134[km], dist=121.22°, y un backazimuth=252.64°). En la figura (a) los 2 sismogramas superiores corresponden a las componentes este y norte, respectivamente. Los 2 sismogramas inferiores de la figura (a) corresponden a la misma fase SKS pero esta vez rotada en sus componentes radial y transversal, eje R-T (ver figura (4.3)). La figura (b) representa el movimiento particular de la fase en el eje E-N. La figura (c) representa el movimiento particular de la fase en el eje R-T. De manera visual podemos aproximar el periodo de la fase SKS a 4 segundos.

$$E_t(\phi, \delta t) = \frac{1}{T} \int_0^T \tilde{u}_t(t)^2 dt \sim \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\tilde{u}_t^n)^2 \Delta t \quad , \tag{4.3}$$

para una serie de tiempo digital con N-puntos. E_t puede ser fácilmente evaluado para una gran cantidad de pares (ϕ, t) , lo cual representa una combinación de correlaciones y autocorrelaciones de los sismogramas originales E-W y N-S. La región de confidencia es encontrada mediante el test de Fisher (o test F) y definido por los valores (ϕ, t) que satisfacen $E_t/E_t^{min} < F_\alpha(\nu, \nu)$, donde $E_t^{min} = min(E_t) \cdot F_\alpha(\nu, \nu)$ es el valor crítico del test F para un intervalo de confianza de valor α de 0.05, y ν grados de libertad.

Un ejemplo de este método es mostrado para un evento ocurrido el 18 de enero de 2011 registrado sobre la estación HKT a una distancia 118.48°. Las figuras (4.4), (4.5), (4.6) y (4.7) muestran la aplicación de este método al evento y estación mencionados. Los valores obtenidos para la dirección rápida es $\phi = 66,00 \pm 3,25^{\circ}$, y el corrimiento o desfase es $\delta t = 1,8125 \pm 0,075 s$. Figura 4.3: El siguiente esquema muestra el eje radial-transverso que existe entre la fuente y el receptor. Notar que el eje radial se define paralelo al rayo que une la fuente con el receptor, y su eje transversal (ortogonal al eje radial y paralelo al plano norte-este).



Figura 4.4: Sismogramas de componentes Este, Norte y Vertical. El evento de interés se encuentra dentro de la ventana A-F. Fue utilizado un filtro pasabanda entre 0.08 y 0.5 [hz]. A pesar de la presencia de ruido en el sismograma el evento domina sobre el ruido.

Figura 4.5: Los dos sismogramas superiores representan las componentes radial y transversal del evento inicial. Los dos sismogramas abajo muestran las componentes radial y transversal después de corregir los efectos de la anisotropía, es decir rotados al eje ϕ y corridos una diferencia de tiempo δt . Debemos notar que la energía en la componente transversa es satisfactoriamente minimizada (comparar el segundo y cuarto sismograma).







Figura 4.6: Los gráficos muestran la ventana A-F del sismograma (ver figura 4.4) antes y después de la corrección de efectos de anisotropía en las componentes radial-transverso. La figura superior izquierda muestran las componentes normalizadas de las fases rápida y lentas antes de las correcciones de splitting. La figura superior central muestra muestra las componentes rápida y lenta normalizadas con correcciones de splitting. Figura superior derecha muestra las componentes rápidas y lentas no normalizadas con correcciones de splitting. Las 2 figuras inferiores muestran los movimientos particulares antes y después de las correcciones de splitting. El movimiento particular después de las correcciones de splitting es satisfactoriamente normalizado.



Figura 4.7: En la figura izquierda, una grilla para diferentes valores de ϕ y δt son llevados a cabo para encontrar los parámetros que logran linealizar el movimiento particular, la cruz muestra muestra la mejor solución con el 95 % de confianza. El gráfico de la esquina superior derecha muestra los diferentes mediciones de ϕ y δt con sus respectivas barras de error obtenidas para 64 ventanas distintas del sismograma. La solución seleccionada entre los distintos pares es marcada con la cruz azul. En la figura inferior derecha se plotean los distintos valores de ϕ y δt de las 64 ventanas distintas en un gráfico δt v/s ϕ , son marcados con triángulos las regiones donde se hay acumulación de soluciones. La cruz indica la acumulación que tiene la menor varianza.

4.3. Otras consideraciones

- Las estaciones sísmicas utilizadas para este trabajo pertenecen a la red global de estaciones GSN, que forman parte de IRIS. Los datos fueron solicitados a IRIS-DMS, a través de un archivo BREQ_FAST. La figura (4.9) muestra la región de América Central y las estaciones utilizadas.
- Se consideró un catálogo de NEIC, desde 1995 al 2012, para eventos con magnitud $m_w > 6.5$, con una distancia entre evento-estación de $[95^\circ 125^\circ]$ (ver figura A.2 del apéndice).
- Se utilizó un filtro pasabanda de Butterworth entre los 0.04 y 0.5 [hz], con 8 polos, y número de pasos igual a 2. Ver apéndice.
- Para aplicar este método de manera satisfactoria se seleccionó visualmente los sismos que arribaron con energía en la componente transversa "visible".
- El arribo de la fase SKS sobre el sismograma, fue estimado con el software TauP Toolkit. Dicho software requiere la posiciones del evento y de la estación, un modelo de velocidades de ondas sísmicas para la Tierra (se utilizó el modelo IASP91 [Kennett & Engdahl (1991)]) y finalmente se deben ingresar los nombres de las fases deseadas.
- Se utilizó un macro en SAC que llama a un código externo para el análisis de shear wave splitting. SHEBA [James Wookey 2004-2008] un código para el análisis de shear-wave splitting, basado en Silver & Chan (1988). Este software básicamente necesita como input: las 3 componentes del sismograma (NEZ) en formato SAC, la ventana de tiempo donde se ubica la fase SKS, un valor máximo para δt que asegura que el análisis no encuentre desfases cercanos al periodo de la fase, un valor máximo recomendable es 2.5 [s]. Existen otros input para SHEBA que de no ser ingresados, el código considera valores por defecto. La ejecución de SHEBA entrega imágenes y archivos de texto con los resultados.
- Eventos que muestran dominar sobre el ruido fueron escogidos de manera visual. Un total 124 registros de SKS distribuidos en las diferentes estaciones fueron considerados como aceptables.
- Eventos que atraviesan el medio anisotrópico polarizados en la dirección de polarización rápida no registrarán energía en la componente transversa, por tanto el método que minimiza la energía en el transverso no funciona.
- Se deben considera sismos con diferentes backazimut para verificar la hipótesis de la existencia de una única capa anisotrópica.



Figura 4.8: Esquema representativo de la forma en que se recuperan los parámetros de birrefringencia.



Figura 4.9: Región de América Central y las estaciones sismológicas de la red GSN.

Capítulo 5

Resultados y Análisis

5.1. Resultados para los eventos telesísmicos SKS

La figura (5.1) muestra los resultados de los parámatros de splitting encontrados para diferentes estaciones de América Central. Cada vector representa los parámetros de splitting encontrados para cada evento en la estación. El largo del vector corresponde al desfase de tiempo (δt) del splitting, y su orientación apunta en la dirección de la polarización rápida (ϕ) , el color corresponde al backazimut del evento. Estos valores se encuentran tabulados en el anexo. El vector negro representa el promedio de los parámetros de splitting de los eventos encontrados para cada estación en particular.

La figura (5.1) muestra los promedios de los parámetros de splitting para todas nuestras estaciones. PAIG y OTV muestran varianzas nulas debido a que fue encontrados solo un registro útil. Muestran una orientación cercanamente paralela al movimiento absoluto de las placas. Solo posee 2 registros y los eventos tienen backazimut distintos y parámetros de splitting distintos. Más al norte se encuentran TX31, HKT, y DWPF estaciones sobre la placa Norteamericana, y cercanas a los bordes del cratón Norteaméricano. Las estaciones de interés para este trabajo serán las ubicadas en zonas cercanas a los bordes de la Placa del Caribe. Los promedios y desviación estándar para nuestra zona de estudio se encuentran graficados en la figura (5.3) y sus valores son tabulados en el cuadro (5.1).

Estación TGUH Estación al centro de Honduras, ubicada en la zona de subducción Cocos bajo el Caribe. Una cantidad de 5 eventos telesísmicos SKS entregan resultados aceptables. Los promedios y desviación de los parámetros de splitting para esta estación son $(91.80\pm13.0)^{\circ}$ y $1.73\pm0.03[s]$. La dirección promedio de la anisotropía es cercanamente paralela a la fosa.

Estación SJG Estación al este de Puerto Rico, sobre el bloque de Puerto Rico. Esta zona se encuentra al lado noreste del Caribe, a 200km aprox se encuentra un borde transcurrente

del caribe-norteamerica. Un total de 8 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(99.50\pm17.06)[^{\circ}]$ y $(0.91\pm0.10)[s]$. No se encuentras grandes variaciones en el backazimut de los eventos.

Estación SDV Estación al sureste del lago Maracaibo, cercana a un borde transcurrentes del Caribe-Sudamérica. Un total de 11 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son (49.18 ± 11.64) [°] y (1.17 ± 0.24) [s]. Se observa variación en el backazimut de los eventos.

Estación SDDR Estación al oeste de República Dominicana, cercana al borde norte transcurrente de las placas Caribe-Norteamericana. Solo 2 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(96.50\pm11.50)[^{\circ}]$ y $(1.32\pm0.01)[s]$. A pesar de que los eventos poseen backazimut distintos, estos se encuentran polarizados en planos parecidos.

Estación MTDJ Estación al centro de Jamaica, ubicada sobre la microplaca Gonave, en el lado norte del Caribe, cercana a una zona transcurrente. Un total de 5 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(112.00\pm12.73)[^{\circ}]$ y $(1.38\pm0.04)[s]$. Solo 1 evento presenta variación considerable del backazimut del evento.

Estación JTS Estación al norte de Costa Rica, ubicada en la zona de subducción Cocos bajo el Caribe. Un total de 7 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(95.86\pm20.31)[^{\circ}]$ y $(0.97\pm0.05)[s]$. Poca variación del backazimut de los distintos eventos. Su dirección es cercanamente paralela a la fosa.

Estación GTBY Estación al sur de Cuba, bastante cercana al borde transcurrente norte de la placa Caribeña. Un total de 3 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(103.00\pm17.91)[^{\circ}]$ y $(1.36\pm0.33)[s]$. Los eventos presentan variaciones del backazimut.

Estación ANWB Estación ubicada al este de la Placa Caribeña, y sobre la subducción de la placa Norteamericana bajo el Caribe. Un total de 3 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son $(137.67\pm7.04)[^{\circ}]$ y $(1.66\pm0.04)[s]$. Se observa variación del backazimut de los eventos. La dirección de la anisotropía es cercanamente paralela a la fosa.

Estación TEIG Estación ubicada sobre la Placa Norteamericana al sur de México, sobre la península de Yucatán. Un total de 4 eventos SKS son aceptables. Los promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting bajo la estación son (49.00 ± 20.22) [°] y (1.23 ± 0.07) [s]. Solo un evento posee un backazimut considerablemente distinto. Esta orientación podría estar asociada al movimiento absoluto de las placas como también a un evento en el (Eoceno temprano) pasado en el que la parte norte del Caribe es transferida a la placa Norteamericana (ver figura 2.3)

station	$\phi\pm\Delta\phi[s]$	$\delta\pm\Delta\delta t[^\circ]$	stla	stlo	Ν
TGUH	$91.80{\pm}13.00$	$1.73{\pm}0.03$	14.06	-87.27	5
SJG	$99.50{\pm}17.06$	$0.91{\pm}0.10$	18.11	-66.15	8
SDV	$49.18{\pm}11.64$	$1.17{\pm}0.24$	8.88	-70.63	11
SDDR	$96.50{\pm}11.50$	$1.32{\pm}0.01$	18.98	-71.29	2
MTDJ	$112.00{\pm}12.73$	$1.38{\pm}0.04$	18.23	-77.53	5
JTS	$95.86{\pm}20.31$	$0.97{\pm}0.05$	10.29	-84.95	7
GTBY	$103.00{\pm}17.91$	$1.36{\pm}0.33$	19.93	-75.11	3
ANWB	$137.67{\pm}7.04$	$1.66{\pm}0.04$	17.67	-61.79	3
TEIG	$49.00 {\pm} 20.22$	$1.23{\pm}0.07$	20.23	-88.28	4

Cuadro 5.1: Promedios de los parámetros anisotrópicos ϕ y δt , con sus respectivas desviaciones estándar para un número N de eventos SKS, que arriban a la estación correspondiente, y sus ubicación.

5.2. Análisis

Estudios globales de anisotropía del manto superior por lo general sugieren que la orientación del eje de polarización rápida están alineados con la dirección del movimiento absoluto de las placas (ver figura (5.6), que muestran los movimientos absolutos de placas y microplacas que tienen como marco de referencia hostspots considerados como puntos fijos (Cuffaro & Jurdy, 2006)). En lugares complejos como bordes convergentes de placas o fallas transcurrentes, se encuentran resultados que son más complejos de interpretar.

Variaciones de la dirección de polarización rápida (DPR) ϕ y de δt en función del azimut, en general están asociadas a una anisotropía más compleja, que pueden presentarse como una capa inclinada (y no horizontal como se ha estado asumiendo hasta ahora), o también la presencia de más de una capa anisotrópica, y combinaciones de esto. Silver & Savage (1994) presentan una forma de interpretar los parámetros de splitting en la presencia de 2 capas anisotrópicas horizontales.

Una recopilación global de anisotropía sísmica en zonas de subducción [Long & Silver (2008)] en general muestran estar relacionada a 2 factores: (a) a la velocidad de migración de la fosa



Figura 5.1: Los vectores representan los parámetros de splitting encontrados para cada región, su longitud representa el desfase de tiempo δt orientados en la dirección de polarización rápida para cada registro, los colores representan el backazimut del evento.



Figura 5.2: Valores promedios y desviación estándar de los parámetros de splitting encontrados para las diferentes eventos.



Figura 5.3: Valores promedios para los parámetros de splitting encontrados para la región del Caribe y bordes de la placa del Caribe.

 $|V_f|$, donde fosas cercanas a un estado estacionario muestran tener poco o nulo splitting en la región del subslab; (b) a una velocidad $|V_t|$ normalizada por V_c , definida como $V_{norm} = |V_t|/V_c$, donde V_c es la tasa de convergencia entre las placas. La anisotropía es controlada por 2 flujos: un flujo de campo 2-D (flujo toroidal paralelo a la fosa, ver figura 5.4), controlado por el slab descendente y por la parte de la cuña del manto (mantle wedge) sobre el slab; y otro flujo 3-D inducido por la migración de la fosa. Cuanto mayor es el flujo de toroidal, más fuerte es la anisotropía y δt son más grandes. En fosas migrando rápidamente en comparación con el movimiento descendente, el flujo del campo en la cuña está dominado por un flujo paralelo a la fosa, y para fosas moviéndose rápidamente, δt es también grande. Para situaciones intermedias, los 2 flujos compiten, no logrando desarrollar una orientación preferente de los cristales, con esto δt es pequeño.

Debido a que la cantidad de eventos encontrados para cada estación son reducidos, no abordaremos el análisis de multicapas. A pesar de esto los parámetros de splitting que hemos encontrado no muestran grandes variaciones en función del azimut del evento, es por eso que los resultados serán interpretados bajo el supuesto de la anisotropía generada por una única capa. Asumiendo esto, consideraremos el promedio de los parámetros de splitting para realizar nuestras interpretaciones.

En las estaciones distantes a los bordes de la placa del Caribe (como TEIG) la DPR está orientada en la dirección del movimiento absoluto de las placas. En estaciones cercanas a los bordes transcurrentes (MTDJ, SDDR, GTBY, SVD, SJG) la DPR es relativamente cercana a la dirección del movimiento absoluto de las placas. A partir de esto, podemos sugerir que el flujo del manto está asociado al movimiento absoluto de las placas. Figura 5.4: Representación de una zona de subducción (slab, cuña del manto y sub-slab) y los posíbles flujos del manto asociados a esto. Las curva de la izquierda representa la forma del flujo astenosférico debido al arrastre del slab. La curva de la derecha representa el posible flujo paralelo.



Figura 5.5: Geometría de la zona de subducción Cocos-Caribe (Hayes et al., 2012). Los colores muestran la profundidad del contacto sismogénico. También aparecen los parámetros de splitting de las estaciones TGUH (en Honduras) y JTS (Costa Rica). Al sur se encuentra un punto triple, donde interactúan Cocos, Caribe y Sudamerica.

En estaciones ubicadas en zonas de subducción (TGUH, JTS, ANWB) la DPR es paralela a la fosa. Esto puede sugerir un flujo del manto paralelo a la fosa. Esto puede significar que el material subductante es forzado a avanzar hacia los lados como lo sugieren algunos estudios [Long & Silver (2008); Russo et. al (2010)]



Figura 5.6: Movimiento absoluto de placas y microplacas respecto de la mesósfera (Cuffaro & Jurdy, 2006). Se consideran hostpots como marco de referencia. Para esto se asume que cada hotspot permanece fijo relativo a la mesósfera. La unidad está en mm/año.

Capítulo 6

Conclusiones y discusiones

Si bien el análisis de shear-wave splitting de fases SKS muestra ser una herramienta útil para caracterizar el flujo del manto superior, este se ve limitado por la cantidad de registros útiles que permiten la aplicación de la metodología propuesta en este trabajo.

Nuestra región inicial de estudio fue el centro-sur de Chile, donde utilizamos una red temporal de estaciones desplegadas por IRIS después del terremoto del Maule entre los años 2010-2011. A pesar de la existencia de registros SKS, la cantidad de registros útiles resultó ser nula. Esto puede ser atribuido a que el ruido domina sobre la energía del evento telesísmico, también eventos polarizados en la dirección de polarización rápida, pueden mostrar energía poca o nula en la componente transversa. En estos casos el método propuesto sólo minimizará el ruido en la señal y no la energía en la componente transversa SKS_t. Con esto los parámetros de splitting se muestran aleatorios y sin una coherencia que permita una correcta interpretación de los resultados.

Respecto de los registros de shear-wave splitting de la fase SKS en la región del Caribe, a pesar que los registros se extendieron en un período mucho más amplio (entre los años 1995-2012), solo unos pocos eventos mostraron ser útiles (sólo 3 registros por año aproximadamente). Con esto podemos sugerir que la instalación de las estaciones posee un rol importante en los registros de SKS útiles. Estaciones permanentes se encuentran mejor instaladas que redes temporales, con lo cual se reduce el ruido del registro.

Otro aspecto importante de señalar es que no podemos caracterizar el flujo del manto a partir de unas pocas estaciones. Para describir de mejor forma el flujo del manto en una región, se vuelve necesario tener al menos una mayor densidad de estaciones.

- Shear-wave splitting de la fase SKS muestra ser una herramienta útil para el estudio y caracterización del manto superior.
- El método de Silver & Chan (1988) es restringido por la energía con la cual llega el evento sobre la estación. El ruido logra dominar sobre la señal, anulando la posibilidad de

encontrar parámetros de splitting.

- Direcciones de polarización rápida en los bordes convergentes del Caribe muestran una orientación paralela a la fosa. Esto sugiere que el flujo del manto es paralelo a la fosa bajo las estaciones.
- Direcciones de polarización rápida cercanas a bordes transcurrentes están orientadas en la dirección del movimiento absoluto de las placas. Este resultado es consistente con lo observado en estudios globales que presentan las mismas características.
- Direcciones de polarización lejanas a contornos de placa muestran estar alineadas con el movimiento absoluto de las placas.

6.1. Perspectivas futuras

Respecto de perspectivas futuras para mejoras de este trabajo algunas de ellas pueden ser:

- Incluir estudio de las fases SKKS y PKS, que tienen propiedades idénticas a la SKS en su arribo a la estación (de cizalle, con rayo paralelo a la vertical, polarización radial al salir del núcleo).
- Considerar la interpretación global de los parámetros $V_f \ge |V_t|/V_c$ [Long & Silver (2008)] que dominan el flujo del manto en la zonas de subducción. Es decir considerar en mayor detalle el comportamiento tectónico de las zonas de subducción.
- Aumentar la distribución de estaciones en lugares de estructuras complejas para caracterizar de mejor manera.
- Considerar una red de estaciones bien instaladas, con el fin de minimizar el ruido; y que permanezcan por un periodo de varios años para lograr conseguir datos aceptables para estudios de SKS.

Bibliografía

- Astiz L, Earle PS & Shearer PM, 1996. Global stacking of broadband seismograms. Seismol. Res. Lett., 67: 8-18.
- Backus GE, 1962. Long-wave elastic produced anisotropy by horizontal layering. J. Geophys. Res., 67: 4427-4440.
- Backus GE, 1965. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. J. Geophys. Res., 70: 3429-3439.
- Bamford D, 1977. P_n velocity anisotropy in a continental upper mantle. J. Geophys. J. R. Astron. Soc., **49**: 29-48.
- Červený V, 1972. Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media. Geophys. J. R. astr. Soc., 29: 1-13.
- Chapman C, 2004. Fundamentals of seismic wave propagation. Cambridge University Press, Cambridge
- Crampin S, 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. Wave Motion, **3**: 343-391.
- Cuffaro M & Jurdy DM, 2006. Microplate motions in the hotspot refecence frame. Terranova, 18: 276-281.
- DeMets C, 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic arc. Geophysical R. Lett., 28: 4043-4046.
- DeMets C & Dixon TH, 1999. New Kinematic model for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, I: Evidence for steady motion and biases in the Nuvel-1A model. Geophysical R. Lett., 26: 1921-1924.
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF & Stein S, 1990. Current plate motions. Geophysical J. Int., 101: 425-478.

- DeMets C, Gordon RG, Argus DF & Stein S, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Res. Lett., 21: 2191-2194.
- Fowler CM, 1990. The solid Earth: An introduction to global geophysics. Cambridge University Press, Cambridge
- Hayes GP, Wald DJ & Johnson RL, 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. J. Goephys. Res., 117: 1-15.
- Hess H, 1964. Seismic anisotropy of the upper most mantle under oceans. Nature, 203: 629-631.
- Jung H, Mo W, and Green HW, 2008. Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressureinduced slip transition in olivine. Nature Geoscience, **2**: 73-77.
- Jench J & Pšenčík I, 1989. First-order perturbation method for anisotropic media. Geophys. J. Int., **99**: 369-376.
- Keith CM & Crampin S, 1977. Seismic body waves in anisotropic media: reflection and refraction at a plane interface Geophys. J. R. astr. Soc., 49: 181-208
- Kennett BLN, 2001. The seismic wavefield. Cambridge University Press, Cambridge, Vol I: Introduction and theorical development.
- Kennett BLN & Engdahl ER 1991. Travel times for global earthquake location and phase association. Geophysical Journal International, 105:429-465.
- Liu H, Davis PM & Gao S, 1995. SKS splitting beneath southern California. Geophys. R. Lett., **22**: 767-770.
- Long MD & Silver PG, 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view. Science, 319: 315-319.
- Love AEH, 1927. A treatise on the mathematical theory of elasticity, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge
- Mann P, Taylor FW, Lawrence Edwards R & Teh-Lung Ku, 1995. Activately evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophys, 246: 1-69.
- Mann P, Calais E, Ruegg JC, DeMets Ch, Jasnma PE & Mattioli GS, 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonic, 2: 25pp.

- Meschede M & Frisch W, 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics, 296:269-291.
- Monroe JS & Wicander R, 2008. The changing Earth: Exploring Geology and evolution. Brooks/Cole, First edition.
- Monnereau M, Calvet M, Margerin L & Souriau A, 2010. Lopsided growth of Earth's inner core. Science, 328: 1014-1017
- Musgrave MJ, 1970. Crystal acoustic: Introduction to the study of elastic waves and vibrations in crystals. HOLDEN-DAY
- Nicolas A & Christensen NI, 1987. Formation in anisotropy in upper mantle peridotites A review in composition, structure and dynamics of the litosphere-asthenosphere system. Am. Geophys. Un. Washington D.C., 16111-123.
- Pindell JL & Barrett SF, 1990. Geological evolution of Caribbean region; A plate-tectonic perspective. J. Geophys. Res., 74: 3095-3109.
- Pindell JL & Kennan L, 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geologycal Society London., pag:1-60.
- Raitt RW, 1963. Seismic refraction studies of the Mendocino fracture zone, MPL-U-23/63. Marine physical lab., Scripps institution of oceanography, University of California, San Diego.
- Raitt RW, Shor GG, Francis TH & Morris GB, 1969. Anisotropy of the upper mantle. J. Geophys. Res., 74: 3095-3109.
- Russo RM, VanDecar JC, Comte D, Mocanu VI, Gallego A & Murdie RE, 2010. Subduction of the Chile Ridge: Upper mantle structure and flow. J. Geophys. Res., 74: 3095-3109.
- Savage MK, 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?. Rev. Geophys., 37: 65-106.
- Shearer PM, 1999. Introduccion to Seismology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Silver PG, 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the dephts of geology. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 24: 385-432.
- Silver PG & Chan WW, 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. Nature, 335: 34-39.
- Silver PG, and Chan WW, 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. J. Geophys. Res., 96: 16,429-16,454.

Silver PG, and Savage MK, 1994. The interpretation of share-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. J. Geophys. Int., **119**: 949-963.

Thomsen L, 1986. Weak elastic anisotropy. Geophysics, 51: 1954-1966.

- Tsvankin I, 1997. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media. Geophysics, **62**: 1292-1309.
- Tsvankin I, 2001. Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media. Pergamon: Seismic exploration, Vol:29.
- Vidale JE, 1986. Complex polarization analysis of particle motion. Bull. Seismol. Soc. Am., 76: 1393-1405.
- Vinnik LP, Kosarev GL & Makeyeva LI, 1984. Anisotropy of the lithosphere from the observations SKS and SKKS. Proc. Acad. Sci. USSR, 278: 1335-1339 (in Russian).
- Vinnik LP, Farra V, and Romanowicz B, 1989. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and nars broadband stations. Bull. Seismol. Soc. Am., 79: 1542-1558.
- Vinnik LP, Makeyeva LI, Milev A, and Usenko AY, 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. Geophys. J. Int., 111: 433-447.
- Weber JC, Dixon TH, DeMets Ch, Ambeh WB, Jansma P, Mattioli G, Saleh J, Sella G, Bilham R, and Pérez O, 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. Geological Society of America, 29: 75-78.

Apéndice A

Apéndice A

Figura A.1: Trayectoria al interior de la Tierra de fases telesísmicas SKS, SKKS, PKS y Sdiff. Estas imágenes fueron obtenidas a partir del software Taup Toolkit, utilizando el modelo de velocidades IASP91.



nombre	onda S viajando	onda P viajando
S	desde fuente y hacia arriba en manto	
р		desde fuente y hacia arriba en manto
S	desde fuente y hacia abajo en manto	
Р		desde fuente y hacia abajo en manto
K		núcleo externo
Ι		núcleo interno
J	núcleo interno	

Cuadro A.1: Nomenclatura de fases sísmicas viajando en el interior de la Tierra.



Figura A.2: Esta figura (Astiz et al. (1996)) fue utilizada para estimar visualmente una ventana de arribo de la fase SKS y aislarla de otras posibles fase que puedan ensuciar el registro. Apéndice B

Filtros adecuados



Figura B.1: Diferentes filtros aplicados al arribo visible de una fase SKS de un evento el 29 junio 1995, a las 12:24, sobre la estación SDV. Los sismogramas 1 y 2 muestran las componentes horizontales de la estación sin filtro de la estación. Los sismogramas 3 y 4 muestran el mismo evento pero con un filtro pasabanda entre 0.04 y 0.08 [hz]. Los sismogramas 5 y 6 muestran un filtro pasabanda entre 0.04 y 0.2. Los sismogramas 7 y 8 muestran un filtro pasabanda entre 0.04 y 0.05. Un filtro entre 0.04 y 0.5 [hz] es adecuado para visibilizar correctamente la fase SKS, para otros filtros con frecuencias menores SKS pierde su forma.

 53 1417.39 TX32 56 1380.72 TX31 34 1480.34 TX31 1398.71 TRQA
.17 1352.86 .61 1460.34 .59 1373.00
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
0.82 0.11 3 0.11 3 0.23 0.23 0.23
4.75 1.18
307.93 -61.00 352.59 -79.00 240.42 -48.00
2 51.69 30 ⁰ 2 10.08 35 ¹ 1 133.81 240
416.90 96.38 17.70 100.22 340.60 97.34
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
87.71 29.33 -176.94 -38.06
727 28.80 1103 50.16 449 -18.06 -:
072 010 044

1996107	0030	-24.25	-177.00	10.29	-84.95	111.20	96.00	81.46	246.53	87.00	15.00	0.80	0.25	244.57	0.17	1420.02	1442.16	$_{\mathrm{STC}}$
1998190	1445	-30.48	-178.97	10.29	-84.95	82.00	98.57	83.12	240.57	83.00	8.75	0.99	0.21	239.88	0.23	1430.51	1450.51	$_{\rm STC}$
1998361	0038	-21.81	-176.33	10.29	-84.95	148.70	95.03	80.98	248.84	-87.00	13.25	1.10	0.27	66.03	1.01	1405.93	1431.64	$_{\rm STC}$
1999103	1038	-21.43	-176.43	10.29	-84.95	85.30	95.05	80.98	249.23	86.00	0.00	1.23	0.28	244.69	0.91	1407.98	1434.41	$_{\rm STS}$
2006033	1248	-17.83	-178.28	10.29	-84.95	599.60	96.23	81.22	253.06	-83.00	11.50	0.68	0.16	70.12	0.34	1316.33	1341.33	$^{\mathrm{3}TS}$
1998073	1940	30.16	57.61	29.96	-95.84	43.50	115.08	334.64	25.30	67.00	5.00	1.75	0.08	201.61	0.82	1523.29	1546.86	НКТ
1998232	0640	28.93	139.36	29.96	-95.84	442.80	101.25	46.59	312.79	71.00	2.00	1.50	0.06	135.90	0.30	1386.49	1410.78	НКТ
1999098	1310	43.61	130.41	29.96	-95.84	564.10	95.41	39.03	328.19	-79.00	16.75	0.50	0.19	335.39	0.19	1315.71	1342.86	НКТ
2000088	1100	22.26	143.72	29.96	-95.84	110.10	102.72	50.08	305.04	62.00	4.75	1.73	0.12	118.50	0.67	1451.14	1472.57	НКТ
2000183	0701	34.18	139.16	29.96	-95.84	8.90	97.75	45.84	316.74	80.00	7.50	1.43	0.21	141.41	0.70	1449.56	1475.98	НКТ
2000219	0727	28.80	139.60	29.96	-95.84	416.90	101.19	46.76	312.54	73.00	1.75	1.62	0.07	135.32	0.10	1377.08	1402.08	НКТ
2001083	0627	34.10	132.55	29.96	-95.84	52.00	101.59	41.48	320.70	67.00	7.50	2.30	0.33	132.65	2.09	1461.16	1485.44	НКТ
2001154	0241	-29.68	-178.62	29.96	-95.84	188.20	98.62	60.55	240.83	62.00	5.25	1.10	0.65	238.62	0.09	1411.67	1434.53	нкт
2001285	1502	12.72	144.98	29.96	-95.84	61.80	107.71	52.69	296.58	85.00	9.00	1.88	0.21	124.83	1.83	1484.46	1508.03	НКТ
2003270	1133	50.01	87.78	29.96	-95.84	16.00	100.32	3.19	357.63	70.00	12.50	1.50	0.36	184.81	0.84	1464.53	1491.67	НКТ
2003274	0103	50.16	87.71	29.96	-95.84	17.70	100.17	3.13	357.68	74.00	3.50	2.38	0.23	184.80	1.51	1452.70	1477.70	НКТ
2007271	1338	22.01	142.71	29.96	-95.84	253.50	103.60	49.61	305.47	73.00	3.00	1.60	0.07	128.29	0.20	1417.48	1443.19	НКТ
2008130	2151	12.53	143.26	29.96	-95.84	89.20	109.15	52.02	297.50	66.00	4.25	2.12	0.13	121.81	0.56	1483.00	1509.43	НКТ
2008329	0903	54.22	154.29	19.93	-75.11	505.30	94.89	45.81	333.41	-86.00	4.50	0.98	0.09	339.27	1.04	1331.31	1352.03	GTBY
200008	1647	-16.85	-174.20	28.11	-81.43	130.70	100.13	63.68	256.32	62.00	18.50	0.50	0.17	79.73	0.23	1433.26	1457.55	DWPF
2000219	0727	28.80	139.60	28.11	-81.43	416.90	111.12	38.44	321.85	-75.00	5.25	0.90	0.06	324.49	0.37	1422.62	1443.34	DWPF
2000341	1711	39.49	54.81	28.11	-81.43	33.00	101.35	321.46	33.08	43.00	3.75	2.10	0.24	203.13	0.69	1475.60	1499.88	DWPF
2003146	0924	38.87	141.52	28.11	-81.43	71.20	102.22	38.02	327.02	82.00	5.75	1.48	0.21	147.84	1.62	1454.40	1479.40	DWPF
2003208	0625	47.10	139.21	28.11	-81.43	467.50	96.63	35.40	333.39	72.00	2.50	1.55	0.26	153.69	0.52	1340.57	1365.57	DWPF
2003274	0103	50.16	87.71	28.11	-81.43	17.70	101.48	350.22	7.10	82.00	11.00	1.60	0.41	189.53	1.33	1459.00	1486.14	DWPF
2004025	1143	-16.85	-174.17	28.11	-81.43	129.60	100.10	63.67	256.31	59.00	13.50	0.62	0.22	76.13	0.40	1434.54	1454.54	DWPF
2004197	0427	-17.70	-178.77	28.11	-81.43	560.00	104.43	64.78	257.48	-11.00	5.75	2.25	0.57	67.75	0.54	1364.55	1389.55	DWPF
2004333	1832	42.90	145.21	28.11	-81.43	42.80	97.34	40.36	327.41	70.00	3.75	1.90	0.34	147.89	1.66	1429.75	1456.18	DWPF
2004341	1415	42.77	145.25	28.11	-81.43	36.10	97.42	40.40	327.30	79.00	15.50	0.80	0.33	150.84	1.10	1431.28	1460.57	DWPF
2006002	2213	-19.97	-178.11	28.11	-81.43	584.10	104.82	65.17	255.09	58.00	19.00	0.50	0.22	80.36	1.11	1360.19	1384.47	DWPF
2006219	2218	-15.84	167.82	28.11	-81.43	148.50	115.36	66.09	264.93	54.00	12.75	0.93	0.20	83.80	2.23	1486.09	1512.52	DWPF
2007197	1417	36.86	134.82	28.11	-81.43	349.00	106.93	33.10	330.28	-88.00	7.75	0.85	0.12	333.25	1.27	1407.63	1436.92	DWPF
2007271	1338	22.01	142.71	28.11	-81.43	253.50	114.43	42.51	314.78	80.00	3.25	1.10	0.06	139.22	0.31	1465.63	1488.49	DWPF
2008165	2343	39.15	140.74	28.11	-81.43	11.60	102.38	37.38	327.70	83.00	11.00	1.23	0.38	152.05	1.33	1469.57	1496.00	DWPF
2008205	1526	39.80	141.50	28.11	-81.43	113.10	101.51	37.88	327.62	-88.00	9.75	1.18	0.27	336.00	4.03	1440.57	1464.14	DWPF
2008273	1519	-30.10	-177.63	17.67	-61.79	35.00	120.71	86.40	245.12	-33.00	4.75	1.91	0.36	72.58	1.20	1534.34	1561.49	ANWB
2009049	2153	-27.39	-176.24	17.67	-61.79	28.20	119.27	84.23	248.11	-44.00	16.25	1.44	0.52	72.81	5.71	1532.74	1557.03	ANWB
2010334	0324	28.35	139.19	29.33	-103.67	470.00	96.94	51.51	307.80	-61.00	5.00	0.66	0.17	310.79	0.27	1348.22	1371.07	TX32
2012001	0527	31.46	138.07	29.33	-103.67	365.30	95.75	50.62	310.84	-55.00	14.75	0.94	0.31	317.24	0.36	1365.83	1389.41	TX32
2012057	0617	51.71	95.99	29.33	-103.67	12.00	97.48	17.23	347.81	-71.00	7.50	1.09	0.14	347.53	1.23	1446.86	1470.44	TX32
2010334	0324	28.35	139.19	29.33	-103.67	470.00	96.94	51.51	307.80	-68.00	7.25	0.66	0.22	304.90	0.23	1348.93	1372.50	TX31
2012001	0527	31.46	138.07	29.33	-103.67	365.30	95.75	50.62	310.84	-61.00	14.75	0.94	0.31	311.12	0.35	1365.83	1389.41	TX31
2012057	0617	51.71	95.99	29.33	-103.67	12.00	97.48	17.23	347.81	-78.00	8.00	1.11	0.14	340.80	1.26	1446.15	1469.72	TX31
2009313	1044	-17.24	178.33	-38.06	-61.98	595.00	101.12	135.66	237.79	84.00	12.50	0.88	0.20	234.22	0.61	1345.30	1371.02	TRQA
2011130	0855	-20.24	168.23	-38.06	-61.98	11.00	105.26	141.05	228.40	-51.00	8.50	1.50	0.49	52.83	0.60	1481.99	1506.99	TRQA
2011258	1931	-21.61	-179.53	-38.06	-61.98	644.60	96.60	135.21	236.15	-47.00	4.25	0.82	0.15	56.76	0.65	1312.33	1335.19	TRQA
2012227	0259	49.80	145.06	14.06	-87.27	583.20	101.56	51.64	328.43	-71.00	5.00	1.73	0.15	334.06	1.33	1344.85	1370.57	TGUH
2010199	1304	-5.97	150.43	23.69	-109.94	28.00	101.17	67.12	268.35	78.00	6.50	1.65	0.41	93.16	0.51	1477.08	1500.65	SLBS
2010246	1635	-43.52	171.83	23.69	-109.94	12.00	97.93	64.98	225.97	61.00	16.25	1.31	0.45	225.00	0.61	1448.65	1475.08	SLBS

SLBS SJG SDV SDV SDR PTGA MTDJ MTDJ MTDJ JTS HKT HKT HKT HKT HKT HKT HKT HKT HKT CTBY GTBY	DWPF DWPF DWPF ANWB
1481.77 1525.21 1570.75 1485.17 1485.17 1489.97 1542.87 1549.85 1374.9.81 1398.15 1511.59 1398.15 1594.81 1456.62 1459.50 1534.07 1534.07 1554.01 1554.01	1479.70 1481.11 1483.39 1474.40 1402.46
1453.20 1500.93 1545.75 1545.75 1547.31 1517.15 1466.26 1466.26 1466.26 1466.26 1339.66 1339.67 1339.67 1339.57 1339.57 1319.10 1475.59 1383.73 1475.59 1519.78 1519.78 1514.91 1514.9	1459.70 1456.83 1460.54 1445.12 1378.89
0.80 0.60 0.61 1.78 1.78 1.78 1.78 0.25 0.48 0.48 0.48 0.48 0.48 0.53 1.55 1.55 1.55 1.55 1.55 1.55 1.51 1.52 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53	0.68 1.60 2.49 0.73 2.72
92.14 229.38 70.89 80.71 80.71 326.22 75.32 335.11 76.38 99.61 334.02 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 137.42 101.30 208.90 208.90	140.91 144.37 179.02 44.38 339.08
0.32 0.15 0.15 0.20 0.21 0.25 0.11 0.34 0.10 0.34 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.1	0.23 0.57 0.40 0.05 0.37
0.98 1.48 0.77 1.31 1.31 1.31 1.29 1.27 1.27 1.27 1.65 1.48 0.65 1.48 0.65 1.48 1.65 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.53 1.5	0.88 1.26 1.39 1.14 1.63
$\begin{array}{c} 15.50\\ 2.50\\ 2.50\\ 6.75\\ 6.75\\ 6.00\\ 19.50\\ 5.00\\ 19.50\\ 19.50\\ 19.50\\ 19.50\\ 10.75\\ 1$	$14.00 \\ 17.25 \\ 11.00 \\ 2.50 \\ 10.25$
63.00 66.00 67.00 67.00 67.00 67.00 67.00 65.00 65.00 67.00 67.00 67.00 67.00 67.00 67.00 68.00 68.00 68.00 68.00	83.00 67.00 -82.00 -50.00
268.28 46.82 251.28 253.10 43.35 253.10 252.06 333.30 254.12 254.12 257.31 312.46 312.46 312.46 312.46 312.46 312.46 313.37 312.46 315.42 315.46 315.46 315.46 315.46 315.46 315.46 315.42 315.46 315.42 315.46 315.47 315.46 315.	326.61 327.28 1.63 38.59 342.00
67.56 307.82 92.30 85.89 312.27 74.99 59.74 39.31 34.58 39.31 46.46 346.58 60.25 60.25 335.55 335.55 336.55	38.15 38.40 357.69 315.52 27.05
$\begin{array}{c} 105.10\\ 112.94\\ 121.94\\ 106.06\\ 115.79\\ 103.77\\ 103.77\\ 102.51\\ 99.34\\ 99.34\\ 112.00\\ 96.07\\ 101.75\\ 101.75\\ 111.48\\ 95.07\\ 101.76\\ 117.41\\ 100.30\\ 117.49\\ 117.49\\ 111$	102.66 101.05 100.50 98.09 108.75
140.90 68.00 9.00 134.70 68.00 32.00 132.00 583.20 595.00 1127.90 577.70 470.00 68.00 11.00 1140.90 11.00 1140.90 68.00 583.20 68.00	$\begin{array}{c} 42.00\\ 33.00\\ 12.00\\ 11.00\\ 583.20\\ \end{array}$
-109.94 -66.15 -70.63 -71.29 -71.29 -77.53 -77.53 -84.95 -95.84 -	-81.43 -81.43 -81.43 -81.43 -81.43 -61.79
23.69 18.11 8.88 8.88 8.88 8.88 8.88 8.88 8.	28.11 28.11 28.11 28.11 28.11 17.67
146.80 63.95 158.47 168.47 174.71 63.95 63.95 174.64 145.06 178.33 151.51 130.70 139.19 63.95 146.80 146.80 146.80 146.83 146.83 146.83 146.83 146.80 146.83 146.83 146.83 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 146.80 147.10 146.80 147.10	$141.59 \\ 142.21 \\ 95.99 \\ 46.83 \\ 145.06 \\ 145.06$
-7.56 28.78 28.78 28.78 52.17 49.80 42.59 49.80 38.72 28.35 28.35 38.72 38.72 38.78 38.33 38.72 28.78 38.33 28.78 38.33 28.78 38.33 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.72 28.78 38.78 28.778 28.787 28.78 28.78 28.78 28.787 28.780 28.780 28.7875 28.7875 28.780 28	38.28 39.96 51.71 38.33 49.80
0504 1616 1616 2023 1008 2023 10259 0437 0413 0437 0437 0413 0113 0113 0113 0113 0113 0123 0504 0504 0504 1223 0504 0504 1223	1432 2150 0617 1223 0259
2011348 2011018 2011018 2012119 201245 200328 2013245 2003333 1995226 201334 2011018 2011346 2011346 2011346 2011326 20110126 20110000000000	2011097 2011173 2012057 2012224 2012227