



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

MEDICIÓN DE LA ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS
SKS EN EL MANTO SUPERIOR, DEBAJO DE LAS
ESTACIONES PERMANENTES DEL SERVICIO
SISMOLÓGICO NACIONAL INSTALADAS A PARTIR
DEL AÑO 2005

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A :
JESÚS GUSTAVO PONCE CORTÉS

DIRECTOR DE TESIS:
DR. RAÚL VALENZUELA WONG



MÉXICO, D. F.

NOVIEMBRE 2012

No hay nada repartido de modo más equitativo que la razón: todo el mundo está convencido de tener suficiente.
René Descartes

Toda la historia de la ciencia ha sido un darse cuenta gradualmente de que los eventos no suceden de forma arbitraria, sino que reflejan un cierto orden subyacente, que puede o no haber sido divinamente inspirado.
Stephen Hawking

Aquel que tiene un porqué para vivir se puede enfrentar a todos los "¿cómo?".
Friedrich Nietzsche

No temáis a la grandeza; algunos nacen grandes, algunos logran grandeza, a algunos la grandeza les es impuesta y a otros la grandeza les queda grande.
Shakespeare

Para hacer grandes cosas se necesita tener un don y mucho talento; pero sobre todo tener pasión y corazón para alcanzar tus objetivos y triunfar ante todo.
Erika R.

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo, en primer lugar lo dedico a mis padres, Ma. Asunción Cortez y J. Jesús Ponce, quienes han sido mis maestros de vida, mis consejeros y mi apoyo. Sin ustedes no habría podido conseguir ésta, mi más grande meta y otras tantas más. Los amo y me siento muy orgulloso de ser su hijo y nunca terminare de agradecer la dedicación, esfuerzo y cariño que han tenido hacia conmigo. Asimismo quiero reconocer a mis hermanas Graciela y Lety quienes han estado conmigo y me han apoyado desde que nací. GRACIAS.

A mi tu tutor, Dr. Raúl Valenzuela, por brindarme parte de su tiempo durante estos meses de trabajo con usted, por tantas enseñanzas, aprendizajes y platicas que no siempre tenían que ser de sismología. Gracias por todo su apoyo y paciencia, sin duda es una pieza fundamental en la culminación de este proyecto.

A Erika Riveroll, mi pareja, mi amiga... en fin tantas cosas más. Sin duda este logro es parte de los, siempre estuviste alentándome a seguir adelante, eres un gran apoyo y un desahogo en mis momentos de frustración. Muchas gracias por tantos desvelos que viviste conmigo esperando a que terminara mi trabajo y también gracias por estar en tantos buenos momentos de mi vida, eres única. Ahora que son 5 años, quiero que sepas que espero sean aun muchos más a tu lado.

A mis amigos y compañeros de aventuras, Miguel Acosta y Hugo Sánchez, quienes a pesar de tantas circunstancias siempre me brindaron su amistad. Gracias por tantas risas, consejos, enseñanzas y por qué no fiestas también. Fueron un gran ejemplo para mí dentro de los salones y lo siguen siendo en el día a día. A Alan Rendón y Martín Fernández gracias por su amistad incondicional, por su compañía y por tantos buenos momentos. Fueron y son un gran apoyo para mí.

De igual forma gracias a todos con los que conviví durante estos 5 años de carrera, tanto en clase como en las practicas. Para bien o para mal, nada de esto hubiera sido igual sin ustedes.

A mis sinodales, Dra. Vala Hjörleifsdóttir, Dr. Jorge Aguirre, Dr. Martín Cárdenas, M. en C. David Escobedo y Dr. Raúl Valenzuela, gracias por haberse tomado un poco de su tiempo en leer este trabajo, por sus comentarios, críticas y sugerencias que ayudaron a enriquecer este escrito.

Gracias al Instituto de Geofísica, que me apoyo con una beca y me brindo todas las facilidades para la realización de este trabajo.

Al Servicio Sismológico Nacional por la operación y adquisición de los datos de la red de banda de sus estaciones permanentes. Esto fue posible gracias al trabajo de Carlos Valdés, Javier Pacheco, Shri Krishna Singh, Arturo Cárdenas, José Luis Cruz, Jorge Estrada, Alejandro Hurtado Díaz, Fernando Navarro, Jesús Pérez, Iván Rodríguez y José Antonio Santiago.

Asimismo quiero agradecer a Karen Fischer por proveer los códigos computacionales, con los que fue posible realizar las mediciones de los parámetros de partición. A Manuel Velásquez quien me brindo apoyo técnico en la sala de cómputo.

Las curvas de confianza del 95% y varios mapas que se realizaron en este trabajo, se hicieron con ayuda de la paquetería de Generic Mapping Tools (GMT) [*Wessel and Smith, 1998*].

RESUMEN.

Se midieron los parámetros de anisotropía del manto superior, φ y δt , para varias de las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Para la obtención de la partición de onda de corte, de la fase *SKS* y otras similares, usé el método de *Silver y Chan* [1991]. Este consiste en buscar dentro del espacio de valores plausibles de φ y δt aquéllos que generen la matriz de covarianza más cercana a una matriz singular para las dos componentes ortogonales horizontales. Para cada estación obtuve un valor promedio de φ y δt al hacer un apilado de las mediciones individuales confiables. Debido a los valores de partición de onda obtenidos y a la distribución de las estaciones, éstas se dividieron en 5 regiones.

Para cada una de estas zonas se propone una explicación del origen de la anisotropía. En la región 1, península de Yucatán, los valores de φ se orientan en dirección ENE-OSO, coincidiendo con el movimiento absoluto de la placa Norteamericana. En la región 2, Chiapas, los valores de δt son pequeños y existe mucha incertidumbre en los valores de φ , esto quizá sea causado por la complejidad tectónica de la región, es posible observar una transición al régimen que presenta la zona de subducción de Centroamérica. En la región 3, centro del país, los valores de δt son cercanos a 1 s, y los valores de polarización rápida se orientan de tal modo que son perpendiculares a la trinchera. Una explicación probable es que la placa de Cocos al ser una placa joven y caliente, no exista el canal de flujo astenosférico que desacople la placa subducida del manto, por lo que se crea un flujo originado por el arrastre de la placa. En la región 4, península de Baja California, φ se orienta E-O, debido a la dirección de flujo provocada por la subducción de la placa de Farallón y los valores de δt decrecen en la zona centro de la península de Baja California debido a un flujo vertical del manto. Las mediciones en el continente, se alinean con la dirección NE-SO de un evento extensional ocurrido en la región de Cuencas y Sierras Mexicanas. En la región 5, norte y noreste del país, la dirección rápida tiene una orientación NO-SE debido a la orogenia Laramide, la cual fue un evento compresivo en dirección NE-SO. Adicionalmente, se logró medir un segundo estrato anisótropo en la estación de LNIG, posiblemente sea el resultado de la orogenia Ouachita.

ABSTRACT.

The shear-wave splitting parameters ϕ and δt , that describe upper mantle anisotropy, were measured under several stations operated by the Mexican National Seismology Bureau (Servicio Sismológico Nacional, SSN). The shear wave splitting parameters were obtained analyzing mainly the *SKS* phase and other similar core-refracted phases, using the method of *Silver and Chan* [1991]. I ran a grid search through the plausible values for ϕ and δt in order to find those values that result in the covariance matrix closest to a singular matrix for the two horizontal orthogonal components. I stacked the individual and reliable measurements of ϕ and δt to obtain an average value at each station. Because distinct patterns in the wave splitting values obtained and because of the distribution of stations, we divided the region into 5 sub regions.

We propose an explanation of the origin of the anisotropy for each zone. In region 1, the Yucatán peninsula, ϕ values are oriented ENE-WSW, coinciding with the absolute motion of the North American plate. In region 2, Chiapas, δt values are small and there is much uncertainty in ϕ values. The uncertainty may be caused by tectonic complexity of the region; it is possible to observe a transition to the regime of the Central American subduction zone. In region 3, central Mexico, δt values are close to 1 s, the fast axes values are oriented perpendicular to the trench. A likely explanation is that because the Cocos plate is young and hot it does not generate an asthenospheric flow channel that decouples the subducting plate from the mantle, so it creates a flow caused by the drag of the plate. In region 4, the Baja California peninsula, ϕ values are oriented EW because of flow caused by the subduction of the Farallon plate. Decreasing δt values are observed in the central part of the Baja California peninsula, compared to the north part, due to a vertical flow of the mantle. Measurements in the continent are aligned with the direction NE-SW of an extensional event that occurred in the Mexican Basin and Range. In region 5, north and north east Mexico, the fast direction is oriented NW-SE due to the Laramide orogeny, which was a compressive event in NE-SW direction. Additionally, a second anisotropic layer can be observed at the station LNIG, possible as a result of the Ouachita orogeny.

ÍNDICE.

AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	5
ABSTRACT	6
INDICE	7
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABLAS	10
INTRODUCCIÓN	11
1. TEORÍA	16
1.1 Anisotropía Sísmica.....	16
1.2 Método de Silver Y Chan [1991].....	21
2. DATOS Y PROCEDIMIENTO	28
3. RESULTADOS	37
4. DISCUSIÓN	52
4.1 Región 1: Península de Yucatán.....	52
4.2 Región 2: Chiapas.....	53
4.3 Región 3: Centro del país.....	54
4.4 Región 4: Península de Baja California.....	56
4.5 Región 5: Norte y noreste del país.....	57
5. CONCLUSIONES	66
6. BIBLIOGRAFÍA	68
ANEXOS	72
A1: Relaciones entre el tensor de cuarto orden C_{ijkl} , y la matriz M_{ij}	72
A2: Tablas y mapas de los resultados individuales de cada estación.....	73

LISTA DE FIGURAS.

Figura 1: Recopilación de mediciones de partición de onda de corte.....	12
Figura 2: Resumen cómo es la transición de trinchera para diversas zonas de subducción en el mundo.....	13
Figura 3: Representación de 2 tipos de flujo en el manto superior.....	15
Figura 4: Esquema de onda de corte que se divide en un medio anisótropo.....	16
Figura 5: Características del olivino: velocidades de onda P y S , ejes y planos cristalográficos.....	19
Figura 6: Relación entre el tipo de olivino y el flujo del manto superior.....	20
Figura 7: Relación entre los sistemas cartesianos: N-S, E-O, R-T y F-S.....	24
Figura 8: Trayectoria de las fases SKS y $SKKS$	26
Figura 9: Contribución de los estratos anisótropos.....	27
Figura 10: Distribución de las estaciones de SSN empleadas en el trabajo.....	28
Figura 11: Ubicación de epicentros de los sismos utilizados y sus trayectoria.....	32
Figura 12: Ejemplo de curva del 95% de confianza.....	34
Figura 13: Ejemplo de formas de onda rápida y lenta.....	35
Figura 14: Ejemplo de formas de onda radial, transversal, radial corregida y transversal corregida.....	36
Figura 15: Mediciones de φ y δt apiladas en las estaciones empleadas.....	39
Figura 16: Mediciones de φ y δt apiladas en las estaciones del centro, sur y sureste del país.....	40
Figura 17: Mediciones de φ y δt apiladas en las estaciones del noroeste del país..	41
Figura 18: Recopilación de mediciones de φ y δt hechas en el país.....	42
Figura 19: Recopilación de mediciones de φ y δt hechas en centro, sur y sureste del país.....	43
Figura 20: Recopilación de mediciones de φ y δt hechas en el noroeste del país...	44
Figura 21: Mediciones de φ y δt para el sismo de 11/12/14.....	49
Figura 22: Formas de onda de las fases SKS y $SKKS$ para el sismo de 11/12/14...	50
Figura 23: Curvas del 95% de confianza para la estación LNIG con los registros del sismo 11/12/14.....	51
Figura 24: Reconstrucción paleo-geográfica del Jurásico temprano-medio.....	52
Figura 25: Representación dos tipos de flujo que pueden existir en una zona de subducción.....	54
Figura 26: Posibles escenarios para la astenosfera en una zona de subducción....	55

Figura 27: Formas de onda para la estación LNIG, para el sismo de 10/02/18.....	58
Figura 28: Curva del 95% de confianza para la estación LNIG para el sismo de 10/02/18.....	59
Figura 29: Formas de onda para la estación LNIG, para el sismo de 11/12/14.....	60
Figura 30: Distribución back azimutal de las 12 mediciones realizadas para la estación de LNIG.....	61
Figura 31: Esquema de la partición de onda de corte para el caso de dos estratos anisótropos.....	62
Figura 32: Gráficas de los parámetros de partición en función del back azimut para la estación de LNIG.....	63
Figura A2.1: Mediciones de φ y δt individuales en las estaciones empleadas.....	78
Figura A2.2: Mediciones de φ y δt individuales en las estaciones del centro, sur y sureste del país.....	79

LISTA DE TABLA.

Tabla 1: Parámetros de fuente de los sismos empleados.....	29
Tabla 2: Resultados apilados de los parámetros de partición medidos en cada estación.....	38
Tabla 3: Mediciones de los parámetros de anisotropía del sismo del 11/12/14.....	46
Tabla A2: Resultados individuales de los parámetros de partición medidos en cada estación.....	73

INTRODUCCIÓN.

México es un país que presenta una gran actividad tectónica la cual se genera de la interacción de las placas Norteamericana, Pacífico, Cocos, Rivera y del Caribe. Un ejemplo de esta gran actividad se muestra en el Eje Volcánico Trans-Mexicano (EVTM). Sin embargo la historia tectónica del país aun no es comprendida del todo, por lo que la determinación de la anisotropía sísmica puede ser muy útil para conocer las deformaciones existentes tanto en la corteza como en el manto y por consiguiente bosquejar las fuerzas que tienen presencia en el manto.

En la zona de subducción de la costa mexicana del pacífico, resulta complicado determinar cómo es la interacción entre la placa continental, la placa subducida y el manto superior. Sin embargo si conocemos la relación entre la anisotropía y la dirección del flujo del manto es posible realizar hipótesis y algunos modelos que nos permitan conceptualizar los procesos que han ocurrido en esta zona de gran importancia, ya que es donde se originan la mayor cantidad de sismos del país, aunado a que históricamente son los que más han afectado a la Ciudad de México.

En este trabajo nos enfocaremos únicamente en determinar la anisotropía generada por debajo de las estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional en la parte superior del manto. La medición de estos valores permitirá conocer el efecto que produce el movimiento absoluto de las placas tectónicas en el manto superior, así como establecer la relación existente entre la anisotropía y los procesos tectónicos ocurridos debajo de dichas estaciones sísmicas.

Para poder determinar la anisotropía se empleó el método de *Silver y Chan* [1991], en el cual se realizan la medición de dos parámetros. El primero de ellos, δt , que es el tiempo de retardo que existe en la llegada de la onda de corte lenta con respecto de la rápida y el segundo, ϕ , es un ángulo que indica la dirección de polarización rápida de la onda de corte, medido en grados al este a partir del norte geográfico.

Para dar explicación a la anisotropía en el manto superior es necesario conocer la cantidad y características del olivino, debido a que es el mineral que más contribuye en la anisotropía del manto superior. Del mismo modo es importante saber las características de las deformaciones y procesos tectónicos (episodios de orogenia, de extensión, fallas de rumbo y el movimiento absoluto de la placa) que existen en el manto superior. Tomando en cuenta estas consideraciones pueden obtenerse tres posibles escenarios que originen la anisotropía en esta zona, los cuales son el movimiento absoluto de la placa, el último episodio de deformación y esfuerzos presentes en dicha zona.

Introducción.

Se han realizado mediciones en diversas zonas de subducción para conocer el efecto que tiene la placa subducida en el flujo del manto. *Long y Silver* [2008] realizan una recopilación de las mediciones obtenidas en zonas de subducción (ver figura 1) y observaron que en la gran mayoría de estas zonas el eje de polarización rápida se orienta paralelo a la trinchera debido a la geometría de la subducción y al tipo de olivino que se genera por debajo de la placa, el cual depende de la temperatura y de la cantidad de agua y esfuerzos.

Sin embargo, en las regiones de Cascadia y para una parte de Chile-Argentina notaron que el eje de polarización rápida es perpendicular a la trinchera, posiblemente esto se deba a que al ser una placa joven, no existe un canal de flujo astenosférico que desacople la placa subducida del manto superior. De tal modo que pueden existir diferencias significativas en la anisotropía cuando se mueven de una región tectónica particular a una contigua.

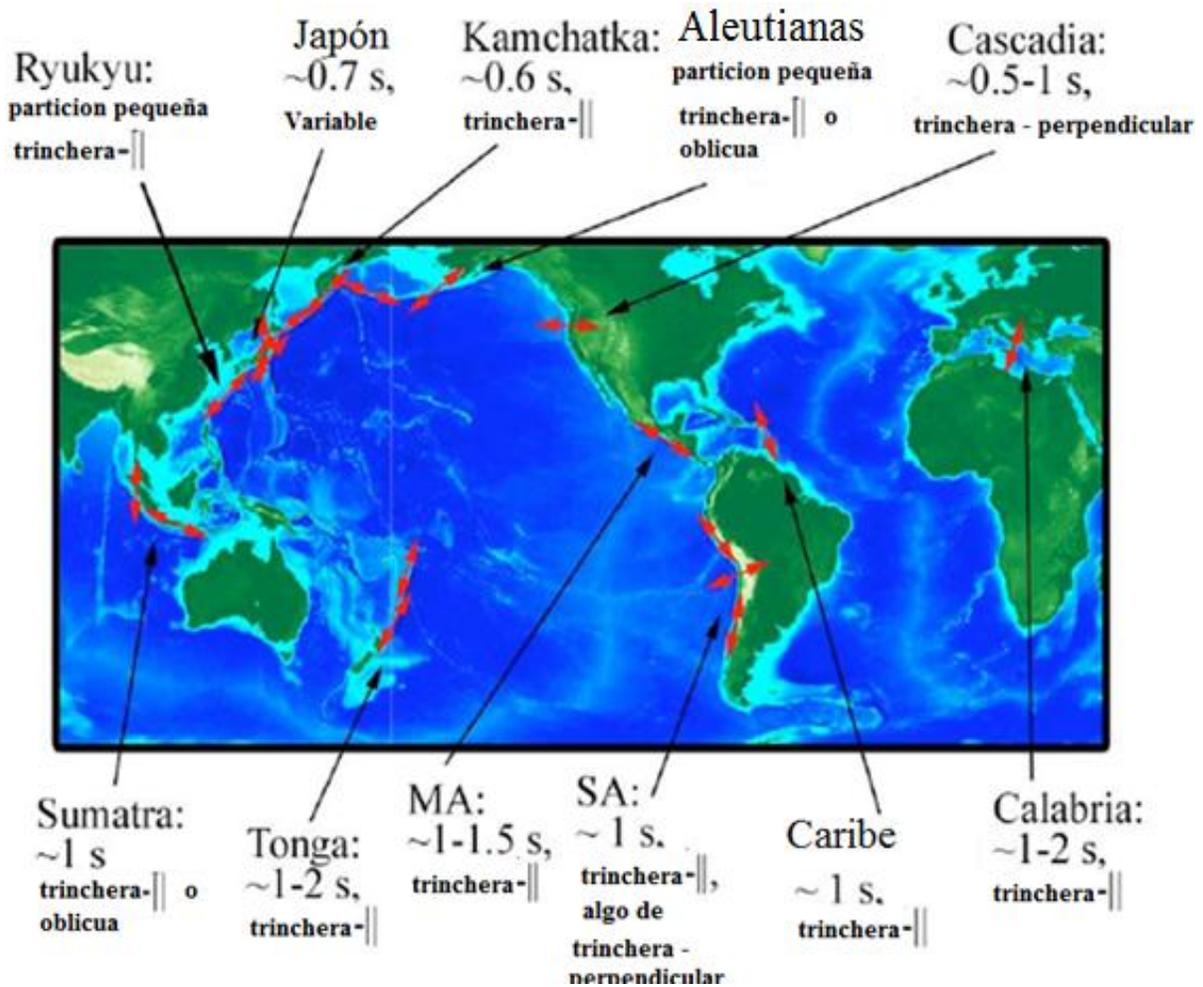


Figura 1. Muestra una recopilación de las mediciones de partición de onda de corte, realizadas en diversas zonas de subducción del mundo, las flechas en rojo indican el promedio de la dirección de polarización rápida. Del mismo modo se muestra el valor promedio de δt para cada una de las regiones que se ejemplifican. Figura modificada de *Long y Silver*, [2008].

Introducción.

Muchas de las regiones de subducción presentan una transición de ejes rápidos paralelos cerca de la trinchera a ejes rápidos perpendiculares conforme se alejan de ésta, ésta transición se debe a que las condiciones de temperatura, presión y saturación de agua de la cuña del manto aumentan la probabilidad de que exista un olivino del tipo B (ver figura 6b). Este fenómeno lo podemos apreciar principalmente en las zonas de Ryukyu, Marianas y Tonga (ver figura 2).

Cuando las mediciones de la anisotropía se realizan para muestrear la cuña del manto resulta más difícil su interpretación debido a que los patrones de partición observados en esta zona son mucho más variables en su dirección de polarización rápida. De misma forma los valores de δt en esta zona del manto varían en gran medida su magnitud según la región, en Indonesia y América del Sur son valores muy pequeños por lo que son medios prácticamente isotrópicos y en zonas como Ryukyu y Tonga los valores son mayores a 1 s [Long y Silver, 2008].

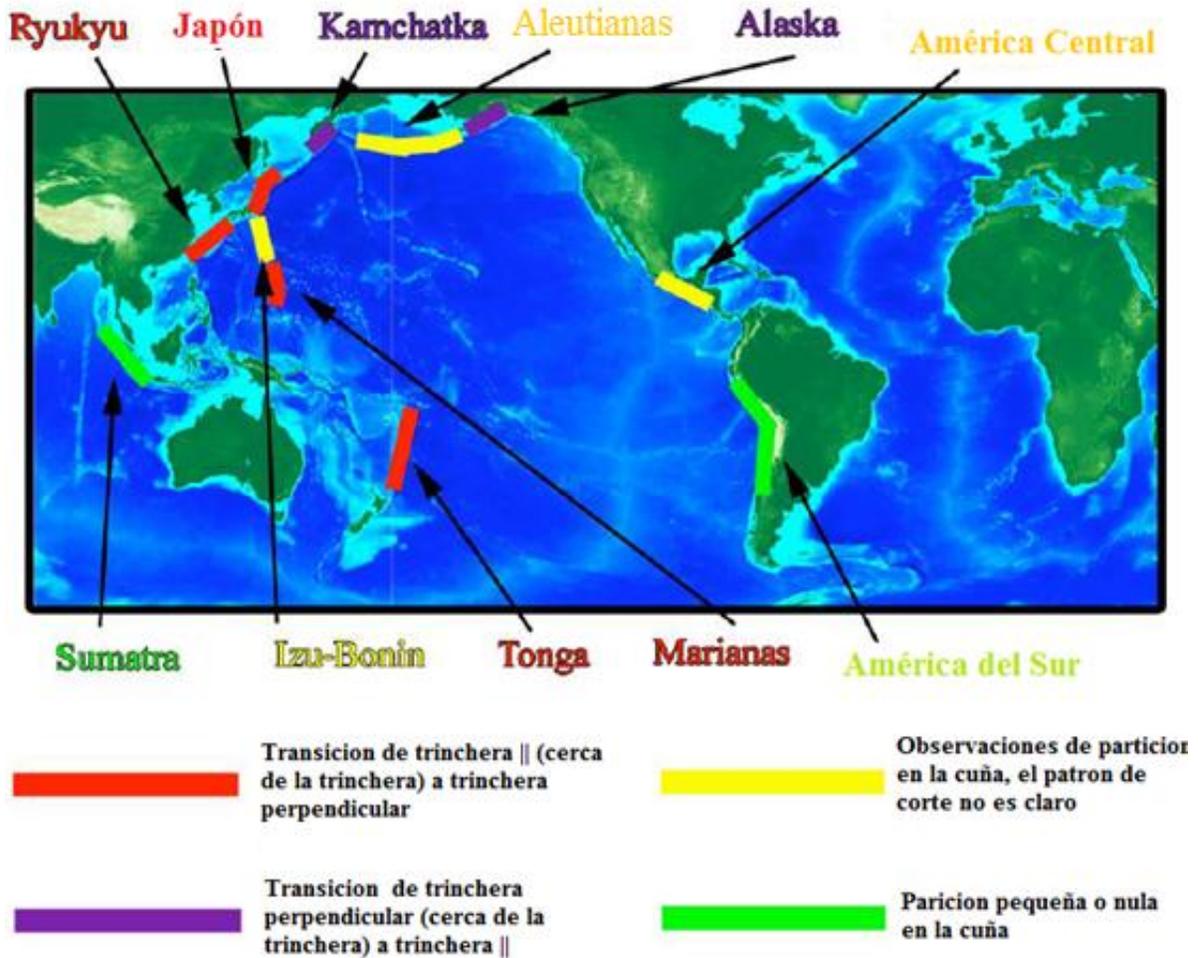


Figura 2. Muestra un resumen de cómo es la transición de la trinchera para diversas zonas de subducción alrededor del mundo. Figura modificada de Long y Silver, [2008].

Introducción.

En particular para México *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem y Valenzuela* [2007] realizaron las mediciones para algunas de las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Encontraron que los ejes de polarización rápida en promedio se orientan NE-SO, con valores de δt menores a 1 s en la mayoría de las estaciones. Propusieron que la anisotropía debajo de algunas estaciones ubicadas en el centro y sur del país, puede ser explicada por el movimiento relativo entre las placas de América del Norte y Cocos.

Obrebski et al. [2006], *Obrebski* [2007] y *Van Benthem et al.* [2008] midieron la anisotropía del manto superior por debajo de estaciones alrededor del Golfo de California. Ellos encontraron que por debajo de la mitad norte, así como del extremo sur, de la península de Baja California el eje rápido tiene una orientación E-O que puede ser el resultado de la subducción de la placa de Farallón. *Van Benthem et al.* [2008] encontraron poca anisotropía horizontal por debajo de Baja California Sur. Los resultados obtenidos en las estaciones ubicadas en la parte continental pueden explicarse por el movimiento absoluto de la placa Norteamericana y posiblemente también por la extensión ocurrida durante el Mioceno.

En distintos segmentos de la Fosa Mesoamericana (Middle American Trench) se ha encontrado que el eje rápido se orienta perpendicular a la trinchera. *Bernal Díaz et al.* [2008] encontraron que por debajo del Istmo de Tehuantepec el eje rápido es perpendicular a la trinchera. Adicionalmente, en esta misma región *León Soto et al.* [2011] encontraron ejes rápidos perpendiculares a la trinchera dentro de la cuña del manto utilizando la onda *S* de sismos locales producidos dentro de la placa de Cocos subducida. *León Soto et al.* [2009] encontraron que el eje rápido por debajo del Bloque Jalisco se orienta perpendicular a la trinchera.

Asimismo, *Rojo Garibaldi* [2011] trabajó con las estaciones del arreglo MASE, y mostró que para la parte sur del arreglo los valores de δt son inferiores a 1 s. con una orientación de polarización rápida NE-SW, prácticamente perpendicular a la trinchera y concordante con el movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norteamericana. Para la parte norte del arreglo las mediciones de anisotropía se asocian a la zona de la cuña del manto, la orientación de polarización rápida es N-S y NNO-SSE siendo aproximadamente perpendicular a la trinchera, estas observaciones son consistentes con un flujo "entrained" 2-D por debajo de la placa subducida y con flujo de esquina bidimensional dentro de la cuña del manto, aunque es imposible determinar la contribución relativa al δt en estas dos regiones.

Introducción.

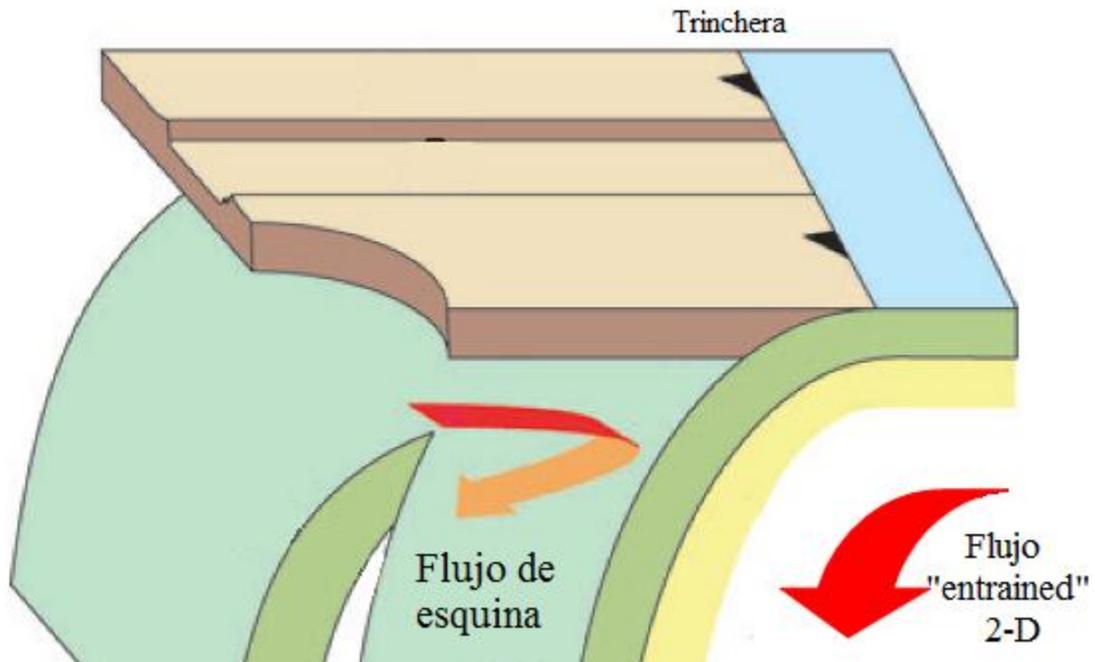


Figura 3. Muestra como es la dirección del flujo de esquina y del flujo "entrained" 2-D para un sistema de subducción. Figura modificada de *León Soto et al.* [2009].

1. TEORÍA.

1.1 Anisotropía Sísmica.

La anisotropía sísmica es el término usado para describir un medio cuyas propiedades elásticas están en función de una dirección preferencial. Las ondas elásticas en un medio anisótropo viajan a diferentes velocidades dependiendo tanto de la dirección de propagación como de la dirección de polarización.

Este cambio de velocidad es posible medirlo gracias al fenómeno físico de partición de onda de corte (ver figura 4), lo que implica que la onda al viajar por un medio anisótropo se divide en dos ondas denominadas onda rápida y onda lenta, las cuales forman un ángulo de 90° entre sí. Es importante mencionar que una vez que las ondas de corte rápida y lenta hayan salido del medio anisótropo no podrán volver a reconstruir la onda original lo cual nos permite realizar las mediciones pertinentes en superficie. Este efecto puede ser observado en fases teleseísmicas como *SKS*, *SKKS* y *PKS* principalmente.

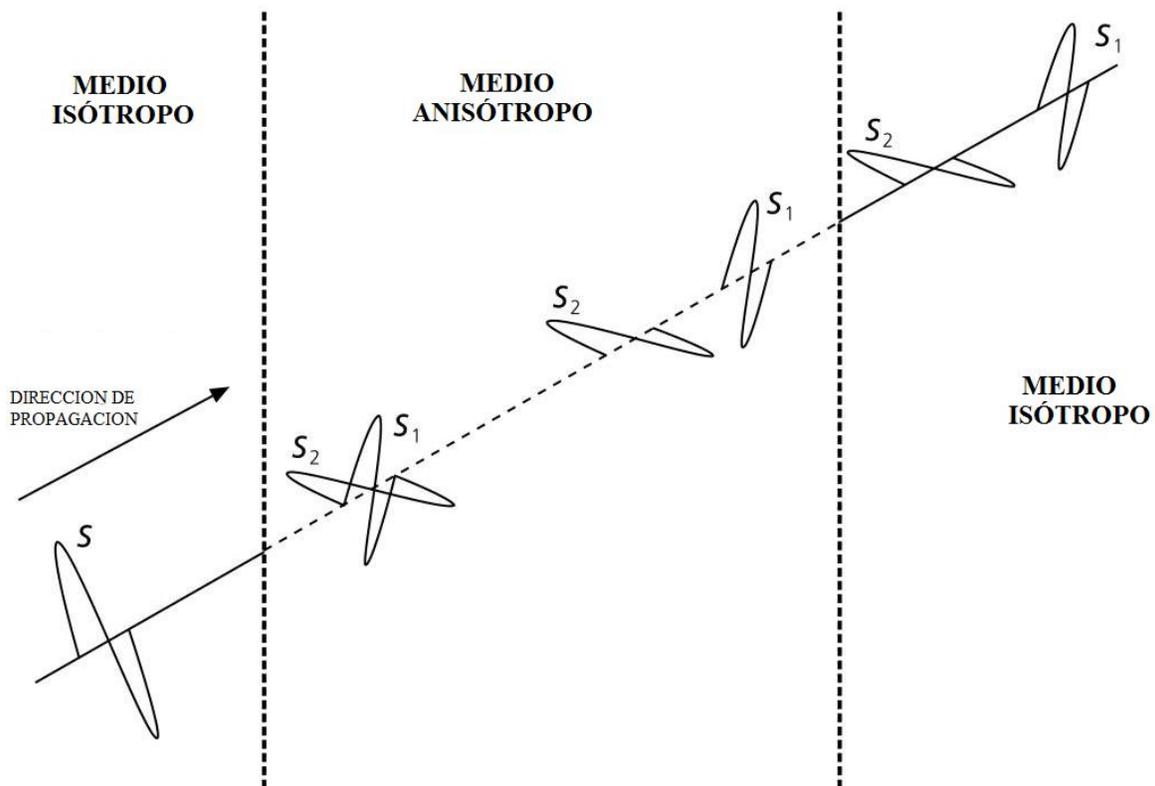


Figura 4. Esquema de una onda de corte con polarización radial. Al ingresar a un medio anisótropo es particionada a lo largo de las direcciones anisótropas rápida y lenta, originando una separación en tiempo. Al abandonar el medio anisótropo las ondas rápida y lenta no podrán reconstruir la onda original aun cuando vuelvan a ingresar a un medio isótropo. Figura modificada del libro de Stein y Wysession [2003].

En el manto superior la anisotropía sísmica es una consecuencia de la orientación preferente de la red de los minerales anisótrpos del manto, conocido como la fábrica. Cuando los agregados de estos minerales sufren deformación por el flujo del manto, los cristales individuales tienden a alinearse en direcciones preferentes, dando como resultado la anisotropía sísmica.

Las fuentes de anisotropía pueden dividirse principalmente en dos: la primera de ellas es a escala macroscópica, es originada por la interacción de las ondas sísmicas con estratos de diferentes velocidades de propagación y es conocido como anisotropía de orientación de forma preferente, SPO por sus siglas en ingles (shape-preferred orientation anisotropy) [Stein y Wysession, 2003].

Asimismo la anisotropía también puede ocurrir en escala microscópica, esto dependerá del sistema cristalino al que pertenezcan el o los minerales más abundantes de la zona. Para que podamos apreciar un efecto a escala macroscópica es necesario que ocurra algún proceso tectónico que alinee los ejes de polarización rápida del cristal en una misma dirección preferente. A este tipo de anisotropía se lo conoce como orientación preferente de la red, LPO por sus siglas en ingles (lattice-preferred orientation, LPO) [Stein y Wysession, 2003].

Si la relación entre la dirección del flujo y la anisotropía resultante es conocida, entonces una medición de la dirección de polarización rápida de la anisotropía debajo de una estación sísmica puede proporcionar información sobre la geometría del flujo local de cierta capa [Silver y Chan, 1991].

Un medio elástico e isótropo puede ser descrito por la ley de Hooke, la cual relaciona los esfuerzos con las deformaciones:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos, ε_{kl} es el tensor de deformaciones y C_{ijkl} es el módulo elástico, el cual describe las propiedades del material. Por la simetría del tensor de esfuerzos, de deformaciones y la energía de deformación tenemos que $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}$ y para un material isótropo las 81 constantes elásticas se reducen a las dos constantes de Lamé λ y μ , quedando el modulo elástico de la siguiente manera:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ij} \delta_{kl} + \delta_{il} \delta_{jk})$$

dado que es muy complicado plasmar un tensor de cuarto orden, por facilidad se expresa en forma matricial utilizando las relaciones del anexo A1, quedando el modulo elástico de la siguiente forma:

$$M = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix}$$

El mineral predominante en la parte superior del manto es el olivino. La mayoría de los autores trabaja bajo el supuesto que en esta zona se tiene una concentración del 50 al 70% aproximadamente y el resto está conformado por ortopiroxeno [Silver y Chan, 1991]. El olivino, el cual puede observarse en la figura 5.a, es el mineral que más contribuye en la anisotropía sísmica, tiene una densidad de 3.3 g/cm³, pertenece al sistema cristalino ortorrómbico. Esto implica que las longitudes de sus ejes cristalinos son todas diferentes ($a \neq b \neq c$) y que los ángulos formados entre estos ejes son iguales a 90° ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$), como se puede ver en la figura 5.b. Tiene tres planos de simetría perpendiculares [100], [010] y [001] (ver figura 5.c) y nueve constantes elásticas independientes, por lo que es necesario reescribir el modulo elástico de la siguiente forma:

$$M = \begin{bmatrix} \frac{1}{E_x} & -\frac{\nu_{yx}}{E_y} & -\frac{\nu_{zx}}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_{xy}}{E_x} & \frac{1}{E_y} & -\frac{\nu_{zy}}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_{xz}}{E_x} & -\frac{\nu_{yz}}{E_y} & \frac{1}{E_z} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2G_{xy}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2G_{xz}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2G_{yz}} \end{bmatrix}$$

donde: E_x , E_y y E_z son los módulos de elasticidad longitudinal, G_{xy} , G_{xz} y G_{yz} son los módulos de rigidez y ν_{xy} , ν_{yx} y ν_{zx} son los coeficientes de Poisson. Asimismo $\frac{\nu_{yx}}{E_y} = \frac{\nu_{xy}}{E_x}$, $\frac{\nu_{zx}}{E_z} = \frac{\nu_{xz}}{E_x}$ y $\frac{\nu_{yz}}{E_y} = \frac{\nu_{zy}}{E_z}$. De modo que para el olivino su módulo elástico C_{ijkl} ¹ es:

¹ El modulo elástico C_{ijkl} del olivino fue tomado de Babuska y Cara [1991].

$$M_{\text{olivino}} = \begin{bmatrix} 323.7 & 66.4 & 71.6 & 0 & 0 & 0 \\ 66.4 & 197.6 & 75.6 & 0 & 0 & 0 \\ 71.6 & 75.6 & 235.1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 64.6 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 78.7 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 79 \end{bmatrix}$$

En el manto superior la anisotropía sísmica es una consecuencia de la orientación preferente de la red (LPO) de los minerales del manto, conocido como la fábrica. Cuando los agregados de olivino sufren deformación por el flujo del manto, los cristales individuales tienden a alinearse en direcciones preferentes, resultando en anisotropía sísmica. Si la relación entre la dirección del flujo y la anisotropía resultante es conocida, entonces una medición de la dirección de polarización rápida de la anisotropía debajo de una estación sísmica puede proporcionar información sobre la geometría del flujo local [Silver y Chan, 1991].

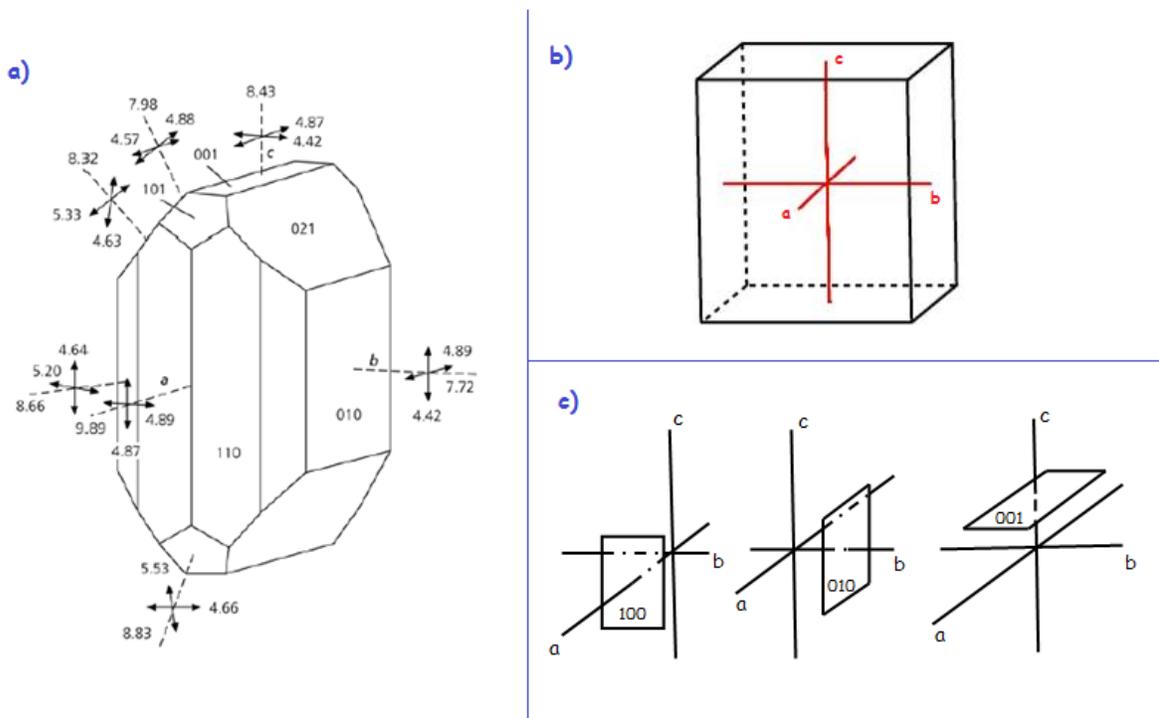


Figura 5. a) Se muestran las velocidades de las ondas P (líneas discontinuas) y S (pares perpendiculares en líneas solidas) en km/s para diferentes direcciones relativas a la estructura cristalina del olivino. El eje a , que es perpendicular al plano [100], es la dirección de velocidad más rápida a través del cristal, así como también es la dirección de deslizamiento dominante. La figura fue tomada del libro de Stein y Wysession [2003]. **b)** Se expone una de las posibles representaciones de los ejes cristalográficos de un cristal perteneciente al sistema ortorrómbico. Las longitudes de los ejes son todas diferentes y los ángulos formados entre si son iguales a 90° . **c)** Presenta los tres planos de simetría que posee un cristal del sistema ortorrómbico. El plano [100] es perpendicular al eje a , el plano [010] es perpendicular al eje b y el plano [001] es perpendicular al eje c .

Teoría. Anisotropía Sísmica

Se han descubierto una gran cantidad de tipos de fábricas para el olivino, desde el original de tipo A, así como de tipo B, C, D, cada uno asociado con un conjunto específico de condiciones físicas tales como la temperatura, los esfuerzos y el contenido de agua. Para fines prácticos en la técnica de partición de ondas de corte propuesta por *Silver y Chan* [1991], ha resultado que el tipo de fábrica que cambia en gran medida la relación entre la dirección de onda rápida y la dirección de flujo es el de tipo B.

En un flujo horizontal, la dirección de polarización rápida de la onda S es subparalela a la dirección del flujo para los olivinos de tipo A, agua escasa y pocos esfuerzos, y tipo C, rico en agua y pocos esfuerzos (ver figura 6.a). Sin embargo para el tipo B, rico en agua, bajas temperaturas y altos esfuerzos (ver figura 6.b), la dirección de polarización rápida de la onda S es prácticamente perpendicular a la dirección de flujo [*Jung y Karato*, 2001]. En consecuencia la anisotropía sísmica en regiones ricas en agua que corresponden a una geometría de flujo dado será diferente a la de las regiones pobres en agua. Sin embargo la diferencia entre las fábricas también dependerá de la temperatura y de la magnitud de los esfuerzos que se estén aplicando en la región.

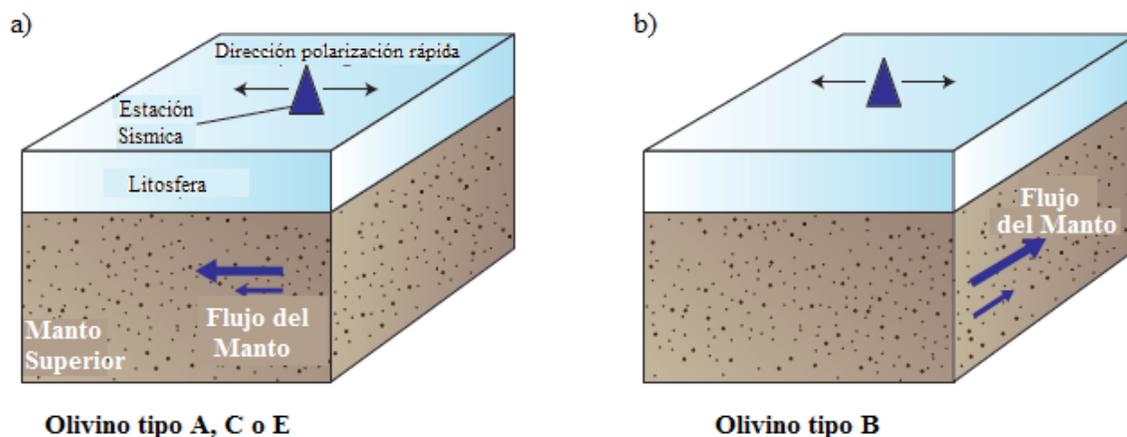


Figura 6. a) Se muestra que la relación entre la dirección del flujo del manto y la dirección de polarización rápida es subparalela entre sí para olivinos de tipo A, C y E. b) Se observa que la relación entre el flujo del manto y la dirección de polarización rápida es sub perpendicular entre sí para olivino tipo B. Figura modificada de *Long*, [2009]

Las condiciones para tener un olivino del tipo B se pueden encontrar en la cuña del manto por encima de las zonas de subducción, donde una placa tectónica se hunde por debajo de otra. Aquí, las observaciones de división de onda de corte se han explicado con éxito con los modelos que tengan una fábrica tipo B [*Long*, 2009].

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

Una vez que se conoce la relación entre la dirección de polarización rápida y la dirección del flujo del manto es posible determinar las causas que dan origen a la anisotropía del manto superior ubicada por debajo de la estación de medición. La primera es para regiones donde no se ha producido deformación tectónica por lo que la anisotropía es generada por el movimiento absoluto de la placa, concentrando las deformaciones en la litosfera por lo que la dirección de polarización rápida será paralela a la dirección del desplazamiento de la placa [Silver y Chan, 1991].

El segundo caso nos dice que la anisotropía del manto está dominada por el último episodio significativo de deformación interna coherente de la litosfera continental por algún proceso tectónico, para inferir en este caso la dirección de polarización rápida se usan las estructuras geológicas observables en la superficie. Este tipo de anisotropía es comúnmente denominada como anisotropía “fósil”, ya que la anisotropía del manto superior puede ser preservada por cientos de millones de años [Silver y Chan, 1991; Silver 1996].

Finalmente para el caso en el que existen esfuerzos presentes tanto en la corteza continental como en la litosfera, aquí es más difícil de pronosticar cuál será la dirección de polarización rápida. Se han realizado mediciones de anisotropía en zonas de subducción para estudiar los efectos de la placa subducida sobre el flujo del manto [Silver y Chan, 1991].

1.2 Método de Silver y Chan [1991].

Se utilizó el método de covarianza propuesto por Silver y Chan [1991], en el cual se ocupan ondas de corte telesísmicas, por facilidad únicamente se explicará para la fase *SKS*, la cual esta polarizada radialmente. El principio de este método es encontrar los valores de ϕ , que es la dirección de polarización rápida de la onda y el retraso δt entre las dos ondas en las que se descompone la onda de corte, éstas son las componentes rápida y lenta, las cuales son ortogonales entre sí, esto con la finalidad de poder invertir el efecto de la anisotropía.

Siguiendo a Silver y Chan [1991], en un medio homogéneo e isótropo una onda de corte que llega a la superficie en un tiempo T_0 después de recorrer una trayectoria de longitud L puede ser representada por la siguiente función vectorial.

$$\vec{u}(\omega) = \vec{A}w(\omega)\exp[-i\omega T_0], \quad (1)$$

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

donde A es un vector complejo que representa la amplitud, y $w(\omega)$ es la función de ondícula que resulta de multiplicar la transformada de Fourier de la función temporal de fuente, el operador de atenuación y la respuesta del instrumento.

Podemos escribir al vector A como $A = A\hat{p}$, donde A es un escalar complejo y \hat{p} es un vector unitario real que apunta en la dirección del desplazamiento y que está contenido en el plano ortogonal a la dirección de propagación \hat{b} . Si se incorpora a A en la definición de $w(\omega)$ podemos reescribir (1) de la siguiente manera

$$u(\omega) = w(\omega)\exp[-i\omega T_0]\hat{p}. \quad (2)$$

Se ignoran los cambios de fase en la componente radial producidos en la superficie libre ya que para ángulos de llegada cercanos a la vertical resulta ser una buena aproximación. Se modela la partición debido a la anisotropía como la operación geométrica de proyectar \hat{p} sobre las direcciones de polarización rápida y lenta (\hat{f} y \hat{s}) y desplazar estas dos componentes un tiempo $\delta t/2$ antes y $-\delta t/2$ después, respectivamente para un tensor de elasticidad C_{ijkl} , \hat{f} y \hat{s} son los eigenvectores casi de corte de la matriz de polarización V [Backus, 1965], definida por

$$\rho V_{il} \equiv C_{ijkl} \hat{p}_j \hat{p}_k, \quad (3)$$

con eigenvalores β_2^2 y β_1^2 que corresponden a las dos velocidades de corte al cuadrado (onda rápida y onda lenta). Para anisotropía pequeña, δt puede ser convenientemente expresado en términos de una perturbación relativa en la velocidad de corte $\delta\beta = \beta_0^{-1}(\delta\beta_1 - \delta\beta_2)$ como:

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

donde $\delta\beta_{1,2} = \beta_{1,2} - \beta_0$ y β_0 es la velocidad de corte isótropa definida como $\delta\beta_1 + \delta\beta_2 = 0$. El proceso de producir una onda de corte particionada $u_s(\omega)$ se puede representar como la aplicación del operador de partición

$$\Gamma \equiv \exp[i\omega\delta t/2]\hat{f}\hat{f} + \exp[-i\omega\delta t/2]\hat{s}\hat{s}. \quad (5)$$

A una señal de la forma (2) con la forma de onda particionada resultante

$$u_s(\omega) = w(\omega)\exp[-i\omega T_0]\Gamma(\Phi, \delta t) \cdot \hat{p}, \quad (6)$$

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

donde Φ es el ángulo entre \hat{f} y \hat{p} . Si se define el tensor

$$\delta T = \delta t / 2 (\hat{f}\hat{f} - \hat{s}\hat{s}), \quad (7)$$

entonces Γ puede ser escrito más compactamente como

$$\Gamma = \exp[i\omega\delta T(\Phi, \delta t)], \quad (8)$$

en analogía con el caso isótropo (2).

Los dos parámetros que pueden ser medidos son φ y δt . La forma más sencilla de calcular dichos parámetros es tratar de corregir la anisotropía y escoger el par de valores de φ y δt que este más cercano a regresar la ecuación (6) a la forma de la ecuación (2) al revertir las operaciones geométricas, es decir, buscando el operador inverso Γ^{-1} . De la ecuación (5) podemos ver que éste operador es unitario entonces el inverso es simplemente el complejo conjugado Γ^* . Suponiendo que se conoce el plano de polarización de la onda cortante, Γ^{-1} puede encontrarse calculando la matriz bidimensional de covarianza en el dominio del tiempo para el movimiento de partículas en este plano, ya que sus eigenvalores se pueden usar como una medida de linealidad [Vidale, 1986].

Para dos componentes ortogonales cualesquiera que hagan ángulos de φ y $\varphi + \frac{\pi}{2}$ con el vector \hat{p} y para un retraso δt , podemos definir la covarianza c_{ij} entre las componentes horizontales como

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

En ausencia de anisotropía c_{ij} tendrá un eigenvalor distinto de cero, es decir $\lambda_1 = E_u = \int_{-\infty}^{\infty} w(t)^2 dt$ y su correspondiente eigenvector \hat{p} . En presencia de anisotropía c_{ij} tendrá dos eigenvalores distintos de cero, λ_1 y λ_2 a menos que $\varphi = n\pi/2$ ($n=0, 1, 2, \dots$) o δt sea cero [Silver y Chan, 1991].

Para cualquier par de valores ($\varphi, \delta t$), la matriz de covarianza $\check{c}(\varphi, \delta t)$ para los sismogramas rotados y desplazados puede ser expresada en términos de la covarianza $c(\delta t)$ de un sistema coordinado de referencia, que por practicidad suele ser el sistema norte-sur, este-oeste (ver figura 7) y tendremos las componentes:

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

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

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

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

donde el tensor de rotación R define el cambio de sistema coordenado del marco de referencia hacia uno que está definido por los ejes rápido y lento.

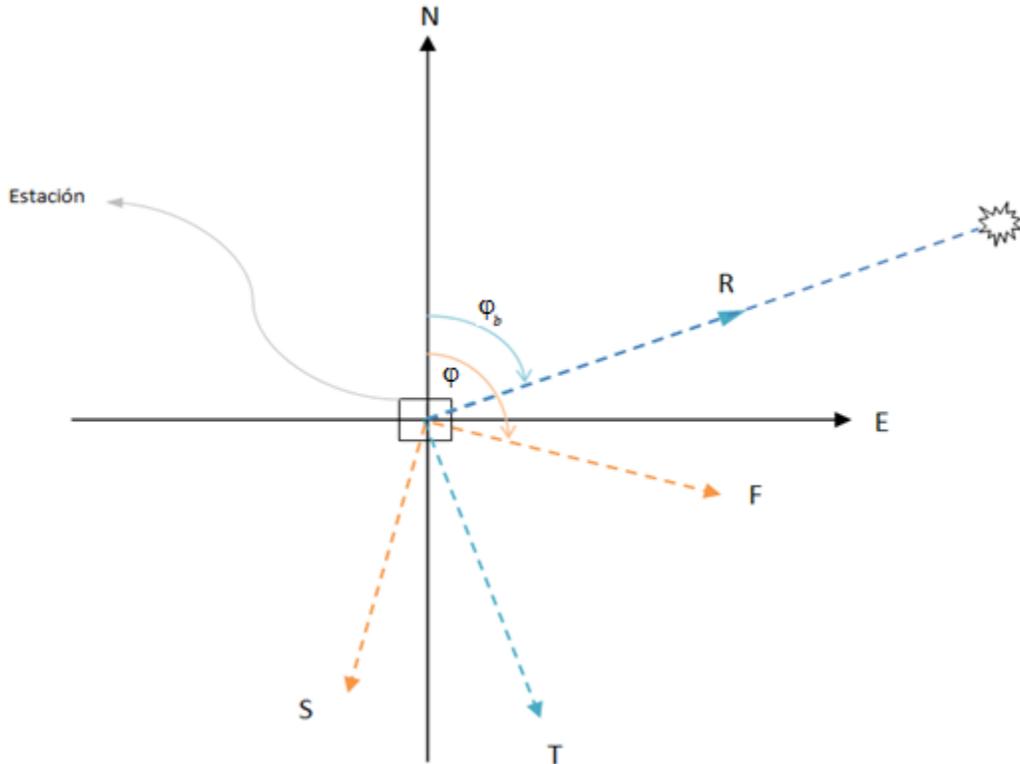


Figura 7. Relación del sistema coordenado N-S, E-O con las componentes radial (R) y transversal (T) y con los ejes de polarización rápida (F) y lenta (S), desde la estación de observación. Siendo φ el ángulo formado entre el norte geográfico y el eje de polarización rápida medido grados al este del norte y φ_b (back azimuth) el ángulo formado entre el norte geográfico y la componente radial medido grados al este del norte.

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

Un caso especial en la medición de la partición es cuando el vector de polarización isótropo \vec{p} es conocido, como con las fases *SKS* y *SKKS*. En este caso se puede minimizar la energía $E_t = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_t^2(t)dt$ en la componente transversal corregida en vez de λ_2 .

En presencia de ruido, $n(t)$, \tilde{c} no será singular y en su lugar se buscará la matriz que sea más cercana a ser singular. El método de *Silver y Chan* [1991] encuentra el mínimo de $\lambda_2, \lambda_2^{\min}$. La importancia de λ_2^{\min} es que constituye una medición de la varianza del proceso de ruido. Para estimar el error en las mediciones de partición tomamos a λ_2^{\min} como la suma de cuadrados en un proceso de ruido, el cual suponemos que tiene aproximadamente la distribución χ^2 . Para v grados de libertad y k parámetros, se escoge la región para un nivel de confianza α que se define por los valores de λ_2 que satisface la siguiente desigualdad:

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2^{\min}} \leq 1 + \frac{k}{v-k} f_{k,v-k}(1-\alpha) \quad (14)$$

[*Jenkins y Watts*, 1968; *Bates y Watts*, 1988] donde f es el inverso de la distribución F , $k = 2$ (φ y δt), v , es una cantidad que depende tanto de la respuesta del instrumento como del espectro del ruido, $\alpha = 0.05$, este valor indica que dentro de la curva de confianza existe el 95% de probabilidad de que estén los valores de φ y δt que garanticen que la matriz de covarianza \tilde{c} es lo más cercana a ser singular. Se pueden generar curvas de confianza de inclusive el 100% de probabilidad, sin embargo esto implicaría tener regiones más grandes y por consecuencia una mayor incertidumbre.

En algunas ocasiones se obtendrán mediciones “nulas”, la curva de confianza al 95% no cierra o genera una zona muy grande de incertidumbre. Hay tres casos en los cuales se obtiene una medición nula y la partición de las ondas de corte no puede ser detectada. Para interpretar estos resultados consideramos los siguientes casos: 1) $\delta t = 0$ s indica ausencia de anisotropía. 2) $\varphi = \varphi_b$ significa que el eje rápido, φ , está orientado con el back azimuth. 3) $\varphi = \varphi_b$ significa que el eje rápido es perpendicular al back azimuth.

En este método se puede ocupar cualquier tipo de onda de corte, sin embargo al emplear las fases telesísmica *SKS* y *SKKS*, de las cuales podemos apreciar sus trayectorias en la figura 8, se obtienen ciertas ventajas:

- La anisotropía observada puede ser localizada en el camino entre el límite núcleo-manto (core-mantle boundary, CMB) y el receptor, debido a que la conversión de *P* a *S* en el CMB genera una polarización *P-SV*.
- Al tener *SKS* polarización radial en un medio isótropo se facilita la detección de anisotropía al observarse una desviación de energía de la componente *SKS_R* a la componente *SKS_T*

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

- *SKS* es una fase aislada a una distancia mayor de 85°
- *SKS* puede ser usada para cuantificar anisotropía en regiones con baja o nula actividad sísmica.
- Al tener incidencia prácticamente vertical en el manto se tiene una resolución lateral de alrededor de 50-100 km.

Sin embargo también cuenta con algunas desventajas las cuales son:

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

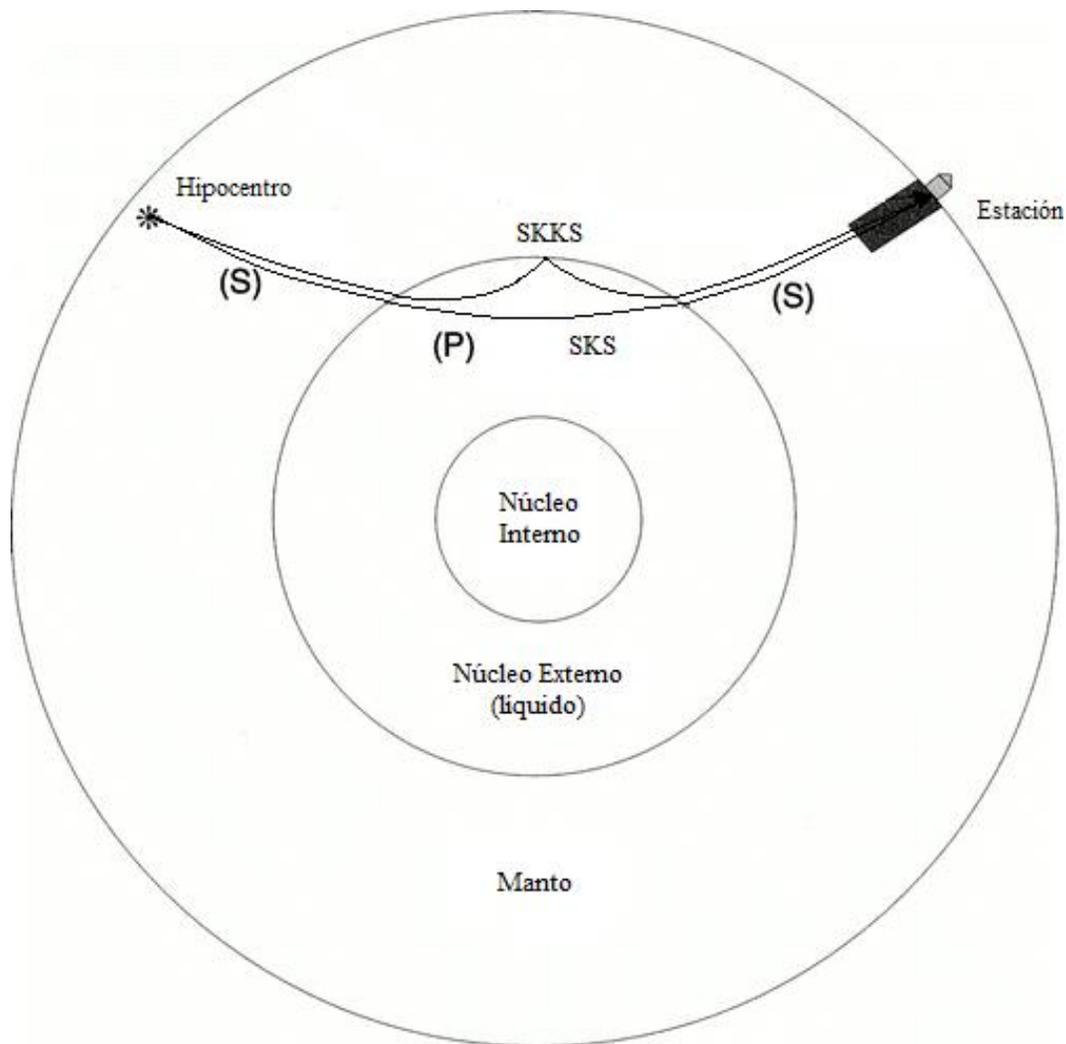


Figura 8. Esquema de las fases teleísticas *SKS* (se origina y viaja como *S* en el manto, se refracta en el CMB, sigue a través del núcleo externo como *P* vuelve a refractarse en el CMB y continúa su recorrido como *S* por el manto y la corteza hasta llegar a la estación) y *SKKS* (su trayectoria es muy similar a la de *SKS*, solo que una vez que ingresa al núcleo externo sufre una reflexión en el CMB). Figura modificada de Silver [1996].

Teoría. Método de Silver y Chan [1991].

Debido a esta mala resolución vertical se asume que el medio por el que viaja la onda *SKS* se compone de una sola capa anisótropa. El efecto de las demás capas internas de la Tierra serán despreciadas ya que el δt en la corteza tiene un valor promedio de 0.2 s y la contribución del δt en el manto inferior es menor a 0.2 s [Silver, 1996]. Por lo tanto el tiempo de retardo de las ondas *SKS* surge principalmente de la anisotropía en el manto superior como se ve en la figura 9.

Para medir la anisotropía de la corteza, se emplean eventos locales, ondas superficiales de alta frecuencia o funciones de receptor, aquí los tiempos de retardo están en un rango de entre 0.1 y 0.3 s, dependiendo de las características propias del lugar [Silver y Chan, 1991; Silver, 1996]; y para estudiar la anisotropía del manto superior se usan ondas superficiales de frecuencia más baja u ondas telesísmicas, en ambos casos se calcula la dirección de polarización rápida.

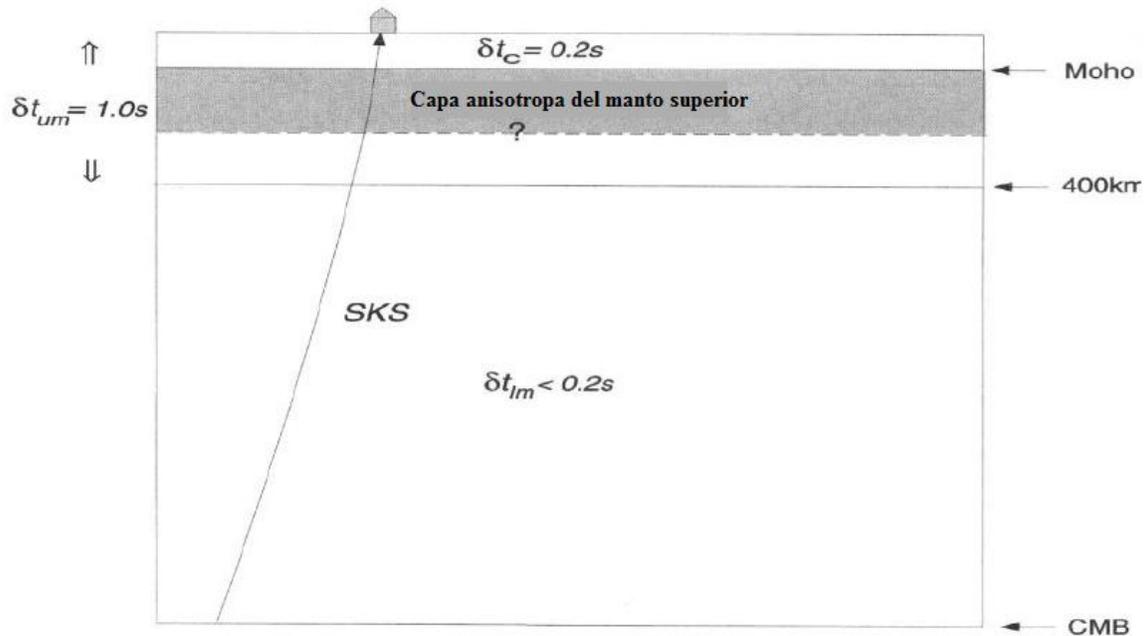


Figura 9. Contribución de varios estratos de la Tierra para tiempos de retraso en la partición de *SKS*. El recorrido de *SKS* va desde el CMB hasta la superficie, y la anisotropía puede estar en principio en cualquier lugar a lo largo de esta trayectoria [Silver, 1996]. Figura modificada de Silver [1996].

2. DATOS Y PROCEDIMIENTO.

Se ocupan las ondas SKS de sismos registrados en 25 estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN), de las cuales se muestra su distribución en la figura 10. En dichas estaciones se cuentan con sismómetros STS-2, los cuales son sensores triaxiales de banda ancha. Estos sensores garantizan que se tenga una respuesta plana a la velocidad del suelo entre 0.01 a 30 Hz. La mayoría de las señales originadas son muestreadas a 80 mps (muestras por segundo), sin embargo para las estaciones de HUIG, PPIG y THIG se contaron con algunos registros a 20 mps por lo que fue necesario remuestrearlos para que coincidieran con las demás señales.

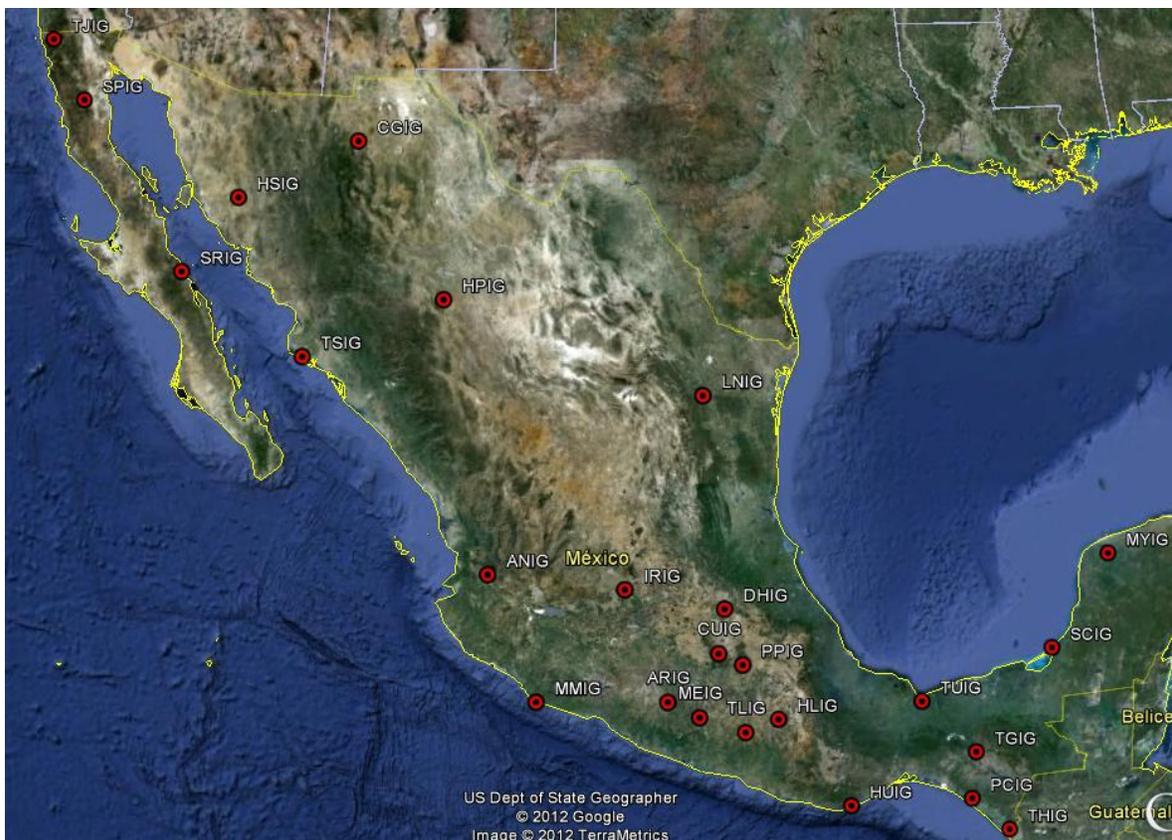


Figura 10. Distribución de las estaciones de banda ancha del SSN empleadas en este trabajo. Con un círculo rojo se muestra la ubicación de cada estación así como su nombre.

Se revisó la base de datos del SSN en busca de registros útiles para el periodo de Enero de 2005 a Julio de 2012, y que cumplieran con las condiciones de tener distancia epicentral mayor a los 85° y con una magnitud de momento $M_w \geq 6$, debido a la lejanía del epicentro con respecto de la estación sísmica de observación. Se procesaron los registros de

Datos y Procedimiento.

75 sismos ocurridos en ese lapso de tiempo, de los cuales únicamente se reportan resultados de los 45 eventos que se muestran en la tabla 1, los 30 sismos restantes fueron descartados debido a la gran cantidad de ruido que presentaban los registros lo cual impedía realizar la medición de la anisotropía.

Tabla 1. Parámetros de fuente de los sismos empleados en la obtención de los valores que describen la anisotropía del manto superior por debajo de algunas estaciones del SSN.

# De evento	Fecha aa/mm/dd	Mag.	Prof. [Km.]	Tiempo de Origen hh/mm/ss	Lat [°N]	Long [°E]	Ubicación
1	05/02/05	7.1	501.0	12:23:16	5.35	123.2	Mar de Célebes
2	06/01/02	7.1	579.1	22:13:40	-19.878	-178.233	Región de Fiji
3	06/01/27	7.7	341.5	16:58:49	-5.448	128.099	Mar de Banda
4	06/06/09	6.1	531.3	05:58:26	-17.378	-178.807	Región de Fiji
5	07/08/01	7.2	147.8	17:08:54	-15.71	167.69	Vanuatu
6	07/10/31	7.2	248.3	03:30:20	18.854	145.315	Islas Mariana, región de Pagan
7	07/12/09	7.8	149.2	07:28:21	-25.872	-177.517	Al sur de las islas Fiji
8	08/02/10	6.5	10.0	12:22:04	-60.755	-25.505	Región de las Islas Sándwich del Sur
9	08/02/23	6.8	35.0	15:57:25	-57.11	-23.603	Región de Islas Sándwich del Sur
10	08/04/12	7.1	10.0	00:30:12	-55.681	158.527	Región de isla Macquarie
11	08/06/30	6.7	10.0	06:17:44	-58.16	-21.894	Al este de Islas Sándwich del Sur
12	08/09/08	7.0	121.8	18:52:08	-13.514	166.967	Vanuatu
13	08/11/24	7.3	491.7	09:02:59	54.198	154.316	Mar de Okhotsk
14	09/02/28	6.3	10.0	14:33:06	-60.394	-24.863	Región de Islas Sándwich del Sur
15	09/08/09	7.1	303.1	10:55:56	33.144	138.04	Islas Izu, Japón
16	09/11/09	7.2	585.1	10:44:54	-17.212	178.413	Fiji
17	09/11/22	6.3	523.1	07:48:21	-17.789	-178.435	Región de Fiji
18	10/02/18	6.9	573.8	01:13:19	42.581	130.537	Región fronteriza de China-Rusia-Corea del Norte

Datos y Procedimiento.

19	10/07/23	7.6	583.8	22:51:13	6.47	123.532	Golfo de Moro, Mindanao, Filipinas
20	10/12/25	7.3	12.3	13:16:37	-19.775	167.895	Región de Vanuatu
21	11/03/06	6.5	84.2	14:32:36	-56.387	-27.019	Región de Islas Sándwich del Sur
22	11/04/03	6.4	551.9	14:07:09	-17.649	-178.578	Región de Fiji
23	11/08/20	7.0	28.5	18:19:25	-18.287	168.132	Vanuatu
24	11/08/24	6.2	10.1	23:06:17	-18.18	167.73	Vanuatu
25	11/08/30	6.8	465.0	06:57:41	-6.401	126.774	Mar de Banda
26	11/09/03a	6.2	106.0	04:49:01	-56.551	-27.039	Región de Islas Sándwich del Sur
27	11/09/03b	7.0	132.4	22:55:36	-20.858	169.696	Vanuatu
28	11/09/05	6.6	110.1	17:52:14	2.973	97.997	Norte de Sumatra, Indonesia
29	11/09/15	7.3	626.1	19:31:03	-21.559	-179.369	Región de Fiji
30	11/09/16	6.7	38.4	19:26:42	40.303	142.801	Cerca de la costa este de Honshu, Japón
31	11/10/23	7.2	20.0	10:41:21	38.628	43.486	Al este de Turquía
32	11/11/08	6.9	209.5	02:59:07	27.291	125.868	Al noreste de Taiwan
33	11/11/14	6.3	19.4	04:05:12	-0.954	126.864	Mar de las Molucas
34	11/11/24	6.2	42.3	10:25:35	41.877	142.71	Hokkaido, Japón
35	11/12/11	6.2	115.5	09:54:55	-55.98	-28.238	Región de Islas Sándwich del Sur
36	11/12/14	7.1	121.2	05:04:57	-7.518	146.767	Al este de Nueva Guinea, región de Papúa Nueva Guinea
37	11/12/27	6.6	6.9	15:21:56	51.858	95.825	Al suroeste de Siberia, Rusia
38	12/01/01	6.8	348.5	05:27:55	31.416	138.155	Islas Izu, Japón
39	12/02/02	7.1	23.1	13:34:41	-17.766	167.134	Vanuatu
40	12/02/26	6.7	11.7	06:17:20	51.731	95.921	Al suroeste de Siberia, Rusia
41	12/03/03	6.6	15.2	12.19:56	-22.157	170.317	Al sureste de las islas de la Lealtad
42	12/03/09	6.7	31.7	07:09:53	-19.115	169.643	Vanuatu

Datos y Procedimiento.

43	12/04/28	6.7	129.4	10:08:08	-18.643	-174.725	Tonga
44	12/05/20	6.0	5.1	02:03:52	44.8	11.192	Al norte de Italia
45	12/07/28	6.5	43.4	20:03:58	-4.697	153.147	Región de Nueva Irlanda, Papúa Nueva Guinea

Debido a la cantidad de eventos analizados se tiene una buena cobertura back azimutal. Para el cuadrante noreste se tienen sismos de Turquía e Italia, en la dirección sureste contamos con eventos ocurridos en la región de las Islas Sándwich del Sur, para trayectorias provenientes del suroeste se cuenta con sismos de Fiji y Vanuatu principalmente y finalmente para la región del noroeste se emplearon eventos de Japón y Rusia (ver figura 11).

A continuación se muestra el procedimiento que se siguió para la obtención de las mediciones de anisotropía.

1. Se trabaja en tres sistemas coordenados diferentes: N-S y E-O que es en el sistema que se registran los datos en la estación. Radial y Transversal que es la primera rotación que se realiza dependiendo el valor del back-azimut (ϕ_b). Rápida y lenta es la segunda rotación que se hace y corresponde al valor encontrado de la dirección de polarización rápida (ϕ) (ver figura 7).
2. Se rotan las componentes N-S y E-O registradas en la estación a las componentes radial y transversal.
3. Se cortan ventanas con duración variable entre los 8 y los 42 segundos aproximadamente. El tamaño de la ventana está en función de la cantidad y el periodo del ruido (principalmente microsísmico con un periodo de ~ 7 s) y del periodo de la onda cortante.
4. Se aplican filtros de tipo Butterworth pasabandas de segundo orden para minimizar el efecto del ruido. Con un rango de frecuencias entre 0.1 a 1 Hz.

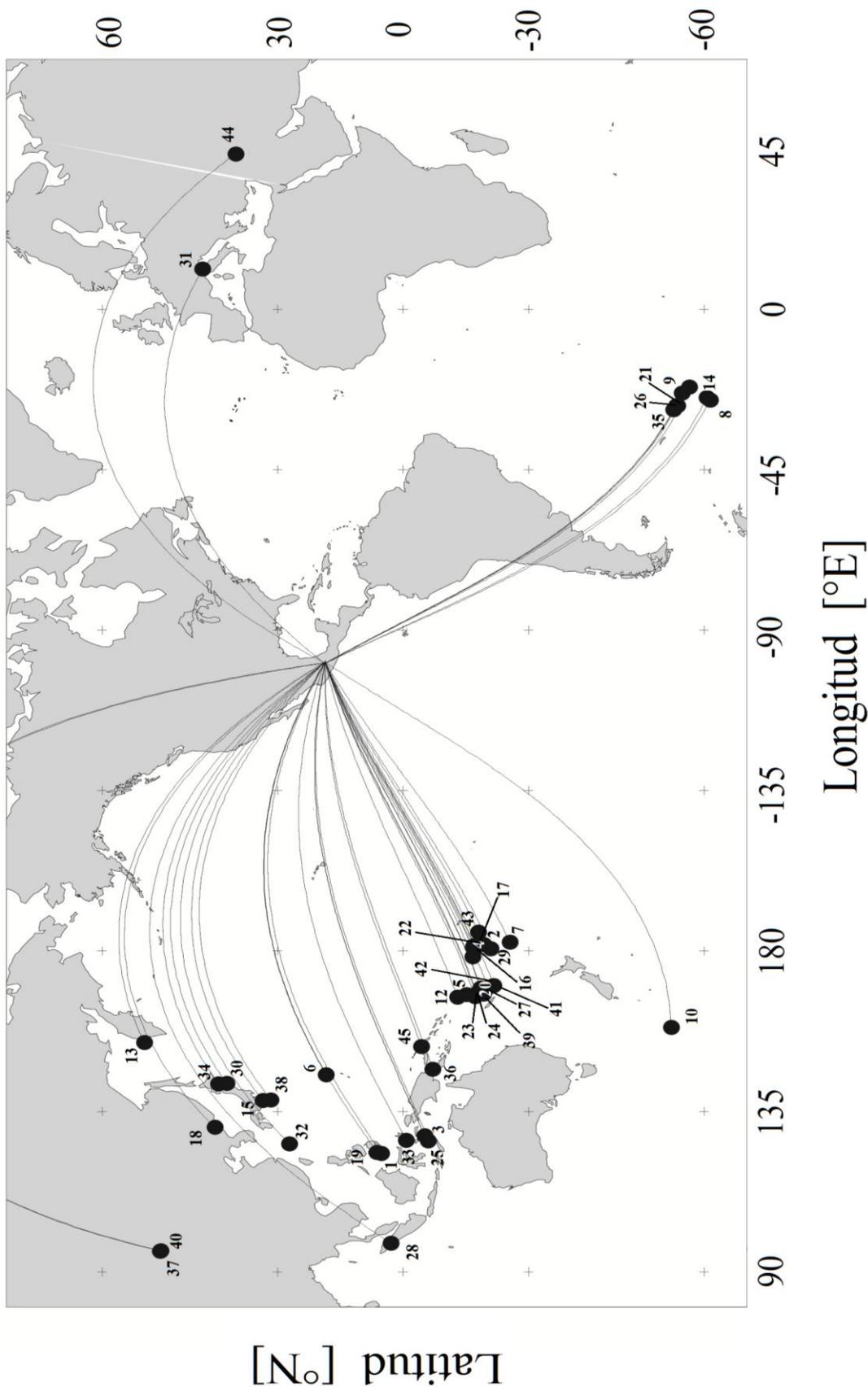


Figura 11. Mapa con las ubicaciones de los epicentros de los sismos empleados para la medición de los parámetros de anisotropía. Se muestran las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas desde el epicentro hacia la estación CUIG, con lo cual podemos estimar visualmente el back azimuth de los eventos. El numero mostrado esta referenciado a la tabla 1 de los parámetros de fuente de los eventos usados.

Datos y Procedimiento.

5. Para obtener los parámetros que describen a la anisotropía es necesario rotar los ejes coordenados N-S y E-O hasta encontrar los valores de ϕ y δt que nos permita encontrar el mínimo valor característico para la covarianza entre ambas componentes ortogonales. Para esto se calculan todos los valores característicos resultantes de las combinaciones posibles de ϕ y δt , variando el primero de -90° a 90° cada 1° y el segundo de 0 a 8 s cada .05 s. Dado que los registros contienen ruido, se busca la matriz que sea más cercana a ser singular, para ello se busca el eigenvalor mínimo, λ_2^{\min} , de todas las combinaciones de $(\phi, \delta t)$ dentro del espacio de posibles soluciones, en otras palabras, se escoge la combinación que nos arroje el mínimo valor característico para la covarianza de las componentes horizontales N-S y E-O.
6. Obtenidos los valores de ϕ y δt , se generan las graficas con la región del 95% de confianza. Posteriormente se leen directamente de la grafica los valores de σ_ϕ y $\sigma_{\delta t}$, tomando el valor mayor de 1σ (estadísticamente, 1σ es el valor de la desviación estándar para probabilidades del 95%). Un ejemplo de esta grafica la podemos observar en la figura 12.
7. Se obtienen las componentes rápida y lenta, con los valores obtenidos de ϕ y δt y se comprueba si los valores obtenidos de los parámetros de anisotropía son confiables, para esto se verifica que las componentes rápida y lenta tengan aproximadamente la misma forma de onda y que la onda rápida llegue antes que la lenta con una diferencia de tiempo aproximada al valor de δt que el programa arroje como solución. (para un ejemplo ver la figura 13).
8. Se rotan las componentes horizontales con el ángulo ϕ , así como también se desplazan un cierto δt (los valores de ϕ y δt son los obtenidos como solución), esto con la finalidad de obtener las componentes radial y transversal corregidas. Se verifica que al aplicarles los valores obtenidos de los parámetros de anisotropía a los registros originales, la onda *SKS* desaparezca de la componente transversal o al menos disminuya su amplitud, lo mismo se hace para la componente radial observando un aumento en la amplitud, esto se hizo comparando las componentes transversal y transversal corregida, para el primer caso, y las componentes radial y radial corregida, para el segundo caso (ver la figura 14).

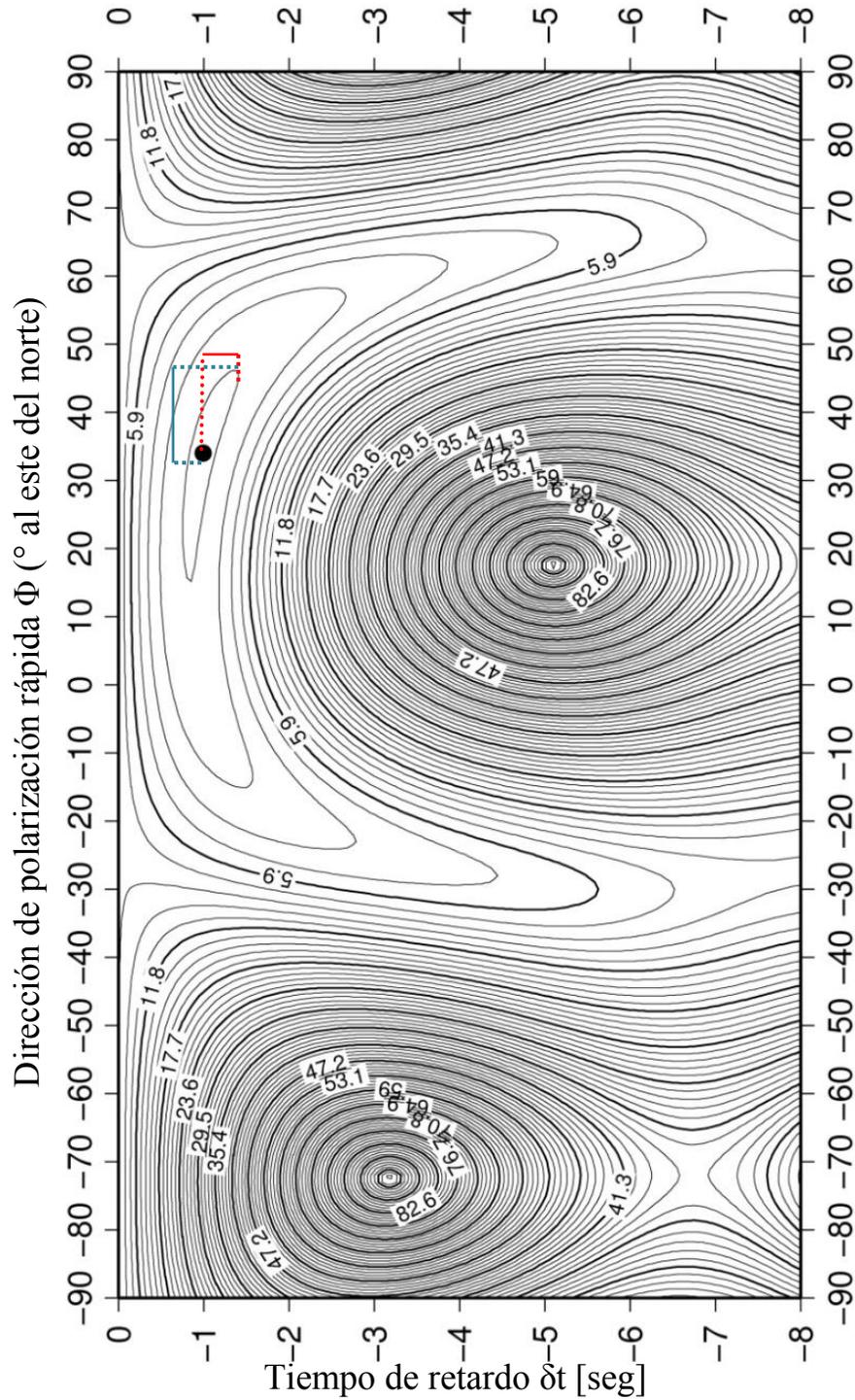


Figura 12. La gráfica muestra el valor mínimo característico en el espacio de $(\varphi, \delta t)$, el área que encierra la primer curva alrededor de la solución obtenida (punto negro) es el intervalo de confianza al 95%. El segmento continuo de línea en color rojo representa el valor medido de $\sigma_{\delta t}$, así como el segmento continuo de línea azul equivale al valor medido de σ_{φ} . EL valor encontrado para $(\varphi, \delta t) = (34^\circ, 0.99 \text{ s})$ es para la estación de Tlapa para el sismo del 25 de diciembre del 2010 de Vanuatu.

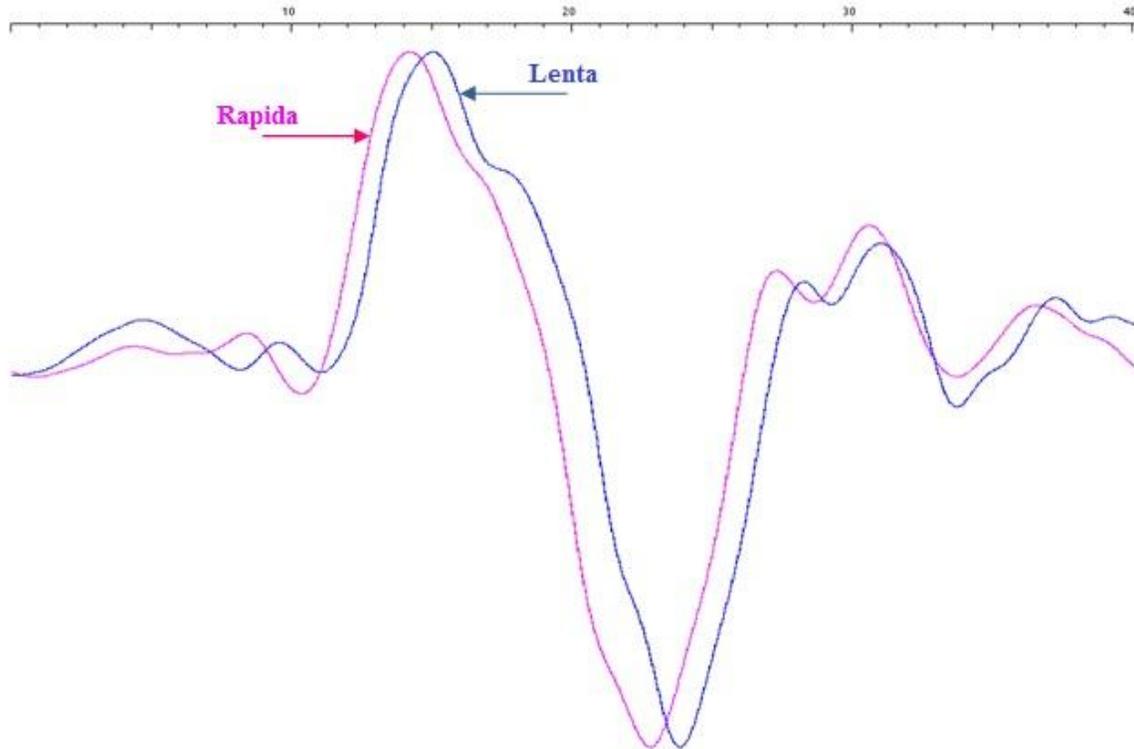


Figura 13. Muestra de las ondas rápida y lenta, para la estación de Tlapa para el sismo del 25 de diciembre del 2010 de Vanuatu, obtenidas al aplicar los valores de los parámetros de partición. Podemos ver que la onda rápida (color rosa) llega primero que la onda lenta (color azul) y que ambas tienen forma de onda similar.

9. Finalmente se apilan las mediciones individuales de cada estación mediante el método de *Wolfe y Silver* [1998]. La superficie de error asociada a la gráfica de contorno de cada medición individual es normalizada por su eigenvalor mínimo, λ_2^{\min} . Se suman las superficies de error normalizadas a partir de todas las mediciones realizadas en la estación. De esta forma el mejor parámetro de partición está dado por el valor mínimo de la suma y se obtiene un nuevo intervalo del 95 % de confianza. Como las propiedades del ruido varían para diferentes sismos, los eventos apilados con una polarización similar mejoran el resultado final [Wolfe y Silver, 1998]. Por lo tanto el tamaño de la región del 95 % de confianza para los valores promedios es menor que el de las mediciones individuales.

Datos y Procedimiento.

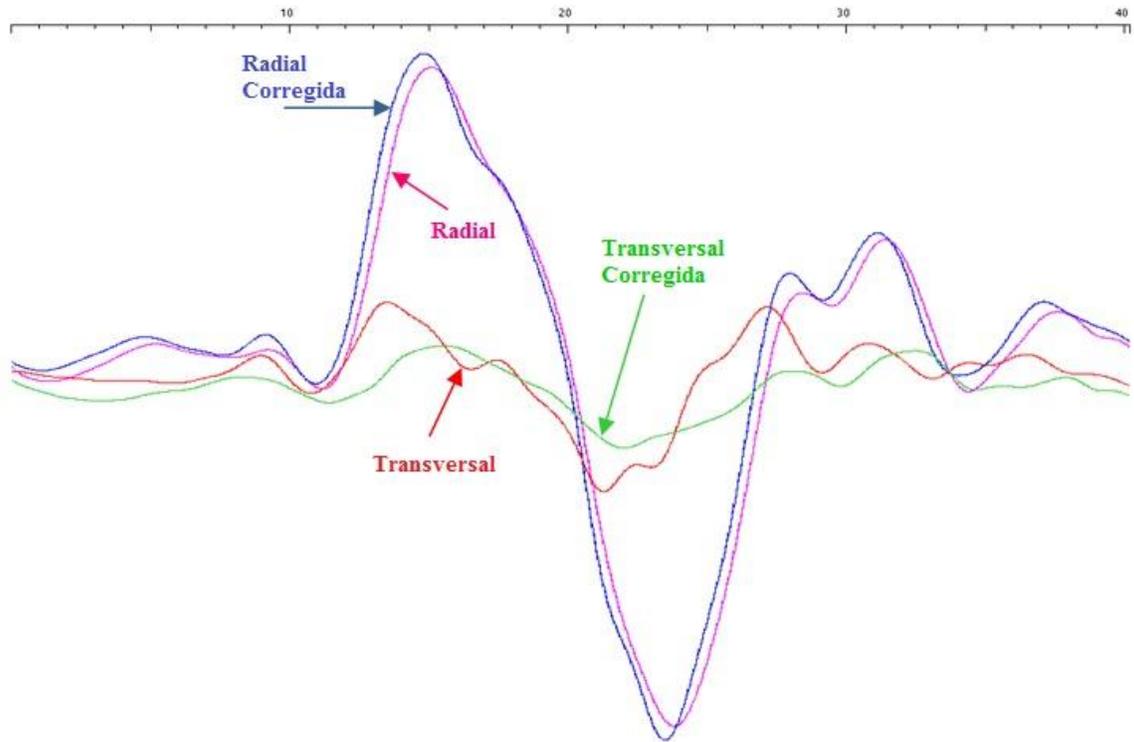


Figura 14. Formas de onda para la estación de Tlapa para el sismo del 25 de diciembre del 2010 de Vanuatu, se observan las componentes radial (rosa), radial corregida (azul), transversal (rojo) y transversal corregida (verde). Se puede apreciar como la amplitud de la onda radial corregida es mayor a la radial, la cual a su vez es mayor a la transversal y esta última a su vez es superior a la transversal corregida. Se puede ver que las cuatro componentes tienen formas de onda similares entre sí.

3. RESULTADOS

Las mediciones individuales se muestran en el anexo A2, tabla A2.1, en la cual se presentan los valores de φ y δt así como sus incertidumbres σ_φ y $\sigma_{\delta t}$ respectivamente, asimismo es posible encontrar la fecha del sismo y la fase con la cual se realizó la medición. Para la obtención de los valores que describen la anisotropía se ocuparon principalmente las fases *SKS* y *SKKS*, aunque para algunas de las mediciones también se emplearon las fases *sSKS* y *PKS*. No se consideraron mediciones nulas dado que se obtuvieron suficientes parámetros de partición para cada estación.

Del mismo modo en el anexo A2 se encuentra la figura A2.1 que muestra un mapa de México en el cual se representan gráficamente los resultados individuales de cada una de las estaciones. Asimismo la figura A2.2 es un acercamiento a la zona centro del país para poder observar de manera más clara el comportamiento de las mediciones individuales de las estaciones ubicadas en esta zona.

En la tabla 2 se muestran las mediciones apiladas de cada una de las estaciones en donde se midió la anisotropía. En ella se presenta la ubicación de las estaciones en coordenadas geográficas así como la localidad y el estado de la república en donde se encuentran instaladas las estaciones, asimismo podemos observar el número de mediciones que se apilaron, los valores de φ y δt así como sus respectivas incertidumbres σ_φ y $\sigma_{\delta t}$.

En las estaciones de IRIG y LNIG se encontraron dos direcciones de polarización rápida con su respectivo valor de retraso, esto a primera vista indicaría la presencia de dos estratos anisótropos por debajo de cada una de las estaciones, por lo que se ahondará más en el próximo capítulo. Para IRIG1 se apilaron los resultados obtenidos de los sismos 10/12/25, 11/09/03b y 11/12/14, mientras que para IRIG2 se apilaron los de 11/11/24 y 11/12/27. Asimismo para LNIG1 se apilaron los resultados de los sismos 08/09/08, 10/02/18 y 12/01/01, mientras que para LNIG se apilaron los de 09/08/09, 09/11/22, 11/04/03, 11/10/23, 11/12/14 y 12/02/02.

El máximo valor de retraso de tiempo fue de 1.19 segundos y se encontró en la estación de CGIG y el menor tiempo fue de 0.4 segundos en la estación de IRIG1. La mayor incertidumbre σ_φ es de 42° para la estación de SPIG y la menor de 4° en las estaciones de CGIG, HSIG, MYIG y TJIG. En cuanto a la incertidumbre $\sigma_{\delta t}$, la mayor es de 0.7 segundos en la estación IRIG2 y la menor de 0.1 segundos en las estaciones de CGIG, HUIG, MYIG, PCIG y TLOG.

Resultados.

En la figura 15 se muestra un mapa del donde se ilustra de forma grafica los valores de la tabla 2. La figura 16 presenta un acercamiento a las estaciones ubicadas en centro del país así como en la península de Yucatán. Por su parte la figura 17 muestra un acercamiento a las estaciones de la región noroeste del país y de la península de Baja California.

Tabla 2. Resultados apilados de los parámetros de partición medidos en cada estación.

ESTACIÓN	LAT [°N]	LONG [°O]	ϕ [°]	δt [seg.]	σ_{ϕ} [°]	$\sigma_{\delta t}$ [seg.]	N	UBICACIÓN
ANIG	21.05	104.48	0	0.74	9	0.15	4	Ahuacatlán, Nayarit
ARIG	18.28	100.34	17	0.82	8	0.15	8	Arcelia, Guerrero
CGIG	30.36	107.97	41	1.19	4	0.1	9	Casas Grandes, Chihuahua
CUIG	19.32	99.17	4	0.80	7	0.2	10	Ciudad Universitaria, D.F.
DHIG	20.30	99.03	32	0.85	8	0.15	5	Demacú, Hidalgo
HLIG	17.83	97.80	31	1.14	6	0.15	6	Huajuapán de León, Oaxaca
HPIG	26.93	105.66	-46	0.79	10	0.25	4	Hidalgo del Parral, Chih.
HSIG	29.02	110.94	55	0.75	4	0.1	11	Hermosillo, Sonora
HUIG	15.77	96.10	27	0.91	5	0.1	9	Huatulco, Oaxaca
IRIG1	20.75	101.32	41	0.34	18	0.2	3	Irapuato, Guanajuato
IRIG2	20.75	101.32	-70	0.84	37	0.7	2	Irapuato, Guanajuato
LNIG1	24.89	99.46	43	0.75	12	0.2	6	Linares, Nuevo León
LNIG2	24.89	99.46	-60	0.86	13	0.35	3	Linares, Nuevo León
MEIG	17.92	99.62	25	0.95	8	0.15	6	Mezcala, Guerrero
MMIG	18.28	103.34	03	0.44	28	0.3	3	Maruata, Michoacán
MYIG	20.94	89.64	64	1.07	4	0.1	4	Mérida, Yucatán
PCIG	15.70	93.21	57	0.38	5	0.1	5	Pijijiapan, Chiapas
PPIG	19.06	98.62	-1	0.69	11	0.2	11	Popocatepetl, Puebla
SCIG	18.96	91.18	68	0.65	38	0.5	3	Sabancuy, Campeche
SPIG	31.04	115.46	-87	0.74	42	0.25	5	San Pedro, Baja California
SRIG	27.32	112.24	85	0.61	8	0.15	4	Santa Rosalía, B. C. S.
TGIG	16.77	93.12	-85	0.39	22	0.15	3	Tuxtla Gutiérrez, Chiapas
THIG	14.88	92.29	-83	0.62	37	0.55	3	Tapachula, Chiapas
TJIG	32.43	116.67	69	0.89	4	0.2	3	Tijuana, Baja California
TLIG	17.56	98.56	28	0.93	5	0.1	13	Tlapa, Guerrero
TSIG	25.60	109.04	86	1.18	5	0.15	7	Topolobampo, Sinaloa
TUIG	18.03	94.42	35	1.14	7	0.25	5	Tuzandepetl, Veracruz

El parámetro ϕ es la dirección de polarización rápida medida en grados al este del norte, δt es el tiempo de retardo de la onda lenta con respecto la onda rápida, σ_{ϕ} y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres (desviación estándar 1σ) de ϕ y δt respectivamente

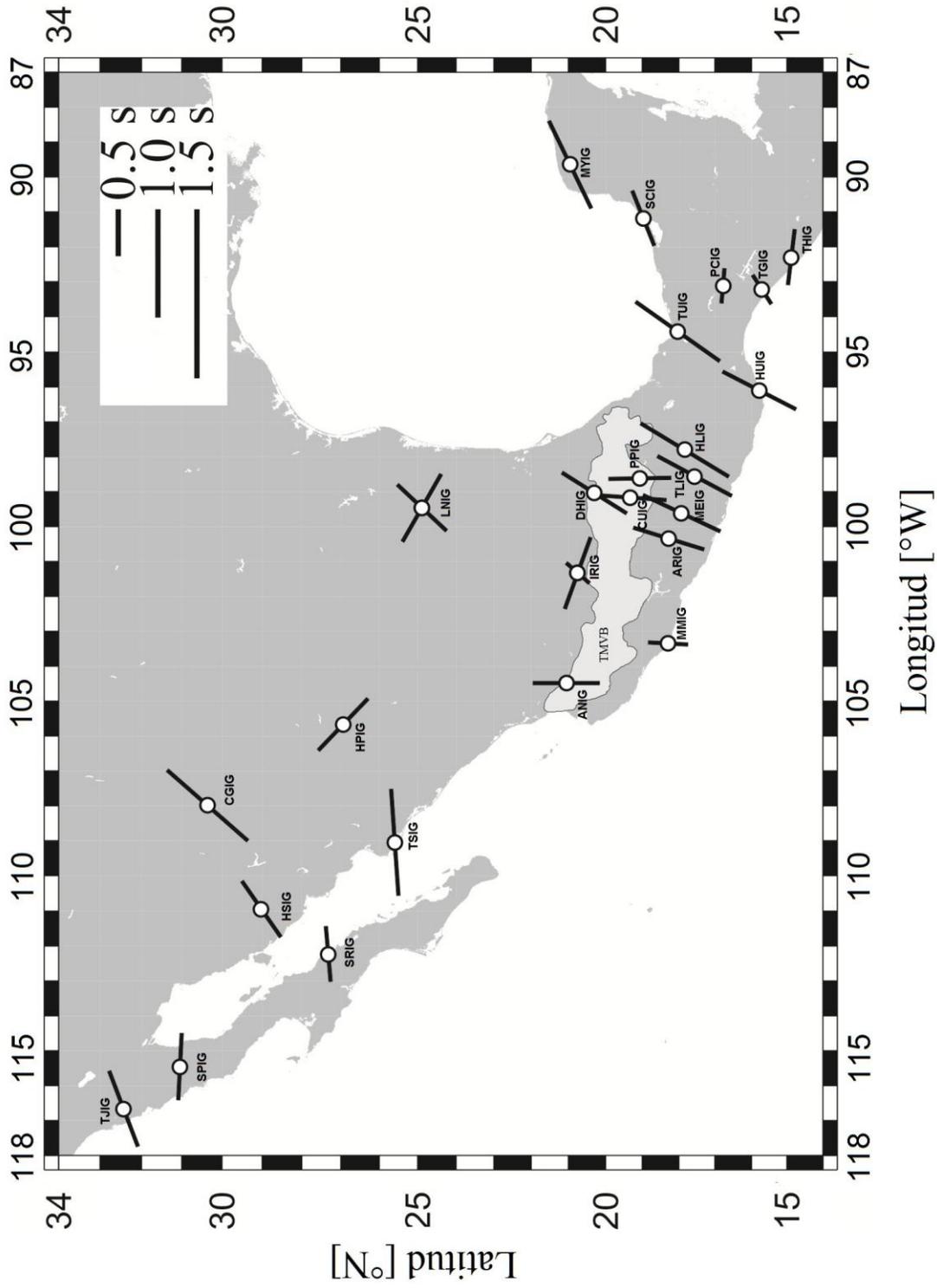


Figura 15. Mediciones apiladas de ϕ y δt para varias de las estaciones del SSN. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés).

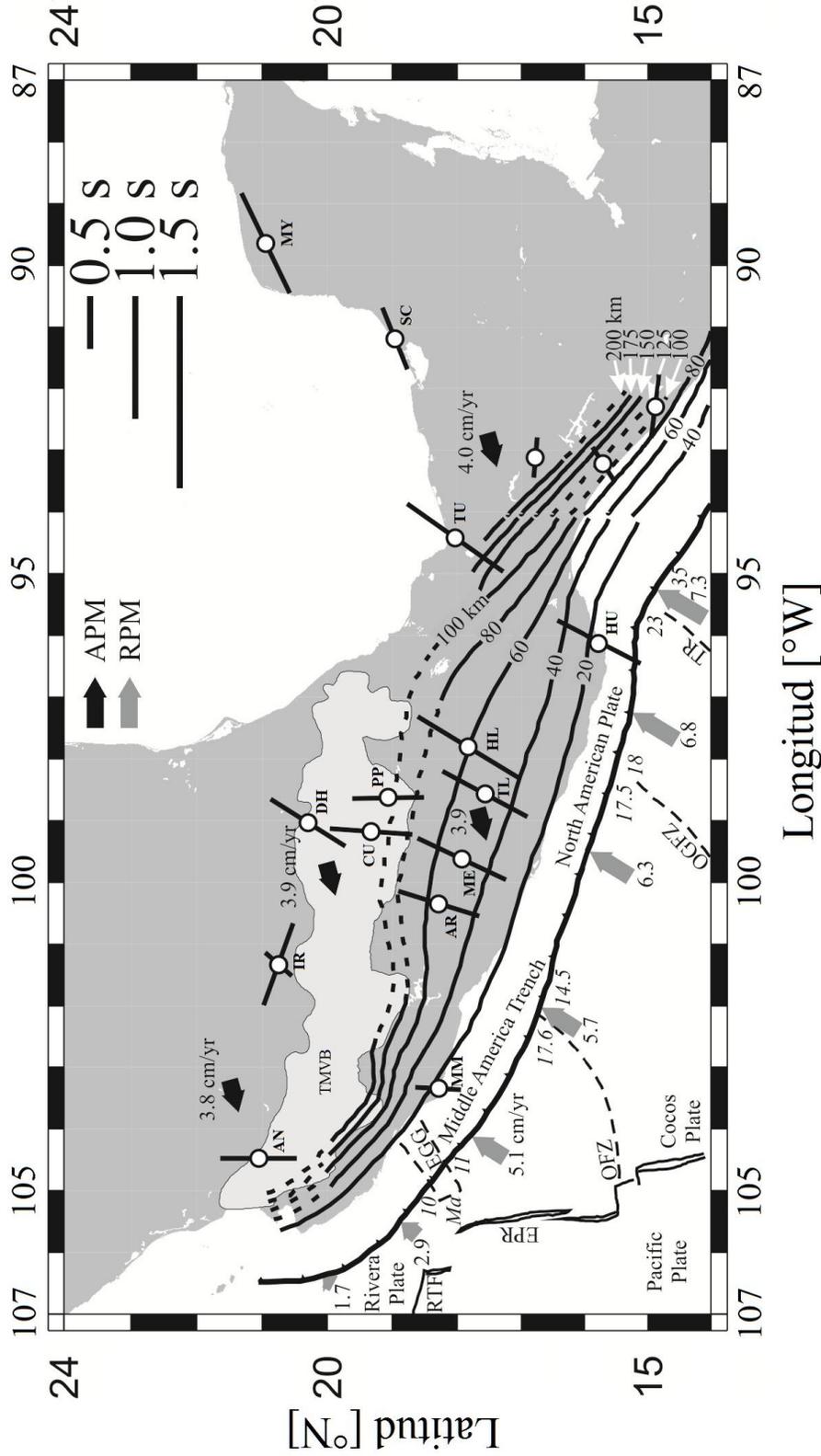


Figura 16. Mediciones apiladas de ϕ y δt para las estaciones del SSN ubicadas en la zona centro del país y en la península de Yucatán. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés). Las flechas negras indican la dirección del movimiento absoluto de la placa Norteamericana y las flechas grises demuestran la dirección del movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norteamericana, cada una de las flechas cuenta con su respectiva velocidad² en cm por año. La línea con triángulos representa la trinchera subparalela a la trinchera ubicada hacia el oeste de los 94° de longitud son las cotas de isopropundidad de la placa subducida tomadas de *Pardo y Suárez, 1995*, las cotas situadas al este de los 94° se tomaron de *Rodríguez-Pérez, 2007*.

² La velocidad y dirección fueron calculadas con el modelo PVEL de *DeMets et al [2010]*.

Resultados.

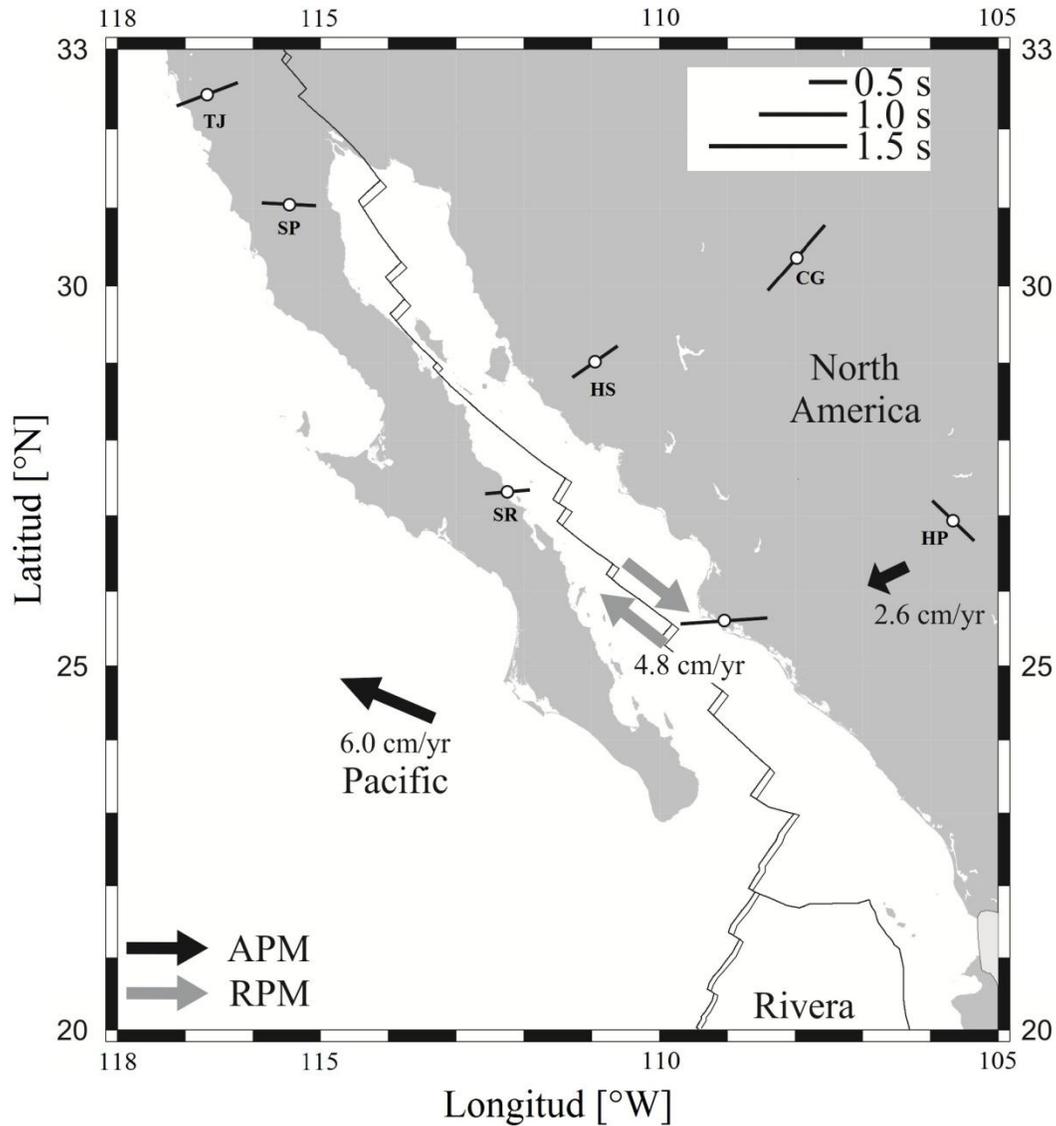


Figura 17. Mediciones apiladas de ϕ y δt para las estaciones del SSN ubicadas en la zona noroeste del país y en la península de Baja California. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés). Las flechas negras indican la dirección del movimiento absoluto de la placa Norteamericana y de la placa del Pacífico y las flechas grises demuestran la dirección del movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamericana, cada una de las flechas cuenta con su respectiva velocidad³ en cm por año.

A continuación se muestra en la figura 18 una recapitulación de las mediciones realizadas en todas las estaciones del SSN, así como las realizadas en el arreglo NARS-Baja California. En las figuras 17 y 18 se presenta un acercamiento a las regiones centro-península de Yucatán y noroeste-península de Baja California, respectivamente, para poder apreciar el comportamiento de los resultados de mejor manera.

³ La velocidad y dirección fueron calculadas con el modelo HS3-NUVEL1A de *Gripp & Gordon* [2002].

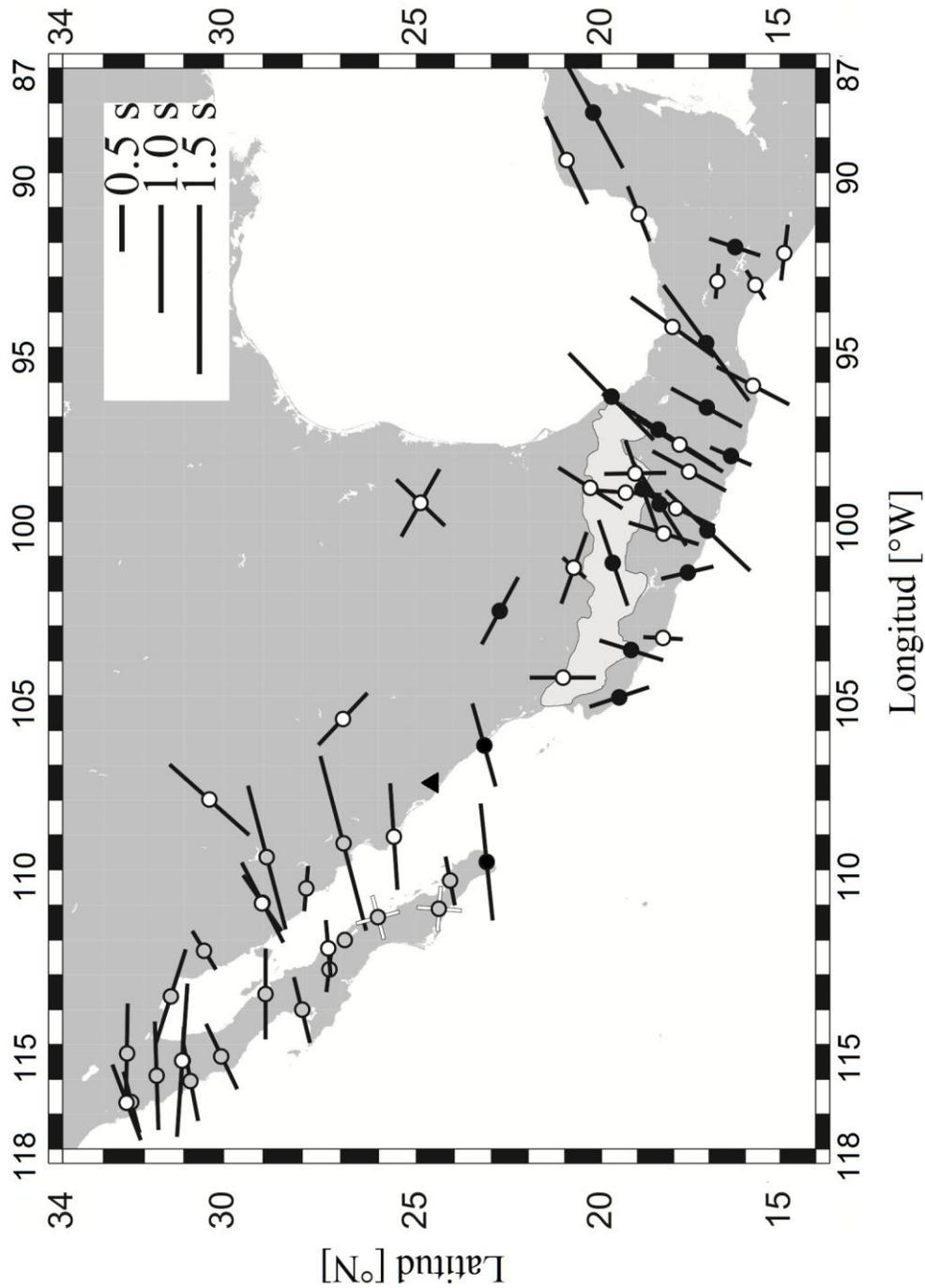


Figura 18. Recopilación de las mediciones realizadas en las estaciones del SSN y del arreglo NARS-Baja California. Con un círculo blanco se muestran las estaciones utilizadas para el presente trabajo con su respectiva medición. En círculo negro se presentan las estaciones del SSN en las que ya se contaba con mediciones previamente. Con un círculo gris se enseñan las estaciones del arreglo NARS-Baja California con sus respectivas mediciones⁵. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . Las mediciones nulas se muestran con dos barras blancas cruzadas a 90° . La estación NE83 se muestra con un triángulo negro, en esta estación no fue posible realizar mediciones. El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés).

⁴ Las mediciones fueron tomadas de *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem y Valenzuela* [2007].

⁵ Las mediciones fueron tomadas de *Obrebski* [2007] y *Van Benthem et al.* [2008].

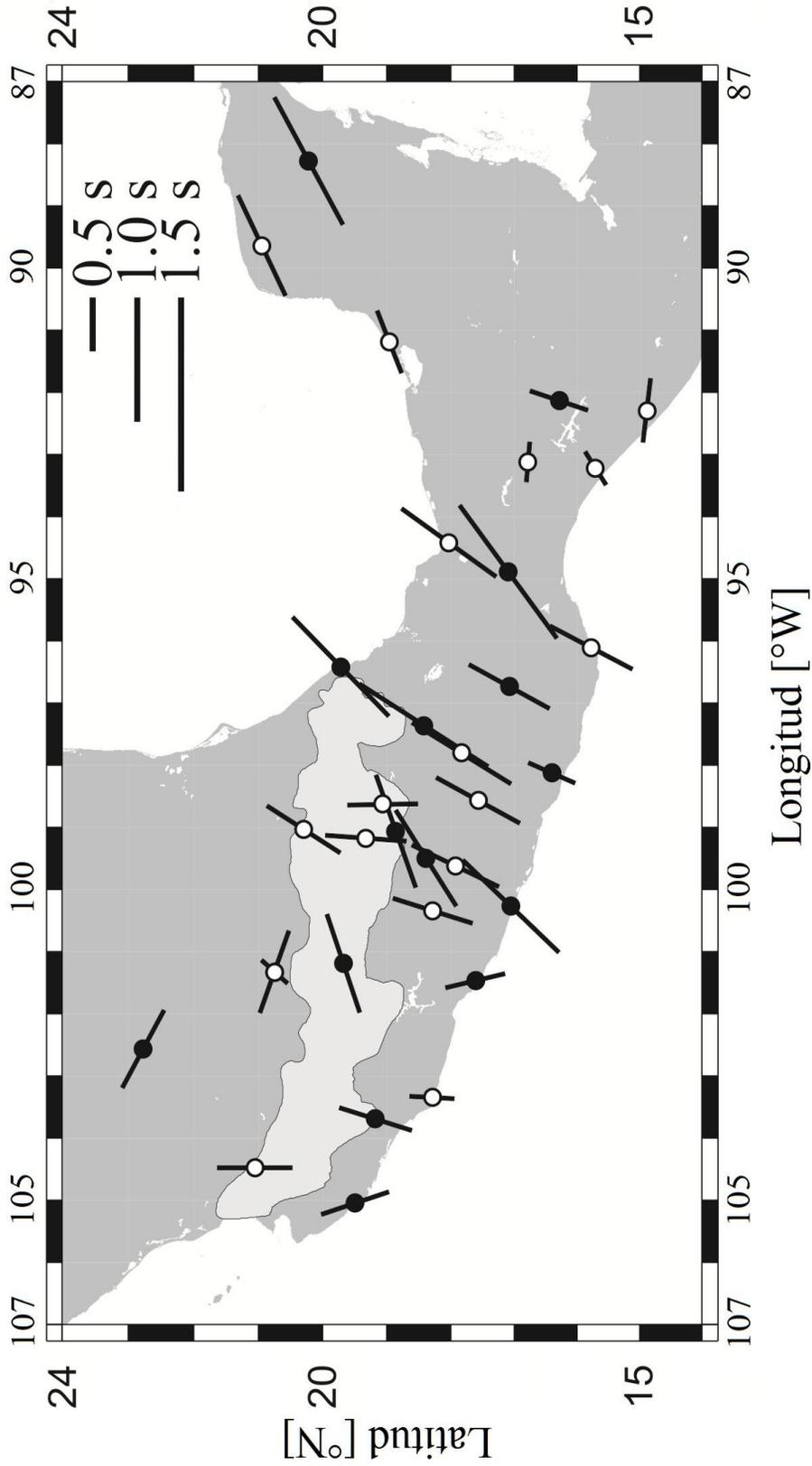


Figura 19. Recopilación de las mediciones realizadas en las estaciones del SSN. Con un círculo blanco se muestran las estaciones utilizadas para el presente trabajo con su respectiva medición. En círculo negro se presentan las estaciones del SSN en las que ya se contaba con mediciones⁶ previamente. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés).

⁶ Las mediciones fueron tomadas de *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem y Valenzuela* [2007].

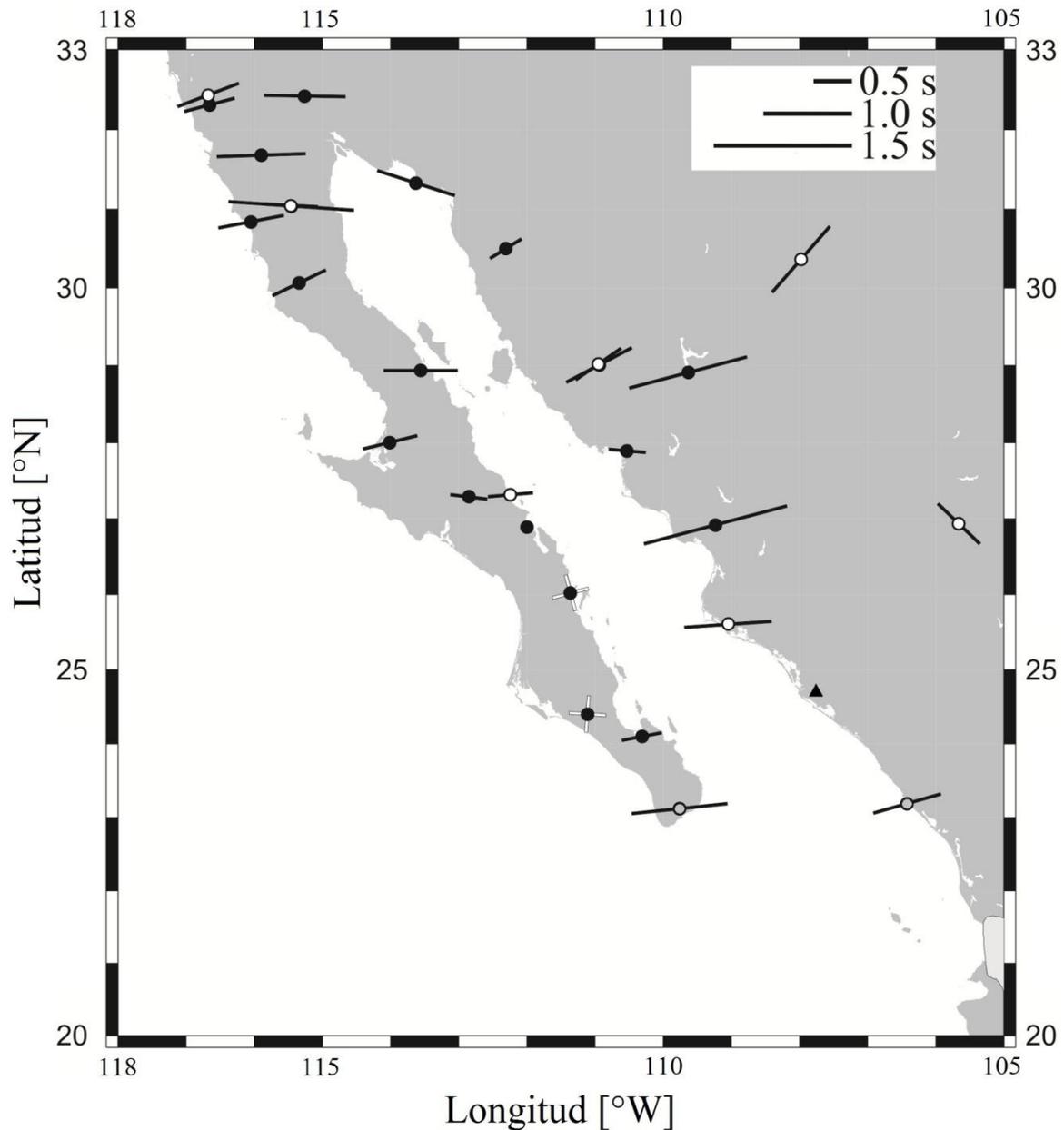


Figura 20. Recopilación de las mediciones realizadas en las estaciones del SSN y del arreglo NARS-Baja California. Con un círculo blanco se muestran las estaciones utilizadas para el presente trabajo con su respectiva medición. En círculo gris se presentan las estaciones del SSN en las que ya se contaba con mediciones⁷ previamente. Con un círculo negro se enseñan las estaciones del arreglo NARS-Baja California con sus respectivas mediciones⁸. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representan el valor medido para ϕ . Las mediciones nulas se muestran con dos barras blancas cruzadas a 90°. La estación NE83 se muestra con un triángulo negro, en esta estación no fue posible realizar mediciones. El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés).

⁷ Las mediciones fueron tomadas de *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem y Valenzuela* [2007].

⁸ Las mediciones fueron tomadas de *Obrebski* [2007] y *Van Benthem et al.* [2008].

Resultados.

Al analizar las imágenes es posible apreciar que existen grupos de estaciones que tienen valores de ϕ y δt muy similares entre sí, tanto en dirección como en magnitud respectivamente. Con base en la presencia de estas similitudes y de la cercanía de las estaciones que presentan un patrón similar de los valores de partición, resulta pertinente dividir en 5 regiones a las 25 estaciones para poder realizar la interpretación pertinente:

- En la región 1, península de Yucatán, se incluirán las estaciones de MYIG y SCIG las cuales se encuentran en la península de Yucatán, los valores promedio de ϕ y δt son de 66° y 0.86 s respectivamente.
- La región 2, Chiapas, contiene a las estaciones PCIG, TGIG y THIG que están en el estado de Chiapas, los valores de partición promedio son de 83° y 0.46 s.
- La región 3, centro del país, comprende a las estaciones ANIG, ARIG, CUIG, DHIG, HLIIG, HUIG, MEIG, MMIG, PPIG, TLIG y TUIG, éstas se ubican en la parte centro del país frente a la zona de subducción de los estados de Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Jalisco y Nayarit el valor promedio de la dirección de polarización rápida es de 22° y un retardo de tiempo de 0.91 s. las estaciones de ANIG, CUIG y PPIG se encuentran dentro del Eje Volcánico Trans-Mexicano.
- La región 4, península de Baja California, abarca a las estaciones de CGIG, HSIIG, SPIG, SRIG, TJIG y TSIIG las cuales se encuentran en la zona noroeste del país y en la península de Baja California, los valores de partición promedio son de 73° y 0.89s.
- La región 5, norte y noreste del país, incluye a las estaciones restantes HPIG, IRIG y LNIG, que aunque tienen valores similares de ϕ y δt no se encuentran tan cerca entre sí, el valor promedio de la dirección de polarización rápida es de -58° y un retardo de tiempo de 0.83 s, para la obtención de estos valores únicamente se consideraron los resultados de IRIG2 y LNIG2.

Por último para el sismo con fecha 11/12/14 se realizaron las mediciones de anisotropía, tanto con la fase *SKS* como *SKKS*, para todas las estaciones del SSN en las que se contara con los registros, debido a que este evento en particular tuvo la característica de tener un back azimuth muy cercano a los 270° .

Para este sismo en particular, se busca comparar nuestros resultados (ver tabla 3) con los obtenidos por Long [2009], quien utilizó las estaciones de NARS en Baja California y la estación de Geoscope UNM ubicada en la Ciudad de México, para muestrear la anisotropía de la zona D'' y ocupó eventos con este mismo back azimuth.

Resultados.

La zona D'' se encuentra a aproximadamente a 200 km por encima de la discontinuidad del manto-núcleo y cuenta con características sísmicas diferentes a las del manto a profundidades más someras. Se tiene la teoría de que esta región está constituida por el material de las placas subducidas que descendieron y permanecieron en este límite [Long, 2009].

Ella encontró que para la mayoría de las estaciones, las mediciones hechas con la fase *SKS* no concordaban con las realizadas con *SKKS* para la misma estación y el mismo sismo y lo atribuyó a la anisotropía existente en la capa D'' ubicada debajo del Pacífico este.

Long [2009], presenta en su mayoría resultados nulos al utilizar la fase *SKS* mientras que con la fase *SKKS* encontró valores de ϕ similares a los reportados por Obrebski [2007] y Van Benthem et al. [2008] y para los valores de δt mostró que tienen un retraso de tiempo entre 1 y 3 segundos, resultando ser bastante más grandes a los medidos por Obrebski [2007] y Van Benthem et al. [2008].

Tabla 3. Mediciones de los parámetros de anisotropía del sismo del 11/12/14 ubicado al este de Nueva Guinea utilizando las fases *SKS* y *SKKS*, en la mayoría de estaciones de SSN

Estación	ϕ_b [°]	SKS ϕ [°]	SKS δt [s]	SKS σ_ϕ [°]	SKS $\sigma_{\delta t}$ [s]	SKKS ϕ [°]	SKKS δt [s]	SKKS σ_ϕ [°]	SKKS $\sigma_{\delta t}$ [s]
ARIG	269.97	3	1.42	25	1.00	21	1.30	29	0.90
CAIG	269.44	28	0.98	14	0.15	46	1.33	21	0.45
CGIG	271.36	31	1.27	13	0.35	68	1.06	83	2.70
CJIG	268.97	57	1.11	21	0.60	78	-	-	-
CMIG	271.05	58	0.90	53	0.90	49	1.52	17	0.50
CUIG	270.84	23	0.64	60	1.40	*	*	*	*
DHIG	271.35	48	0.34	67	1.20	56	1.26	31	0.50
HLIG	270.55	31	0.95	19	0.25	23	1.48	19	0.40
HPIG	271.36	-85	-	-	-	-3	-	-	-
HSIG	269.50	30	0.93	19	0.30	20	0.94	28	0.40
HUIG	269.97	46	0.75	18	0.25	49	1.25	20	0.60
IRIG	270.73	-5	-	-	-	14	0.53	50	0.60
LNIG	273.34	-1	-	-	-	37	0.62	46	0.70

Resultados.

LPIG	268.48	75	0.80	21	0.50	-81	-	-	-
LVIG	271.99	-3	-	-	-	64	-	-	-
MAIG	269.75	58	1.42	9	0.40	60	2.27	7	0.70
MMIG	269.04	83	-	-	-	83	-	-	-
MOIG	270.32	71	-	-	-	46	-	-	-
MYIG	275.33	87	-	-	-	-87	-	-	-
OXIG	270.49	28	0.78	30	0.40	33	1.23	28	0.60
PCIG	270.73	7	-	-	-	29	0.74	62	1.50
PLIG	268.48	29	0.91	13	0.20	39	0.87	38	0.95
PNIG	269.74	29	1.00	13	0.15	21	1.20	11	0.25
PPIG	270.29	21	1.20	48	0.65	-9	-	-	-
SPIG	267.71	-4	-	-	-	*	*	*	*
SRIG	268.47	60	1.33	15	0.90	*	*	*	*
TGIG	271.40	-13	-	-	-	-87	-	-	-
TJIG	267.33	66	0.81	18	0.50	*	*	*	*
TPIG	270.99	34	1.34	10	0.20	40	1.77	12	0.25
TSIG	269.43	82	1.81	12	0.90	80	-	-	-
TUIG	271.73	24	1.24	53	1.20	43	1.49	28	0.70
YAIG	270.65	25	1.03	46	1.15	56	1.26	33	0.80
ZAIG	271.11	83	-	-	-	83	-	-	-
ZIIG	269.33	32	0.91	19	0.25	24	0.92	36	0.35

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida medida en grados al este del norte, δt es el tiempo de retardo de la onda lenta con respecto la onda rápida, σ_φ y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres (desviación estándar 1σ) de φ y δt respectivamente. φ_b es el back azimuth medido en grados al este del norte. Las mediciones nulas están representadas con valores distintos de cero para φ seguido de líneas en las otras tres columnas. Las estaciones que tienen el símbolo * indica que no se pudo realizar la medición en esa estación con tal fase.

Se realizaron mediciones en 34 estaciones del SSN (ver figura 21), de las cuales en siete (HPIG, LVIG, MMIG, MOIG, MYIG, TGIG y ZAIG), se obtuvieron mediciones nulas tanto para la fase *SKS* y *SKKS* y en cuatro (CUIG, SPIG, SRIG y TJIG), no se pudo realizar la medición con la fase *SKKS*. En las estaciones CJIG, LPIG, PPIG y TSIG se obtuvo una medición nula con la fase *SKKS* por lo que no fue posible comparar los resultados con los encontrados por Long [2009].

Resultados.

En las estaciones ARIG, CAIG, CGIG, HLIIG, HSIIG, HUIIG, OXIIG, PLIIG, PNIIG, TUIIG, YAIG y ZIIG, los valores de partición medidos con la fase *SKS* son concordantes con los realizados con *SKKS*. Estos resultados son semejantes con los presentados por *Polet* y *Kanamori* [2002] para la zona de California, donde ellos también realizaron mediciones para la misma estación, con el mismo sismo, para ambas fases y no encontraron mayor diferencia entre los resultados de éstas.

Para las estaciones CMIG, DHIG y TPIIG se encontró que el valor medido de δt con la fase *SKKS* es mayor que el obtenido con *SKS*, sin embargo no son tan diferentes como para considerar que al igual que *Long* [2009] se está muestreando la zona D'' del manto.

Finalmente en las estaciones de LNIIG, IRIIG y PCIIG se observa el comportamiento de tener una medición nula con la fase *SKS* y una medición de partición con la fase *SKKS*, sin embargo a diferencia con *Long* [2009] que obtiene valores grandes de δt , la medición del retardo de onda son menores a un segundo por lo que no se puede asegurar que se esté midiendo la anisotropía de la zona D'' .

En particular para la estación de LNIIG se observa claramente en los registros (ver figura 22) que en la componente transversal no se distingue la fase *SKS* a diferencia de *SKKS* la cual si sobresale del nivel del ruido y puede observarse. Asimismo en la figura 23 se muestran las curvas del 95% confianza obtenidas con ambas fases para demostrar que efectivamente se obtiene una medición nula con la fase *SKS*, mientras que con *SKKS* se logra una medición de los parámetros de partición, por lo que el resultado en esta estación es consistente con lo encontrado por *Long* [2009].

Los valores de δt encontrados en la estación MAIG, son lo suficientemente diferentes para considerar el resultado congruente con lo que presentó *Long* [2009]. La medición de δt realizada con la fase *SKKS* (0.85 s más grande que la que se obtuvo con *SKS*) es similar a la que obtuvo *Long* [2009] por lo que es muy probable que si este registrando la anisotropía existente en la zona D'' .

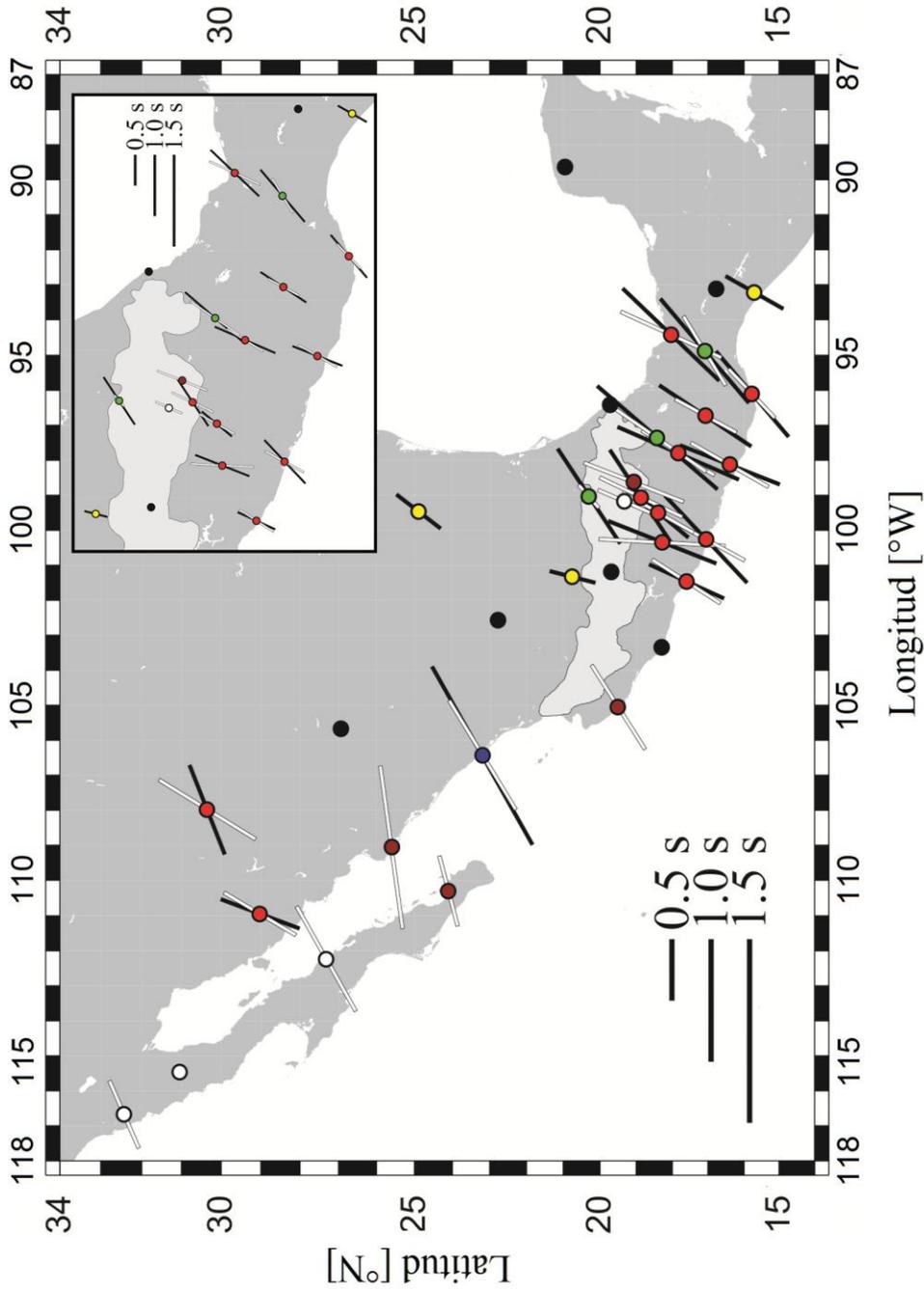


Figura 21. En la figura se muestran los resultados obtenidos para el sismo del 11/12/14 para todas las estaciones del SSN que se contaba con datos del evento. Las barras de color blanco indican las mediciones hechas con la fase SKS y las barras de color negro muestran los resultados medidos con la fase SKKS. La longitud de las barras es proporcional con el valor medido para δt . Con un círculo negro se presentan las estaciones donde se obtuvieron mediciones nulas con ambas fases. Con un círculo blanco se representan las estaciones en donde no se pudo obtener una medición con SKKS debido a la cercanía de la estación al epicentro. Con un círculo café se muestran las estaciones donde se obtuvo una medición nula con la fase SKKS. Con un círculo rojo se indican las estaciones donde los valores medidos con SKS concuerdan con los de SKKS. En las estaciones con un círculo verde se midió un δt mas grande con la fase SKKS sin embargo no son los suficientemente diferentes que con los medidos con SKS. Con un círculo amarillo se muestran las estaciones que tuvieron el mismo comportamiento observado por Long [2008], con la diferencia de que los valores de δt medidos con SKKS no son tan grandes. Finalmente con un círculo azul se muestra la estación donde se obtuvieron resultados concordantes con Long [2008]. En el recuadro se muestra un acercamiento de la zona centro para su mejor apreciación

Resultados.

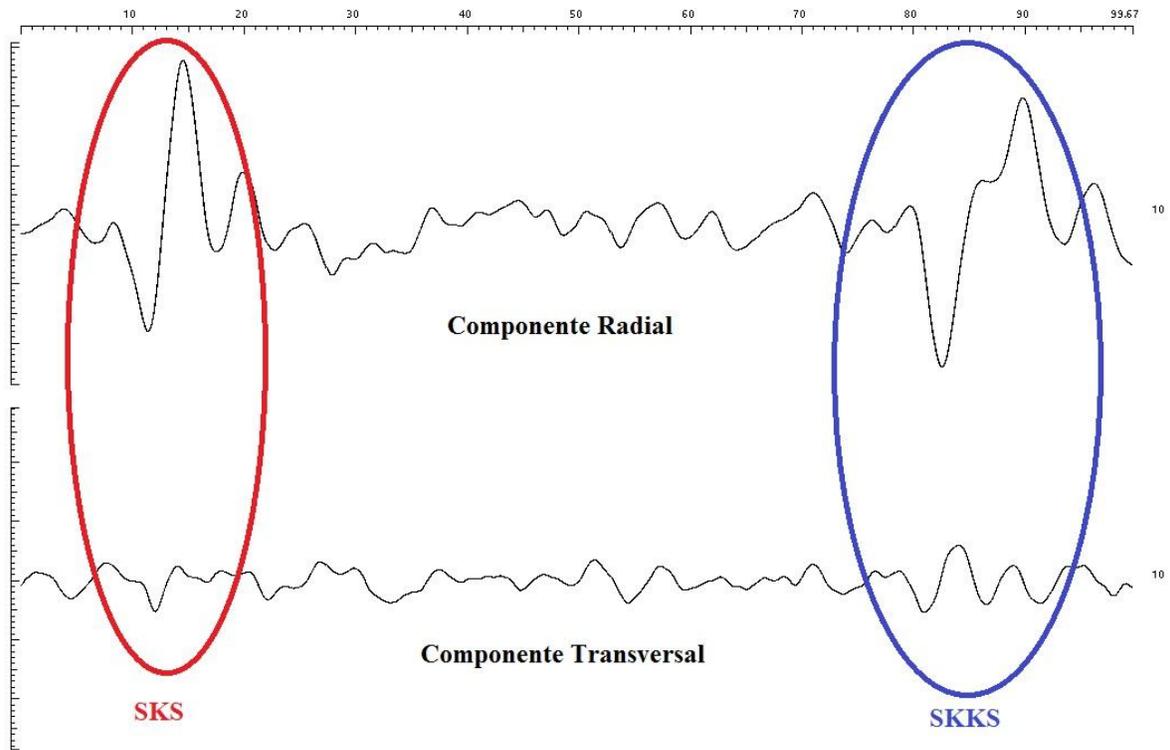


Figura 22. Formas de onda del sismo 11/12/14 de las componentes radial y transversal para la estación de LNIG. En color rojo se resalta la fase *SKS* y en azul la fase *SKKS*. Se observa que la fase *SKKS* sobresale del nivel de ruido, mientras que la fase *SKS* se pierde dentro del ruido.

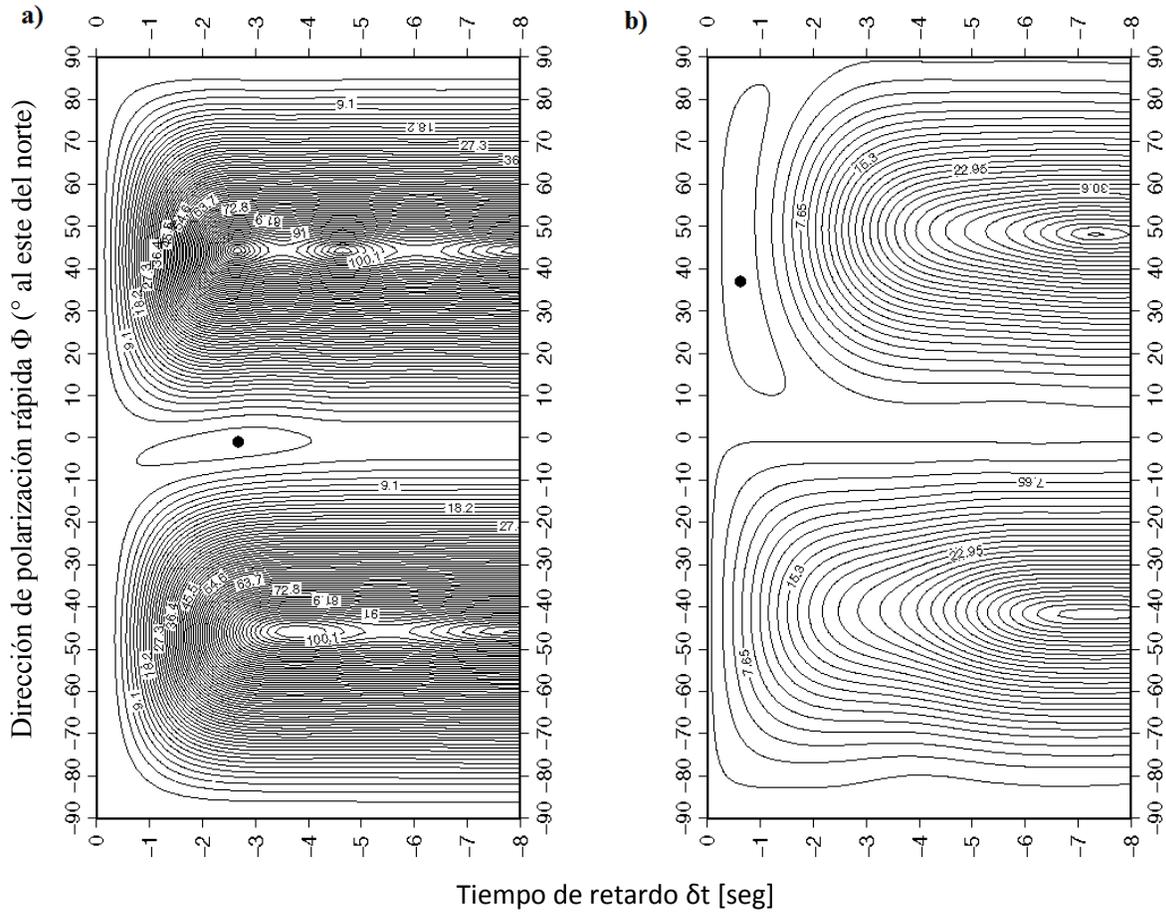


Figura 23. Curvas del 95% de confianza obtenidas para la estación de LNIG con los registros del sismo del 11/12/14 con un back azimuth de 273° . **a)** Curva obtenida con la fase *SKS*, se puede observar que $\varphi \approx \varphi_b$ por lo tanto se toma como una medición nula. **b)** Curva obtenida con la fase *SKKS*, se puede notar que se obtiene una buena medición de los valores de partición.

4. DISCUSIÓN.

Como se menciona en el capítulo anterior, las 25 estaciones en las que se midieron los parámetros de anisotropía se agruparon en 5 regiones según sus valores de ϕ y δt y su cercanía, por lo que la discusión de los resultados se hará para cada una de las regiones.

4.1 Región 1: Península de Yucatán.

Como se puede apreciar en la figura 19 los resultados obtenidos en las estaciones de esta región concuerda con los valores obtenidos por *Van Benthem* [2005] en la estación de TEIG. Las estaciones MYIG y SCIG se encuentran en el estado de Yucatán el cual está ubicado en el terreno tectónico-estratigráfico Maya en la provincia de la plataforma de Yucatán. El último episodio tectónico fue una extensión que inició en el Jurásico temprano (~180 Ma) y terminó en el Cretácico temprano (~140 Ma), tuvo una dirección NNO-SSE (ver figura 24). Posterior a esta extensión la posición de la plataforma de Yucatán con respecto a la placa de Norteamérica a cambiado muy poco [*Sedlock et al.*, 1993].

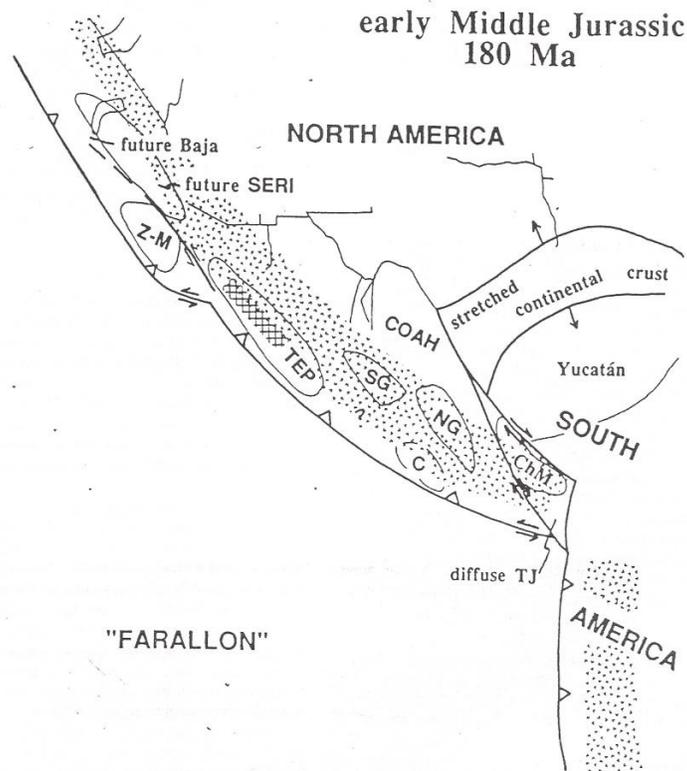


Figura 24. Reconstrucción paleo-geográfica del Jurásico temprano-medio. Se muestra la ubicación de ciertos terrenos tectónico-estratigráficos de México así como algunos ambientes tectónicos de que se desarrollaban en ese momento. Es importante destacar que la dirección de la extensión que reubico a la plataforma de Yucatán es aproximadamente NNO-SSE. Imagen tomada de *Sedlock et al.*, 1993

Discusión. Región 2: Chiapas.

Basándonos en este episodio tectónico y también en que no han ocurrido deformaciones considerables posteriores en la zona, esperaríamos que los valores de ϕ en estas estaciones se alinearan en la dirección de la extensión, sin embargo los valores promedio de la dirección de polarización rápida son en dirección ENE-OSO por lo que se descarta la opción de que se estuviera midiendo anisotropía “fósil”.

Por otro lado en la figura 16 podemos apreciar que la dirección promedio de ϕ coincide con el movimiento absoluto de la placa Norteamericana. El arrastre de esta placa sobre el manto superior, produciría que los esfuerzos se concentraran en la litosfera, de tal modo que la dirección del LPO es consistente con la del movimiento absoluto de la placa Norteamericana lo cual está originando los valores de partición encontrados en la zona.

4.2 Región 2: Chiapas.

Las estaciones de esta región se localizan en el estado de Chiapas, las estaciones TGIG y THIG se ubican relativamente cerca de la costa mientras que PCIG se encuentra hacia la parte norte del estado. Estas tres estaciones junto con CCIG, reportada por *Van Benthem* [2005], coinciden en ser valores pequeños de δt , aunque no son consistentes en cuanto a la dirección de ϕ , según *R. Valenzuela* [comunicación personal, 2012], este comportamiento es normal debido a que cuando se tienen valores pequeños de δt se pierde control en la obtención del valor de ϕ , en otras palabras el valor de la incertidumbre σ_ϕ es grande para cada una de las mediciones individuales.

La región se ubica cerca de donde convergen las placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe, además en la parte central de Chiapas existe un sistema complejo de fallas laterales, normales e inversas dirigidas de este a oeste [*Rodríguez-Pérez*, 2007]. El ángulo de subducción de la placa de Cocos para Chiapas es de $\sim 40^\circ$ y va aumentando progresivamente hacia el sur de la Trinchera Mesoamericana.

Debido a la complejidad tectónica de la zona, no existe un evento que domine la región por lo que muy posiblemente no exista un flujo bien determinado lo que explicaría los valores pequeños encontrados de δt y la variabilidad en la dirección de ϕ . Otra posible explicación es que únicamente se esté muestreando la anisotropía ubicada en la cuña del manto, sin embargo aun no se cuentan con mediciones realizadas para esta parte de Chiapas que nos permitan corroborarlo.

Quizá la explicación más probable es que la zona este dominada por dos tipos de flujo, el flujo de esquina 2-D y el flujo 3-D (ver figura 25), dado que ambos flujos se encuentran compitiendo el flujo resultante resulta ser menos coherente, en esta situación se tendrá un flujo débil lo que conlleva a cambios rápidos en el LPO teniendo como resultado valores de δt pequeños [*Long, et al.*, 2008].

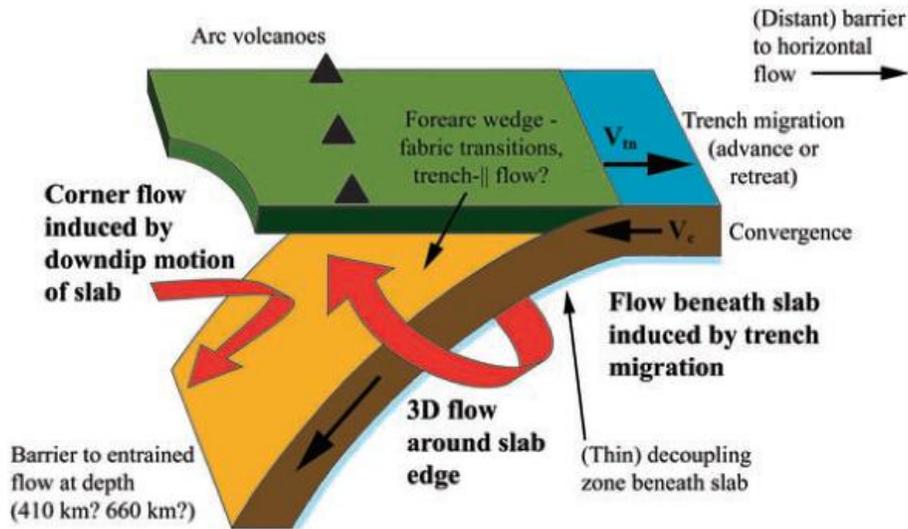


Figura 25. Modelo que ejemplifica los dos tipos de flujo que pueden existir en una zona de subducción. El flujo de esquina está dominado por la velocidad de subducción de la placa mientras que el flujo 3D está controlado principalmente por la velocidad de la migración de la trinchera. Figura tomada de Long [2009]

Finalmente es importante también mencionar que estas estaciones probablemente estén indicando una transición al régimen observado en la parte de Centroamérica, en donde los resultados obtenidos por Abt y Fischer [2008], Hoernle, K. et al. [2008], Abt et al. [2009] y Abt et al. [2010], muestran valores de ϕ que tienden a alinearse paralelos a la trinchera.

4.3 Región 3: Centro del país.

El régimen tectónico que predomina en la zona es la placa de Cocos que se encuentra subducida por debajo de la placa Norteamericana. Husker y Davis [2009], realizaron una tomografía de onda P con datos del arreglo MASE, en la cual encontraron que la placa de Cocos se encuentra subducida de manera horizontal desde la trinchera Mesoamericana hasta los primeros 250 km en donde sufre un cambio repentino y comienza a introducirse en el manto con un ángulo de 75° llegando hasta una profundidad de ~ 500 km.

Asimismo se cuenta con la región donde se subducen las placa de Rivera y Cocos en la placa Norteamericana, de tal modo que se trata de una zona compleja. Si bien la estructura superficial de la subducción de las placas de Rivera y Cocos no está claramente definida, las estructuras de mayor profundidad si lo están. A 150 km se presenta una separación entre las placas la cual aumenta de tamaño conforme se incrementa la profundidad, esta separación se produce por debajo del rift de Colima y puede ser responsable de la ubicación del propio rift y del volcán de Colima [G. L. Soto et al., 2009].

Discusión. Región 3: Centro del país.

Los resultados obtenidos en esta región son consistentes con los reportados por *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem y Valenzuela* [2007] para ciertas estaciones del SSN, así como los medidos por *Rojo Garibaldi* [2011] para las estaciones del arreglo MASE. Asimismo en la figura 16 puede observarse que la dirección de polarización rápida promedio de cada una de las estaciones es prácticamente perpendicular a la trinchera y paralelo al movimiento relativo de la placa de Cocos con respecto la placa Norteamericana.

Long y Silver [2009], sugieren una explicación para las mediciones que tienen valores de ϕ perpendiculares a la trinchera para la zona de Cascadia, ellos mencionan que al tratarse de una zona de subducción joven y caliente, el canal astenosférico, que por lo general se provoca por el cizallamiento y desacopla la placa subducida de la astenosfera permitiendo el movimiento del sistema trinchera-placa, no se encuentra bien desarrollado, provocando un flujo de esquina bidimensional, en donde la placa subducida arrastra el manto que se encuentra por debajo. Un esquema de ambos comportamientos lo podemos encontrar en la figura 26.

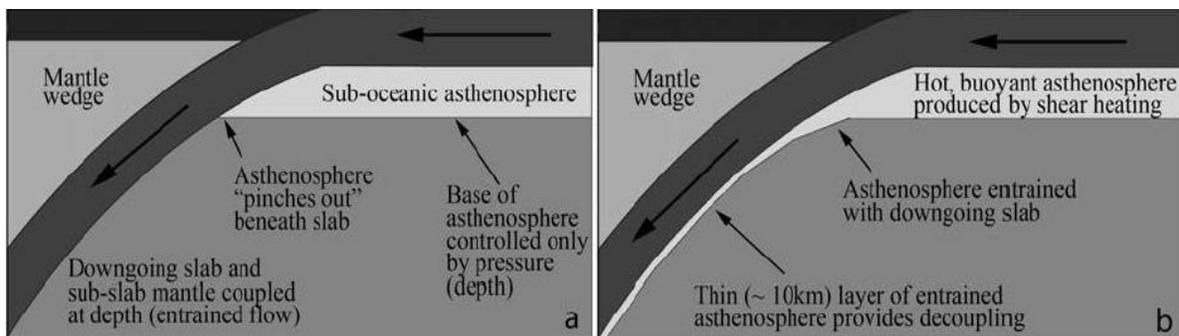


Figura 26. En la imagen se muestran las dos posibilidades que pueden existir para la astenosfera en una zona de subducción. **a)** La placa subducida al ser joven y caliente no presenta un canal astenosférico por lo que generara un arrastre del manto ubicado por debajo de ella, es importante mencionar que la astenosfera está controlada únicamente por la presión. **b)** El cizallamiento, provocado por la placa subducida, genera una capa de aproximadamente 10 km de flujo astenosférico el cual desacopla a la placa subducida del manto lo que permite que se sumerja en el sin que exista un arrastre del manto. Figura tomada de *Long y Silver* [2009].

Rojo Garibaldi [2011], realiza una comparación entre la zona de Cascadia y la zona de Guerrero y Oaxaca y propone que lo observado por *Long y Silver* [2009] en la zona de subducción de Cascadia es similar a lo ocurrido en la subducción de la placa de Cocos, debido a las coincidencias que existen en la edad de las placas y en la poca sismicidad profunda.

Discusión. Región 4: Península de Baja California.

En las estaciones de ANIG, CUIG y PPIG, las cuales se encuentran dentro del Eje Volcánico Trans-Mexicano, los valores de ϕ varían ligeramente a los de las demás estaciones, dado que se orientan prácticamente en dirección N-S. Esta variación puede ser el resultado de que las trayectorias de las ondas recorren una distancia considerable dentro de la placa subducida, la cual como se menciono alcanza un ángulo de 75° de inclinación y una profundidad de ~ 500 km. Por lo que se puede tener el caso de que los valores encontrados ϕ y δt estén influenciados por la propia anisotropía de la placa subducida.

4.4 Región 4: Península de Baja California.

En la zona oeste del país y en la península de Baja California se cuenta con una gran cantidad de mediciones, debido a que estuvo instalado el arreglo NARS-Baja California. Los resultados que presentamos en este trabajo son congruentes con los presentados por *Van Benthem* [2005], *Obrebski* [2007] y *Van Benthem et al.* [2008], así como con los de *Polet y Kanamori* [2002] en la parte sur de California, Estados Unidos.

Para las estaciones en la parte de Baja California los valores de polarización rápida se alinean prácticamente en dirección O-E, el cual es el resultado del flujo astenosférico producido por la subducción de la placa de Farallón [*Obrebski*, 2007]. Sin embargo existe una diferencia en los valores de δt , siendo mayores en la parte norte de la península. *Van Benthem et al.* [2008] proponen que esta diferencia radica en que la parte sur de la península están subducidas las micro-placas de Guadalupe y Magdalena las cuales presentan características isotrópicas, así como también la presencia de flujo vertical del manto producido como una consecuencia de la reorganización de las placas en la dorsal que se extiende en a lo largo del eje del moderno golfo de California.

Las estaciones de HSIG y TSIG se encuentran ubicadas en el terreno tectono-estratigráfico de Cuencas y Sierras del Oeste, mientras que la estación de CGIG se ubica en el terreno de Cuencas y Sierras del Este. Estos dos terrenos se encuentran separados por la Sierra Madre Occidental, y ambos se consideran como la continuación de la región de Cuencas y Sierras del Suroeste de los Estados Unidos [*Sedlock et al.*, 1993].

La dirección de polarización rápida se orienta aproximadamente en dirección ENE-OSO, lo cual concuerda con la dirección de la extensión, que tuvo lugar durante el Mioceno, que origino ambos terrenos. Posteriormente durante el Mioceno tardío, la dirección de los esfuerzos principales como la dirección de la extensión pasó de tener una dirección ENE-OSO a ser NO-SE, lo cual es contemporáneo con el inicio de las extensiones ubicadas a lo largo del eje del moderno Golfo de California [*Sedlock et al.*, 1993].

Discusión. Región 5: Norte y noreste del país.

Asimismo las mediciones obtenidas en estas tres estaciones concuerdan con el movimiento absoluto de la placa de Norteamérica, lo que originaría un flujo astenosférico en dirección NE-SO, concordando con la dirección promedio del eje de polarización rápida de estas estaciones.

4.5 Región 5: Norte y noreste del país.

La principal característica de esta región es que las estaciones se encuentran considerablemente separadas, por lo que se analizarán individualmente.

En la estación de LNIG se obtuvo la medición de dos estratos anisótropos a los cuales denominaremos LNIG1 y LNIG2, sin embargo una de las simplificaciones que tiene el método empleado en la obtención de los parámetros de partición es que los valores de φ y δt se atribuirán a un solo estrato anisótropo, por lo que a continuación se presentarán ejemplos de formas de onda y de curvas del 95% de sismos apilados tanto para LNIG1 como para LNIG2, para constatar que dependiendo el back azimuth se obtuvieron resultados diferentes.

En la figura 27 se muestran las formas de onda para el sismo 10/02/18, el cual se empleó en el apilado de LNIG1 y en la figura 28 su respectiva curva del 95%. Mientras que en la figura 29 se presentan las formas de onda del evento 11/12/14, éste se ocupó en el apilado de LNIG2, la curva del 95% obtenida para esta medición se muestra en la figura 23b).

Discusión. Región 5: Norte y Noreste del País.

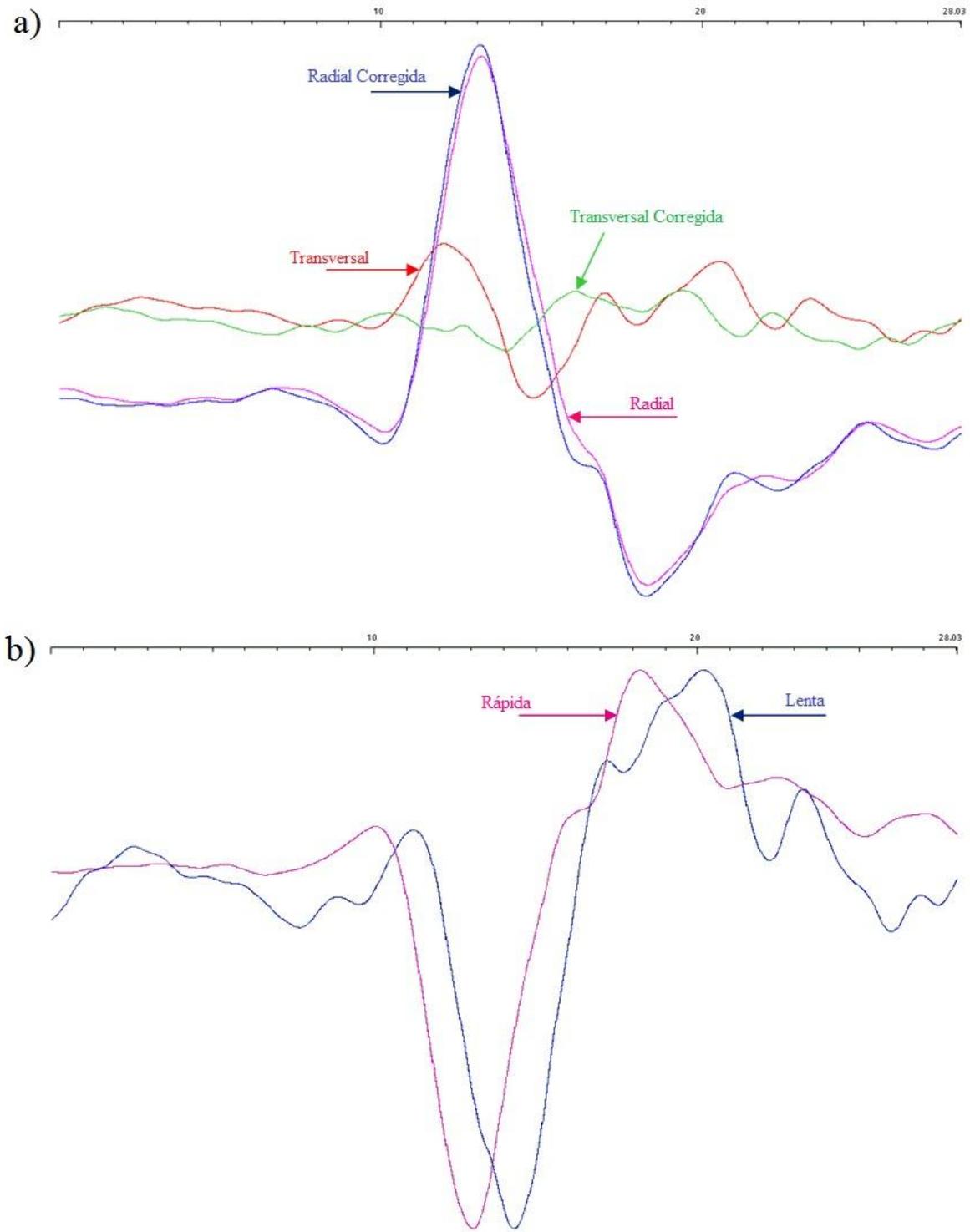


Figura 27. Formas de onda para la estación de LNIG para el sismo del 18 de febrero del 2010 con un back azimut de 325° . Se puede apreciar que las correcciones con los valores de $\phi = -54$ y $\delta t = 1.09$ segundos son buenas ya que: **a)** Se observan las componentes radial (rosa), radial corregida (azul), transversal (rojo) y transversal corregida (verde) donde la amplitud de radial corregida es mayor que radial, mientras que la amplitud de transversal corregida disminuye con respecto de transversal. **b)** Podemos ver que la onda rápida (rosa) llega primero que la onda lenta (azul) y que ambas tienen forma de onda similar.

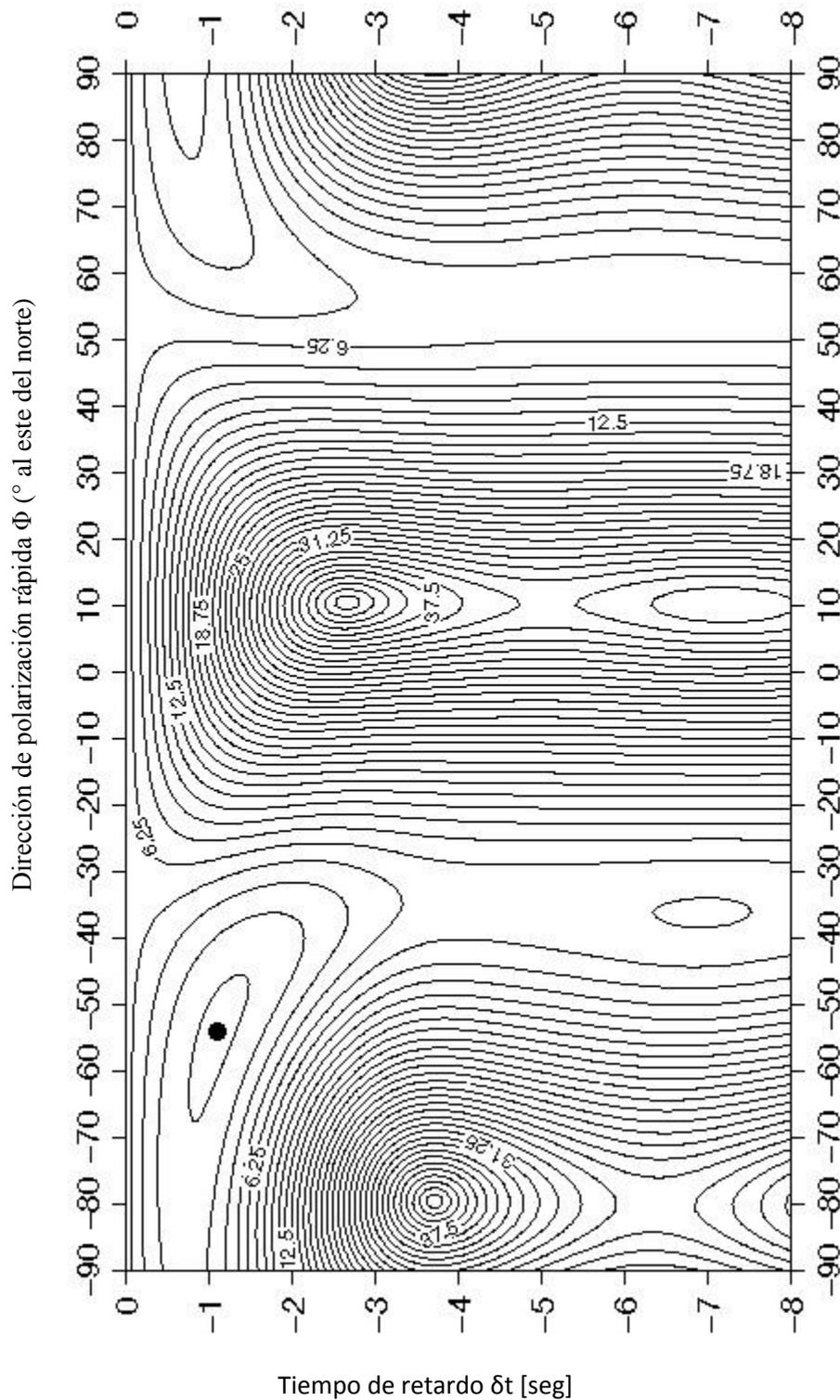


Figura 28. La gráfica muestra el valor mínimo en el espacio de $(\phi, \delta t)$, obtenida para el sismo del 18 de febrero de 2010 con un back azimuth de 325° . El área del 95% se encuentra bien acotada por lo que la medición resulta ser de buena calidad.

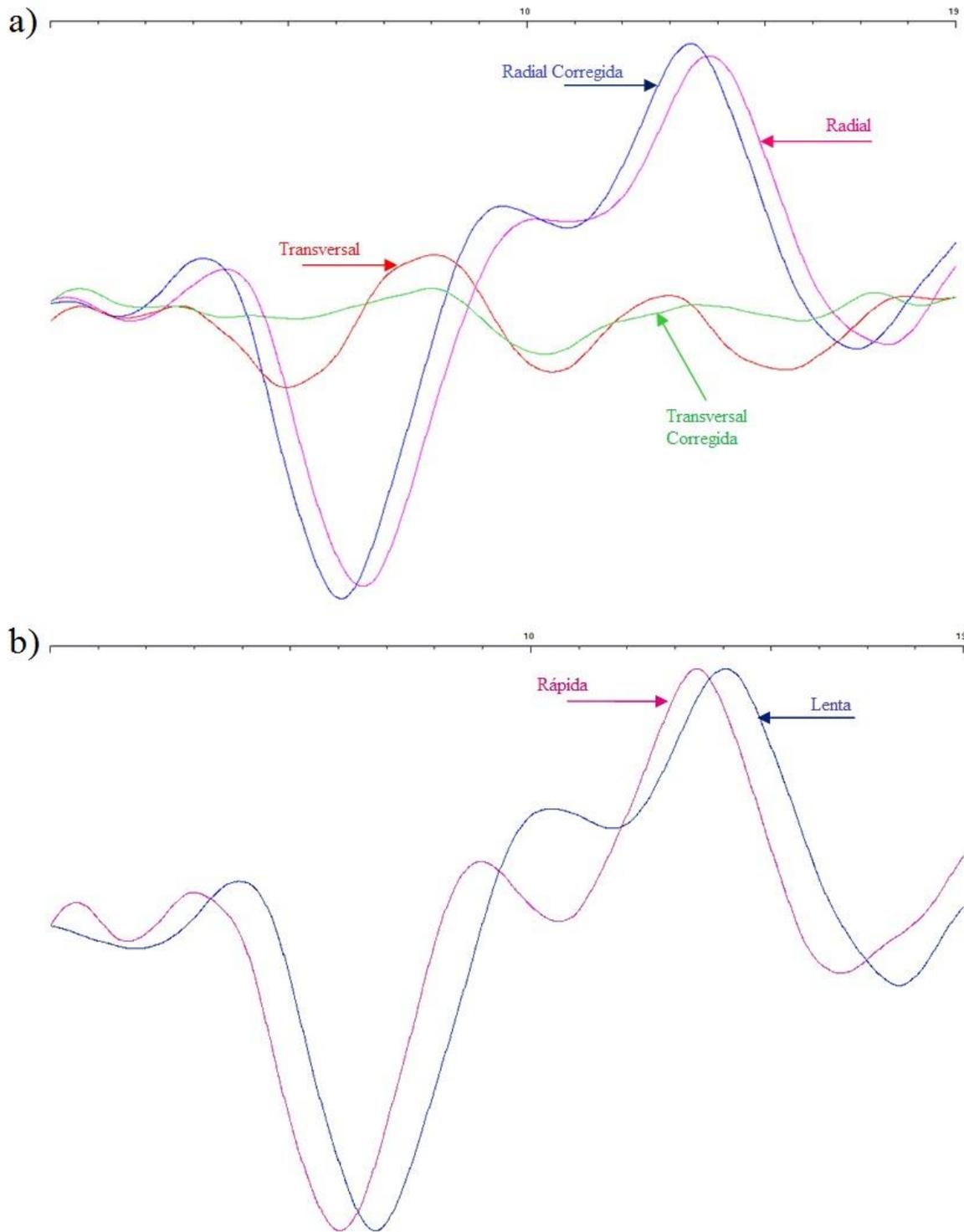


Figura 29. Formas de onda para la estación de LNIG para el sismo del 14 de diciembre del 2011 con un back azimuth de 273° . Se puede apreciar que las correcciones con los valores de $\phi = 37$ y $\delta t = 0.62$ segundos son buenas ya que: **a)** Se observan las componentes radial (rosa), radial corregida (azul), transversal (rojo) y transversal corregida (verde) donde la amplitud de radial corregida es mayor que radial, mientras que la amplitud de transversal corregida disminuye con respecto de transversal. **b)** Podemos ver que la onda rápida (rosa) llega primero que la onda lenta (azul) y que ambas tienen forma de onda similar.

Discusión. Región 5: Norte y Noreste del País.

En la estación se obtuvieron un total de 12 mediciones, las cuales están distribuidas en los cuatro cuadrantes de direcciones posibles de trayectorias de onda, por lo tanto se cuenta con una muy buena cobertura back azimutal, tal como puede observarse en la figura 30.

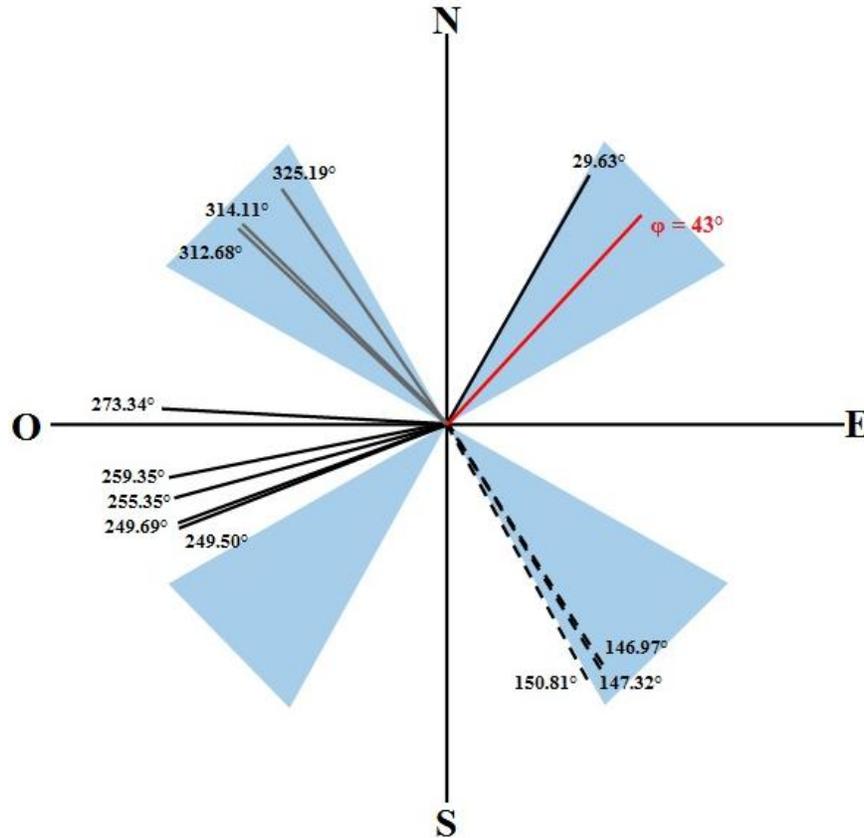


Figura 30. Distribución back azimutal de las 12 mediciones realizadas para la estación de LNIG. En color rojo se muestra la medición obtenida para LNIG1. Las líneas continuas de color negro son los sismos que se emplearon para el apilado de LNIG1. Las líneas grises son los sismos ocupados en el apilado de LNIG2. Las líneas negras discontinuas son los eventos que no se incluyeron para realizar el apilado. Las zonas en color azul representan los valores de back azimut donde se obtendría una medición nula según el medición de $\phi = 43^\circ$ obtenida para LNIG1. El valor de los ángulos es medido en grados al este del norte.

Según *Silver y Chan* [1991], cuando se presenta el caso en el que $\phi = \pm\phi_b$ ó $\phi = \phi_b \pm 90^\circ$, se obtendrá una medición nula de los parámetros de anisotropía, debido a que la partición de las ondas cortantes no puede ser detectada. En la figura 30 se muestran 4 zonas en color azul las cuales representan los valores de back azimut en donde se obtendría una medición nula según el criterio de *Silver y Chan* [1991] y añadiendo un margen de error de $\pm 15^\circ$, estas zonas fueron calculadas para el valor de $\phi=43^\circ$ de LNIG1. Como se puede apreciar los sismos provenientes del SE y NO caen en estas regiones por lo que siguiendo el razonamiento de *Silver y Chan* [1991], estas mediciones deberían de ser nulas,

Discusión. Región 5: Norte y Noreste del País.

sin embargo utilizando estos eventos sí fue posible realizar la medición de los parámetros de anisotropía, lo que indica que las mediciones tienen una dependencia con el back azimuth.

Si se tiene una buena cobertura back azimutal es posible determinar si existe la presencia de dos estratos anisótropos por debajo de la estación, en lugar de uno solo tal como asume *Silver y Chan* [1991], para la simplificación del problema. Al existir dos estratos anisótropos, las mediciones realizadas no serán propiamente de alguno de ellos, sino que se estará midiendo el efecto combinado de ambos, ya que al entrar en dos estratos anisótropos de diferentes características, la onda cortante tendrá una doble partición dando como resultado cuatro ondas (ver figura 31), de tal modo que los valores de φ y δt encontrados con la técnica de *Silver y Chan* [1991], serán mediciones aparentes (φ_a y δt_a) y tendrán una periodicidad de 90° con respecto del back azimuth [*Özalaybey y Savage*, 1993; *Silver y Savage*, 1994].

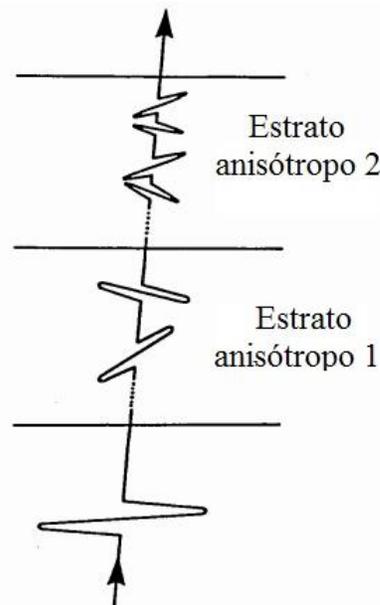


Figura 31. Esquema de la partición de onda para el caso de dos estratos anisótropos. La onda de corte entrante se divide dos veces dando como resultado cuatro ondas individuales. Figura modificada de *Özalaybey y Savage*, 1993.

Los parámetros de partición obtenidos en las 12 mediciones para la estación de LNIG, se graficaron en función del back azimuth (ver figura 32). En dicha grafica se comprobó que existe una periodicidad de 90° lo cual indica la existencia de dos estratos anisótropos por debajo de la estación, sin embargo nuestros resultados no son tan claros como los mostrados por *Özalaybey y Savage*, [1993] y por *Silver y Savage*, [1994], debido a que ellos incluyen la curva del comportamiento de φ_a y δt_a en función del back azimuth y los valores de $\varphi_{1,2}$ y de $\delta t_{1,2}$, la cual no fue posible producir para nuestros resultados. Una vez determinada la existencia de los dos estratos anisótropos por debajo de la estación, se procederá a dar una interpretación de los valores medidos de la anisotropía.

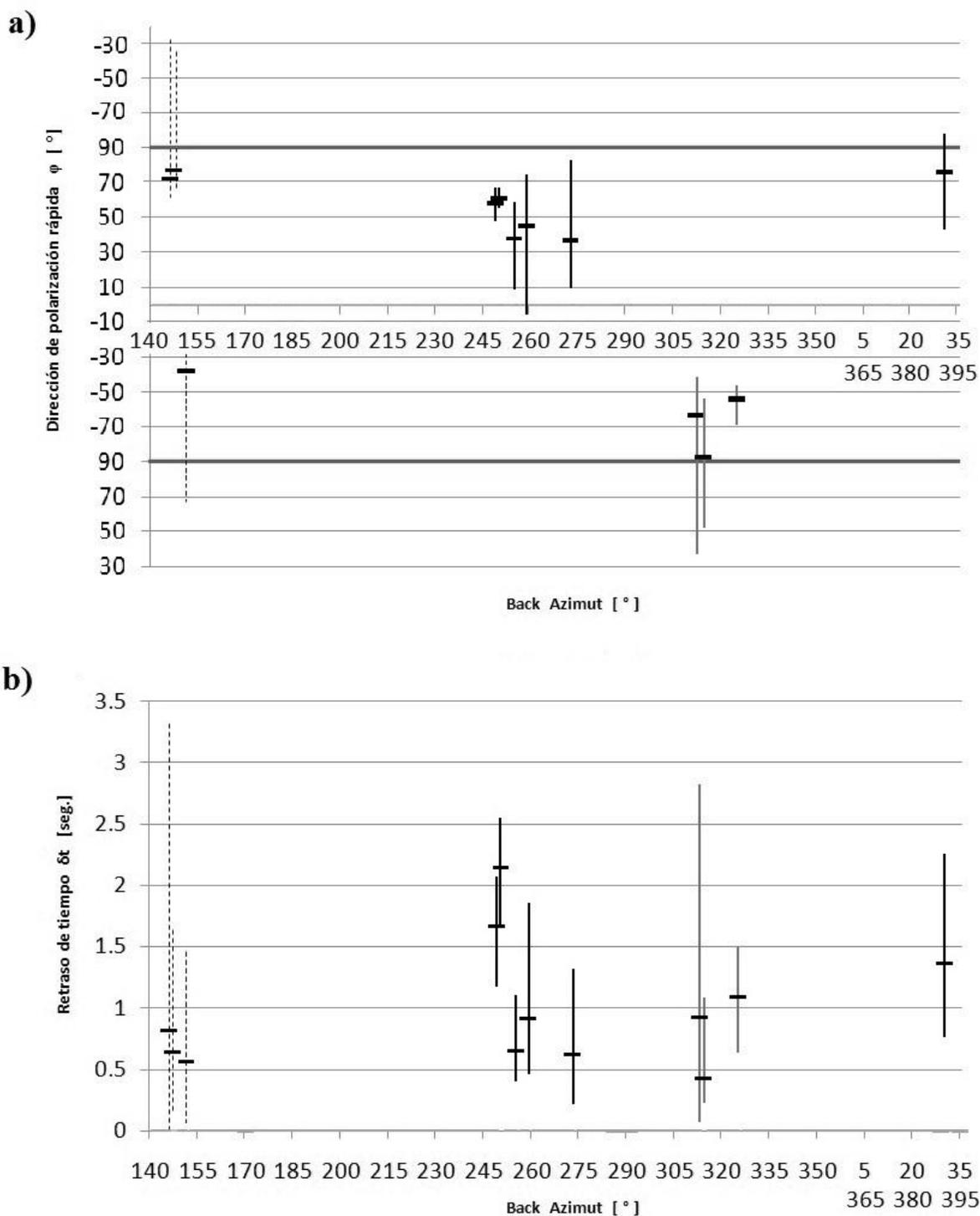


Figura 32. Gráficas de los parámetros de partición en función del back azimuth para la estación de LNIG. . Las líneas continuas de color negro son los sismos que se emplearon para el apilado de LNIG1. Las líneas grises son los sismos ocupados en el apilado de LNIG2. Las líneas negras discontinuas son los eventos que no se incluyeron para realizar el apilado **a)** Se muestran los valores de φ de las 12 mediciones, la longitud de las líneas representa el valor de la incertidumbre σ_φ . **b)** Se presentan los valores de δt de las 12 mediciones, la longitud de las líneas representa el valor de la incertidumbre $\sigma_{\delta t}$.

Discusión. Región 5: Norte y Noreste del País.

La estación de LNIG se encuentra ubicada en lo que se conoce como Archipiélago de Tamaulipas el cual tiene un basamento compuesto por cuerpos intrusivos graníticos Permo-Triásicos, vestigios metasedimentos que pudieran pertenecer a la zona interior del sistema Ouachita [Padilla y Sánchez, 1986]. A pocos kilómetros al oeste se encuentran los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Occidental, la cual corresponde a rocas mesozoicas que fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el noreste formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide, posterior a este episodio no se encuentra otro evento tectónico de importancia. [Sedlock et al., 1993].

Las mediciones obtenidas para LNIG1 concuerdan con las reportadas por Satsukawa et al. [2010] para la región sureste de Texas, Estados Unidos, las cuales tienen una orientación del eje de polarización rápida NE-SW aproximadamente. Ellos concuerdan que la deformación causada por la colisión entre Laurentia y Gondwana durante el Paleozoico tardío (~300 Ma) lo que produjo una gran cantidad de deformación. Esta explicación puede extenderse hacia la margen norte del Golfo de México debido a que en la zona el otro evento tectónico de importancia es la formación de la Sierra Madre Occidental con la orogenia Laramide.

Al igual que en LNIG, en IRIG se presenta la posibilidad de tener dos estratos anisótropos, sin embargo en esta estación no se cuenta con la suficiente cantidad de mediciones distribuidas para diversos valores de back azimuth, por lo que resulta complicado determinar la existencia de los dos estratos anisótropos. La estación se ubica en la porción sur del terreno tectono-estratigráfico Tepehuano el cual conforma principalmente lo que se conoce como Meseta Central y se encuentra muy cercano al Eje Volcánico Trans-Mexicano. En la región el principal evento tectónico fue la orogenia Laramide ocurrida en el cretácico tardío (~150 Ma), seguido por un cambio en los esfuerzos, de un régimen comprensivo con dirección ENE-OSO a uno extensional con la misma dirección (~30 Ma) [Sedlock et al., 1993].

Al observar el back azimuth de los sismos utilizados en el apilado de IRIG1, podemos apreciar que provienen del suroeste, por lo que muy posiblemente hayan tenido que atravesar la placa subducida dando, como resultado valores pequeños de δt . Sin embargo no es posible asegurar que en realidad esto esté ocurriendo aunque es la explicación más probable para esta medición.

La estación de HPIG se encuentra ubicada en los límites de los terrenos tectono-estratigráficos de la Sierra Madre Occidental, Mesa Central y Sierra Madre Oriental, por lo que resulta complicado determinar cuáles han sido los eventos tectónicos que han ocurrido en el lugar. Para fines prácticos consideraremos que la subducción de la placa de Farallón fue el evento más importante. Esta subducción tuvo una dirección de esfuerzos

Discusión. Región 5: Norte y Noreste del País.

compresivos en dirección NE-SO, que dio como resultado los plegamientos de la Sierra Madre Oriental [*Sedlock et al.*, 1993].

Silver y Chan, [1991] y *Silver* [1996], mencionan que los ejes de polarización rápida medidos en un sistema compresivo, estarán orientados a 90° de los ejes de máximo esfuerzo horizontales, asimismo señalan que la anisotropía que se mida va a ser del resultado del último episodio de deformación y se conoce como anisotropía “fossil”. De tal modo podemos decir que esta es la interpretación más posible para esta estación, ya que el eje de polarización rápida se encuentra aproximadamente a 90° de la dirección de máximo esfuerzo, aunado a que no para la zona no se han presentado deformaciones considerables posteriores.

Esta misma explicación se puede extender a las estaciones de IRIG2 y LNIG2, debido a que en estas estaciones la orogenia Laramide también fue un episodio tectónico muy importante aunado a que sus valores de partición son muy similares a los medidos en la estación de HPIG.

5. CONCLUSIONES.

Las estaciones del SSN que se ocuparon para este estudio se encuentran distribuidas en todo el país por lo que resulto ser necesario dividirlo en regiones de características geológicas y valores de partición similares. Se encontró que son 5 las regiones en las que se pueden agrupar las estaciones.

Las mediciones que se obtuvieron en este trabajo concuerdan tanto en dirección como en magnitud, de ϕ y δt respectivamente, con las realizadas por *Obrebski* [2007] y *Van Benthem et al.* [2008] en la península de Baja California y con las obtenidas por *Van Benthem* [2005], *Van Benthem* y *Valenzuela* [2007] y *Rojo Garibaldi* [2012] en la región centro, sur y sureste del país.

En la región 1, península de Yucatán, el valor de ϕ se orienta en dirección ENE-OSO siendo concordante con el movimiento absoluto de la placa Norteamericana, por lo que se interpreta que la dirección de LPO es originada por el arrastre de la placa.

En la región 2, Chiapas, predominan los valores pequeños de δt , por lo que sea muy probable que la complejidad tectónica de la zona este originando que no exista un flujo predominante. Asimismo se observa un cambio al régimen de ϕ paralelo a la trinchera el cual domina la zona de subducción Centroamericana. Es recomendable seguir realizando mediciones de la anisotropía con fases telesismicas debido a que las incertidumbres en estas estaciones son grandes. Asimismo se sugiere la realización de estudios con sismos cuyos hipocentros estén ubicados en la placa subducida, de esta manera se conocerá cual es la contribución de la cuña del manto.

En la región 3, centro del país, las direcciones de polarización rápida se orientan prácticamente en dirección NE-SO, resultando ser perpendicular a la trinchera y paralelo al movimiento relativo de la placa de Cocos respecto de la Norteamericana. De tal modo que se concluye que el flujo es provocado por el arrastre de la placa subducida. Para las estaciones ubicadas dentro del EVTMM o muy cercanas a él, es muy probable que las mediciones de anisotropía, para el manto superior, estén siendo afectadas por la placa subducida.

En la región 4, península de Baja California, los valores de ϕ en la península, se orientan prácticamente en dirección E-O, coincidiendo con la dirección del flujo astenosférico que produjo la subducción de la placa de Farallón, la diferencia en los valores de δt se asocia a la subducción de las micro placas y a la presencia de un flujo vertical del manto en el centro de la península. En las estaciones continentales tienen direcciones

Conclusiones.

rápidas NE-SO lo cual es el resultado de una extensión en la misma dirección en la región conocida como Cuencas y Sierras Mexicanas.

Finalmente en la región 5, norte y noreste del país, se obtuvo la medición de dos estratos anisótropos en LNIG, uno de ellos es el resultado de la orogenia Ouachita. La otra medición, así como las de HPIG e IRIG fueron originadas por la orogenia Laramide. En ambos casos la anisotropía pudo ser preservada por tanto tiempo dado que no se cuentan con otros eventos tectónicos relevantes en la zona. Se sugiere aumentar la densidad de estaciones en la zona para poder corroborar que efectivamente la dirección de polarización rápida predominante en la región es NE-SO. Del mismo modo es conveniente realizar mediciones de la anisotropía con eventos telesísmicos en la estación del SSN ubicada en Monterrey, Nuevo León, para intentar obtener la medición de dos estratos anisótropos, tal como se consiguió en el presente trabajo para LNIG, y poder concluir si se trata de un fenómeno local o regional.

6. BIBLIOGRAFÍA.

Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, M. Protti, V. González, and W. Strauch, 2010, Constraints on upper mantle anisotropy surrounding the Cocos slab from SK(K)S splitting, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B06316, doi: 10.1029/2009JB006710.

Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, W. Strauch, J. M. Protti, and V. González, 2009, Shear wave anisotropy beneath Nicaragua and Costa Rica: Implications for flow in the mantle wedge, *Geochemical Geophysical Geosystems*, **10**, Q05S15, doi: 10.1029/2009GC002375.

Abt, D. L. and K. M. Fischer, 2008, Resolving three-dimensional anisotropic structure with shear wave splitting tomography, *Geophysical Journal International*, **173**, 859-886.

Babuska, V., and M. Cara, 1991, *Seismic Anisotropy in the Earth*: Kluwer Acad., Norwell, Mass, 217 pp.

Bates, D. M., and D. G. Watts, 1988, *Nonlinear regression analysis and its applications*: John Wiley, New York.

Bentham, S. A. C. van, 2005, *Anisotropy and flow in the upper mantle under Mexico*, M. Sc. Thesis: Utrecht University, Utrecht, The Netherlands, 41 pp.

Bentham, S. A. C. van, and R. W. Valenzuela, 2007, Upper mantle shear wave anisotropy for stations in Mexico and its relationship to subduction at the Middle America Trench: *Eos Trans, AGU*, abstract, **88** (23), Jt. Assem. Suppl., Abstract, S51C-07.

Bentham, S. A. C. van, R. W. Valenzuela, M. Obrebski, and R. R. Castro, 2008, Measurements of upper mantle shear wave anisotropy from stations around the southern Gulf of California: *Geofísica Internacional*, **47**, 127-143.

Currie, C. A., J. F. Cassidy, R. D. Hyndman, and M. G. Bostock, 2004, Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton: *Geophysical Journal International*, **157**, 341-353.

DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus, 2010, Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, **181**, 1-80.

Gripp, A. E., and R. G. Gordon, 2002, Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical Journal International*, **150**, 321-361.

Bibliografía.

Hall, C. E., K. M. Fischer, E. M. Parmentier and D. K. Blackman, 2000, The influence of plate motions on three-dimensional back mantle flow and shear wave splitting: *Journal of Geophysical Research*, **105**, 28, 009-28, 033.

Husker, A. and P. Davis, 2009, Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City: *Journal of Geophysical Research*, **114**, B04306, doi: 10.1029/2008JB006039.

Jenkins, G. M., and D. G. Watts, 1968, *Spectral analysis and its applications*: Holden-Day, San Francisco, California.

Jung, H, W. Mo and Harry W. Green, 2009, Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressure-induced split transition in olivine: *Nature Geoscience*, **2**, 73-77.

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

Jung, H., Z. Jiang, I. Katayama, T. Hiraga, and S. Karato, 2006, Effects of water and stress on the lattice preferred orientation in olivine, *Tectonophysics*, **421**, doi: 10.1016/j.tecto.2006.02.011.

León Soto, G., J. F. Ni, S. P. Grand, E. Sandvol, R. W. Valenzuela, M. Guzmán Speziale, J. M. Gómez González and T. Domínguez Reyes, 2009, Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone: *Geophysical Journal International*, **179**, 1004-1012.

León Soto, G., A. González López, R. Valenzuela Wong, X. Pérez-Campos, A. Iglesias Mendoza, and R. W. Clayton, 2011, Anisotropía sísmica de ondas S locales en el Istmo de Tehuantepec: *Geos Boletín informativo de la UGM*, abstract, **31**(1), 117.

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

Long, M. D, 2009, Complex anisotropy in D'' beneath the eastern Pacific from SKS-SKKS splitting discrepancies: *Earth and Planetary Science Letters*, **283**, 181-189, doi:10.1016/j.epsl.2009.04.019.

Long, M. D., and P. G. Silver, 2009, Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions: *Surveys in Geophysics*, **30**, 407-461, doi: 10.1007/s10712-009-9075-1.

Long, M. D., and P. G. Silver, 2009, Mantle flow in subduction systems: The slab flow field and implications for mantle dynamics: *Journal of Geophysical Research*, **114**, B10312, doi: 10.1029/2008JB006200.

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

Bibliografía.

Minoo Kosarian, Paul M. Davis, Toshiro Tanimoto, and Robert W. Clayton, 2011, The relationship between upper mantle anisotropic structures beneath California, transpression, and absolute plate motions, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B08307, doi:10.1029/2010JB007742.

Obrebski, M. J., 2007, Estudio de la anisotropía sísmica y su relación con la tectónica de Baja California, Ph. D thesis: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México, 221 pp.

Obrebski, M., R. R. Castro, R. W. Valenzuela, S. van Benthem, and C. J. Rebolgar, 2006, Shear wave splitting observations at the regions of northern Baja California and southern Basin and Range in México: *Geophysical Research Letters*, **33**, L05302, doi: 10.1029/2005GL024720.

Özalaybey, S. and Savage, M. K., 1993, Double-layer anisotropy resolved from *S* phases: *Geophysical Journal International*, **117**, 653-664.

Pardo, M. y G. Suárez, 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12,357-12,373.

Pérez-Campos, X., Y. K. A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis, 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, **35**, L18303, doi: 10.1029/2008GL035127.

Polet, J., and Kanamori, H., 2002, Anisotropy beneath California: Shear wave splitting measurements using a dense broadband array: *Geophysical Journal International*, **149**, 313-327.

Rodríguez-Pérez, Q., 2007, Estructura tridimensional de velocidades para el sureste de México, mediante el análisis de trazado de rayos sísmicos de sismos regionales, M. Sc. thesis, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 83 pp.

Royo Garibaldi, B., 2012, Anisotropía de las ondas *SKS* en el manto superior debajo de un arreglo sísmico entre Guerrero y Veracruz, thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 84 pp.

Savage, M. K, 1999, Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?: *Reviews of Geophysics*, **37**, 65-106.

Sedlock, R. L., F. Ortega-Gutiérrez, and R. C. Speed, 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Special Paper 278, Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA. 146 pp.

Bibliografía.

Silver, P. G., 1996, Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 385-432.

Silver, P. G., and Savage, M. K., 1994, The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers: *Geophysics Journal International*, **119**, 949-963.

Silver, P. G., and W. W. Chan, 1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy: *Nature*, **335**, 34-39.

Silver, P. G., and W. W. Chan, 1991, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation: *Journal of Geophysical Research*, **96**, 429-16, 454.

Silver, P. G. and S. Kaneshima, 1993, Constraints on mantle anisotropy beneath Precambrian North America from a transportable teleseismic experiment: *Geophysical Research Letters*, **20**, 1127-1130.

Stein, S., and M. Wysession, 2003, *An introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure*: Blackwell Publishing, Malden, Massachusetts, 498 pp.

T. A. Song and Y. Kim, 2012, Anisotropic uppermost mantle in young subducted slab underplating Central Mexico, *Nature Geoscience*, **5**, doi: 10.1038/NGEO1342.

T. A. Song and Y. Kim, 2012, Localized seismic anisotropy associated with long-term slow-slip events beneath southern Mexico, *Geophysical Research Letters*, **39**, L09308, doi:10.1029/2012GL051324.

Takako S., Katsuyoshi M., Urmidola R., Elizabeth Y. Anthony, J. Pulliam, and R. Stern, 2010, Uppermost mantle anisotropy beneath the southern Laurentian margin: Evidence from Knippa peridotite xenoliths, Texas, *Geophysical Research Letters*, **37**, L20312, doi:10.1029/2010GL044538.

Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos Transactions. AGU*, **79**, 579.

Wolfe. C. J. and P. G, Silver, 1998, Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations: *Journal of Geophysical Research*, **103**, 749-771.

ANEXOS

A1: Relaciones entre el tensor de cuarto orden de las constantes elásticas, C_{ijkl} , y la matriz M_{ij} .

$$\begin{array}{ll} C_{1111} = M_{11} = \lambda + 2\mu & C_{1211} = M_{41} = 0 \\ C_{1122} = M_{12} = \lambda & C_{1222} = M_{42} = 0 \\ C_{1133} = M_{13} = \lambda & C_{1233} = M_{43} = 0 \\ C_{1112} = M_{14} = 0 & C_{1212} = M_{44} = \mu \\ C_{1113} = M_{15} = 0 & C_{1213} = M_{45} = 0 \\ C_{1123} = M_{16} = 0 & C_{1223} = M_{46} = 0 \\ C_{2211} = M_{21} = \lambda & C_{1311} = M_{51} = 0 \\ C_{2222} = M_{22} = \lambda + 2\mu & C_{1322} = M_{52} = 0 \\ C_{2233} = M_{23} = \lambda & C_{1333} = M_{53} = 0 \\ C_{2212} = M_{24} = 0 & C_{1312} = M_{54} = 0 \\ C_{2213} = M_{25} = 0 & C_{1313} = M_{55} = \mu \\ C_{2223} = M_{26} = 0 & C_{1323} = M_{56} = 0 \\ C_{3311} = M_{31} = \lambda & C_{2311} = M_{61} = 0 \\ C_{3322} = M_{32} = \lambda & C_{2322} = M_{62} = 0 \\ C_{3333} = M_{33} = \lambda + 2\mu & C_{2333} = M_{63} = 0 \\ C_{3312} = M_{34} = 0 & C_{2312} = M_{64} = 0 \\ C_{3313} = M_{35} = 0 & C_{2313} = M_{65} = 0 \\ C_{3323} = M_{36} = 0 & C_{2323} = M_{66} = \mu \end{array}$$

A2: Tablas y mapas de los resultados individuales de cada estación.

Tabla A2. Resultados individuales de los parámetros de partición medidos en cada estación

ESTACIÓN	FECHA aa/mm/dd	FASE	ϕ_b [°]	ϕ [°]	δt [seg.]	σ_ϕ [°]	$\sigma_{\delta t}$ [seg.]
ANIG	08/02/10	SKS	150.28	-2	0.71	28	0.4
	09/11/09	SKS	249.47	-6	1.08	13	0.5
	11/08/24	SKS	252.46	33	1.14	23	0.65
	11/09/03b	SKS	249.55	00	0.85	40	0.55
ARIG	09/11/09	SKS	251.13	26	0.62	28	0.6
	11/04/03	SKS	249.71	03	0.68	38	0.5
	11/09/03b	SKS	250.59	25	0.77	28	0.5
	11/11/14 *	SKKS	285.56	27	1.24	60	1.6
	11/12/11 *	SKS	147.43	29	0.32	64	1.3
	11/12/14	SKS	269.97	03	1.42	25	1.0
	11/12/14	SKKS	269.97	21	1.30	29	0.9
	12/02/02	SKS	254.01	19	0.76	33	0.45
	12/02/26	SKS	349.42	03	1.36	40	0.8
12/03/09	sSKS	252.01	19	1.18	32	0.65	
CGIG	07/08/01	sSKS	253.86	48	1.46	18	0.55
	10/02/18	SKS	321.06	37	1.17	15	0.9
	11/08/30	SKS	283.67	30	1.53	17	1.2
	11/09/03b	SKS	248.71	41	1.00	27	0.35
	11/10/23	SKS	22.87	50	1.34	23	0.5
	11/12/14	SKS	271.36	31	1.27	13	0.35
	11/12/27 *	SKS	345.48	13	1.75	09	0.25
	12/02/02	SKS	252.37	54	1.33	22	0.85
	12/02/26	SKS	345.38	41	1.57	39	0.9
	12/07/28	SKS	270.61	23	1.55	25	0.8
CUIG	08/06/30	SKS	148.28	9	0.60	38	0.9
	08/09/08	SKS	258.02	16	0.85	40	0.85
	09/11/09	SKS	251.49	8	0.85	45	0.5
	09/11/22	SKS	249.86	52	1.09	80	1.5
	10/12/25	SKS	252.35	-2	0.80	28	0.6
	11/03/06	SKS	147.73	10	0.94	43	0.75
	11/09/03b	SKS	251.05	21	0.30	54	2.3
	11/12/11	SKS	147.66	-19	1.04	76	0.75
	11/12/14	SKS	270.84	23	0.64	60	1.4
	12/03/09	sSKS	252.47	-02	0.79	59	1.0

Anexos.

DHIG	06/01/27 *	<i>PKS</i>	281.52	-80	0.90	35	0.80
	06/06/09	<i>SKS</i>	250.38	41	0.89	50	0.9
	08/04/12	<i>SKS</i>	217.21	11	1.09	33	0.9
	08/09/08	<i>SKS</i>	258.80	21	0.85	45	0.85
	09/11/09	<i>SKS</i>	251.53	50	1.00	15	0.2
	09/11/22	<i>SKS</i>	249.86	40	1.04	14	0.45
	12/03/09 *	<i>sSKS</i>	252.64	-06	1.36	50	0.9
HLIG	11/09/03b	<i>SKS</i>	251.22	34	1.05	16	0.25
	11/12/14	<i>SKS</i>	270.55	31	0.95	19	0.25
	11/12/14	<i>SKKS</i>	270.55	23	1.48	19	0.4
	11/12/27	<i>SKS</i>	351.10	37	1.29	35	0.7
	12/02/02	<i>SKS</i>	254.63	44	1.63	15	0.6
	12/03/09	<i>sSKS</i>	252.66	34	1.28	13	0.3
HPIG	09/11/09	<i>SKS</i>	248.52	-49	0.35	55	1.4
	10/07/23	<i>SKS</i>	297.80	-54	1.57	20	1.2
	11/08/30	<i>SKS</i>	282.76	-61	0.95	42	0.95
	12/03/03	<i>SKS</i>	247.85	-51	0.95	45	1.2
HSIG	07/10/31	<i>SKS</i>	293.12	70	0.68	35	0.60
	11/08/24	<i>SKS</i>	250.22	05	0.77	61	1.9
	11/08/30	<i>SKS</i>	281.01	89	1.10	79	2.3
	11/09/03b	<i>SKS</i>	247.22	49	0.49	66	0.6
	11/10/23	<i>SKS</i>	22.87	48	0.85	44	1.5
	11/11/14	<i>SKKS</i>	286.68	72	1.63	18	0.6
	11/12/14	<i>SKS</i>	269.50	30	0.93	19	0.3
	11/12/14	<i>SKKS</i>	269.50	20	0.94	28	0.4
	11/12/27	<i>SKS</i>	343.73	57	0.58	70	1.7
	12/02/02	<i>SKS</i>	250.87	56	0.67	28	0.55
12/05/20	<i>SKS</i>	36.98	75	1.05	44	1.1	
HUIG	05/02/05	<i>SKKS</i>	295.42	47	1.59	21	0.90
	09/11/09	<i>SKS</i>	252.43	30	1.36	23	2.3
	09/11/22	<i>SKS</i>	251.01	39	1.66	42	1.3
	10/12/25	<i>SKS</i>	252.51	31	1.70	11	0.5
	11/08/30	<i>SKKS</i>	277.84	18	2.09	14	0.9
	11/09/03b	<i>SKS</i>	251.32	23	1.60	19	0.6
	11/10/23	<i>SKS</i>	33.67	58	0.98	56	1.7
	11/12/14	<i>SKS</i>	269.97	46	0.75	18	0.25
	11/12/14	<i>SKKS</i>	269.97	49	1.25	20	0.6

Anexos.

IRIG	10/12/25	<i>SKS</i>	251.91	57	0.50	70	0.7
	11/09/03b	<i>SKS</i>	250.56	-08	0.46	56	0.55
	11/11/24	<i>SKS</i>	317.78	-74	1.26	47	0.9
	11/12/14	<i>SKKS</i>	270.73	14	0.53	50	0.6
	11/12/27	<i>SKS</i>	349.05	-34	0.97	71	1.2
LNIG	08/02/10 *	<i>SKS</i>	150.81	-38	0.56	75	0.9
	08/02/23 *	<i>SKS</i>	146.97	72	0.82	80	2.50
	08/09/08	<i>SKS</i>	259.35	45	0.91	50	0.95
	09/08/09	<i>SKS</i>	314.11	-87	0.43	40	0.65
	09/11/22	<i>SKS</i>	249.50	58	1.67	10	0.5
	10/02/18	<i>SKS</i>	325.19	-54	1.09	13	0.45
	11/04/03	<i>SKS</i>	249.69	61	2.15	06	0.5
	11/09/03a *	<i>SKS</i>	147.32	77	0.64	73	1.0
	11/10/23	<i>SKS</i>	29.63	76	1.36	33	0.9
	11/12/14	<i>SKKS</i>	273.34	37	0.62	46	0.7
	12/01/01	<i>SKS</i>	312.68	-63	0.92	79	1.9
12/02/02	<i>SKS</i>	255.35	38	0.65	29	0.45	
MEIG	08/06/30	<i>SKS</i>	148.32	-16	0.76	48	0.9
	08/09/08	<i>SKS</i>	258.30	6	1.79	11	0.4
	09/02/28	<i>SKS</i>	150.99	16	0.75	30	0.45
	09/11/09	<i>SKS</i>	251.38	29	0.75	40	0.4
	09/11/22	<i>SKS</i>	249.80	11	0.65	43	1.0
	10/12/25	<i>SKS</i>	252.02	22	0.95	12	0.15
MMIG	08/04/12	<i>SKS</i>	216.59	21	2.02	18	1.6
	09/08/09	<i>SKS</i>	311.20	2	0.41	45	0.9
	11/09/16	<i>SKS</i>	315.46	-24	0.50	52	1.5
	12/01/01	<i>SKS</i>	309.64	-38	0.37	64	1.6
MYIG	10/12/25	<i>SKS</i>	253.87	25	0.53	30	0.45
	11/04/03	<i>SKS</i>	253.33	60	0.81	75	2.0
	11/10/23	<i>SKS</i>	36.44	54	0.93	68	1.1
	12/01/01	<i>SKKS</i>	317.54	63	1.43	22	0.65
PCIG	07/12/09	<i>SKS</i>	240.66	-1	0.67	70	1.80
	08/06/30	<i>SKS</i>	149.73	55	1.39	85	1.4
	08/11/24	<i>SKS</i>	327.17	-75	0.44	57	0.6
	09/02/28	<i>SKS</i>	152.42	12	0.38	28	0.75
	11/12/14	<i>SKKS</i>	270.73	29	0.74	62	1.5

Anexos.

PPIG	06/01/02	<i>SKS</i>	248.06	-14	0.99	36	0.70
	06/01/27	<i>PKS</i>	280.62	37	0.65	42	0.75
	07/12/09	<i>SKS</i>	243.84	-23	1.45	30	1.00
	08/02/23	<i>SKS</i>	147.77	39	1.19	45	0.90
	09/02/28	<i>SKS</i>	151.10	24	0.93	40	0.7
	09/11/22	<i>SKS</i>	250.07	-15	1.30	47	0.9
	10/12/25	<i>SKS</i>	253.46	27	0.56	44	0.75
	11/08/24	<i>SKS</i>	254.04	06	0.99	63	2.5
	11/09/03b	<i>SKS</i>	251.17	23	0.57	19	0.4
	11/12/11	<i>SKS</i>	147.81	07	0.87	42	0.5
11/12/14	<i>SKS</i>	270.90	24	0.65	48	0.65	
SCIG	09/11/22	<i>SKS</i>	252.51	64	0.50	75	1.4
	11/04/03	<i>SKS</i>	252.68	57	0.35	71	1.6
	11/12/27	<i>SKS</i>	355.41	23	1.10	77	2.0
SPIG	10/12/25	<i>SKS</i>	246.56	81	0.83	27	0.85
	11/08/24	<i>SKS</i>	247.96	-51	0.72	61	2.5
	11/09/03b	<i>SKS</i>	244.94	-52	0.63	61	1.5
	11/11/14 *	<i>SKS</i>	284.87	-18	1.36	40	0.4
	12/02/02	<i>SKS</i>	248.62	89	0.74	68	1.3
	12/02/26 *	<i>SKS</i>	341.13	-32	1.59	28	1.1
	12/03/03	<i>SKS</i>	243.32	-40	1.26	61	0.9
SRIG	10/07/23	<i>SKKS</i>	293.59	75	0.91	19	0.45
	11/08/24	<i>SKS</i>	249.59	89	1.05	31	0.65
	11/12/14	<i>SKS</i>	268.47	60	1.33	15	0.9
	12/01/01	<i>SKS</i>	306.47	-86	1.19	24	0.8
TGIG	08/02/10	<i>SKS</i>	152.87	79	0.99	86	1.4
	08/11/24	<i>SKS</i>	327.19	81	0.56	45	0.45
	11/12/11	<i>SKS</i>	149.35	-67	0.35	33	0.4
THIG	08/11/24 **	<i>SKS</i>	327.42	82	0.59	-	-
	09/08/09	<i>SKKS</i>	315.87	-83	0.62	45	0.9
	12/04/28 **	<i>SKS</i>	250.26	48	0.30	-	-
TJIG	11/09/03b	<i>SKS</i>	244.25	78	0.67	69	0.4
	11/12/14	<i>SKS</i>	267.33	66	0.81	18	0.5
	12/03/03	<i>SKS</i>	242.64	-86	0.63	43	1.1

Anexos.

TLIG	09/11/22	<i>SKS</i>	250.18	10	0.96	15	0.2
	10/07/23	<i>SKKS</i>	296.46	53	1.15	45	1.0
	10/12/25	<i>SKS</i>	252.24	34	0.99	17	0.35
	11/04/03	<i>SKS</i>	250.35	30	0.80	69	3.1
	11/08/20	<i>SKS</i>	253.62	20	1.13	28	0.7
	11/08/24	<i>SKS</i>	253.82	11	0.94	44	1.9
	11/09/03a	<i>SKS</i>	148.13	44	1.05	46	1.0
	11/09/03b	<i>SKS</i>	250.99	29	1.17	13	0.35
	11/09/15	<i>SKS</i>	246.94	35	0.78	62	1.4
	11/11/24 *	<i>SKS</i>	318.65	58	1.35	51	1.3
	11/12/11	<i>SKS</i>	147.90	33	1.29	13	0.3
	11/12/27	<i>SKS</i>	350.60	21	1.22	43	1.0
	12/02/02	<i>SKS</i>	254.38	32	1.08	29	0.6
	12/03/09	<i>sSKS</i>	252.42	39	1.00	37	0.6
TSIG	11/08/30	<i>SKS</i>	279.94	65	1.03	43	0.9
	11/09/03b	<i>SKS</i>	248.00	75	1.54	14	0.7
	11/09/05	<i>SKKS</i>	313.67	-80	1.54	17	0.45
	11/11/08	<i>SKS</i>	311.09	-85	1.20	13	0.3
	11/11/08	<i>SKKS</i>	311.09	-81	1.25	30	0.75
	11/12/14	<i>SKS</i>	269.43	82	1.81	12	0.9
	12/01/01	<i>SKS</i>	307.90	-84	1.40	08	0.25
TUIG	05/02/05	<i>SKKS</i>	298.77	39	0.99	70	1.3
	09/11/09 *	<i>SKS</i>	252.98	65	1.55	15	0.35
	11/09/03b	<i>SKS</i>	252.12	11	1.00	57	1.2
	11/11/08	<i>SKS</i>	318.29	04	0.39	55	1.8
	11/12/14	<i>SKS</i>	271.73	24	1.24	53	1.2
	11/12/14	<i>SKKS</i>	271.73	43	1.49	28	0.7

El parámetro φ es la dirección de polarización rápida medida en grados al este del norte, δt es el tiempo de retardo de la onda lenta con respecto la onda rápida, σ_φ y $\sigma_{\delta t}$ son las incertidumbres (desviación estándar 1σ) de φ y δt respectivamente. Los eventos que están marcados con un * no se consideraron para realizar los apilados de su respectiva estación.

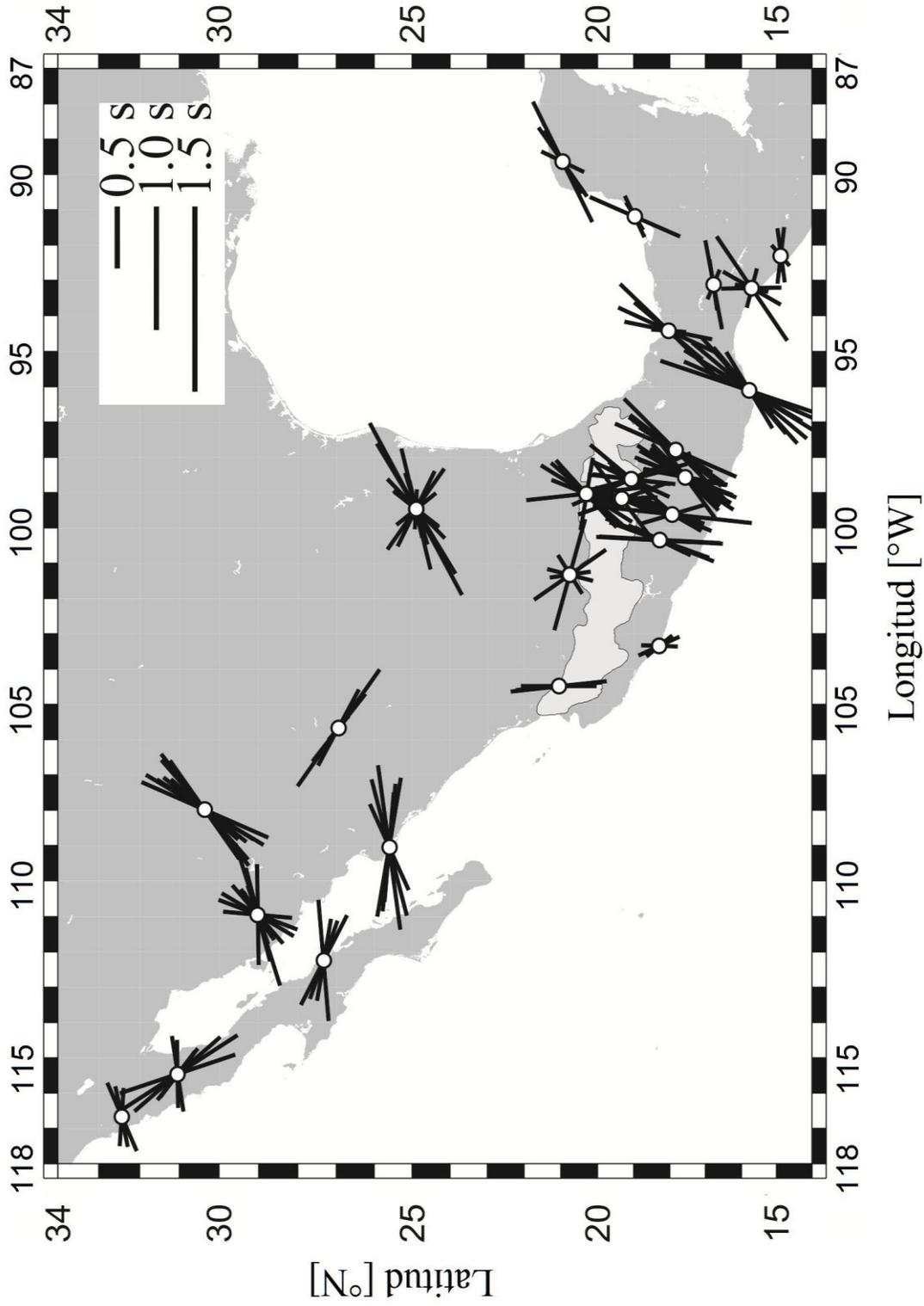


Figura A2.1. Mediciones individuales de ϕ y δt para varias de las estaciones del SSN. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representa el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés)

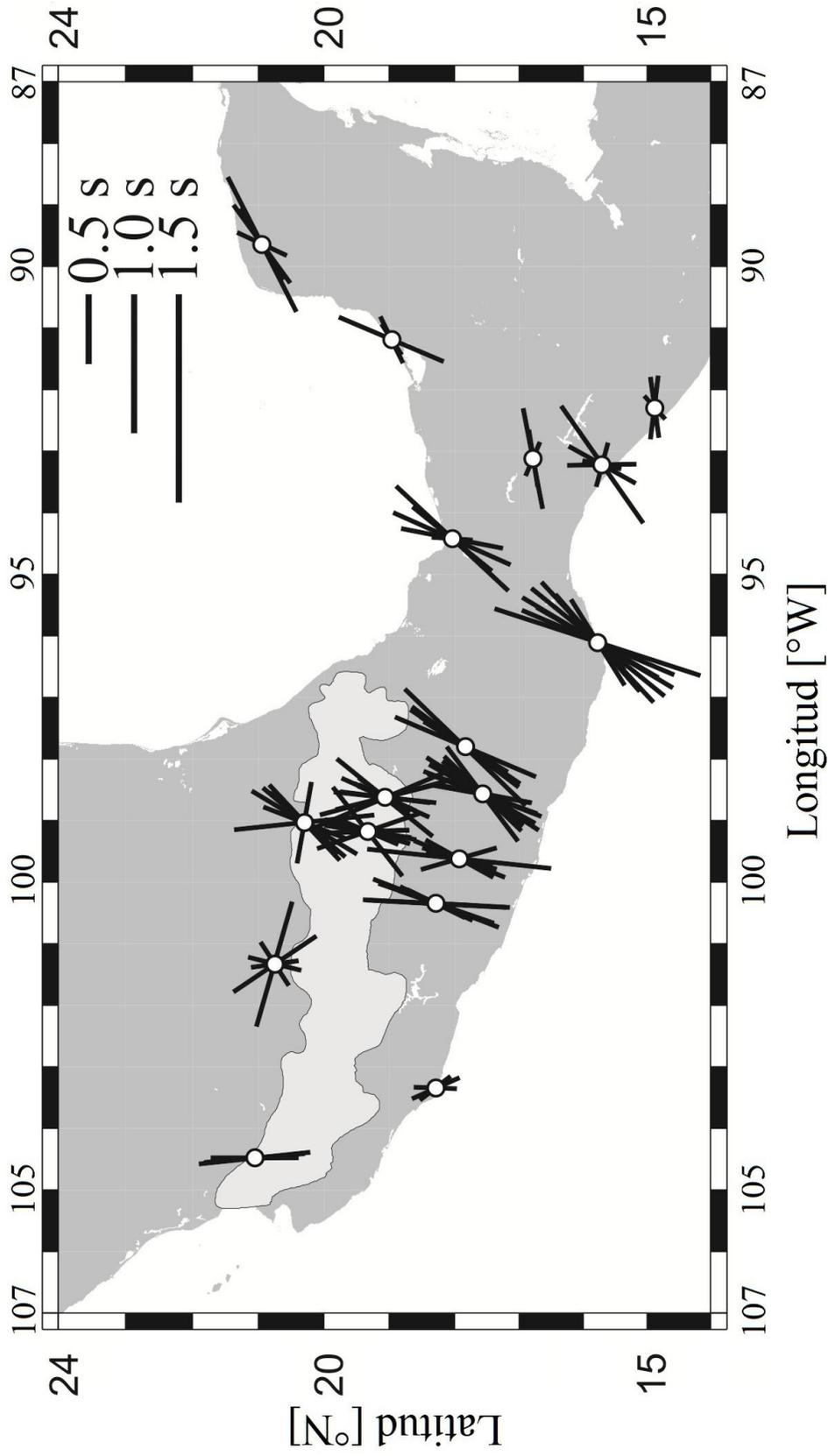


Figura A2.2. Mediciones individuales de ϕ y δt para las estaciones del SSN ubicadas en la zona centro del país y en la península de Yucatán. El tamaño de las barras es proporcional con el valor obtenido para el δt , según la escala mostrada y la inclinación de las barras representa el valor medido para ϕ . El área sombreada en un tono más claro indica la región del Eje Volcánico Trans-Mexicano (TMVB por sus siglas en inglés)