

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE  
ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**ESTUDIO DE LA ANISOTROPÍA SÍSMICA Y SU RELACIÓN CON LA  
TECTÓNICA DE BAJA  
CALIFORNIA**

**TESIS**

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
**DOCTOR EN CIENCIAS**

Presenta:

**MATHIAS JANEK OBREBSKI**

Ensenada, Baja California, México. Agosto de 2007

RESUMEN de la tesis de Mathias Janek Obrebski, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en SISMOLOGÍA. Ensenada, Baja California, México.  
Agosto de 2007.

## **ESTUDIO DE LA ANISOTROPÍA SÍSMICA Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA DE BAJA CALIFORNIA**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla  
Director de tesis

En esta tesis presento resultados de un estudio de anisotropía sísmica de las regiones central y norte del Golfo de California obtenidos usando sismogramas digitales de las redes de banda ancha NARS-Baja, RESBAN, RESNOM y NBT. Este es el primer estudio de la anisotropía del manto superior y de la corteza realizado en la región del Golfo de California y permitió relacionar las características anisótropas observadas con procesos tectónicos actuales y del pasado de esta región

Para caracterizar la anisotropía del manto superior, analizamos la birrefringencia sísmica que afecta las ondas telesísmicas S, SKS y SKKS. En un medio anisótropo, la velocidad varía con la dirección de propagación y causa que la onda incidente se divida en una ondícula rápida y otra lenta. Usando el método de *Silver y Chan* [1991], estimamos la dirección de mayor velocidad en el medio y el tiempo de retraso acumulado por dichas ondículas. Analizamos 49 sismos para determinar los parámetros anisótropos en las cuatro principales provincias tectónicas de la región. Las 23 estaciones que usamos cubren un área que se extiende desde 27.29°N hasta 32.42°N y desde -116.66°O hasta -109.63°O. Los resultados obtenidos sugieren que el manto superior es anisótropo debajo de la región de estudio.

Además, analizamos la anisotropía de la corteza y de los primeros 20 km del manto superior debajo de las estaciones NE71 (Agua Blanca), NE75 (San Ignacio) y NE81 (Novillo) mediante la modelación directa de funciones de receptor. Para este fin, escribimos un programa basado en los métodos de *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] y de *Park* [1996] que permite generar sismogramas sintéticos en un medio anisótropo. Los modelos obtenidos incluyen anisotropía substancial en la corteza y en los primeros kilómetros del manto superior.

También observamos cambios en el patrón anisótropo del manto superior, los cuales coinciden geográficamente con las fronteras entre las provincias tectónicas de la región del norte del Golfo de California.

El patrón anisótropo del manto superior debajo de la Península desde CBX (Cerro Bola), al norte, se caracteriza por una dirección rápida  $\phi \sim E-O$  y cambia rápidamente hacia el sur entre NE74 (Guerrero Negro) y NE75 donde  $\phi$  es  $\sim NO-SE$ . El patrón  $\sim E-O$  podría resultar de la fábrica fósil que adquirió la litósfera durante la subducción de la placa de Farallón. Una fuente de anisotropía alternativa, que también podría explicar esta dirección de anisotropía, es la apertura de una ventana astenosférica originada por la ruptura de dicha placa después del cese de la subducción. Los modelos directos obtenidos para la corteza y la parte más somera del manto sugieren también que existen diferencias estructurales y anisótropas entre el norte (NE71) y el centro (NE75) de la Península y son consistentes con ambas interpretaciones.

En la parte norte del Golfo, las estaciones SAFE (San Felipe) y PPXB (Puerto Peñasco) presentan una dirección rápida entre  $ONO-ESE$  y  $NO-SE$ , consistente con la dirección de extensión a lo largo del límite de placa y también con la dirección de la cizalla inducida en la astenosfera por el movimiento de la placa del Pacífico.

Finalmente, en la provincia de Cuencas y Cordilleras en el Estado de Sonora la dirección rápida entre  $NE-SO$  y  $ENE-OSO$  indica que posiblemente el movimiento de la placa del Pacífico, relativo a la astenosfera, es la fuente de anisotropía. Alternativamente, la anisotropía podría estar congelada en la litósfera desde el periodo de extensión en el Oligoceno-Mioceno. Esta última interpretación es consistente con el modelo directo y anisótropo que obtuvimos para la corteza debajo de NE81.

Palabras claves: anisotropía sísmica, Golfo de California, tectónica de placas.

ABSTRACT of the thesis presented by Mathias Janek Obrebski as a partial requirement to obtain the degree of DOCTOR IN SCIENCES in EARTH SCIENCES with orientation in SEISMOLOGY. Ensenada, Baja California, México, August 2007.

## STUDY OF THE SEISMIC ANISOTROPY AND ITS RELATION WITH THE TECTONICS OF BAJA CALIFORNIA

I present results of a study of seismic anisotropy of the northern and central regions of the Gulf of California obtained using digital seismograms from the broadband arrays NARS-Baja, RESBAN, RESNOM and NBT. This is the first study of upper mantle and crustal anisotropy fulfilled in the Gulf of California region and permitted to relate the observed anisotropic characteristics with modern and past tectonic processes of this region.

To characterize the upper mantle anisotropy, we analyze the birefringence that affects teleseismic S, SKS and SKKS shear waves. In an anisotropic medium, the difference in velocity causes the incident wave to split into a fast and a slow wave. Using the method of *Silver and Chan* [1991], we estimate the direction of fastest propagation and the delay time between the split waves. We analyzed 49 earthquakes to determine the anisotropic parameters in the four principal tectonic provinces of the region. The 23 stations used comprise the area between 32.42°N and 27.29°N and between 116.66°W and 109.63°W. The results suggest that the upper mantle is anisotropic beneath the region under study.

We also analyzed the anisotropy of the crust and the first 20 km of the upper mantle beneath stations NE71 (Agua Blanca), NE75 (San Ignacio) and NE81 (Novillo) by forward modeling receiver functions. For this purpose we wrote a code based on the methods of *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] and *Park* [1996] that permits generate synthetic seismograms in an anisotropic medium. The direct models include substantial anisotropy in the crust and in the first kilometers of the upper mantle.

We also observed changes in the upper mantle anisotropic pattern that coincide geographically with the boundaries between the distinct tectonic provinces that compose the region of the northern Gulf of California.

The anisotropic pattern of upper mantle beneath the Peninsula observed at CBX (Cerro Bola) to the north yields a fast direction  $\phi \sim$  E-W and experiments a rapid change to the south between NE74 (Guerrero Negro) and NE75 where  $\phi \sim$  NW-SE. The E-W pattern could result from the fossil fabric acquired by the lithosphere as a result of the subduction of the Farallon slab. An alternative source of anisotropy is the opening of an asthenospheric window in the slab after the cease of subduction. The forward models obtained for the shallow lithosphere also suggest that structural and anisotropic differences exist between the northern (NE71) and central (NE75) Peninsula that are consistent with both interpretations.

In northern Gulf, stations SAFE (San Felipe) and PPXB (Puerto Peñasco) yield a fast direction between WNW-ESE and NW-SE consistent with the direction of extension along the Pacific-North American plate limit and with the direction of the shear induced in the asthenosphere by the Pacific plate motion.

Finally, the fast direction between NE-SW and ENE-WSW obtained in the Sonora Basin and Range Province points at the motion of the North American plate relative to the asthenosphere as a possible source of anisotropy. Alternatively, seismic anisotropy there could be frozen in the lithosphere since the Oligocene-Miocene extension. This interpretation is consistent with the forward model obtained for the crust beneath NE81.

Key words: seismic anisotropy, Gulf of California, plate tectonics.

## **DEDICATORIA**

A mes parents

Pour m'avoir aidé à devenir ce que je suis.

## AGRADECIMIENTOS

A mi asesor Raúl Castro Escamilla por sus consejos, disponibilidad y apoyo incondicional.

A los miembros del comité de tesis Alejandro Nava Pichardo, Luis Murguía Orozco, José Romo Jones, John Fletcher y Raúl Valenzuela por su tiempo, comentarios y sugerencias.

A todo el personal administrativo del CICESE ya que gracias a ellos sólo tenemos que preocuparnos por nuestros estudios. En particular a Martha Elba Barrera e Ivonne Best que mucho me ayudaron con mi trámites y también a Citlali Romero, Dolores Sarracino, Gabriela Hernández, y Norma Fuentes.

A Edgardo Cañón Tapia quien fue uno de mis primeros contactos cuando investigué la posibilidad de estudiar en el CICESE.

A Arturo Pérez-Vertti, Arie van Wettum, Robert Clayton y Jeannot Trampert por la operación y adquisición de los datos de NARS-Baja y RESBAN, y al CONACYT por proporcionar los fondos para la operación de ésta última red (proyecto SEP-2005-C01-48852). También a Luis Inzunza y el grupo RESNOM por su colaboración y ayuda.

A Cecilio Rebollar Bustamante por el ejemplo brindado en cuanto a la creación de redes sísmicas y en general por sus aportaciones para el desarrollo de la sismología en México.

A la Secretaría de Relaciones Exteriores (SRE) de México por la oportunidad brindada a través de la beca otorgada durante tres años.

A mi novia Vanessa por su apoyo moral durante el desarrollo de mi tesis.

A los amigos que hice (aunque solo temporalmente a veces) a lo largo de mi estancia en el CICESE: Alejandro, Miguel, Aimee, Selene, Daniel, Mapac, Abel, Polo, Pedro, Camacho, Alfredo, Celeste, Diana, Neptalí, Carlos, César, Doris, Tomás, Gina, Juliana, Víctor, Guaraná, Tenamaxtle, Abad, Emilia, Adriana, Violeta, Juan Carlos, y Carpio más los que olvido mencionar.

A todos los mexicanos que he conocido por ser tan amables, pacientes, y hospitalarios.

## CONTENIDO

	Página
<b>I. Introducción</b>	1
<i>I.1. Marco geológico y tectónico</i>	1
I.1.1. Península de Baja California	1
I.1.2. Escarpe de Baja California	7
I.1.3. Provincia Extensional del Golfo	8
<i>I.2. Modelos tectónicos de la evolución del límite de placa durante el Oligo-Mioceno</i>	10
<i>I.3. Introducción a la anisotropía de la corteza y del manto superior</i>	15
I.3.1. Nociones generales sobre la anisotropía	15
I.3.2. Estado del arte del estudio de la anisotropía	20
I.3.2.1. Márgenes convergentes	21
I.3.2.2. Márgenes transformes	22
I.3.2.3. Márgenes divergentes	24
I.3.3. Antecedentes sobre el estudio de la anisotropía en la región del Golfo de California	27
<i>I.4. Mapas de distribución de estaciones y descripción de la instrumentación</i>	29
I.4.1. RESNOM	29
I.4.2. NARS-Baja	30
I.4.3. RESBAN	30
I.4.4. Datos del North Baja Transect	31
<i>I.5. Objetivos de la tesis</i>	32
<b>II. Anisotropía sísmica en el manto superior en el norte de Baja California y en Sonora</b>	33
<i>II.1. Método</i>	33
II.1.1. Tipo de ondas empleadas	33
II.1.2. Hipótesis de trabajo	36
II.1.2.1. Ubicación y características del medio anisótropo	36
II.1.2.2. Relación entre el patrón anisótropo y la geodinámica del manto superior	37
II.1.2.3. Modelación matemática del medio anisótropo	39
II.1.3. Método de <i>Silver</i> y <i>Chan</i> [1991]	42
II.1.4. Ejemplo	46
II.1.5. Estimación del error en los parámetros de anisotropía	48
II.1.6. Estimación promedio de los parámetros anisótropos por estación	49
<i>II.2. Descripción y selección de los datos</i>	50
II.2.1. Ondas S	50
II.2.2. Ondas SmKS	50
<i>II.3. Resultados</i>	51
<i>II.4. Interpretación</i>	59
II.4.1. Posible efecto de la corteza	59
II.4.2. Espesor y ubicación de la capa anisótropa	60
II.4.3. Provincia de cuencas y cordilleras	63

## CONTENIDO (Continuación)

	<b>Página</b>
II.4.4. Norte de la Península de Baja California	65
II.4.5. Golfo	70
<i>II.5. Conclusiones</i>	72
<b>III. Estudio de la anisotropía sísmica de la corteza en el norte de Baja California y en Sonora usando ondas convertidas Ps</b>	<b>75</b>
<i>III.1. Métodos</i>	76
III.1.1. Funciones de receptor	78
III.1.2. Ejemplos	81
III.1.3. Estimaciones de parámetros anisótropos de la corteza	83
<i>III.2. Datos</i>	86
III.2.1. Selección de las estaciones	86
III.2.2. Selección de los eventos	86
<i>III.3. Resultados</i>	87
III.3.1. Funciones de receptor	87
III.3.2. Estimaciones de los parámetros de birrefringencia sísmica	88
<i>III.4. Profundidad del Moho</i>	95
<i>III.5. Conclusiones</i>	96
<b>IV. Modelación de la anisotropía de la corteza usando sismogramas sintéticos</b>	<b>98</b>
<i>IV.1. Descripción de los métodos</i>	98
IV.1.1. Descripción conceptual de los métodos	98
IV.1.2. Método de Keith y Crampin	101
<i>IV.2. Sismogramas sintéticos</i>	107
IV.2.1. Una capa anisótropa en la base de la corteza	109
IV.2.1.1. Efecto de una capa anisótropa negativa en un medio de velocidad constante	109
IV.2.1.2. Efecto del porcentaje de anisotropía	112
IV.2.1.3. Efecto de la inclinación del eje de simetría	112
IV.2.1.4. Efecto de un cambio fuerte en la velocidad	114
IV.2.2. Una capa anisótropa intercalada en la corteza	119
IV.2.3. Una capa anisótropa en el manto subcortical	121
IV.2.3.1. Efecto de una capa anisótropa negativa en un medio de velocidad constante	123
IV.2.3.2. Efecto del porcentaje de anisotropía	124
IV.2.3.3. Efecto de la inclinación del eje de simetría	124
IV.2.3.4. Efecto de un cambio fuerte en la velocidad	126
IV.2.4. Una capa anisótropa en la corteza y otra debajo del Moho	129
IV.2.4.1. Efecto de la inclinación de los ejes de simetría	130
IV.2.5. Síntesis	134
<i>IV.3. Modelación de las funciones de receptor observadas en la región de estudio</i>	135
IV.3.1. Metodología	135
IV.3.2. NE71	137

## CONTENIDO (Continuación)

	<b>Página</b>
IV.3.2.1. Descripción de las funciones de receptor observadas	137
IV.3.2.2. Modelo propuesto	139
IV.3.2.3. Discusión sobre la posible inclinación del Moho	140
IV.3.2.4. Interpretación	142
IV.3.3. NE75	144
IV.3.3.1. Descripción de las funciones de receptor observadas	145
IV.3.3.2. Modelo propuesto	145
IV.3.3.3. Interpretación	151
IV.3.4. NE80	157
IV.3.5. NE81	159
IV.3.5.1. Descripción de las funciones de receptor observadas	159
IV.3.5.2. Modelo propuesto	161
IV.3.5.3. Interpretación	166
IV.3.6. Comparación con los resultados del capítulo anterior	169
IV.3.7. Comparación de la anisotropía de la corteza con la del manto superior	169
<i>IV. Conclusiones</i>	170
<b>V. Conclusiones generales de la tesis</b>	174
<b>Literatura citada</b>	178
<b>Anexos</b>	193
A. Método de <i>Vinnik et al.</i> [1992]	193
B. Lista de eventos útiles registrados por las redes permanentes	195
C. Método de <i>Teanby et al.</i> [2004]	196
D. Estimaciones individuales de parámetros de anisotropía usando los registros de las redes permanentes	199
E. Efecto de usar el método de “nivel freático” al calcular las funciones de receptor	205
F. Efecto de filtrar las trazas antes de calcular las funciones de receptor	206
G. Mediciones de birrefringencia sísmica a partir de ondas convertidas Ps	208
H. Método de Park	211
I. Prueba comparativa de los dos métodos	216
J. Relación entre los coeficientes de Love y los parámetros anisótropos	217
K. Rotación de un tensor	218
L. Lista de eventos usados para obtener las funciones de receptor apiladas	218

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>1</b>	Marco tectónico de la región del GdC. También se muestra la distribución de las estaciones permanentes de banda ancha, las cuales son indicadas por triángulos negros, grises y blancos según pertenecen a las redes NARS-Baja, RESNOM y RESBAN respectivamente. Las flechas blancas representan la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico y de la de Norteamérica, y las flechas negras muestran su movimiento relativo. La línea con triángulos indica la localización de la paleotrinchera. Las líneas gruesas grises discontinuas representan las fallas transformantes y segmentos de dorsales que componen el límite de placa. Las líneas delgadas son fallas. Las líneas punteadas gruesas marcan las fronteras entre las distintas provincias tectónicas. FAB: Falla Agua Blanca; FSB: Falla San Benito; FTA: Falla Tosco-abreojos; MG: Microplaca de Guadalupe; PCC Sur: Provincia de Cuencas y Cordilleras Sur (Estados Unidos de América); PCE: Provincia Central Estable; PEG: Provincia Extensional del Golfo; PM: Placa Magdalena; PTT: Provincia Transpeninsular Transcurrente; ZFG: zona de fractura Guadalupe; ZFS: zona de fractura Shirley.	<b>2</b>
<b>2</b>	Detalle del marco tectónico de la región del GdC y distribución de las estaciones sísmicas. Las notaciones son las de la Figura 1. Los espesores de la corteza estimados por Persaud et al. [2007] se indican con números verticales y los estimados por López-Pineda et al. [2007] con números inclinados.	<b>4</b>
<b>3</b>	Marco geológico de la región. La distribución de los terrenos es la propuesta por Sedlock [2003].	<b>5</b>
<b>4</b>	Principales fuentes de anisotropía en la corteza y en el manto superior: a) Apilamiento de capas isótropas con velocidades diferentes; b) Fracturas con orientación preferencial; c) Deformaciones que obligan a los minerales anisótropos a adquirir una orientación preferencial. Las direcciones x, y, z representan los ejes mayor, intermedio y menor del elipse de deformación, respectivamente.	<b>17</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>5</b>	Síntesis de los patrones y fuentes anisótropos típicamente reportado para diversos ambientes tectónicos. Los ambientes presentados son imaginarios. Las flechas delgadas dobles indican la orientación que típicamente se estima mediante ondas telesísmicas de corte y los triángulos representan estaciones sísmicas imaginarias. Las líneas debajo de la dorsal indican el ascenso del manto. La flecha gruesa con punta blanca indica el movimiento absoluto de la placa oceánica. La flecha gruesa doble indica la dirección de extensión en el retroarco. Las elipses blancas representan las elipses de deformación en la losa oceánica. Las elipses grises representan las elipses de deformación en la litósfera del arco.	<b>20</b>
<b>6</b>	Ondas usadas en este estudio para registrar la anisotropía. La zona rayada representa el medio anisótropo. Las ondas S y SmKS telesísmicas registran la anisotropía del manto superior y de la corteza (capítulo II). Las ondas Ps producidas por la conversión de una onda P telesísmica a una onda S en la discontinuidad del Moho registran únicamente la anisotropía de la corteza (capítulo III). La zona muestreada por las funciones de receptor calculadas a partir de ondas P telesísmicas depende de la longitud de la ventana analizada después del arribo de la onda P directa. En el capítulo IV se analiza la anisotropía de la corteza y de los primeros kilómetros del manto.	<b>20</b>
<b>7</b>	Patrón anisótropo en la vecindad de una falla transformante mayor. En esta figura se exagera el ancho de la zona de influencia de la falla con respecto a su profundidad. Las notaciones son las de la Figura 5.	<b>23</b>
<b>8</b>	Distribución de las estaciones de la red temporal North Baja Transect. También se muestra las estaciones de la red NARS-Baja más cercanas. La ubicación de la estación OBTO corresponde a la de la estación SPX que pertenece a la red RESNOM.	<b>31</b>
<b>9</b>	Ondas telesísmicas S, SKS y SKKS	<b>34</b>
<b>10</b>	Descripción de la primera zona de Fresnel	<b>35</b>
<b>11</b>	Cristal de olivino con sus diferentes velocidades de propagación.	<b>38</b>
<b>12</b>	Partición de onda de corte telesísmica.	<b>41</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
<b>13</b>	Onda SKS asociada al sismo del 05/02/2005 a las 12:23:19 registrado en la estación CBX (RESNOM). Se muestra su proyección sobre las direcciones rápida (línea continua) y lentas (línea punteada) antes (a) y después (b) de corregir por el tiempo de retraso. Como comprobación del buen funcionamiento del método, mostramos la polarización de la onda estudiada original (c) y corregida (d), así como sus proyecciones hacia las direcciones radial y transversal antes y después de la corrección por anisotropía (e)	<b>47</b>
<b>14</b>	Valores de $E_T(\phi, \delta t)$ en función de $\phi$ y $\delta t$ para la onda SKS registrada por RESNOM y graficas con líneas de contorno. Los mínimos y máximos locales están indicados con signos “-” y “+” respectivamente. El mínimo absoluto es el que pertenece a la zona limitada por la línea gruesa discontinua que representa la región de 95% de confianza. Se indican también los errores sobre los parámetros de birrefringencia (ver II.1.5).	<b>48</b>
<b>15</b>	Distribución de los eventos	<b>51</b>
<b>16</b>	Diagramas de rosa de las estimaciones individuales (calidades “A” y “B”) de la dirección rápida $\phi$ en el manto superior debajo de las estaciones de las redes NARS-Baja, RESBAN, RESNOM, y NBT. En cada estación se grafica también las estimaciones promedio de los parámetros anisótropos calculadas con el método de Vinnik et al. [1992]. Las estimaciones se representan con barras gruesas cuya orientación es la de la dirección rápida en el manto superior y cuyo largo es proporcional al tiempo de retraso. Se muestran también las estimaciones de $\phi$ en algunas de las estaciones de NBT. Para ELAR y SAFE juntamos las estimaciones en un mismo diagrama de rosa. Las estimaciones de $\phi$ en LOQI y TELM fueron incluidas al diagrama de rosa de NE72. Las demás notaciones son las de la Figura 1.	<b>54</b>
<b>17</b>	Estimaciones individuales de birrefringencia sísmica con los datos de NBT. Las notaciones son las de las Figuras 1 y 16.	<b>57</b>
<b>18</b>	Sección horizontal de la primera zona de Fresnel debajo de NE71 y SPX a 80km, 120km y 200km de profundidad. Las flechas indican la procedencia del rayo.	<b>61</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>19</b>	Modelo anisótropo para el Golfo de California basado en el análisis de ondas superficiales (modificada de Zhang et al. [2007]). Cada gráfica corresponde a cierto periodo (indicado arriba a la derecha) y a una velocidad de onda de corte (abajo a la izquierda). Junto con esta velocidad se indica la profundidad muestreada, que corresponde a un cuarto de la longitud de onda.	<b>62</b>
<b>20</b>	Posible explicación a la estructura anisótropa del Moho debajo de la Sierra Nevada (Modificada de Zandt et al. [2004]).	<b>66</b>
<b>21</b>	Posible interpretación de la dirección rápida en el manto debajo de NE71 y de NE75. Los diagramas a la izquierda son secciones verticales y normales a la paleotrinchera que esquematizan la geometría de los hipotéticos fragmentos de Farallón debajo de NE75 (a) y NE71 (b) respectivamente a lo largo de los transectos AA' y BB' (c). En el caso de NE71 la trinchera se encuentra más lejos de la costa oeste de la PBC (Figura 1). Los cuadros punteados en a) y b) muestran conceptualmente la zona anisótropa muestreada por las ondas S/SmKS. La flecha en c) indica la dirección de la fábrica impresa por el fragmento acrecionado debajo de NE71 y arrastrado junto con la PBC.	<b>69</b>
<b>22</b>	Posible explicación a las estimaciones de $\phi \sim N-S$ en las estaciones ELAR, SAFE y NE70. Las líneas delgadas son fracturas en la litósfera alineadas predominantemente en el plano perpendicular a $\sigma_3$ . Las flechas con punta blanca indican el movimiento relativo de las placas. Las flechas dobles indican la dirección rápida en el manto superior.	<b>71</b>
<b>23</b>	Birrefringencia de la onda convertida Ps en una corteza completa y homogéneamente anisótropa. Las flechas indican las direcciones de los ejes rápido y lento supuestamente en un plano horizontal, y también de las polarizaciones de las ondículas rápidas y lentas productos de la birrefringencia.	<b>76</b>
<b>24</b>	Arriba: ejemplo de onda P y Ps registradas en NE 75. N-S: componente norte sur; E-O: componente este oeste; Z: componente vertical. Abajo: funciones de receptor radial y transversal obtenidas con las señales anteriores.	<b>77</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>25</b>	Sismogramas asociados a los eventos de la Tabla IV proyectados sobre el eje radial (a) y transversal (b). También se muestra las componentes verticales (línea punteada) y el arribo de P sobre la vertical (línea punteada vertical). También se muestran las componentes radial (c) y transversal (d) de las funciones de receptor obtenidas a partir de las señales crudas precedentes. La línea gruesa abajo es el apilamiento de las 8 funciones de receptor. La segunda línea punteada indica el arribo del máximo de la onda convertida Ps sobre la componente radial. Nótese que la operación de deconvolución vuelve el tiempo de arribo de P artificial, por lo que no corresponde al de a) y b).	<b>84</b>
<b>26</b>	Ejemplo de partición de onda Ps. a) Señal observada rotada hacia las componentes radial y transversal. La ventana indica los límites de la onda Ps. b) Onda Ps rotada hacia los ejes rápido (línea continua) y lento (línea discontinua) antes (izquierda) y después (derecha) de remover el retraso. c) Curvas de contorno del segundo valor propio de la matriz de covarianza calculada entre la onda Ps rotada hacia el eje rápido (azimut $\phi$ ) por una parte, y hacia el eje lento (azimut $\phi+90^\circ$ ) y adelantada de $\delta t$ segundos por otra parte. Los mínimos (-) y máximos (+) locales están indicados. Un círculo indica el mínimo absoluto del segundo valor propio. d) Movimiento de partícula de la onda Ps antes (línea discontinua) y después (línea continua) de la corrección por la anisotropía.	<b>85</b>
<b>27</b>	Distribución de eventos que proporcionaron funciones de receptor útiles.	<b>87</b>
<b>28</b>	Estimaciones de los parámetros de birrefringencia en NE71 (Tabla XIX del Anexo G). Se usa diagramas de rosas para mostrar las mediciones de calidad A y B separadamente y juntas. Cada sección tiene ancho igual a $15^\circ$ . Los números alrededor de los diagramas indican el azimut de la dirección rápida en la corteza y los números en los diagramas indican la cantidad de mediciones en cada sección.	<b>90</b>
<b>29</b>	Estimaciones de parámetros de birrefringencia en NE75. Las notaciones siguen las de la Figura 28.	<b>91</b>
<b>30</b>	Estimaciones de parámetros de birrefringencia en NE80. Las notaciones siguen las de la Figura 28.	<b>92</b>
<b>31</b>	Parámetros de birrefringencia (calidad A y B) en función del azimut de regreso de los eventos.	<b>93</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>32</b>	Reflexión y transmisión de una onda incidente en una interfase entre un medio isótropo y un medio anisótropo. P, SH, SV son los vectores de propagación de las ondas reflejadas y qP, qSH, y qSV son los vectores de propagación de las ondas transmitidas (modificada a partir de Keith y Crampin [1977a]).	<b>103</b>
<b>33</b>	Numeración de las capas en el medio modelado. Las capas pueden ser isótropas o anisótropas (modificada de Keith y Crampin [1977b]).	<b>105</b>
<b>34</b>	Funciones receptor. Efecto de una capa anisótropa negativa (modelo de corteza de la Tabla VI). La gráfica a la izquierda representa la componente radial, y la del medio es la componente transversal. En la última se grafican ambas componentes con el fin de comparar los tiempos de arribos de las fases que aparecen sobre R y T. Los números a la izquierda son los azimutes de regreso. El eje horizontal indica el tiempo en segundos a partir del máximo de la onda P directa. Se nombran los arribos sobre la componente radial (R) y transversal (T) según su orden de apariencia.	<b>110</b>
<b>35</b>	Efecto de la inclinación del eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VI. Las trazas de color negro cuando el eje es horizontal y las grises para una inclinación de 40°.	<b>113</b>
<b>36</b>	Efecto de incrementar el buzamiento del eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VI. Señal negra cuando el eje es horizontal; señal negra punteada cuando el eje es inclinado 20°; señal gris para una inclinación de 40°; señal negra punteada-discontinua para 60°; señal negra discontinua para 80°.	<b>114</b>
<b>37</b>	Sismogramas sintéticos generados usando una capa anisótropa entre una capa isótropa y un semi espacio (modelo corteza de la Tabla VII). Línea negra continua para modelo isótropo; línea negra discontinua para modelo anisótropo sin el brinco de velocidad (modelo Tabla VI); línea gris continua para modelo anisótropo con brinco de velocidad.	<b>116</b>
<b>38</b>	Sintéticos calculados con una capa anisótropa entre una capa isótropa y un semi espacio isótropo (modelo corteza de la Tabla VII).	<b>117</b>
<b>39</b>	Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de corteza descrito en la Tabla VII. Línea negra para eje horizontal; línea gris con eje inclinado 40°.	<b>118</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>40</b>	Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VII. Señal negra continua cuando el eje es horizontal; señal negra punteada cuando el eje está inclinado 20° desde horizontal hacia arriba; señal gris para una inclinación de 40°; señal negra punteada-discontinua para 60°; señal negra discontinua para 80°.	<b>119</b>
<b>41</b>	Sismogramas sintéticos calculados con una capa anisótropa intercalada en una corteza isótropa sobre un semi espacio isótropo (modelo descrito en la Tabla VIII).	<b>121</b>
<b>42</b>	Efecto de una capa anisótropa “positiva” entre una capa isótropa y un semi espacio isótropo.	<b>122</b>
<b>43</b>	Sintéticos generados cambiando la inclinación del eje de simetría en el modelo de la Tabla IX. Línea negra cuando el eje es horizontal; línea gris para eje inclinado a 40° desde la horizontal hacia arriba.	<b>124</b>
<b>44</b>	Sintéticos generados cambiando la inclinación del eje de simetría en el modelo de la Tabla IX. Señal negra continua: eje horizontal; señal negra punteada: eje inclinado 20° desde horizontal hacia arriba; señal gris: 40°; señal negra punteada-discontinua: 60°; señal negra discontinua: 80°.	<b>125</b>
<b>45</b>	Efecto de una capa anisótropa en el manto ubicado inmediatamente debajo de la corteza (modelo de la Tabla X). Las líneas punteadas se obtuvieron con el modelo de la Tabla X dejando la capa “manto 1” isótropa.	<b>127</b>
<b>46</b>	Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de la Tabla X. Línea negra con eje horizontal y línea gris con eje inclinado 40° desde la horizontal hacia arriba.	<b>128</b>
<b>47</b>	Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de la Tabla X. Señal negra continua: eje horizontal; señal negra punteada: eje inclinado 20° desde horizontal hacia arriba; señal gris: 40°; señal negra punteada-discontinua: 60°; señal negra discontinua: 80°.	<b>129</b>
<b>48</b>	Sintéticos generados con el modelo de la Tabla XI con una capa anisótropa en la corteza y otra en el manto subcortical con eje de simetría común, horizontal, y paralelo a la dirección N-S.	<b>131</b>
<b>49</b>	Sismogramas generados al inclinar el eje de simetría de la capa anisótropa en el manto subcortical (ver modelo de la Tabla XI). Línea negra: $\theta_{EjM} = 0$ ; línea gris: $\theta_{EjM} = 40^\circ$	<b>132</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>50</b>	Sismogramas generados al inclinar ambos ejes de simetría en el modelo de la Tabla XI. Línea negra con los dos ejes horizontales; Línea gris con EjC (corteza) y EjM (manto) inclinados a 40° desde la horizontal hacia arriba.	<b>133</b>
<b>51</b>	Sismogramas generados al inclinar ambos ejes de simetría en el modelo de la Tabla XI. Línea negra con dos ejes horizontales; línea roja con EjC (corteza) inclinado a 40° desde la horizontal hacia el sur y EjM (manto) 40° desde la horizontal hacia el norte.	<b>134</b>
<b>52</b>	a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE71 (Tabla XII). En el caso de las FR observadas, el azimut de la traza es el que define el grupo de eventos que se usó para calcular las funciones de receptor apiladas como descrito en IV.3.1. A la derecha de la última gráfica se indica el número de trazas apiladas para obtener cada función de receptor observada. Las líneas punteadas indican los arribos de la onda P (R1) directa y de Pc (R2). b) modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura. Las zonas sombreadas son anisótropas. Las líneas continuas y punteadas indican respectivamente la velocidad y el porcentaje de anisotropía en función de la profundidad. $\varphi$ y $\theta$ son respectivamente el azimut y la inclinación del eje de simetría en las capas anisótropas.	<b>138</b>
<b>53</b>	Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el modelo propuesto para NE71 (Tabla XII). El número entre las curvas es el azimut que define el grupo de eventos que se usó para calcular las funciones de receptor apiladas como descrito en IV.3.1. Las componentes radial y transversal tienen escala diferente.	<b>141</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>54</b>	Posibles fuentes de anisotropía en los primeros 30 km (capas M2 y M3 del modelo representado por el cuadro punteado) del manto subcortical debajo de NE71: a) fábrica fósil de la antigua cuña del manto. Las flechas indican la dirección de cizalla entre la cuña y la placa oceánica; b) anisotropía fósil de la placa oceánica. Las flechas indican la dirección rápida en la losa; c) fábrica posiblemente fósil asociada con la apertura de una ventana en la placa oceánica; d) flujos actuales inducidos por el colapso de la raíz máfica (estructura oscura) del antiguo arco volcánico centrado en el GdC. Para c) y d), las flechas indican la dirección de transporte en el manto. La línea discontinua que corta verticalmente la corteza de la PBC representa el límite ilmenita-magnetita.	<b>144</b>
<b>55</b>	a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE75 (Tabla XIII). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.	<b>146</b>
<b>56</b>	Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el modelo propuesto para NE75 (Tabla XIII). Las notaciones son las de la Figura 52.	<b>150</b>
<b>57</b>	Comparación entre el modelo anisótropo obtenido para la litósfera somera debajo de la estación NE75 (a) y dos de los modelos de fuerza (b y c) propuestos por Bohannon y Parsons [1995]. d) ubicación de los perfiles (E y F, respectivamente a 200 y 250 km del la trinchera hacia el continente) descritos en b) y c) (modificada de Bohannon y Parsons [1995]).	<b>152</b>
<b>58</b>	Posibles interpretaciones de la capa anisótropa M2 (zona rayada) ubicada en el manto. Se indica la elipse de deformación producida por cizalla entre la placa oceánica y la cuña del manto cuyo sentido es indicado por las flechas. También se grafica el eje de simetría anisótropa. a) M2 está en la corteza de la placa oceánica; b) M2 está en la cuña del manto. En este caso, el modelo no implica que la losa siga allí.	<b>153</b>
<b>59</b>	Fuentes de anisotropía en la corteza baja que pueden explicar el patrón anisótropo en la capa C2 de nuestro modelo para NE75: a) minerales con alineación preferencial producida por cizalla dextral; b) fracturas rellenas de fluidos producidas por cizalla izquierda.	<b>154</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>60</b>	Posibles modelos tectónicos que explican la cizalla dextral en la corteza baja de la península: a) por flujos en la corteza baja asociados con la extensión en el Golfo, b) por retroceso del sistema compuesto por la placa subducida y la cuña del manto. La flecha grande indica el movimiento de la placa del Pacífico, oblicuo respecto al límite que comparte con la microplaca de Baja California.	<b>156</b>
<b>61</b>	Funciones de receptor observadas en NE80. Las notaciones son las de la Figura 52.	<b>158</b>
<b>62</b>	a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE81 (Tabla XV). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.	<b>160</b>
<b>63</b>	Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el primer modelo propuesto para NE81 (Tabla XV). Las notaciones son las de la Figura 52.	<b>162</b>
<b>64</b>	a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE81 (Tabla XVI). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.	<b>165</b>
<b>65</b>	Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el segundo modelo propuesto para NE81 (Tabla XVI). Las notaciones son las de la Figura 52.	<b>166</b>
<b>66</b>	Posible explicación al modelo anisótropo obtenido para la corteza debajo de NE81 (modelo Tabla XV). a) Esquema que muestra la corteza cortada por una falla normal. La parte frágil de la corteza presenta fracturas y la parte dúctil está deformada en la zona de influencia de la falla. Las elipses muestran la deformación. b) Detalle de las fracturas (planos blancos) y deformaciones (indicadas por elipses) en la zona indicada por el cuadro gris en b). El eje de simetría en la zona superior es paralelo al eje compresivo mínimo $\sigma_3$ (normal al plano de las fallas). El eje de simetría vertical es paralelo al eje compresivo máximo $\sigma_1$ (plano de foliación de los minerales) en la zona inferior. Las direcciones x, y, z representan los ejes mayor, intermedio y menor del elipse de deformación, respectivamente.	<b>167</b>

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
<b>67</b>	Relación geométrica entre los ejes radial y transversal, y la orientación del eje rápido a del olivino (tomada de Vinnik et al. [1992]).	<b>194</b>
<b>68</b>	Parámetros de birrefringencia y errores calculados a partir de 405 ventanas.	<b>198</b>
<b>69</b>	Conglomerados constituidos usando el método de Teanby et al. [2004].	<b>198</b>
<b>70</b>	Efecto del parámetro c cuando se calculan funciones de receptor usando el método de “nivel freático” propuesto por Clayton y Wiggins [1976].	<b>206</b>
<b>71</b>	Efecto de filtrar las trazas antes de calcular las funciones de receptor. a) Trazas crudas filtradas con una banda 0.05-1Hz y 0.2-1Hz. b) Funciones de receptor radiales calculadas con las señales anteriores.	<b>207</b>
<b>72</b>	Prueba comparativa entre los métodos de Keith y Crampin [1977] y Park [1996]. Los sismogramas sintéticos fueron calculados con base al modelo para la estación NE75 (ver Tabla XIII).	<b>217</b>

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
<b>I</b>	Estimaciones promedio de los parámetros anisótropos $\varphi$ y $\delta t$ calculadas con el método de apilamiento de Vinnik et al. [1992] y usando los datos de NARS-Baja, RESNOM y RESBAN. $\sigma\varphi$ y $\sigma\delta t$ son los errores sobre los parámetros anisótropos como descrito en II.1.5. Las estaciones SPX y CBX pertenecen a RESNOM; las estaciones GUYB, HERB, BAHB y PPXB pertenecen a RESBAN. Las demás estaciones pertenecen a NARS-Baja. Las columnas “lat” y “lon” son las coordenadas de las estaciones. En la última columna se indica el número de observaciones que se usó para calcular el promedio.	<b>53</b>
<b>II</b>	Estimaciones individuales de los parámetros $\varphi$ y $\delta t$ de anisotropía usando los datos de NBT. $\sigma\varphi$ y $\sigma\delta t$ son los errores sobre los parámetros anisótropos como descrito en II.1.5.	<b>55</b>
<b>III</b>	Grupos anisótropos obtenidos para la región del GdC. BAHB podría pertenecer más al grupo “Golfo”.	<b>58</b>
<b>IV</b>	Eventos usados en el cálculo de las funciones de receptor promedio en NE75 para el rango de azimut de regreso 310°-330°.	<b>83</b>
<b>V</b>	Tiempos de retraso entre onda P y onda convertida Ps. Se indica también estimaciones de los espesores corticales calculados a partir de esos tiempos de retraso y con un valor promedio $V_p = 6.6\text{km/s}$ . Como comparación se muestra los valores encontrados por López-Pineda et al. [2007].	<b>96</b>
<b>VI</b>	Modelo de velocidades para una capa anisótropa negativa entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía cuando aplica. En este primer modelo no se incluyó ningún contraste de velocidad.	<b>109</b>
<b>VII</b>	Modelos de corteza con una capa anisótropa negativa entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico relativamente más rápido.	<b>115</b>
<b>VIII</b>	Modelos de corteza con una capa anisótropa negativa intercalada. El semi espacio tiene mayor velocidad.	<b>119</b>
<b>IX</b>	Modelo de velocidades con una capa anisótropa positiva entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico.	<b>122</b>
<b>X</b>	Modelo de velocidad con una capa anisótropa positiva debajo de la corteza. Esta con una velocidad considerablemente menor.	<b>126</b>
<b>XI</b>	Modelo de velocidades con una capa anisótropa negativa en la base de la corteza y una capa anisótropa positiva inmediatamente debajo del Moho.	<b>130</b>

## LISTA DE TABLAS (Continuación)

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
<b>XII</b>	Modelo propuesto para NE71. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía. $\phi$ es el azimut del eje rápido y $\theta$ su inclinación (positiva hacia arriba).	<b>140</b>
<b>XIII</b>	Modelo propuesto para NE75. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.	<b>147</b>
<b>XIV</b>	Características de la capa de baja velocidad que permite reproducir el pulso negativo después de la onda P directa.	<b>150</b>
<b>XV</b>	Primer modelo propuesto para NE81. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.	<b>161</b>
<b>XVI</b>	Segundo modelo propuesto para NE81. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.	<b>164</b>
<b>XVII</b>	Eventos registrados por las redes permanentes y que proporcionaron buenos arribos de ondas SKS, SKKS y S. "lat" y "lon" son las coordenadas de la fuente, "Z" la profundidad en km y M la magnitud.	<b>195</b>
<b>XVIII</b>	Estimaciones individuales de los parámetros de anisotropía usando los datos de NARS-Baja, RESNOM y RESBAN. Las estaciones SPX y CBX pertenecen a RESNOM; las estaciones GUYB, HERB, BAHB y PPXB pertenecen a RESBAN. Las demás estaciones pertenecen a NARS-Baja. "azr" es el azimut de regreso. En la columna "fase", "mixta" significa que la ventana de onda de corte usada para estimar los parámetros de anisotropía contiene una onda S y una onda tipo SmKS, las cuales traslapan. En la columna "cal" se califica la calidad de la forma de onda original y de la medición realizada: "A" indica que la forma de onda observada es buena sobre R y T, que la medición es bien constreñida ( $\sigma\phi < 30^\circ$ , $\sigma\delta t < 0.5$ ) y que la diferencia entre la polarización de la onda corregida y la polarización isotropa teórica es inferior a $20^\circ$ . No se considera buena la medición si la diferencia entre la polarización de la onda corregida y la dirección rápida es inferior a $10^\circ$ . En el caso de las ondas S la profundidad del foco sísmico tiene que ser mayor a 200km; "B" corresponde a cualquier medición que no cumple por lo menos con una de las condiciones anteriores	<b>199</b>

## LISTA DE TABLAS (Continuación)

Tabla		Página
<b>XIX</b>	Estimaciones de birrefringencia sísmica en la estación NE71, NE75 y NE80. El nombre del archivo sigue el formato estación-año-mes-día-hora-minuto para describir el evento. $Z$ es la profundidad del hipocentro, $M$ es la magnitud, $\Delta$ es la distancia epicentral, $AZR$ es el azimut de regreso. Los parámetros $\varphi$ y $\delta t$ son las estimaciones de la dirección rápida en la corteza y del tiempo de retraso. Los errores $\varphi$ y $\delta t$ suelen ser muy grandes por lo que no los indicamos. En la columna "cal" se califica la calidad de la forma de onda original y de la medición realizada: "A" indica una forma de onda observada buena sobre R y T y una medición de buena calidad, es decir que la señal corregida presenta una polarización lineal y que las proyecciones de la onda corregida en las direcciones lenta y rápida son parecidas; "B" indica una forma de onda mal definida y una medición que no cumple con los requisitos descritos anteriormente. Si un mismo evento se repite para la misma estación significa que se usaron dos tipos de ondas de compresión (P, pP, PcP, PP) para obtener las funciones de receptor y hacer las estimaciones de parámetros anisótropos.	<b>208</b>
<b>XX</b>	Lista de los eventos usados para obtener las FR apiladas. Para cada una de las tres estaciones, se indican los eventos que proporcionaron buenas funciones de receptor, la distancia epicentral $\Delta$ y el azimut de regreso ( $azr$ ). La X indica que el evento no fue registrado, la señal cruda no es de buena calidad, la FR obtenida es de mala calidad o que no es consistente con las demás FR obtenidas para azimutes de regreso parecidos.	<b>219</b>

# **I. Introducción**

## ***I.1. Marco geológico y tectónico***

A continuación presento una síntesis del marco geológico y tectónico de la región del Golfo de California (GdC), el cual ha sido ampliamente descrito por *Sedlock* [2003]. Esta región comprende tres dominios estructurales (Figuras 1 y 2). *Stock et al.* [1991] dividen la parte norte y central de la Península de Baja California (PBC) en la Provincia Transpeninsular Transcurrente (PTT) y la Península Central Estable (PCE), respectivamente al norte y al sur de la Falla Agua Blanca (Figuras 1 y 2). Desde el punto de vista geológico, esta falla separa también el terreno Yuma al norte del terreno Alisitos (Figura 3). La PTT y la PCE están limitadas al este por la Provincia Extensional del Golfo (PEG), la cual a su vez termina al este al pie de la Sierra Madre Occidental. Al sur, la PEG converge con las estructuras extensionales del arco volcánico Trans-mexicano. Al norte, limita la Provincia de Cuencas y Cordilleras (PCC) estadounidense y al noroeste la falla San Andrés.

### **I.1.1. Península de Baja California**

Según la descripción de *Sedlock* [2003], la corteza de la PBC está compuesta principalmente de rocas batolíticas del Mesozoico que intrusieron los terrenos Yuma, Alisitos y Caborca. Estas rocas afloran desde el paralelo 34° hasta el 28°, y están probablemente presentes debajo de la superficie hasta el extremo de la Península, como lo sugieren las anomalías magnéticas [*Couch et al.*, 1991; *Langenheim y Jachens*, 2003].

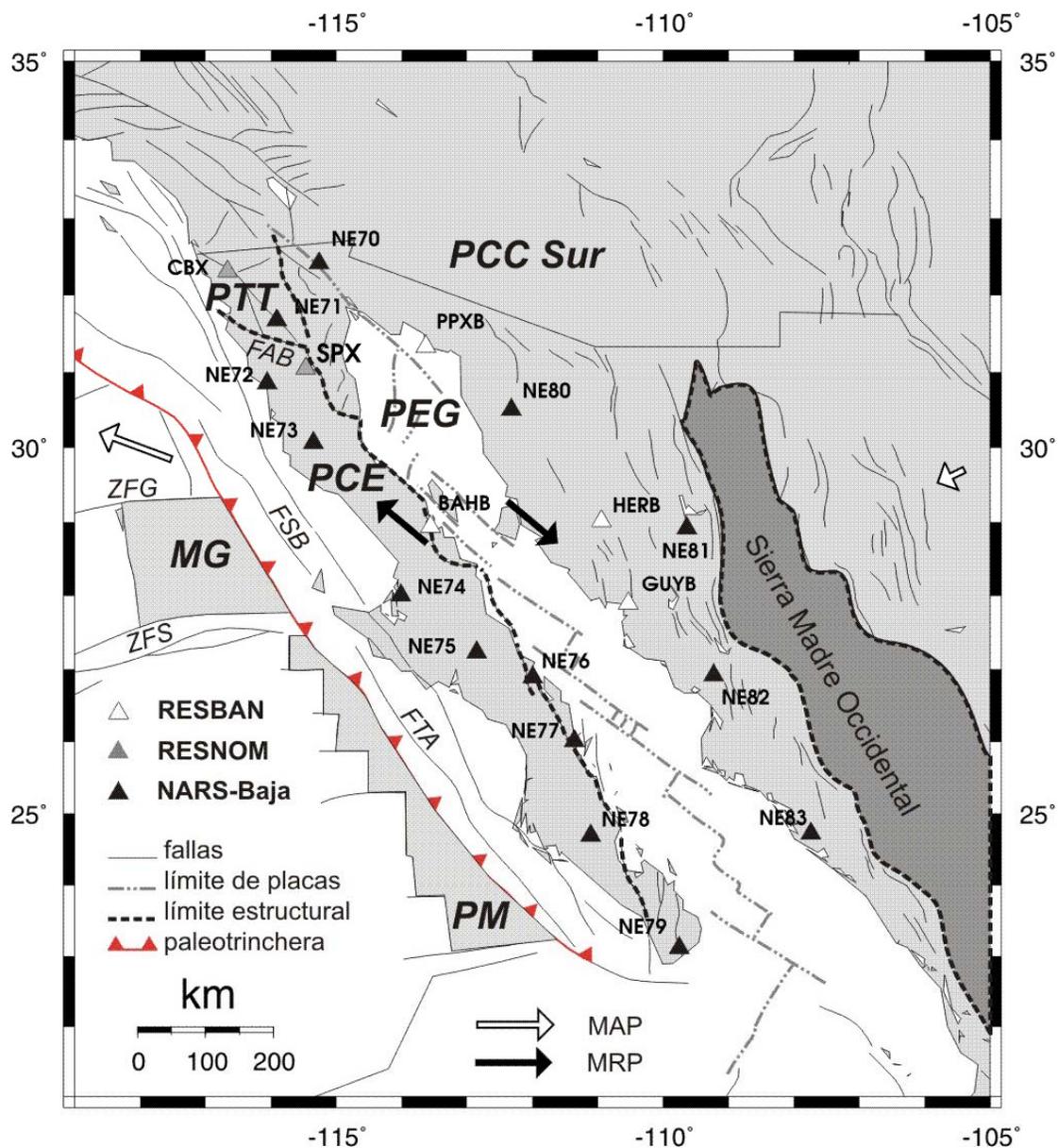


Figura 1: Marco tectónico de la región del GdC. También se muestra la distribución de las estaciones permanentes de banda ancha, las cuales son indicadas por triángulos negros, grises y blancos según pertenecen a las redes NARS-Baja, RESNOM y RESBAN respectivamente. Las flechas blancas representan la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico y de la de Norteamérica, y las flechas negras muestran su movimiento relativo. La línea con triángulos indica la localización de la paleotrinchera. Las líneas gruesas grises discontinuas representan las fallas transformantes y segmentos de dorsales que componen el límite de placa. Las líneas delgadas son fallas. Las líneas punteadas gruesas marcan las fronteras entre las distintas provincias tectónicas. FAB: Falla Agua Blanca; FSB: Falla San Benito; FTA: Falla Toscoabreojos; MG: Microplaca de Guadalupe; PCC Sur: Provincia de Cuencas y Cordilleras Sur (Estados Unidos de América); PCE: Provincia Central Estable; PEG: Provincia Extensional del Golfo; PM: Placa Magdalena; PTT: Provincia Transpeninsular Transcurrente; ZFG: zona de fractura Guadalupe; ZFS: zona de fractura Shirley.

Tradicionalmente se consideran las partes oeste y este del batolito como dos elementos distintos, debido a que presentan diferencias en su edad, petrología, geoquímica y firma isotópica. Por otra parte, además de esta división este-oeste del batolito, existe una división norte-sur de las rocas plutónicas del “batolito oeste” ubicadas de cada lado de la falla Agua Blanca. El emplazamiento del “batolito oeste” ocurrió entre 140 y 102 Ma [Silver y Chappel, 1988; Johnson *et al.*, 1999] y el del batolito este entre 105 y 90 Ma [Silver y Chappel, 1988; Todd *et al.*, 2003]. Los batolitos difieren también en cuanto a su composición y presentan respectivamente fuente oceánica al oeste y continental al este [Silver y Chappel, 1988]. De entre los varios criterios geoquímicos y geofísicos que se pueden usar para localizar la frontera entre los dos batolitos se ha usado tradicionalmente el límite ilmenita-magnetita. La ubicación de este límite ha sido documentada hasta el paralelo 28.5°N [Gastil, 1993]. Adicionalmente, el North American Magnetic Anomaly Map (NAMAG, 2002) revela un fuerte gradiente en el patrón magnético que divide la fracción de la PBC que corresponde a la PCE en dos zonas consistentes con la división oeste-este del batolito. La parte oeste presenta anomalías magnéticas fuertes en comparación con la parte este.

Existen varios modelos tectónicos que explican la orogénesis del complejo batolítico peninsular. *Wetmore et al.* [2003] proponen que la formación Alisitos (Figura 3) pudo ser originalmente un arco volcánico que se acreció al continente desde el oeste durante el cretácico superior (66-98 Ma). Este modelo explica las variaciones en la composición de las rocas a lo largo de la costa, en particular el cambio composicional que coincide geográficamente con la falla Agua Blanca. *Symons et al.* [2003] proponen un modelo semejante.

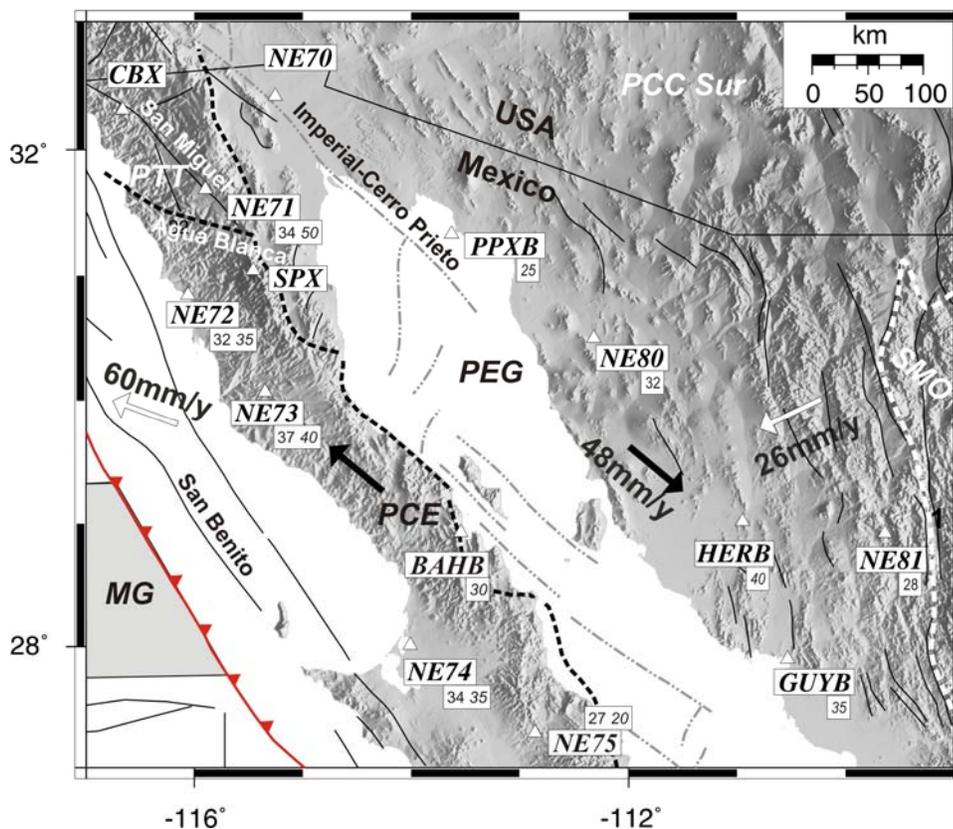


Figura 2: Detalle del marco tectónico de la región del GdC y distribución de las estaciones sísmicas. Las notaciones son las de la Figura 1. Los espesores de la corteza estimados por *Persaud et al.* [2007] se indican con números verticales y los estimados por *López-Pineda et al.* [2007] con números inclinados.

En el este del estado de Baja California Sur y en el sureste de Baja California, existen afloramientos continuos de rocas volcánicas del Grupo Comondú [Umhoefer et al., 2001] desde 29°N hasta 25°N [Gastil et al., 1979; Sawlan, 1991] que podrían estar relacionadas con las ignimbritas del Nayar [Ferrari et al., 2002] en el margen conjugado del GdC. La edad de la formación Comondú corresponde al Mioceno temprano y medio. Es probable que estos afloramientos sean los restos de la parte oeste de un arco calco-alcalino terrestre ubicado en el lugar ocupado hoy por la PEG. El frente de magmatismo que produjo el mencionado arco se desplazó hasta esta zona desde el centro de México hace 25Ma [Severinghaus y Atwater, 1990] y se desvaneció gradualmente conforme el punto triple de Rivera migró hacia el sureste (ver modelos tectónicos más adelante).

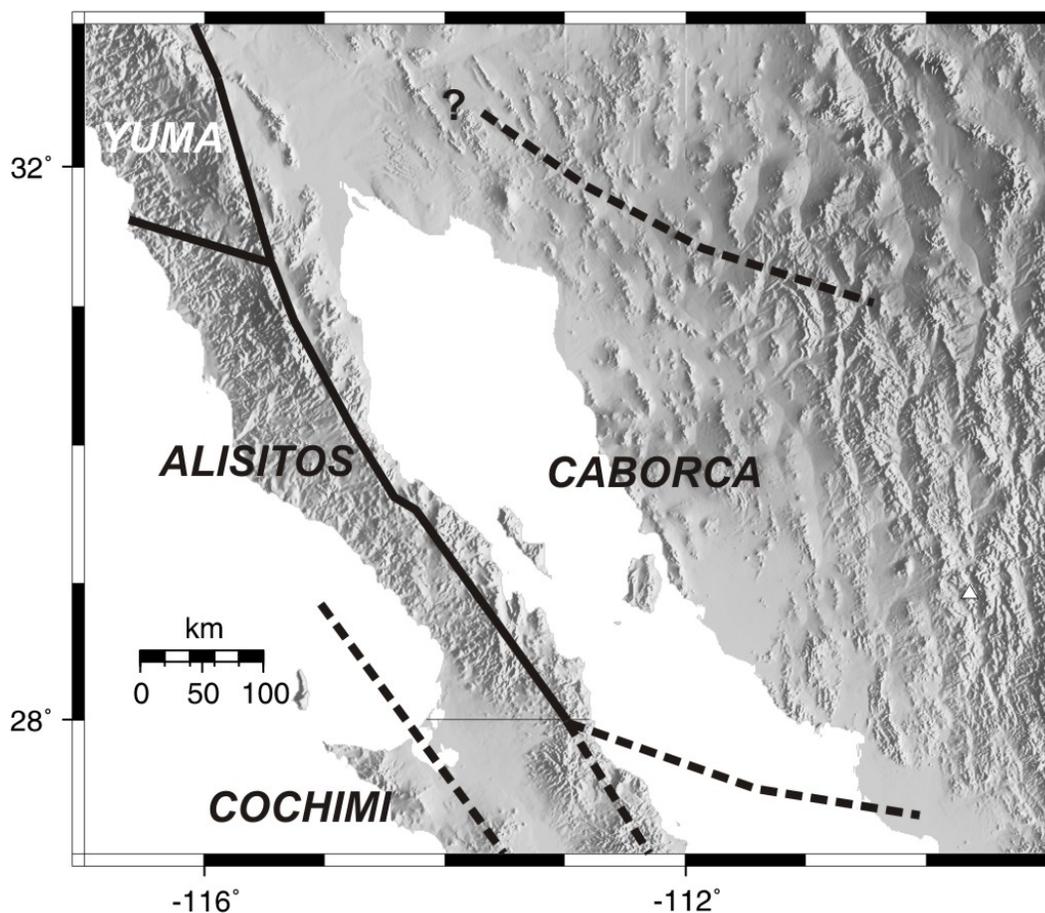


Figura 3: Marco geológico de la región. La distribución de los terrenos es la propuesta por *Sedlock* [2003]

Se piensa que el citado arco colapsó como consecuencia de la extensión en la PEG [*Sedlock*, 2003, y referencias citadas en este artículo]. Hay también evidencias de volcanismo alcalino y toleítico más reciente (inicio hacia ~13Ma) en el borde este de la PBC y en la PEG [*Hausback*, 1984; *Sawlan y Smith*, 1984; *Sawlan*, 1991].

La profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) presenta variaciones significativas debajo de la PBC y de las zonas adyacentes. Estudios realizados en el norte de Baja California muestran que en la dirección oeste-este, el espesor de la corteza aumenta desde ~12km en el borde continental exterior hasta ~17km en el borde continental interior

[*Couch et al.*, 1991], y desde 31km hasta 41km debajo de la península *Reyes et al.* [2001]. Este máximo corresponde aproximadamente a la ubicación del límite composicional ilmenita-magnetita. Al este del mencionado límite, la corteza se adelgaza drásticamente hasta ~15-18km debajo del extremo este de la PBC [*Lewis et al.*, 2001].

La instalación, desde Abril del 2002, de las estaciones de las redes permanentes NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs of Baja California) y RESBAN (Red Sismológica de Banda Ancha) (Figura 1) ha generado una gran cantidad de registros sísmicos de banda ancha que han permitido realizar nuevas estimaciones de la profundidad del Moho. Cabe mencionar que, fuera de algunos experimentos temporales o mediante instalación de escasas estaciones, anteriormente no existían tales datos. Estos ahora han permitido realizar los primeros estudios de la estructura de la corteza y del manto superior a escala regional en el GdC. El análisis de funciones de receptor de *Persaud et al.* [2007] por una parte, y el de ondas de superficie realizado por *López-Pineda et al.* [2007] por otra parte, muestran que el adelgazamiento de la corteza hacia el Golfo, observado primero en el norte de la PBC por *Lewis et al.* [2001], se extiende hasta su extremo sur. *Persaud et al.* [2007] proponen que este adelgazamiento hacia el este es el resultado de flujos en la corteza inferior de la península, inducidos por el inicio del proceso de rifting en la PEG. Un resultado importante del estudio de *López-Pineda et al.* [2007] es la similitud que parece existir entre el perfil del Moho observado a lo largo de las costas este de la PBC por una parte, y a la largo del margen conjugado debajo de la costas de Sonora y Sinaloa por otra parte. Esta similitud sugiere que la PBC y el continente presentan un desfase de  $275 \pm 25$ km en la dirección NO-SE. El análisis de ondas superficiales de *Zhang et al.* [2007] cuyos resultados están graficados más adelante en la Figura 19 sugiere que la corteza es más gruesa debajo de la PBC que debajo del continente. Por otra parte, *Wang y Forsyth* [2006] infieren una zona con velocidades de ondas S anómalamente lentas en la astenósfera a la altura del paralelo 28.5N que coincide espacialmente con la zona con velocidades de ondas S anómalamente lentas observada por *Di Luccio et al.* [2006] en la litósfera superficial. Estas dos zonas lentas coinciden también geográficamente con el volcanismo activo en esta área.

Como se mencionó anteriormente, la PBC está compuesta de dos dominios estructurales, la PTT y la PCE, cuya frontera común es la falla Agua Blanca. Las demás fronteras de la PTT son hacia el oeste la continuación de la falla submarina Tosco Abreojos, y al norte la zona de la falla San Andrés. Finalmente, la PTT está limitada al este por la depresión del “Salton Trough” en Estados Unidos y por el escarpe de la Sierra Juárez en Baja California. La PTT es un elemento difuso del límite de placa caracterizado por una sismicidad compleja e intensa, centrada en los sistemas de fallas San Miguel-Vallecitos [Frez y González, 1991; Hirabayashi et al., 1996] y Agua Blanca (Figura 2). Estos sistemas conectan la parte norte del rift del GdC con los elementos sismotectónicos del borde continental al oeste de la PBC. Del lado estadounidense, la PTT contiene los sistemas principales de las fallas de rumbo Elsinore y San Jacinto. Esta provincia es una región de montes y cuencas con un relieve de entre 1500-2000m sobre el nivel del mar. De manera contrastante, la PCE se caracteriza por la ausencia de estructuras extensionales relacionadas con la apertura del Golfo y por una actividad sísmica débil. La topografía de esta región es elevada al norte, y se hace más suave hacia el sur. Esta provincia termina al sur aproximadamente en el lineamiento La Paz.

### **1.1.2. Escarpe de Baja California**

El escarpe se encuentra en el flanco este de la Sierra de Juárez y la Rumorosa. Constituye el límite entre la Provincia Extensional del Golfo por un lado, y la Provincia Transpeninsular Transcurrente y la Península Central Estable por el otro. Tiene su máxima elevación al norte de la PBC y su relieve disminuye notablemente hacia el sur. Este escarpe está controlado principalmente por dos sistemas de fallas. Al norte lo gobierna el sistema constituido por la falla Laguna Salada y la falla de bajo ángulo Cañada David. El rasgo topográfico que representa el escarpe es la manifestación en superficie del doblamiento de la corteza que induce la subsidencia de la Laguna Salada, controlada por este sistema de fallas [Axen, 1995]. Se piensa que probablemente sea cortado por fallas menores. Más al sur, la Falla normal San Pedro Mártir controla la morfología del escarpe. En este caso, el escarpe es el bloque de piso de la falla, y el corrimiento normal a lo largo de la falla alcanza

5 km [Axen, 1995]. Se estima que la mitad de este corrimiento sucedió entre 11 y 6 Ma (edad determinada con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en rocas volcánicas, Stock y Hodges [1989]). En esta región también se pueden encontrar escarpes asociados a fallas normales del holoceno que presentan desplazamientos de hasta 25m; el Boletín de la Red Sísmica del Noroeste de México reporta microsismicidad asociada con la Falla San Pedro Mártir.

### **I.1.3. Provincia Extensional del Golfo**

La Provincia Extensional del Golfo es el sitio de un rift oblicuo cuya dirección es aproximadamente NNO-SSE y que constituye localmente el límite transtensional entre la placa del Pacífico y la de Norteamérica. Abarca el mar de Cortés y las costas de Sonora y Sinaloa hasta la Sierra Madre Occidental. El rift ocupa el extremo oeste de la PEG. En cambio, la parte este de la PEG presenta una morfología tipo cuencas-y-cordilleras [Parson, 1995] y acomoda hoy en día extensión leve en la dirección E-O [Suter y Contreras, 2002, y referencias citadas en este artículo]. Aun es tema de debate si la PEG es una extensión de la PCC que cubre gran parte del oeste de Estados Unidos de América y del norte de la República Mexicana. Por esta razón, la PEG es a veces llamada la “Provincia de Cuencas y Cordilleras Mexicana Oeste” en oposición con la “Provincia de Cuencas y Cordilleras Mexicana Este”. Estas dos zonas están separadas estructuralmente por la Sierra Madre Occidental, un plateau elongado compuesto de rocas volcánicas del Cenozoico cuyo núcleo experimentó muy poca extensión. El periodo de extensión tipo cuencas-y-cordilleras en la PEG es anterior a la apertura del GdC e inició en el Oligoceno tardío en el actual Estado de Sonora [Gans, 1997] y en el Mioceno medio en Sinaloa y Nayarit. En lo que sigue, usaremos simplemente el término “Provincia de Cuencas y Cordilleras Mexicana” para referirnos a la parte este de la PEG, la cual presenta tal morfología, en contraste con la parte oeste de la PEG.

El noroeste de la PEG ha sido objeto de más estudios que cualquier otra parte de la región del GdC, debido a la alta actividad sísmica de esta región que ha generado una gran cantidad de datos sísmicos. Estos han sido registrados por dos redes de periodo corto (Red

de Estaciones Sísmicas del Noroeste de México, RESNOM y la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México, RANM). Por otra parte, la prospección geofísica en esta zona también ha contribuido a su conocimiento. Un estado del arte de las características sismotectónicas de esta región así como su estructura cortical fue realizado por *Frez y González* [1991]. La profundidad del Moho debajo de la PEG varía desde ~21km a altura del Salton Trough hasta ~8km en el sur del Golfo [*Couch et al.*, 1991]. Usando datos recientes de sísmica registrados en el norte del Golfo, *González-Fernández et al.* [2005] obtuvieron profundidades del Moho de 14 y 17km en las cuencas Delfín y Tiburones, respectivamente, y de 19.5km para la zona ubicada entre estas dos cuencas. *Brown et al.* [2006] reportan una profundidad de 6km en la boca del Golfo. Usando ondas superficiales registradas en las estaciones de NARS-Baja, *Di Luccio et al.* [2006] confirman el adelgazamiento de la corteza debajo del Golfo desde el norte hacia el sur y también desde el oeste hacia el este, debajo de los Estados de Sonora y Sinaloa. *Persaud et al.* [2007] proponen que la cantidad de corteza continental debajo del GdC puede ser sustancial. Un rasgo importante de la estructura del límite de placas es que presenta variaciones significativas a lo largo de su eje por lo que se puede dividir en tres dominios principales [*Dorsey et al.*, 2006]. El primero corresponde al norte del GdC y el Salton Trough, donde las deformaciones son acomodadas por fallas de bajo ángulo, las más antiguas siendo del Cenozoico tardío, o por un sistema difuso de fallas normales [*González-Fernández et al.*, 2005]. En las partes central y sur del GdC, el límite de placas es un rift compuesto por fallas transformes largas y discretas, conectadas por segmentos cortos de dorsales oceánicas. Sin embargo, la cuenca de Guaymas presenta ruptura en el modo de rift angosto (ver *Buck* [1991], para la descripción de los diferentes modos de extensión continental). En contraste, los segmentos ubicados más al sur como el de Farallón, Pescadero y Alarcón presentan ruptura en el modo rift ancho. Tal variación es sorprendente, debido a que las condiciones que típicamente controlan los procesos de rifting son aproximadamente constantes en la región del GdC. Uno de los factores que posiblemente pudo influenciar localmente la dinámica y la morfología del rift es la presencia de fragmentos de la placa Farallón hundiéndose hacia el este o bien atorados debajo de la PBC [*Dorsey et al.*, 2006].

Las propiedades del manto superior debajo de la región del GdC han sido estudiadas desde la instalación de las redes NARS-Baja y RESBAN, especialmente usando ondas superficiales. *Zhang et al.* [2007] sugieren que la astenósfera debajo del Golfo es caliente, que la litósfera es muy delgada y adelgaza desde el norte hacia el sur. *Di Luccio et al.* [2006] también reportan zonas de baja velocidad en la litósfera somera debajo de las partes central y sur del Golfo. *Zhang et al.* [2007] interpretan las zonas de velocidades bajas como zonas de fusión directamente debajo del rift. *Markee y Gaherty* [2006] encuentran que el manto superior presenta velocidades sísmicas más lentas debajo del GdC que debajo de las costas de Sonora y Sinaloa en el continente, lo cual es consistente con los resultados de *Di Luccio et al.* [2006] para la litósfera somera debajo de las costas mencionadas. Las propiedades sismológicas del manto debajo del GdC son similares a las observadas debajo de las dorsales oceánicas aunque las anomalías magnéticas paralelas a los centros de dispersión no se extiende más al norte de la cuenca Pescadero [*Larson et al.*, 1972].

## ***1.2. Modelos tectónicos de la evolución del límite de placa durante el Oligo-Mioceno***

Gran parte de los rasgos estructurales de las tres provincias tectónicas descritos anteriormente resultan directamente de los procesos tectónicos que han ocurrido en torno a la reorganización local del límite de placa que inició hace 30Ma. En esa época, el Golfo de California no estaba abierto. El terreno que conocemos hoy en día como la PBC formaba parte de la placa de Norteamérica, aproximadamente 650km más hacia el sureste tomando como punto de referencia la placa de Norteamérica [*Atwater y Stock*, 1998]. El límite de la placa se ubicaba al oeste de la actual PBC y debajo de ésta subducía la ahora extinta placa oceánica de Farallón. Esta última placa estaba limitada al oeste por dorsales oceánicas que la separaban de la placa del Pacífico. La alta tasa de divergencia en estas dorsales, comparada con la velocidad de alejamiento de la placa del Pacífico con respecto a la de Norteamérica, llevó a que el sistema de dorsales Pacífico-Farallón se acercara a la trinchera Farallón-Norteamérica hasta entrar en contacto con ella hace unos 30Ma, a la altura de la zona de fractura Mendocino, al norte de la actual PBC [*Atwater*, 1989]. Esta configuración

tectónica provocó la fragmentación de la placa de Farallón y el cese gradual de la actividad de los segmentos de dorsal, por lo que los fragmentos de la placa Farallón quedaron integrados a la placa del Pacífico. Siendo el movimiento entre esas dos placas prácticamente paralelo al margen oeste de la placa de Norteamérica, el cese de la expansión oceánica en los segmentos de dorsal causó la extinción de la zona de subducción, la cual dió lugar a un cinturón de deformación de tipo transforme limitado por los puntos triples transforme-trinchera-dorsal de Mendocino al norte y de Rivera al sur. Al extinguirse progresivamente la actividad tectónica en los fragmentos de dorsales, se extendió el citado cinturón de deformación hacia el sur. Se estima que hace aproximadamente 10Ma la actividad en los centros de dispersión y en la trinchera frente a la actual PBC había terminado [Lonsdale, 1991].

Al este de la trinchera hacia el continente, la mayor parte del oeste de Estados Unidos de América y del norte de la República Mexicana sufrió un intenso periodo de extensión que inició en el Oligoceno y terminó en el Mioceno Medio. La extensión sigue activa hoy en día pero tiene una tasa de deformación muy inferior y una dirección distinta [Suter y Contreras, 2002]. Este modo de extensión es conocido como tipo cuencas-y-cordilleras, término que también se usa para describir la zona que conserva hoy en día esta morfología. Las razones del tan prolongado e intenso periodo de extensión siguen siendo poco comprendidas. En particular la posible relación que tenga con la evolución del límite de placa al oeste es tema de debate. Varios escenarios han sido propuestos, como el colapso gravitacional de la corteza previa y fuertemente engrosada [Coney y Harms, 1984; Axen et al., 1993] o la extensión de retroarco. El inicio del periodo extensional más intenso es posterior al de un pulso de magmatismo, lo cual sugiere que la debilitación térmica de la litósfera pudo activar la extensión [Gans, 1997]. Aranda-Gómez et al. [2000] también documentan varios pulsos de extensión y volcanismo que asocian a periodos de alta divergencia entre la placa Farallón y la del Pacífico, posiblemente debido a tasas de subducción más rápidas y retroceso de la trinchera. En el norte de Sonora, Nourse et al. [1994] documentaron núcleos de complejos metamórficos que acomodaron extensión aproximadamente en la dirección SO-NE entre 25 y 18 Ma. En el sur de Sonora, el periodo

de extensión más intenso sucedió entre 26 y 20 Ma en la misma dirección y fue seguido por otra fase de extensión mucho más moderada entre 20 y 17 Ma en la dirección E-O [Gans, 1997]. De manera general, las deformaciones son más jóvenes hacia el oeste. Una implicación importante es que el episodio de extensión a esta latitud ocurrió 10 Ma antes del cese de la subducción, lo cual sugiere que no fue relacionado con la reorganización del límite de placa [Gans, 1997]. Finalmente, hay evidencias de que el frente de magmatismo y posiblemente el del tectonismo, iniciado en el Oligoceno tardío migró gradualmente desde la Sierra Madre Occidental hasta el lugar ocupado hoy por el GdC [Severinghaus y Atwater, 1990; Gans, 1997]. Este punto lleva a algunos autores a considerar la apertura del GdC como la última fase de un proceso iniciado en el Oligoceno.

Como lo mencionamos anteriormente, al terminar la actividad en los centros de dispersión Pacífico-Farallón, los fragmentos de esta última placa fueron asimilados por la placa del Pacífico y se generó un nuevo límite entre la placa Pacífico y la de Norteamérica, al este de las dorsales abandonadas. La consecuencia principal de tal acontecimiento fue el contacto de las dos placas, cuyo movimiento relativo era predominantemente paralelo a su nueva frontera, dando lugar a deformaciones transformantes al oeste de la actual PBC entre 20.0 y 11 Ma [Stock y Hodges, 1989]. Sin embargo, posteriormente, la dirección del movimiento relativo se volvió ligeramente oblicua a la mencionada frontera [Stock y Hodges, 1989] produciendo una componente de extensión. Existen principalmente dos tipos de modelos tectónicos que permiten explicar parcialmente la evolución del límite de placas en respuesta a la transición del régimen tectónico tipo transforme a divergente. Estos buscan explicar en particular cómo, cuándo y por qué el mencionado límite fue transferido hacia su sitio actual, al otro lado de la PBC y difieren básicamente con respecto al periodo 12-6 Ma.

El primer tipo de modelos que han sido propuestos tienen en común dividir la apertura del Golfo en dos etapas [Stock y Hodges, 1989, Oskin et al., 2001; Bennett et al., 2007]. Se piensa que durante la primera etapa, llamada “protogolfo”, que empezó hace ~12 Ma [Atwater y Stock, 1998], el movimiento relativo Pacífico-Norteamérica fue distribuido

espacialmente. El acomodo de la componente transforme se realizó en un cinturón de deformación con dirección NNO-SSE ubicado entre la trinchera extinta y las costas de la PBC. Se conoce como el sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos (SBTA). *Spencer y Normark* [1979] proponen que la magnitud de desplazamiento en este sistema fue de 270km durante la fase de protogolfo. Por otro lado, la componente normal al antiguo límite de placas produjo extensión OSO-ENE en el arco volcánico extinto. Los procesos de adelgazamiento y de fallamiento de la corteza fueron suficientemente intensos como para que las incursiones marinas alcanzaran el Salton Trough en el Mioceno tardío (~6 Ma). Esta fase concluyó hace ~5-6 Ma [*Lonsdale*, 1989; *Umhoefer et al.*, 1994] cuando el sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos fue gradualmente abandonado, por lo que la componente transforme empezó a ser acomodada en el GdC. Este proceso se atribuye a menudo a la ocurrencia de un nuevo cambio en la dirección de extensión, aunque este último cambio haya sido registrado solamente en ciertos lugares. *Angelier et al.* [1981] lo documentan mediante observaciones de los planos de falla en varias cuencas del escarpe de Baja California. Estas fallas, que tienen una orientación NNO-SSE en promedio, acomodaban deformaciones NE-SO a ENE-OSO mediante mecanismos de tipo normal durante el Mioceno Superior, y tienden a presentar un mecanismo de rumbo a partir del Plioceno-Cuaternario, acomodando la extensión en la dirección E-O a ESE-ONO. Esta reorganización del marco tectónico se traduce por un aumento de la tasa de deformación en el Golfo y el inicio del rift oblicuo acompañado por producción de piso oceánico. Para explicar por qué las deformaciones fueron distribuidas de cada lado de la PBC, cuando el arreglo de las placas tectónicas debió producir extensión oblicua a lo largo del sistema San Benito-Tosco-Abreojos (SBTO), *Stock y Hogdes* [1989] sugieren dos causas. La primera es que al ser abandonada la dorsal Pacífico-Guadalupe (Figura 1) parte de esta última placa, por estar subducida debajo de la península, pudo extender el límite de placa Pacífico-Norteamérica a profundidad más allá del sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos. La otra causa es el debilitamiento termal que sufrió el arco volcánico recién extinto, que puede explicar que éste fuera más propenso a concentrar deformaciones.

El segundo tipo de modelos tectónicos contrasta fuertemente con el anterior, en el sentido que propone que la apertura del GdC sucedió en una sola fase iniciada en el Mioceno mediano, sin que hayan sucedido cambios fuertes en el régimen tectónico en los límites del GdC. Por otra parte, cuestionan la magnitud del desplazamiento efectivamente acumulado a lo largo del sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos. *Gans* [1997], propone que al terminar la actividad tectónica en el segmento de dorsal Pacífico-Guadalupe, el punto triple de Rivera fue trasladado 1000km hacia el sureste, lo cual llevó a la captura de la Microplaca de Guadalupe por la península. Siendo más difícil romper el complejo formado por la citada microplaca, de naturaleza oceánica, suturada al batolito, el acomodo del movimiento relativo entre las placas del Pacífico y de Norteamérica se transfirió al este de la extremidad subducida de la placa de Guadalupe y de la parte oeste del batolito. Como mencioné anteriormente, la zona que corresponde al batolito este y al arco volcánico era mecánicamente débil, por su composición y por el periodo de magmatismo/extensión que inició en el Oligoceno tardío en la Sierra Madre Occidental y que migró hacia la posición actual del GdC. *Bohannon y Parsons* [1995] proponen que, a lo largo de la trinchera extinta, los fragmentos de corteza oceánica de la placa Farallón, siendo jóvenes y por lo tanto poco densos, fueron muy probablemente capturados por la placa de Norteamérica. Estos autores modelaron el endurecimiento de esta posible sutura. Tomando en cuenta la reología peculiar de la costa, el modelo sugiere que el rift extinto y la sutura entre corteza oceánica y las rocas del batolito se volvieron rápidamente más resistentes que las rocas continentales ubicadas al este del batolito, lo cual puede explicar la migración del límite de placa hacia esta zona más débil. En algunos lugares de la costa de California hay evidencias de una capa de material de alta velocidad debajo de la corteza, la cual fue interpretada como corteza oceánica. Adicionalmente, usando métodos magneto-telúricos, *Romo* [2002] encontró una anomalía eléctrica que cruza la península a la altura del paralelo  $\sim 28^\circ$  y que interpreta como una sutura entre la corteza de la PBC y la corteza de la microplaca de Magdalena. En la parte sur del Golfo, el análisis reciente de datos sísmicos realizado por *Sutherland et al.* [2006b] reporta extensión NO-SE significativa que parece haber iniciado hace 14 Ma. Esta dirección es inconsistente con la de la fase de protogolfo (aproximadamente OSO-ENE) propuesta por el modelo de *Stock y Hodges* [1989]. En

cambio, la dirección documentada por *Sutherland et al.* [2006b] es similar a la del movimiento relativo Pacífico-Norteamérica, lo cual sugiere que el mencionado movimiento relativo ya estaba completamente acomodado en el GdC inmediatamente después del cese de la subducción. Estos resultados contradicen, por lo tanto, la existencia de la fase de protogolfo en el sur del GdC. De manera similar, en la región que rodea el extremo sur de la península, *Fletcher y Munguía* [2000] argumentan que el régimen tectónico no ha experimentado cambios sustanciales desde el Mioceno medio. En la misma región, la comparación de edades U-PB en zircones detríticos procedentes del abanico Magdalena, de la plataforma continental Magdalena y del Bloque Los Cabos llevó a *Fletcher et al.* [2006] a reducir la estimación del máximo desplazamiento acumulado a lo largo del sistema de fallas SBTA a unos 150km. Este resultado también contradice la existencia de una fase de protogolfo que incluyera una distribución importante de las deformaciones interplacas de ambos lados de la PBC.

Finalmente, parece que la sutura entre la placa del Pacífico y la PBC no se ha completado todavía. Efectivamente, mediciones recientes con GPS indican que estos elementos presentan cierto movimiento relativo (2-6 mm/año), y que hasta la fecha, la PBC se sigue comportando como microplaca [*Plattner et al.*, 2006] intercalada entre la placa del Pacífico y la de Norteamérica.

### ***1.3. Introducción a la anisotropía de la corteza y del manto superior***

#### **1.3.1. Nociones generales sobre la anisotropía**

El término “anisotropía sísmica” se refiere a la dependencia que presenta la velocidad de las ondas sísmicas con respecto a la dirección de propagación y del movimiento de partícula que producen las mismas. Es una propiedad común a la mayoría de las rocas que componen el planeta [*Savage*, 1999]. La anisotropía se genera en medios que tienen estructuras con una dirección preferencial. Existen tres fuentes principales de

anisotropía; la primera es causada por el apilamiento de capas isótropas que presentan velocidades de propagación diferentes, como suele ser el caso en una cuenca sedimentaria por ejemplo (Figura 4a). La segunda fuente es el alineamiento preferencial que puede generarse en una red de fracturas que pueden estar rellenas de fluidos (Figura 4b). Este caso se describe como anisotropía de dilatación extensiva (ADE en lo que sigue, “Extensive Dilatancy Anisotropy” en inglés). La última fuente de anisotropía es la orientación preferencial de la red cristalina de los minerales (OPM en lo que sigue, “Lattice Preferred Orientation” en inglés) intrínsecamente anisótropos que componen una roca (Figura 4c). Una revisión más extensa de las fuentes de anisotropía en la corteza y en el manto está disponible en el libro de *Babuska y Cara* [1991]. Un aspecto relevante de las dos últimas fuentes de anisotropía es que están directamente gobernadas, respectivamente, por el estado de esfuerzo y por el estado de deformación. Las fracturas tienden a abrirse perpendicularmente a la dirección del eje compresivo mínimo. Por otra parte, bajo condiciones de temperatura y presión adecuadas, los minerales, por su geometría, tienden a reorientarse para acomodarse en respuesta a las deformaciones. Precisamente en esta relación radica el interés del estudio de la anisotropía. Efectivamente, si podemos suponer cual es la composición del medio estudiado y la fuente de anisotropía dominante en dicho medio, la anisotropía nos proporciona información sobre el estado de deformación del medio, estado que podemos relacionar posteriormente con el marco tectónico.

La mayoría de los minerales que constituyen las rocas de la tierra son anisótropos y se ha reportado evidencias de anisotropía en casi todas las capas del interior del planeta [*Savage*, 1999]. Sin embargo, es interesante notar que las zonas con mayor anisotropía documentada están en la corteza y en el manto superior (Figura 5). Esto se debe a la combinación de alto contenido en minerales intrínsecamente anisótropos, por un lado, y a la concentración de intensas deformaciones generadas por la tectónica de placas, por el otro.

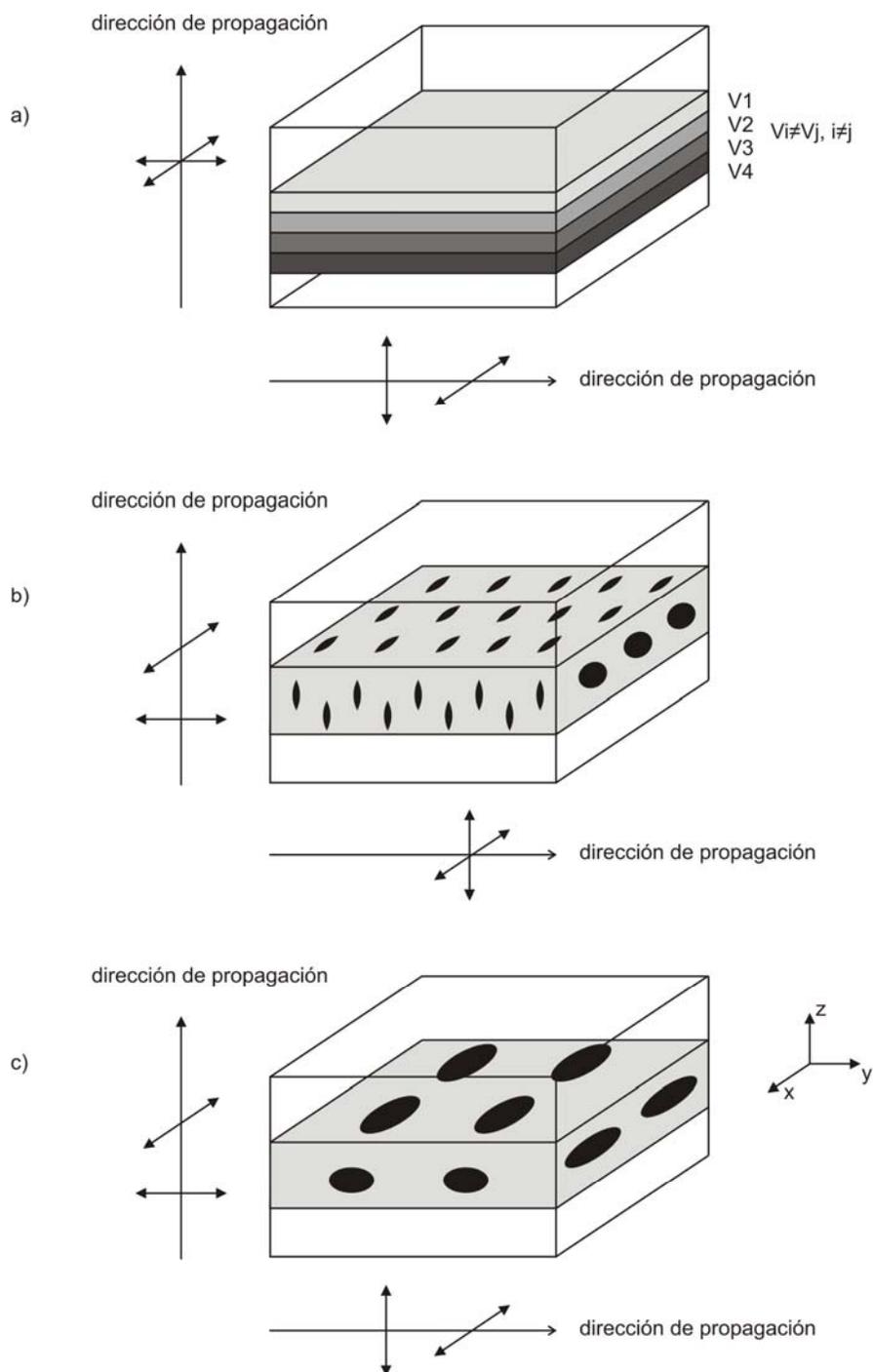


Figura 4: Principales fuentes de anisotropía en la corteza y en el manto superior: a) Apilamiento de capas isotrópicas con velocidades diferentes; b) Fracturas con orientación preferencial; c) Deformaciones que obligan a los minerales anisótropos a adquirir una orientación preferencial. Las direcciones x, y, z representan los ejes mayor, intermedio y menor de la elipse de deformación, respectivamente.

Diversos estudios muestran que en la corteza superior la causa principal de anisotropía es probablemente el alineamiento preferencial de fracturas [*Crampin y Lovell, 1991*]. En cambio, en la corteza inferior y el manto superior, generalmente se acepta como hipótesis de trabajo que la orientación preferencial de los minerales anisótropos, como por ejemplo los filosilicatos en la corteza y el olivino en el manto superior, es la principal fuente de anisotropía [*Savage, 1999; Levin y Park, 1998*]. Se piensa que la ADE también puede contribuir en cierta medida a la generación de anisotropía en el manto superior, y que puede llegar a ser la fuente principal en zonas de alto flujo de calor, como debajo del eje de algunas zonas de dispersión (rifts) [*Gao et al., 1997*] donde la anisotropía es gobernada por lentes de material fundido con orientación preferencial.

Existen varios enfoques para estudiar y caracterizar la anisotropía en el manto superior y en la corteza. Incluyo una descripción detallada de los métodos empleados en esta tesis en los capítulos siguientes. Típicamente, la anisotropía se caracteriza analizando el efecto que tiene sobre las fases que componen los sismogramas registrados en la zona de estudio. Para este efecto, se escoge ondas útiles para el estudio en función de la profundidad de la zona a analizar. En la Figura 6 se muestra las trayectorias de las ondas usadas en este estudio y las profundidades muestreadas en cada caso. Para muestrear la anisotropía de la corteza se emplea típicamente eventos locales, ondas superficiales de alta frecuencia o funciones de receptor [ver capítulo III/IV]. En cambio, para estudiar la anisotropía del manto superior, se necesita usar ondas superficiales de frecuencia más baja u ondas telesísmicas [ver capítulo II]. En cualquier caso, el parámetro que básicamente se pretende estimar es la dirección de máxima velocidad del medio.

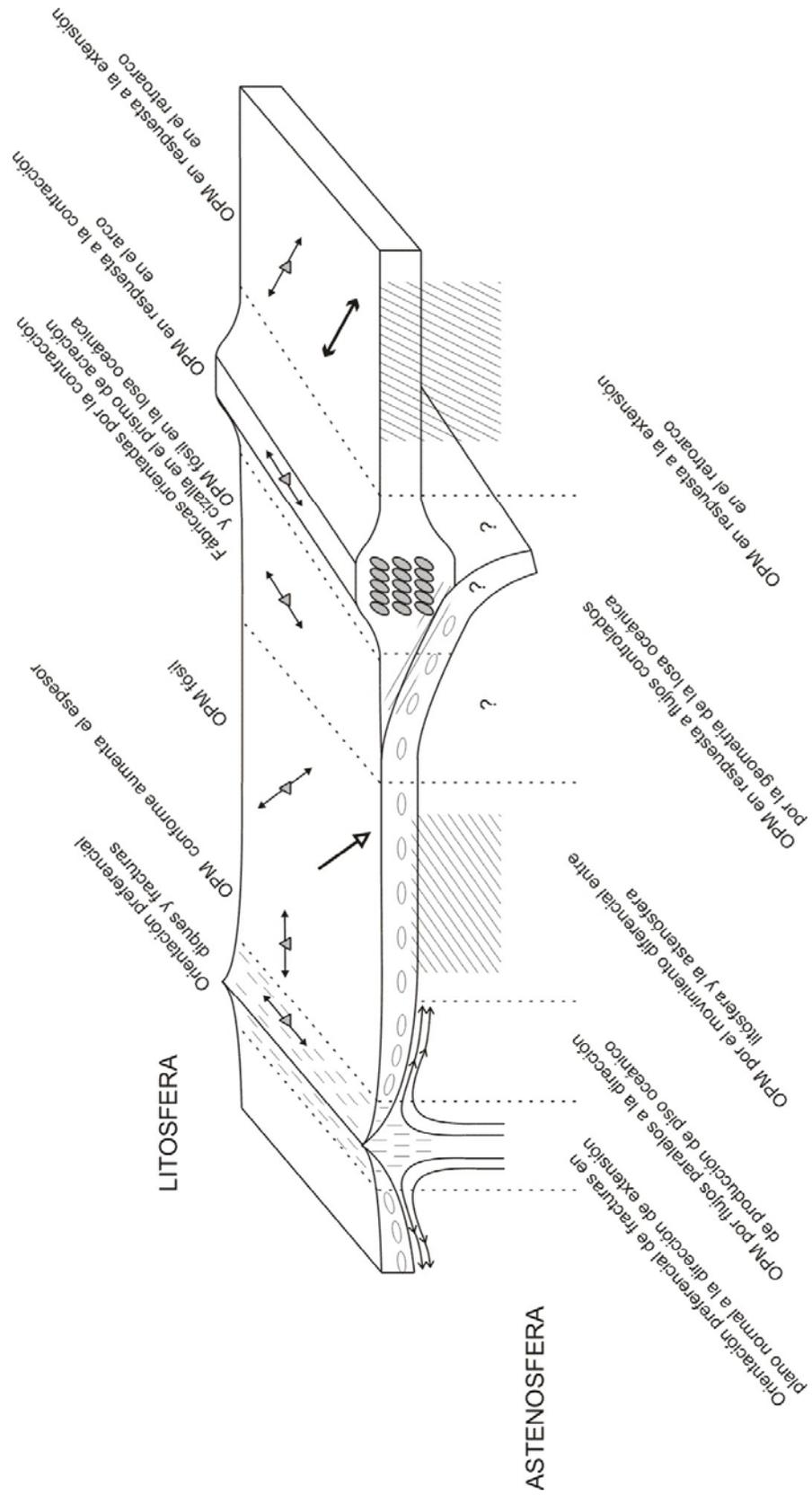


Figura 5: Síntesis de los patrones y fuentes anisótropos típicamente reportados para diversos ambientes tectónicos. Los ambientes presentados son imaginarios. Las flechas delgadas dobles indican la orientación que típicamente se estima mediante ondas telesísmicas de corte y los triángulos representan estaciones sísmicas imaginarias. Las líneas debajo de la dorsal indican el ascenso del manto. La flecha gruesa con punta blanca indica el movimiento absoluto de la placa oceánica. La flecha gruesa doble indica la dirección de extensión en el retroarco. Las elipses blancas representan las elipses de deformación en la losa oceánica. Las elipses grises representan las elipses de deformación en la litósfera del arco.

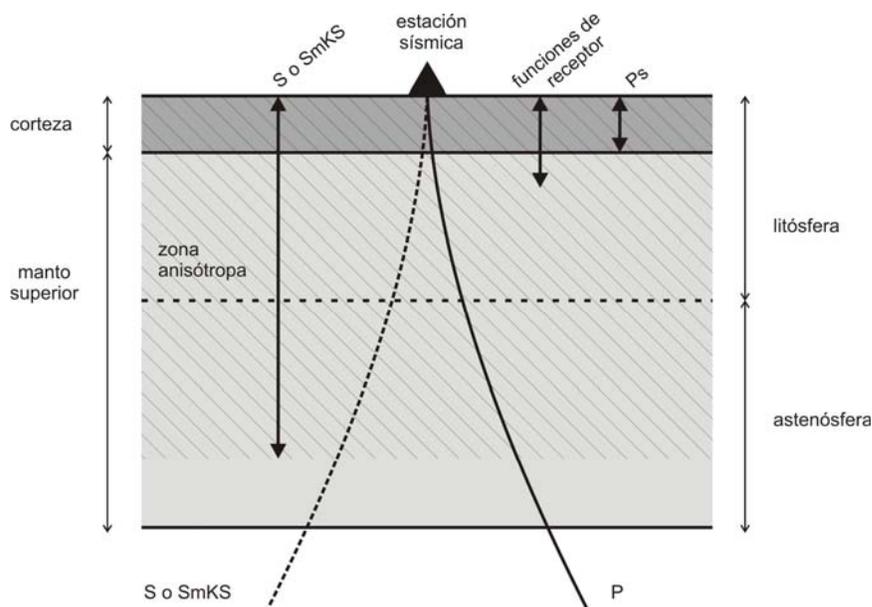


Figura 6: Ondas usadas en este estudio para registrar la anisotropía. La zona rayada representa el medio anisótropo. Las ondas S y SmKS telesísmicas registran la anisotropía del manto superior y de la corteza (capítulo II). Las ondas Ps producidas por la conversión de una onda P telesísmica a una onda S en la discontinuidad del Moho registran únicamente la anisotropía de la corteza (capítulo III). La zona muestreada por las funciones de receptor calculadas a partir de ondas P telesísmicas depende de la longitud de la ventana analizada después del arribo de la onda P directa. En el capítulo IV se analiza la anisotropía de la corteza y de los primeros kilómetros del manto.

### 1.3.2. Estado del arte del estudio de la anisotropía

En lo que sigue, se presentan resultados de análisis de anisotropía en la corteza y en el manto superior realizados en varios ambientes tectónicos alrededor del mundo. Las zonas descritas a continuación presentan rasgos estructurales similares a los de nuestra zona de

estudio, en su configuración actual y pasada. El interés de este estudio preliminar es poder especular sobre los resultados que esperamos encontrar en nuestro análisis y, posteriormente, tener fundamentos para nuestra interpretación tectónica.

### **I.3.2.1. Márgenes convergentes**

El margen continental de Norteamérica fue dominado por el ambiente tectónico convergente a través del Mesozoico y la mayoría del Cenozoico hasta que la dorsal Pacífico-Farallón entró en contacto con la trinchera Farallón-Norteamérica. Varios análisis de la anisotropía en zonas orogénicas muestran que el patrón anisótropo es generalmente sencillo. La dirección de máxima velocidad parece aproximadamente horizontal y se alinea con la dirección de las cordilleras [Barruol y Souriau, 1995; Silver, 1996; Chen et al., 2005; Plomerová et al., 2006]. La anisotropía está probablemente concentrada en la litósfera engrosada. En cambio, en las zonas de subducción activas, como las del cinturón de fuego del Pacífico, el patrón anisótropo suele ser complejo y propio de cada sitio. En contraste con los continentes, debajo de los cuales la anisotropía parece confinada a los primeros 400km [Savage, 1999], hay indicaciones de que la anisotropía en las zonas de subducción alcanza profundidades de hasta 950km [Fouch y Fischer, 1996; Fisher et al., 1998]. En la zona del antearco, hay sugerencias de correlación entre el patrón anisótropo y la geometría de la placa subducida. Esta observación llevó a varios autores a proponer que la anisotropía es controlada por flujos en la astenósfera guiados por la placa subducida [Margheriti, 1998; Peyton et al., 2001; Anderson et al. 2004; Nakajima et al., 2006]. Por otra parte, se piensa que la anisotropía del manto superior está gobernada por procesos de extensión en la zona del retroarco, [Margheriti et al., 1996].

Se ha estudiado también la anisotropía de la corteza y del manto subcortical en la vecindad de algunas zonas de subducción. [Savage, 1998; Levin et al., 2002a ; Levin et al., 2002b; Park et al., 2004; Savage et al., 2007]. En cada caso, la inclinación del Moho y de la placa subducida generan estructuras anisótropas complejas en tres dimensiones que pueden ser modeladas mediante análisis de las funciones de receptor (ver capítulo IV). En

cada uno de estos estudios el análisis de la anisotropía ha permitido estimar la posición de la placa subducida debajo del continente debido a que esta placa corresponde generalmente a una zona fuertemente anisótropa causada por el metamorfismo propiciado por las condiciones de alta presión y contenido de fluidos, y orientado por cizalla.

### **I.3.2.2. Márgenes transformes**

Existen varios cinturones de deformación de tipo transcurrente en nuestra zona de estudio y para varios de ellos disponemos de estaciones instaladas en su cercanía. Por lo tanto, esperamos observar la influencia de dichos cinturones en nuestro análisis. El más importante es el del actual límite de placas que consta de varias fallas transformantes largas en su parte central y sur. Varias de las estaciones sísmicas ubicadas en las costas del GdC están cerca del mencionado límite de placas. En el norte, el movimiento relativo Pacífico-Norteamérica está acomodado por el sistema de fallas laterales Imperial-Cerro Prieto (Figura 2) que conecta la falla San Andrés con el rift oblicuo del GdC. Las estaciones NE70 y PPXB están instaladas en la vecindad inmediata de esta región. Por otra parte, en el norte de la península, las estaciones NE71 y CBX están ubicadas directamente sobre el sistema San Miguel-Vallecitos. El último sistema de fallas transformantes es el de SBTA, ubicado a lo largo de la costa oeste de la PBC. Desafortunadamente, no disponemos de estaciones cercanas a este sistema, por lo que es poco probable que podamos muestrear su hipotética zona de influencia en términos de anisotropía, la cual daría información sobre la naturaleza del verdadero papel del sistema SBTA durante la reorganización de marco tectónico desde el Mioceno medio.

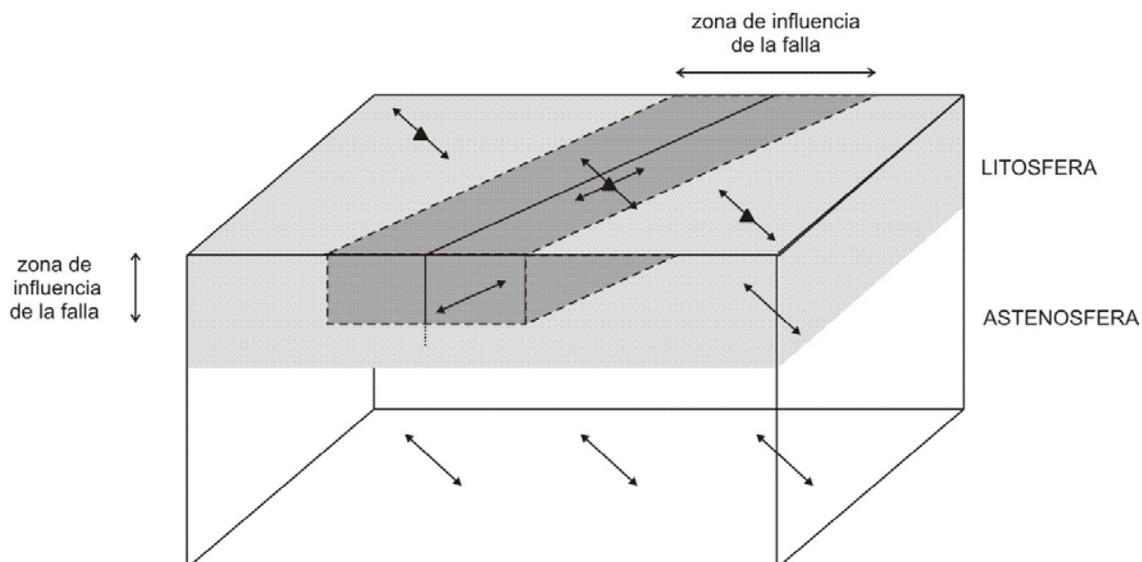


Figura 7: Patrón anisotrópico en la vecindad de una falla transformante mayor. En esta figura se exagera el ancho de la zona de influencia de la falla con respecto a su profundidad. Las notaciones son las de la Figura 5.

Debido a la gran deformación acomodada por los sistemas de falla de rumbo, se espera que la foliación paralela al eje de la falla sea importante y genere una fuerte anisotropía. Varios estudios en zonas transformes muestran que efectivamente, la anisotropía aumenta cerca del eje de la falla [Rümpker et al., 2003; Eaton et al., 2004]. Un rasgo importante es que para fallas transformantes mayores, las estimaciones de la dirección de mayor velocidad, obtenidas muy cerca del eje de la falla usando métodos tradicionales (ver capítulo II), se caracterizan por mostrar fuerte dependencia con respecto al azimut de regreso del registro sísmico usado. Recordemos que el azimut de regreso es el ángulo formado por el vector que une el receptor al epicentro, medido positivamente desde el norte. Este rasgo se ha interpretado como efecto de una estructura anisotropa que varía verticalmente [Savage y Silver, 1993]. Se piensa que la influencia de la falla es somera y logra perturbar hasta poca profundidad el patrón regional (Figura 7). Este patrón regional se vuelve a observar en las estaciones ubicadas fuera de la zona de influencia de la falla. La dirección rápida en la parte somera de la litósfera puede ser paralela [Ozalaybey y Savage, 1995; Herquel et al. 1999; Hartog y Schwartz, 2001; Peyton et al. 2001; Cochran et al.,

2006; *Levin et al.*, 2006; *Hansen et al.*, 2006] u oblicua [*Rümpker et al.*, 2003; *Eaton et al.*, 2004] a la dirección de la falla.

### **I.3.2.3. Márgenes divergentes**

La región del GdC ha experimentado dos tipos de procesos divergentes desde el oligoceno. El más remoto es de tipo extensión continental. El segundo y más reciente es la generación de nuevo piso oceánico con anomalías magnéticas con polaridades alternadas a lo largo de segmentos de dorsales. La extensión continental inició cuando la región bajo estudio era todavía un margen convergente y continuó hasta que la subducción se extinguió gradualmente al oeste de península entre ~20 y 10 Ma. En la zona del arco volcánico ocurrieron varias fases de extensión intensa [*Nourse et al.*, 1994; *Gans*, 1997]. En particular, en el Oligoceno tardío inició un pulso de tectonismo/magmatismo en la Provincia de Cuencas y Cordilleras mexicana (en Sonora). Éste migró posteriormente al oeste, hacia el lugar donde se encuentra el actual GdC, extendiendo y debilitando la litósfera, por lo que probablemente contribuyó al proceso de ruptura continental iniciada en el Mioceno medio. Esta fase de extensión fue acomodada por un arreglo de fallas normales y su dirección parece haber rotado con el tiempo desde ~NE-SO hasta ~E-O. Es de esperar que tal extensión haya dejado cierta firma anisótropa en la litósfera. Esta firma anisótropa, en particular, debió permanecer intacta en la parte este de la PEG, la cual quedó inactiva desde el Mioceno medio tras la migración del frente de tectonismo/magmatismo hacia el oeste. Es probable, por lo tanto, que aparezcan señales de anisotropía en los registros de las estaciones NE80, NE81, GUYB y HERB (Figuras 1 y 2) en la costa este del GdC.

Hasta hoy, no se ha realizado ningún análisis de la anisotropía sísmica en la PCC mexicana. En cambio, existen varios estudios realizados en la PCC al norte de la frontera entre México y EUA [*Savage y Silver*, 1993; *Savage y Sheehan*, 2000, *Polet y Kanamori*, 2002]. Un rasgo importante reportado por estos estudios es que el patrón anisótropo no es uniforme en esta área. En la PCC Norte o “Great Basin”, *Savage y Sheehan* [2000] reportan una zona extensa que no presenta evidencia de anisotropía en un plano horizontal. En la

periferia de esta zona las direcciones rápidas siguen un patrón semicircular. Estos autores interpretan este patrón como flujos en el manto superior inducidos por la interacción entre material ascendente del manto y el movimiento absoluto de la placa de Norteamérica. Las partes centrales y sur de la PCC estadounidense no parecen afectadas por tal ascenso del manto, por lo que podemos esperar que conserven las características propias del periodo anterior de extensión en el Oligo-Mioceno o con la reorganización del límite de placas al oeste. En particular, en el suroeste de Nevada (PCC Central), *Polet y Kanamori* [2002] encuentran que la dirección rápida es similar a la dirección de extensión en el Oligoceno por lo que proponen que la anisotropía quedó congelada en la litósfera al terminar este pulso de tectonismo. Un patrón similar se observa en el norte de Arizona (fracción este de la PCC Sur) [*Savage y Sheehan*, 2000, y referencias en este artículo]. En el sur de California (fracción oeste de la PCC Sur), el patrón es predominantemente E-W. *Polet y Kanamori* [2002] proponen que este último patrón también es fósil y que fue impreso en la litósfera por la compresión N-S que experimentó esta área durante el Cenozoico. De manera alternativa, *Silver y Holt* [2002] proponen que el patrón anisótropo en el oeste de Nevada y el sur de California no radica en la litósfera sino que refleja flujos actuales en la astenósfera inducidos por el hundimiento de los fragmentos de la placa de Farallón hacia el este.

Actualmente, en la región del GdC, la zona tectónicamente activa asociada al margen está confinada en la parte oeste de la PEG. El régimen tectónico es de tipo transtensivo, lo que significa que combina una componente transforme con otra de tipo divergente. Esta configuración tectónica inició por lo menos hace 5-6 Ma [*Lonsdale*, 1991; *Oskin et al.*, 2001] y quizás hasta hace 14 Ma [*Sutherland et al.*, 2006b]. Las estructuras que actualmente acomodan la componente extensiva ~ NO-SE son fallas normales de alto y bajo ángulo en el norte del GdC y segmentos cortos de dorsales en sus partes central y sur. No disponemos de estaciones cercanas a los segmentos de dorsales, por estar éstas en la parte sumergida del GdC. Sin embargo, el estudio de la anisotropía cerca de las citadas dorsales será posible próximamente gracias a los registros de los OBS del experimento SCOOBA colectados en Octubre del 2006 [*Gaherty et al.*, Cruise report].

Existen estudios en varias zonas de rift continental, en particular el del este de África [Gao *et al.*, 1997; Barruol y Ismail, 2001; Walter *et al.*, 2004], el del Río Grande en Estados Unidos de América (EUA) y el de Lago Baikal en Siberia [Gao *et al.*, 1997]. Se observa que a cierta distancia del eje del rift, la dirección rápida tiende a estar alineada con la dirección de extensión, lo cual es consistente con una fuente de anisotropía tipo OPM. En cambio, en su centro, la dirección rápida tiende a ser paralela al eje del rift. Esta observación sugiere que la fuente de anisotropía no es de tipo OPM [Walter *et al.*, 2004]. Gao *et al.* [1997] proponen que, bajo ciertas condiciones, la anisotropía puede resultar del alineamiento de lentes de magma en la zona de ascenso de la astenósfera debajo del eje del rift. Después de una fase prolongada de rifting continental, el adelgazamiento de la litósfera produce levantamiento de la astenósfera. La subsidencia que permite mantener el equilibrio isostático produce incursiones marinas. En una etapa muy avanzada, la corteza continental rompe y el contacto del magma ascendente con el agua de mar genera nuevo piso oceánico. Estudios realizados en los océanos Atlántico y Pacífico muestran que la dirección rápida debajo del piso oceánico es paralela a la dirección de producción de piso oceánico [Wolfe y Silver, 1998; Gaherty *et al.*, 2004]. Esta observación es consistente con el modelo teórico propuesto por McKenzie [1979] para el proceso de rifting pasivo, que sugiere que debajo del eje de una dorsal oceánica la anisotropía es producida cuando la astenósfera fluye en la dirección normal al eje de la misma dorsal y se convierte gradualmente en litósfera por enfriamiento.

Finalmente, es preciso notar que el análisis de varios sistemas de rift mayores llevó a Tommasi y Vauchez [2001] a concluir que la fábrica anisótropa preexistente en la litósfera es un factor determinante para los procesos de rifting. Los modelos desarrollados por estos autores muestran que el alineamiento preferencial de los cristales produce anisotropía mecánica. Esta anisotropía mecánica lleva a la localización de las deformaciones, guía la propagación de la inestabilidad inicial y controla el régimen de deformaciones, produciendo una fuerte componente transformante. Según estos autores, estos resultados explican por qué muchos sistemas de rift corresponden a cinturones orogénicos reactivados y por qué las

dorsales y fallas transformantes que componen el sistema de rift están oblicuas al eje del mismo durante su fase inicial, como es el caso para la región del GdC.

### **I.3.3. Antecedentes sobre el estudio de la anisotropía en la región del Golfo de California**

Cuando iniciamos el presente estudio, las observaciones de anisotropía para la zona del GdC se limitaban a dos análisis de la anisotropía cortical con eventos locales en la zona del Valle de Mexicali. Usando datos de estaciones de RESNOM [Zúñiga *et al.*, 1995] y de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM) [González y Munguía, 2003], se ha propuesto que la anisotropía en la corteza superior es controlada por el alineamiento preferencial de fracturas paralelamente al plano normal a la dirección del esfuerzo compresivo máximo N-S en esta región.

En cambio, como mencionamos en el I.3.2.3, el margen oeste de los EUA y en particular California se ha beneficiado de una gran densidad de estaciones sísmicas permanentes y temporales, lo cual ha permitido estudiar detalladamente la anisotropía del manto superior y de la corteza. El patrón anisótropo de esta región es de interés para nuestro estudio, debido a que la región de California tiene una historia tectónica y rasgos estructurales similares a la del GdC. Parte del margen oeste de los EUA pertenece a la PCC, cuyo patrón anisótropo describí anteriormente (I.3.2.3.). Al oeste de la PCC en EUA, la dirección rápida es predominantemente E-O a lo largo de las costas de California [Savage y Sheehan, 2000, y referencias en este artículo]. Otro rasgo relevante de la anisotropía en el suroeste de los EUA es que las estimaciones de la dirección rápida presentan dependencia azimutal en ciertos sitios, en particular en algunas estaciones localizadas en la parte central y norte de California cerca de la falla San Andrés. Esta dependencia azimutal llevó a varios autores a proponer modelos de estructura anisótropa de dos capas [Ozalaybey y Savage, 1995; Hartog y Schwartz, 2001] como el descrito en la Figura 7. En los modelos así obtenidos, las deformaciones inducidas por la falla San Andrés rigen la anisotropía de la capa más superficial del modelo, produciendo una dirección rápida paralela al eje de la

falla. La capa inferior del modelo corresponde a la astenósfera. La anisotropía en esta segunda capa refleja el patrón anisótropo que se observa a escala regional y que se caracteriza por una dirección de mayor velocidad aproximadamente este-oeste. Esos modelos permitieron lograr un mejor ajuste de las observaciones, aunque ciertos autores cuestionan la pertinencia del control sobre la anisotropía somera que estos modelos atribuyen a la falla San Andrés [Polet y Kanamori, 2002]. Por otra parte, McNamara y Owens [1993] y Peng y Humphreys [1997] llevaron a cabo análisis de funciones de receptor obtenidas para estaciones instaladas en la PCC Norte en el centro-oeste de Nevada. Ambos estudios sugieren la presencia de una capa fuertemente anisótropa, posiblemente en la corteza intermedia, interpretada como debida a minerales anisótropos que desarrollaron una orientación preferencial como respuesta a la extensión NNO-SSE que deformó esta área durante el Cenozoico. Tomando en cuenta las similitudes en términos de morfología de la corteza entre la Provincia de Cuencas y Cordilleras del lado estadounidense y su extensión en el noroeste de México es posible que encontremos un patrón parecido debajo de las estaciones ubicadas en las costas este del GdC.

Del análisis de funciones de receptor obtenidas para el sur de la Sierra Nevada que limita la PCC estadounidense al oeste, Zandt *et al.* [2004] infirieron rasgos estructurales y anisótropos en la litósfera, consistentes con el posible colapso de la raíz ultramáfica de este batolito. Debajo del batolito peninsular en el extremo sur de California, Wang y Forsyth [2006] infirieron en el manto superior varios rasgos similares a los reportados por Zandt *et al.* [2004], lo cual sugiere que en la región del GdC, también pudo haber ocurrido el colapso de la raíz del batolito peninsular y de una parte del arco volcánico.

Gracias a la instalación en abril del 2002 de las estaciones de banda ancha de las redes NARS-Baja y RESBAN, varios análisis basados en ondas telesísmicas y superficiales han permitido constreñir la anisotropía del manto superior debajo del GdC. El análisis de funciones de receptor realizado por Persaud *et al.* [2007] sugiere que la litósfera presenta zonas anisótropas debajo de la PBC. Por otra parte, Markee y Gaherty [2006] reportan diferencias entre las velocidades promedio de las ondas de Rayleigh y de Love en toda la

región, lo que indica que el manto superior es anisótropo. También empleando ondas superficiales, *Zhang et al.* [2007] cartografiaron la dirección de máxima velocidad en el manto superior. En el norte de la PBC, esta dirección depende del periodo, lo que sugiere que la anisotropía presenta variaciones verticales similares a las descritas en el caso de la falla San Andrés en el párrafo anterior y en I.3.2.2. Para periodos cortos que muestrean la zona superficial, la dirección rápida se alinea con el límite de placas. En cambio, para periodos largos se alinea en la dirección E-O, en consistencia con el patrón regional observado en el sur de California usando ondas de corte telesísmicas. Debajo del resto de la PEG, la dirección rápida es aproximadamente normal al límite de placas. Esta orientación es consistente con el estilo de extensión en esta región durante el Mioceno y también con la dirección del movimiento absoluto de la placa de Norteamérica, lo cual sugiere que la anisotropía puede ser respectivamente congelada en la litósfera o producida por cizalla en la cima de la astenósfera.

#### ***1.4. Mapas de distribución de estaciones y descripción de la instrumentación***

En esta sección se hace la descripción de las redes RESNOM, RESBAN y NARS-BAJA, y de las estaciones del transecto de *Lewis et al.* [2001].

##### **1.4.1. RESNOM**

La Red Sísmica del Noroeste de México consta de 13 estaciones de periodo corto (1s), 2 de banda ancha (0.01 a 5Hz) y una de periodo largo (15s) [*Grupo RESNOM, 2002*]. Esta red cubre la actividad sísmica de la región norte de Baja California y la porción occidental del estado de Sonora, México, entre los 30 y 33 grados de latitud norte y los 114 y 117 grados de longitud oeste, aproximadamente. En este estudio usamos solamente las estaciones de banda ancha CBX y SPX instaladas a finales de 2001 (Figura 1). Cada estación funciona con una grabadora digital REFTEK (DAS 72A), sensores tri-axiales Geotech (Modelo KS-2000) y un sistema GPS para el control del tiempo (GMT). Las

grabadoras almacenan las señales en discos SCSI de 4 GB con una resolución de 24 bits, a razón de 100 muestras por segundo. La información digital se transmite al CICESE mediante radio y enlaces de Internet. Toda la información útil sobre esta red está disponible en la página del CICESE:

<http://sismologia.cicese.mx/resnom/index.php>

#### **I.4.2. NARS-Baja**

La Network of Autonomously Recording Seismographs of Baja California [Trampert *et al.*, 2003] funciona desde 2002 y consta de 19 estaciones de banda ancha equipadas con un sensor STS2, un receptor GPS, y una laptop para la adquisición y control de tiempo de los datos (Figura 1). Una descripción de la red y de sus metas está disponible en la página:

<http://www.geo.uu.nl/Research/Seismology/>.

#### **I.4.3. RESBAN**

Las estaciones de la Red Sísmica de Banda Ancha del Golfo de California se instalaron aproximadamente al mismo tiempo que las de la red NARS-Baja (Figura 1). Están equipadas de sensores de tres componentes Guralp CMG-40T y Streckeisen STS-2. Usamos los registros de cuatro estaciones: GUYB, HERB, PPXB y BAHB. Más información está también disponible en la página:

<http://www.geo.uu.nl/Research/Seismology/>

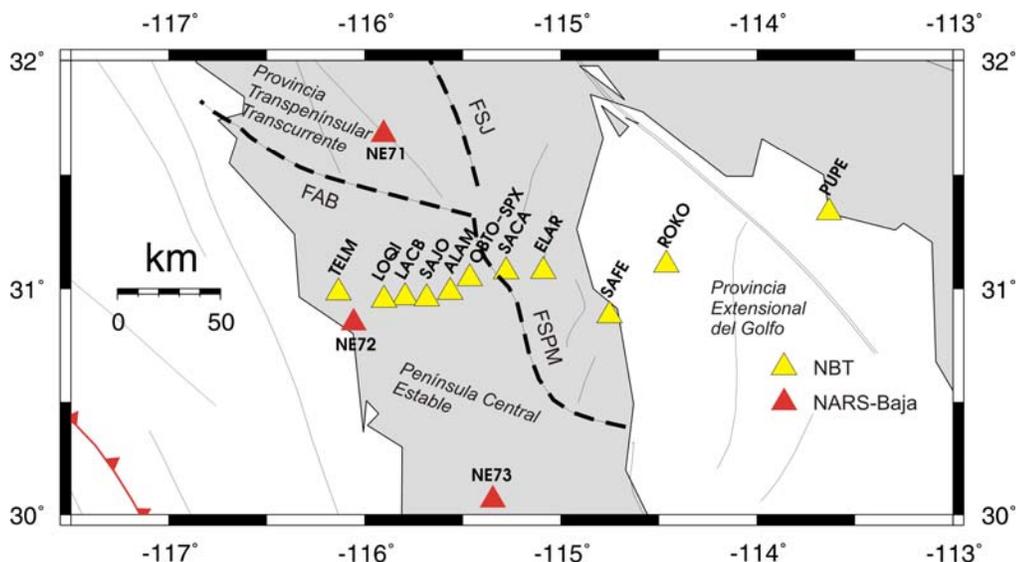


Figura 8: Distribución de las estaciones de la red temporal North Baja Transect. También se muestra las estaciones de la red NARS-Baja más cercanas. La ubicación de la estación OBTO corresponde a la de la estación SPX que pertenece a la red RESNOM.

#### I.4.4. Datos del North Baja Transect

El transecto NBT (North Baja Transect, Figura 8) que utilizaron *Lewis et al.* [2001] para determinar la profundidad del Moho debajo de la Península, es el resultado de un esfuerzo común entre el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México, San Diego State University, Southern California Earthquake Center, University of California, San Diego y la University of Nevada at Reno, Estados Unidos. El arreglo sísmico orientado aproximadamente en la dirección E-O fue instalado a través de la península a la altura del paralelo 31°. Este arreglo registró eventos sísmicos entre octubre de 1997 y junio de 1998. De las 11 estaciones de banda ancha instaladas, nueve tenían ancho de banda de 0.03 a 16Hz y registraron la señal en tres componentes con sismómetros Guralp CMG40T.

Las otras dos estaciones estaban equipadas con sismómetros Guralp CMG3ESP con banda 0.01-16Hz (estación SAFE) y 0.03-16HZ (estación PUPE). Cada estación contaba

con una grabadora de 24-bits, con muestreo de 40 muestras por segundo. La Figura 7 muestra la localización del transecto.

### ***1.5. Objetivos de la tesis***

El primer objetivo de esta tesis es buscar y caracterizar la anisotropía sísmica de la corteza y del manto superior en las tres provincias estructurales que componen la parte norte de la región del GdC. Para lograrlo, implementaremos los métodos que han sido desarrollados hasta la fecha y los aplicaremos a los registros de las redes permanentes NARS-Baja, RESBAN y también a dos estaciones de banda ancha de RESNOM, lo cual nos proporcionará una buena cobertura de todo el Estado de Baja California y de gran parte de Sonora. Aprovecharemos también la base de datos obtenida gracias al experimento North Baja Transect. Este arreglo sísmico tiene la ventaja de cruzar el límite entre la PCE y la PEG lo cual permitirá estudiar la posible extensión de este límite a profundidades del manto. El segundo objetivo principal de esta tesis es usar esta caracterización de la anisotropía sísmica para inferir el patrón de deformación de las rocas del manto y de la corteza y buscar una correlación entre el citado patrón y los procesos tectónicos que han gobernado la evolución del límite de placas en la región de GdC durante el Cenozoico. De esta manera esperamos proporcionar nuevos elementos que permitan dar respuesta a las problemáticas relacionadas con los modelos de apertura del Golfo.

## **II. Anisotropía sísmica en el manto superior en el norte de Baja California y en Sonora**

### ***II.1. Método***

En este capítulo, se presenta el procedimiento que se usa para caracterizar la anisotropía en el manto superior. Primero, se describe el tipo de ondas empleadas, cuyas características tienen importancia para establecer las hipótesis de trabajo, la modelación del fenómeno físico, y la interpretación final de los resultados. Se describe después las ecuaciones matemáticas del método para estimar los parámetros característicos del medio anisótropo. Se ilustra el funcionamiento del método con dos ejemplos de señales reales. Finalmente, se describe el procedimiento para calcular estimaciones promedio de los parámetros de anisotropía en cada estación y las condiciones bajo las cuales se puede usar tales valores promedio.

#### **II.1.1. Tipo de ondas empleadas**

Se puede proceder de varias maneras para caracterizar el medio anisótropo. Lo más sencillo es comparar los tiempos de viajes entre una sola fuente y varias estaciones ubicadas a distancias similares de la fuente. Si el medio es homogéneo y anisótropo, se observa una relación consistente entre la dirección fuente-estación y la velocidad de propagación. Para este tipo de análisis se usa generalmente ondas  $P_n$  que viajan casi horizontalmente debajo de la discontinuidad del Moho [Hess, 1964].

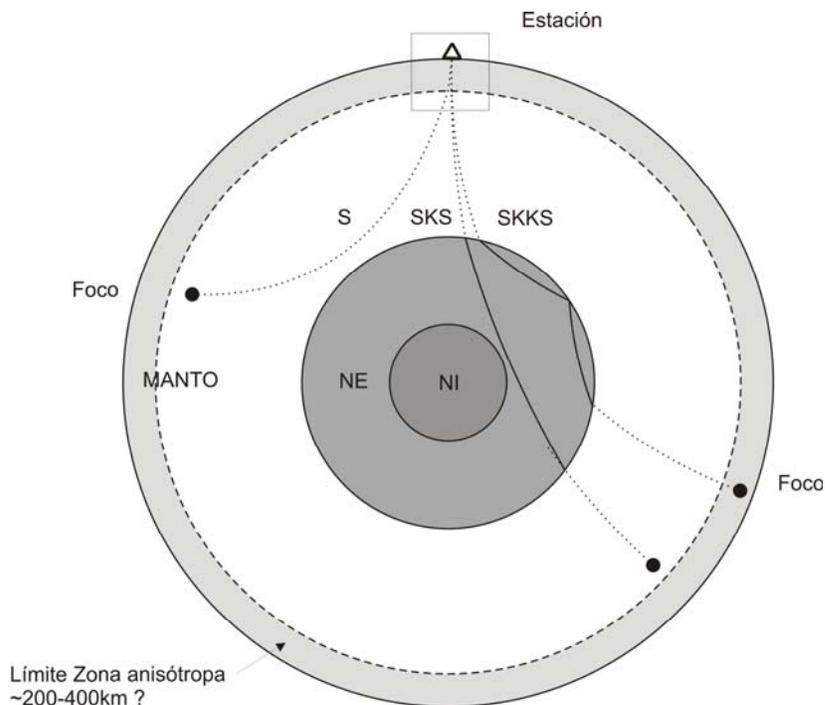


Figura 9: Ondas telesísmicas S, SKS y SKKS.

Un método alternativo consiste en emplear ondas de corte telesísmicas (Figura 9) como S, SKS, SKKS (de aquí en adelante se usa “SmKS” para referirse a las ondas SKS y SKKS). Estas fases viajan casi verticalmente en los últimos 400km antes de llegar a la superficie y producen movimiento de partículas en un plano casi horizontal. Cabe mencionar que en un medio isótropo, este movimiento de partícula es lineal. Como las ondas Pn, las ondas S/SmKS telesísmicas permiten observar el efecto de posibles variaciones de la velocidad de propagación en un plano horizontal en función del azimut. Sin embargo, las ondas Pn integran el efecto de la anisotropía sobre toda la trayectoria fuente-estación que puede ser significativa. En contraste, la zona muestreada lateralmente por las ondas telesísmicas es inferior a 50km que corresponde al radio de la primera zona de Fresnel (Figura 10) a 200km de profundidad.

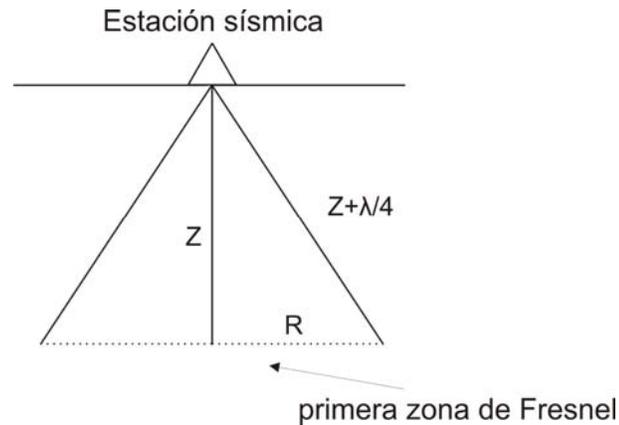


Figura 10: Descripción de la primera zona de Fresnel.

Recordemos que la zona de Fresnel es aquella área que contribuye de manera constructiva a la señal, es decir que presenta un desfase menor que  $T/4$  con respecto al rayo sísmico, donde  $T$  es el periodo de la onda incidente. El radio  $R$  de esta área, es función de la frecuencia  $f$  de la fase (típicamente 0.15Hz para SKS), de la velocidad  $c$  en el medio y de la profundidad  $z$ :

$$R = \sqrt{\left(z + \frac{\lambda}{4}\right)^2 - z^2}, \quad (1)$$

donde  $\lambda = c/f$  es la longitud de onda. Para profundidades muy superiores a la longitud de onda, la expresión (1) se reduce a:

$$R = \sqrt{\frac{z \times c}{2 \times f}} \quad (2)$$

Otra ventaja de emplear ondas telesísmicas S/SmKS es que sólo se necesita un evento para caracterizar el medio anisótropo usando el fenómeno de partición de ondas de corte descrito más adelante (II.1.2). En contraste, una buena caracterización mediante ondas  $P_n$  requiere de una alta densidad de estaciones y/o fuentes.

Estudios anteriores [ver *Savage*, 1999 y referencias en este artículo] mostraron que la mayor parte de la anisotropía se concentra en la litósfera y en el techo de la astenósfera y alcanza una profundidad máxima en el rango 200-400km. Por lo tanto en general se selecciona eventos con foco profundo ( $z > 250$  km) con el fin de registrar predominantemente el efecto de la capa anisótropa que se encuentra debajo de la estación sísmica (Figura 9). También se seleccionan algunos eventos con fuente más somera (150km), pero en esos casos los resultados son considerados pertinentes únicamente si son consistentes con otros resultados obtenidos a partir de eventos profundos. En el caso particular de las ondas SmKS no existe restricción sobre la profundidad del registro usado. El efecto de la anisotropía sobre las ondas de corte consiste en alterar su polarización, volviéndola elíptica (II.1.2.3). Al llegar a la interfase manto-núcleo externo, la onda S incidente sólo puede excitar una onda P (simbolizada por la letra K) en el núcleo externo líquido. Esta onda P queda contenida en el plano radial. El plano radial es el que contiene el hipocentro, el centro de la tierra y el receptor. El plano transversal es perpendicular al vector de propagación. Al llegar a la interfase núcleo externo - manto la onda P excita una onda P (SKP) y una onda S (SKS). Ambas ondas están contenidas en el plano radial y tienen una polarización lineal. Por lo tanto, el posible efecto de la anisotropía del manto ubicado debajo de la fuente se borra al viajar por el núcleo externo.

## **II.1.2. Hipótesis de trabajo**

### **II.1.2.1. Ubicación y características del medio anisótropo**

Suponemos que el medio por el que viajan las ondas S/SmKS se compone de una sola capa anisótropa. Su límite superior es la superficie de la tierra y su límite inferior está en el manto superior. El efecto de las demás capas del interior de la tierra (manto inferior y núcleo) se considera despreciable comparado con el efecto del manto superior [*Silver*, 1996; *Savage*, 1999, y referencias en estos artículos]. Por otra parte, suponemos que la fábrica que produce anisotropía en el manto es predominantemente horizontal. Los cambios en la estructura del manto suelen tener dimensiones mayores a la zona muestreada

lateralmente por las ondas telesísmicas (50km, II.1.1). Por lo tanto, se hace la suposición que en la zona muestreada debajo de cada estación individual el patrón anisótropo del manto superior es homogéneo. Finalmente, aunque hay evidencias de que la corteza suele ser anisótropa, su posible efecto sobre ondas telesísmicas parece ser mucho menor que el del manto superior (ver discusión I.4.1.) por lo que en lo que sigue supondremos que la anisotropía que se registra es predominantemente la del manto superior.

### **II.1.2.2. Relación entre el patrón anisótropo y la geodinámica del manto superior**

Numerosos estudios sobre anisotropía sísmica [ver *Savage*, 1999 y referencias en ese artículo] han llevado a la conclusión de que la principal fuente de anisotropía en el manto superior, capaz de producir los efectos observados, es el alineamiento preferencial de los minerales intrínsecamente anisótropos. El olivino es el mineral más común en el manto superior y se caracteriza por un eje rápido  $a$  y dos ejes lentos  $b$  y  $c$  (Figura 11). En un medio libre de esfuerzos, los minerales crecen teóricamente con orientación aleatoria, por lo tanto, la roca se comporta de manera isotrópica. Se piensa que, cuando el medio es sometido a un régimen de esfuerzos, los cristales se reorientan en respuesta a las deformaciones. Se ha documentado la relación entre la orientación preferencial de los minerales, el tipo de deformación (cizalla pura, cizalla simple, compresión axial, etc.) y la intensidad de la misma. También se ha estudiado varias muestras del manto como ofiolitas y xenolitos que ilustran esta relación [*Mainprice y Silver*, 1993]. El eje  $a$  de los cristales de olivino que contienen estas rocas está en el plano de foliación, alineado con la dirección de lineación. Este comportamiento está confirmado por estudios teóricos y experimentales [*Savage*, 1999 y referencias en este artículo]. Cuando las rocas son sujetas a fuerte deformación por cizalla simple, los minerales que componen estas rocas tienden a reorientarse con la dirección principal de deslizamiento en el plano de foliación, alineada con la dirección de foliación y paralela o con ángulo inferior a  $30^\circ$ , a la dirección de cizalla [*Ribe*, 1989, *Ribe*, 1992; *Zhang y Karato*, 1995]. En el caso del olivino, el eje principal de deslizamiento corresponde al eje  $a$ , que también es su eje rápido.

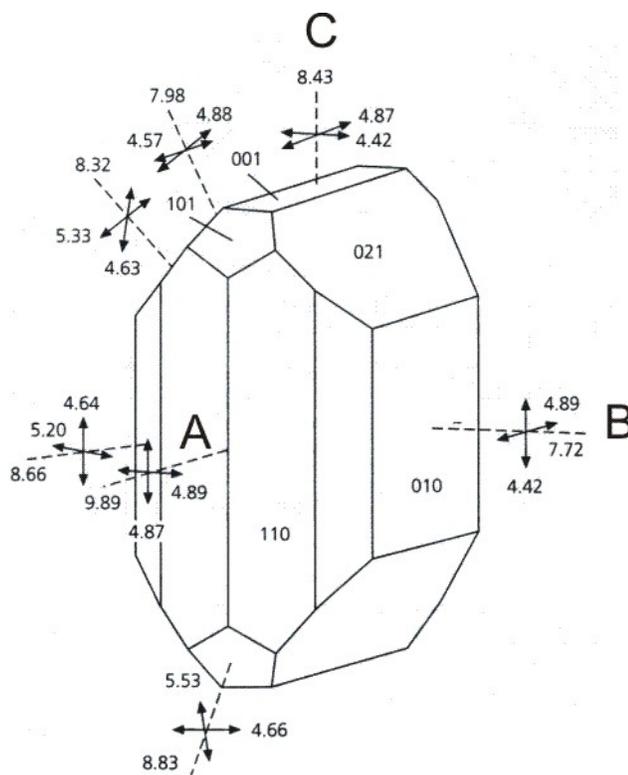


Figura 11: Cristal de olivino con sus diferentes velocidades de propagación.

Así que esperamos que los flujos en el manto asociados a fenómenos de extensión o cizalla en la vecindad de una falla de rumbo produzcan una dirección de velocidad máxima paralela a la dirección de extensión y al rumbo de la falla respectivamente. La orientación de los ejes  $b$  y  $c$  es más variable. En cambio, bajo régimen compresivo, es el eje  $b$  del olivino el que tiende a adquirir una orientación preferencial paralela a la dirección de máxima contracción.

### II.1.2.3. Modelación matemática del medio anisótropo

Desde el punto de vista matemático, un medio elástico anisótropo está caracterizado por su tensor elástico, que relaciona los esfuerzos con las deformaciones a través de la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (3)$$

donde  $\sigma_{ij}$  es el tensor de esfuerzos,  $\varepsilon_{kl}$  es el tensor de deformaciones y  $c_{ijkl}$  es el tensor de cuarto orden de elasticidad. Relaciones de simetría permiten reducir los 81 coeficientes que componen un tensor general de cuarto orden a solo 21 para un medio anisótropo general, o simetría *monoclínica*. Con el objeto de simplificar la modelación de la estructura anisótropa, se considera generalmente una simetría *hexagonal* con solo 5 constantes elásticas independientes A, C, F, L y N [Love, 1927]:

$$T_{elástico} = \begin{bmatrix} A & A-2N & F & 0 & 0 & 0 \\ A-2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{bmatrix}$$

Las propiedades elásticas del sistema de simetría hexagonal son las de un sistema de simetría cilíndrica alrededor de un eje. Se refiere también a este tipo de simetría como *anisotropía transversal* o *isotropía transversal*. Suponemos que la orientación preferencial del eje rápido  $a$  del olivino está en el plano horizontal y produce una simetría hexagonal con eje (rápido) de simetría horizontal asociado con un eje de menor velocidad perpendicular al eje  $a$ , localizado también en el plano horizontal. Esta hipótesis parece ser una buena aproximación en varios casos, por ejemplo, cuando los flujos de material en el manto superior están asociados y/o constreñidos por el mismo movimiento de las placas que se mueven horizontalmente (como en los casos de extensión intraplaca, el movimiento de las placas tectónicas encima de la astenósfera, movimientos transcurrentes interplacas, centros de dispersión oceánicos, y flujos laterales en las zonas de subducción). Esta aproximación facilita la modelación del efecto de la anisotropía, porque, como mencionamos, las fases S y SmKS que empleamos producen movimiento también en un

plano casi horizontal. Se puede entonces modelar sencillamente el efecto de las variaciones azimutales de la velocidad del medio en el que viaja la onda incidente.

El efecto principal de la anisotropía sobre las fases telesísmicas S y SmKS es la *partición de onda de corte* o *birrefringencia sísmica* (Figura 12). Las ondas SmKS, y bajo ciertas condiciones (ver sección II.1.1), las fases S llegan al límite inferior de la capa anisótropa con polarización lineal (Figura 12 a)). Llamamos *polarización isótropa* a la polarización que tiene la onda de corte antes de penetrar en el medio anisótropo. Si esta polarización es paralela a uno de los ejes de mayor velocidad  $e_1$  o de menor velocidad  $e_2$ , la fase no es afectada en su forma, pero llega a la estación adelantada o retrasada, respectivamente. En cambio, si su polarización inicial es oblicua a estos dos ejes, la onda se parte en dos “casi ondas” de corte  $qS1$  y  $qS2$  (Figura 12 b)). Se usa el término “casi ondas” porque en un medio anisótropo las polarizaciones de las ondas de corte no son estrictamente perpendiculares a la dirección de transporte de la energía. La diferencia de velocidad del medio anisótropo hace que estas dos fases se separen mientras viajan a través de este medio. El retraso que se acumula varía típicamente entre 0.3 y 3s [Savage, 1999], menos que el período típico de esas fases (entre 5 y 12s). En la estación ubicada arriba del medio se observa la llegada de dos fases. Estas fases tienen polarizaciones lineales y perpendiculares entre ellas y presentan un leve retraso entre ellas (Figura 12 c)). Al graficar las componentes N-S y E-O en un diagrama de movimiento de partículas, se ve una polarización elíptica que es típica del efecto de la anisotropía. Cabe mencionar que existe cierta ambigüedad, debido a que una interfase inclinada en un medio anisótropo también produce polarización elíptica [Langston, 1977; Silver y Chan, 1991]. En lo que sigue, supondremos que la estructura del manto superior es aproximadamente horizontal y que, por lo tanto, si observamos tal polarización solo puede ser efecto de la anisotropía. Se muestra un ejemplo de una onda SmKS afectada por el fenómeno de birrefringencia sísmica en el capítulo II.1.4.

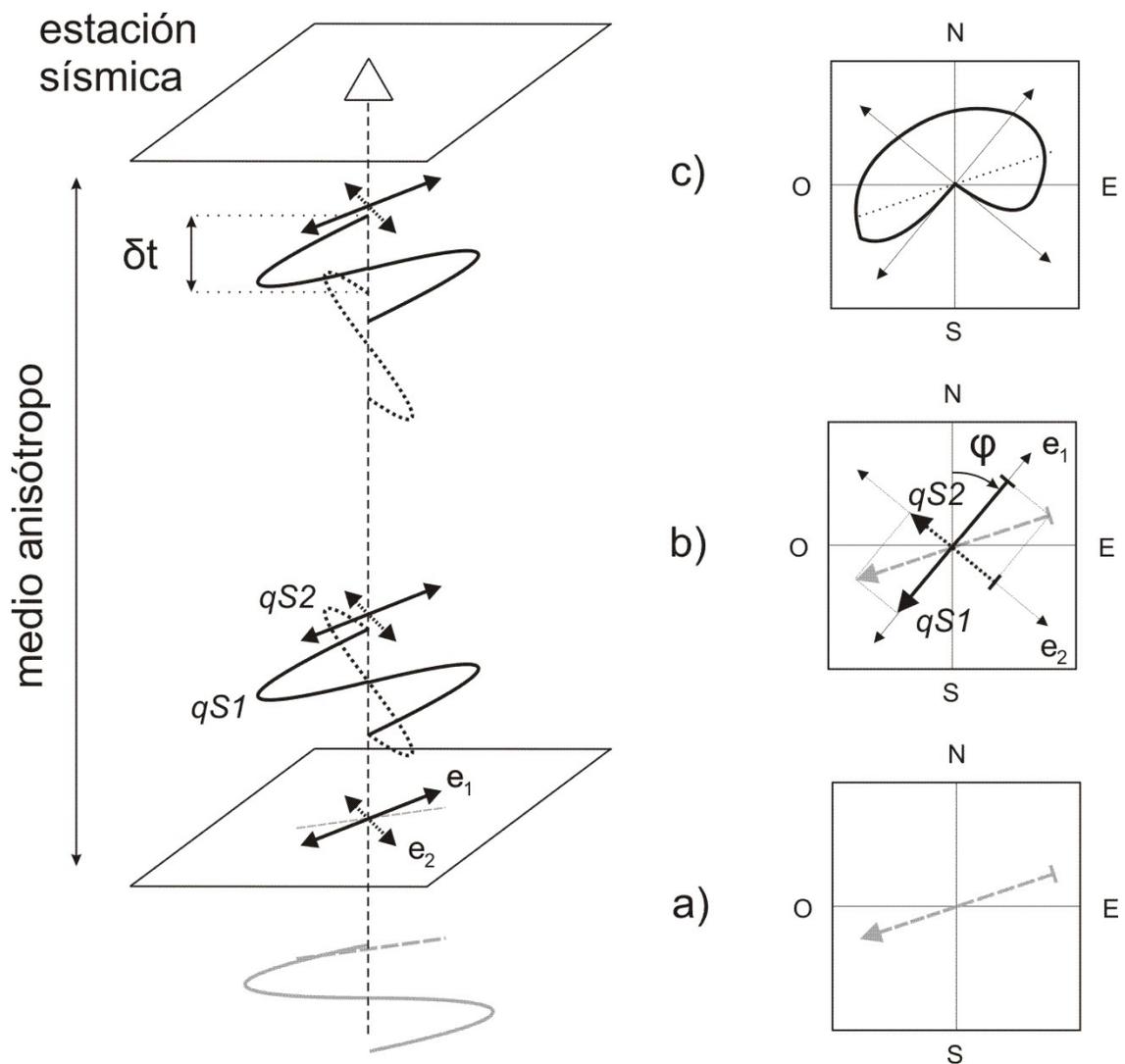


Figura 12: Partición de onda de corte telesísmica.

Los parámetros de anisotropía, es decir la polarización del primer arribo (que corresponde al azimut  $\phi$  del eje rápido) y el tiempo de retraso  $\delta t$  entre las fases  $qS1$  y  $qS2$  no pueden ser estimados directamente del diagrama de polarización. Por tanto, un método matemático es necesario. A continuación se presenta el método de *Silver y Chan* [1991], que se empleó para nuestro análisis. También, escribimos otro algoritmo (Anexo A) basado en el método de *Vinnik et al.* [1989]. Inicialmente se usó los dos métodos conjuntamente,

para comparar resultados. Nuestro estudio muestra que para mediciones independientes, el método de *Vinnik et al.* [1989] produce valores más dispersos que el método de *Silver y Chan* [1991]. Existen otros métodos [*Long y van der Hilst*, 2005], pero sus principios son muy parecidos a los de los dos métodos que ya mencioné.

### II.1.3. Método de *Silver y Chan* [1991]

En lo que sigue, consideramos un medio anisótropo homogéneo contenido en una capa con interfaces horizontales y como fuente de anisotropía el alineamiento del eje  $a$  del olivino en el plano horizontal que produce una simetría hexagonal (isotropía transversal, ver II.1.2.3) con eje rápido horizontal. Bajo estas condiciones, esperamos que la forma de onda de la señal observada resulte del fenómeno de partición de onda, tal como se describe en la Figura 12. El principio del método es encontrar los valores de  $\phi$ , el azimut de la polarización del primer arribo (y el azimut del eje rápido del medio), y del retraso  $\delta t$  entre las dos ondas partidas  $qS1$  y  $qS2$ , que permiten invertir el efecto de la anisotropía. Para determinar los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  correctos, se hace un barrido en el rango esperado de los mismos, variando  $\phi$  entre  $1^\circ$  y  $180^\circ$  con incremento de  $1^\circ$ , y  $\delta t$  entre  $0s$  y  $3s$ , con incremento de  $0.05s$ . Para cada valor considerado, se elimina el retraso  $\delta t$  entre las componentes rápida (proyección de la señal real sobre el eje  $\phi$ ) y lenta (proyección de la señal real sobre el eje  $\phi + 90^\circ$ ). La linealidad entre esas dos componentes se estima mediante la matriz de covarianza. Su segundo valor propio  $\lambda_2(\phi, \delta t)$  tiende a cero cuando la linealidad es máxima. De todos los valores  $\phi$  y  $\delta t$ , escogemos entonces los que minimizan este segundo valor propio. Una señal real con polarización elíptica será satisfactoriamente corregida si se logra recuperar su polarización lineal. A continuación derivamos las ecuaciones del método presentadas en el artículo de *Silver y Chan* [1991].

En un medio isótropo, el desplazamiento del terreno generado por una onda S que llega a un tiempo  $T_0$  a la superficie después de un trayecto de longitud  $L$  puede expresarse como

$$\vec{u}(\omega) = \vec{A} w(\omega) \exp(-i\omega T_0) , \quad (4)$$

donde  $\vec{A}$  es un vector complejo que representa la amplitud del movimiento.  $w(\omega)$  es la transformada de Fourier del término que toma en cuenta la función temporal de la fuente, el operador de atenuación relacionado con la trayectoria del rayo y la respuesta instrumental. Podemos representar  $\vec{A}$  en forma vectorial por  $\vec{A} = A \hat{p}$  donde  $\hat{p}$  es un vector unitario dirigido en el sentido del movimiento, en el plano perpendicular a la dirección de propagación  $\hat{b}$ . Escribiendo  $w'(\omega) = A w(\omega)$ , (4) se puede escribir:

$$\vec{u}(\omega) = w'(\omega) \exp(-i\omega T_0) \hat{p} . \quad (5)$$

En el método de *Silver y Chan* [1991] se desprecia los cambios de fase de la componente radial que resultan de la interacción con la superficie libre. Esta aproximación es aceptable para incidencia casi vertical, como es el caso de las ondas telesísmicas S y SmKS. Ahora, introducimos el fenómeno de partición de onda o birrefringencia. En lugar de una onda polarizada en la dirección  $\hat{p}$  tenemos dos ondas polarizadas una en un eje rápido  $\hat{f}$  y otra en uno lento  $\hat{s}$ , y desfasadas en tiempo por  $+\frac{\delta t}{2}$  y  $-\frac{\delta t}{2}$  respectivamente. Las polarizaciones  $\hat{f}$  y  $\hat{s}$  son los dos vectores propios de la matriz de polarización V definida por:

$$\rho V_{il} \equiv C_{ijkl} \hat{b}_j \hat{b}_k \quad (6)$$

[*Backus*, 1965]. Los valores propios  $\beta_1^2$  y  $\beta_2^2$  que corresponden a estos vectores son las velocidades al cuadrado de las casi ondas de corte (*qS1* y *qS2* en la Figura 12). Suponiendo que la anisotropía es leve, es conveniente expresar el tiempo de retraso entre las casi ondas como función de una perturbación en la velocidad  $\delta\hat{\beta} = \beta_0^{-1}(\delta\beta_1 - \delta\beta_2)$ :

$$\delta t = \beta_0^{-1} L \delta\hat{\beta} , \quad (7)$$

donde  $\delta\beta_i = \beta_i - \beta_0$  ( $i=1,2$ ) y  $\beta_0$  es la velocidad isótropa de las ondas de corte.  $L$  es la longitud del trayecto a través del medio anisótropo.  $\beta_0$  cumple con la relación  $\delta\beta_1 + \delta\beta_2 = 0$ . Así que, para modelar una onda que pasó por un medio anisótropo y que sufrió el fenómeno de birrefringencia, se puede utilizar el operador de birrefringencia:

$$\Gamma \equiv \exp\left[i\omega \frac{\delta t}{2}\right] \widehat{ff} + \exp\left[-i\omega \frac{\delta t}{2}\right] \widehat{ss} . \quad (8)$$

La expresión de la onda resultante es:

$$\vec{u}_{birr}(\omega) = \vec{u}(\omega) \cdot \Gamma(\phi, \delta t) = w'(\omega) \exp[-i\omega T_0] \Gamma(\phi, \delta t) \cdot \widehat{p} , \quad (9)$$

donde  $\phi$  es el ángulo entre  $\widehat{f}$  y  $\widehat{p}$ . Definiendo el tensor:

$$\delta T = \frac{\delta t}{2} (\widehat{ff} - \widehat{ss}) , \quad (10)$$

el operador de birrefringencia se puede escribir de manera más compacta:

$$\Gamma = \exp[i\omega \delta T(\phi, \delta t)] . \quad (11)$$

Ahora, cómo hacer para encontrar los parámetros de birrefringencia  $\phi$  y  $\delta t$  a partir de  $\vec{u}_{birr}$ . La idea básica es encontrar valores de  $\phi$  y  $\delta t$  que corrijan el efecto de la anisotropía, es decir que el  $\vec{u}_{birr}$  corregido tenga una sola componente y polarización lineal. Esto se logra encontrando el operador inverso  $\Gamma^{-1}$ ; el operador  $\Gamma$  es unitario ( $|\Gamma| = 1$ ), como se ve en (11), y su inverso  $\Gamma^{-1}$  es el conjugado  $\Gamma^*$ . Suponiendo que se conoce el plano de polarización de la onda, se puede inferir  $\Gamma^{-1}$  calculando la covarianza en dos dimensiones en espacio y en tiempo del movimiento de las partículas. La matriz de covarianza entre las componentes ortogonales del movimiento del suelo, cuyas polarizaciones forman ángulos de  $\phi$  y  $\phi + \frac{\pi}{2}$ , se define como:

$$c_{i,j}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt \quad i, j = 1, 2 . \quad (12)$$

En ausencia de anisotropía, la matriz de covarianza tiene un único valor propio diferente de 0. Este valor es  $\lambda_1 = E_u = \int_{-\infty}^{+\infty} w(t)^2 dt$ . El vector propio asociado es  $\widehat{p}$  de la ecuación (5). En cambio, si hay anisotropía, c tiene dos valores propios  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ , a menos que el tiempo de retraso entre las casi ondas sea igual a cero, o que la polarización inicial de la onda corresponda con la dirección de los ejes rápido o lento. En tal caso, no hay separación de la

onda. El operador inverso  $\Gamma^{-1}$  que buscamos es tal que el sismograma corregido  $\tilde{u}_{birr}(\omega) = \Gamma^{-1}\vec{u}_{birr}(\omega)$  tenga matriz de covarianza  $\tilde{c}(\phi, \delta t)$  singular.

La matriz de covarianza  $\tilde{c}(\phi, \delta t)$  de la señal rotada y desfasada  $\tilde{u}_{birr}(\omega)$  se puede expresar en término de la matriz de covarianza  $c(\delta t)$  como

$$\tilde{c}_{11}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{u}_1^2\left(t + \frac{\delta t}{2}\right) dt = \tilde{c}_{11}(\phi, 0), \quad (13)$$

$$\tilde{c}_{11}(\phi, \delta t) = R_{1i}(\phi)c_{ij}(0)R_{1j}(\phi),$$

$$\tilde{c}_{22}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{u}_2^2\left(t - \frac{\delta t}{2}\right) dt = \tilde{c}_{22}(\phi, 0), \quad (14)$$

$$\tilde{c}_{22}(\phi, \delta t) = R_{2i}(\phi)c_{ij}(0)R_{2j}(\phi),$$

$$\tilde{c}_{12}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{u}_1\left(t + \frac{\delta t}{2}\right)\tilde{u}_2\left(t - \frac{\delta t}{2}\right) dt, \quad (15)$$

$$\tilde{c}_{12}(\phi, \delta t) = R_{1i}(\phi)c_{ij}(\delta t)R_{2j}(\phi),$$

$$\tilde{c}_{21}(\phi, \delta t) = \tilde{c}_{12}(\phi, \delta t),$$

donde  $R$  es el tensor de rotación que define el cambio de coordenadas de un sistema de referencia Norte-Sur, Este-Oeste hacia el definido por los ejes rápido y lento. *Silver y Chan* [1991] utilizan este formalismo para probar la pertinencia de los parámetros de birrefringencia. En presencia de ruido, la matriz  $\tilde{c}(\phi, \delta t)$  no puede ser singular, y por tanto se busca que sea lo más parecida a una matriz singular. Para lograrlo, el método de *Silver y Chan* [1991] busca  $\lambda_2^{\min}$ . La ventaja es que  $\lambda_2^{\min}$  proporciona además una medición de la varianza del ruido (ver II.1.5.).

En el caso particular de las ondas SmKS, se conoce la polarización inicial  $\hat{p}$  que es el azimut de regreso (propiedad de las ondas SmKS). *Silver y Chan* [1991] minimizan en este caso la energía remanente  $E_t = \int_{-\infty}^{+\infty} \tilde{u}_{birr,t}^2(t)dt$  de la componente transversal después de corregir el efecto de la anisotropía, en lugar de  $\lambda_2$ .

Los resultados son considerados buenos cuando la polarización de las ondas SmKS o S corregidas por la anisotropía es lineal y, además, en el caso de las ondas SmKS, cuando ya no hay energía sobre la componente transversal. Revisamos también que la señal corregida proyectada sobre los ejes rápido y lento tenga forma parecida.

#### II.1.4. Ejemplo

En la Figura 13 se muestra las trazas asociadas al arribo de la onda SKS producida por el sismo del 05/02/2005 a las 12:23:19 ubicado en el mar de Celebes ( $z=525\text{km}$ ,  $\Delta=111.9^\circ$ , azimut de regreso  $291.7^\circ$ ) y registrado en la estación CBX. En el diagrama de polarización (Figura 12c) tiene una polarización no lineal que ilustra el efecto, descrito anteriormente, de la anisotropía sobre las ondas de corte telesísmicas. El arribo de SKS tiene energía sobre la componente transversal T (Figura 12e). Como ya vimos (II.1.1), las ondas SmKS tienen polarización en el plano radial al salir del núcleo externo. La energía observada en la componente transversal se interpreta, por lo tanto, como efecto de la anisotropía. La onda incidente no tiene energía sobre la componente transversal pero, al ser partida en el medio anisótropo, produce las fases  $qS1$  y  $qS2$  que tienen energía en T. Lo que se observa aquí en T es la proyección de  $qS1$  y  $qS2$ . Podemos estimar los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  usando el método que describimos anteriormente para el caso general de las ondas S, es decir maximizando la linealidad entre las fases corregidas. El mínimo del segundo valor propio  $\lambda_2(\phi, \delta t)$  indica las mejores estimaciones, que son  $\phi = 78^\circ$  y  $\delta t = 1.6\text{s}$  (Figura 14). En el caso particular de las ondas SmKS podemos también buscar los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  que mejor permitan eliminar la energía de la componente transversal. En teoría los dos métodos deben dar estimaciones iguales, por lo que empleamos ambos métodos. La consistencia entre los resultados así obtenidos nos garantiza la validez de las estimaciones. La señal corregida con estos valores presenta polarización lineal (Figura 13d) y la energía sobre la componente transversal es mínima (Figura 13e). Por tanto las direcciones rápida y lenta del medio anisótropo fueron correctamente identificadas y el retraso entre las ondas partidas  $qS1$  y  $qS2$  fue satisfactoriamente corregido.

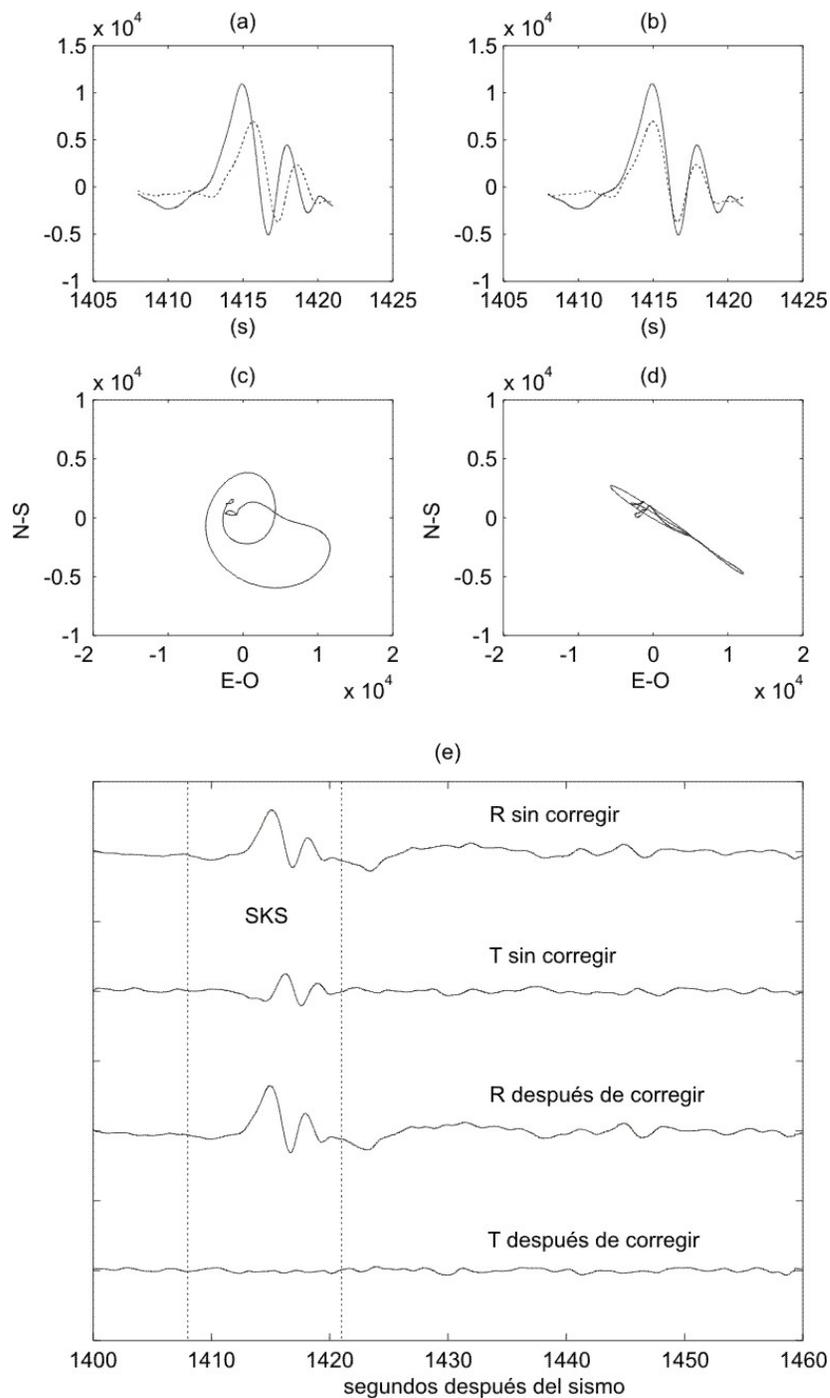


Figura 13: Onda SKS asociada al sismo del 05/02/2005 a las 12:23:19 registrado en la estación CBX (RESNOM). Se muestra su proyección sobre las direcciones rápida (línea continua) y lentas (línea punteada) antes (a) y después (b) de corregir por el tiempo de retraso. Como comprobación del buen funcionamiento del método, mostramos la polarización de la onda estudiada original (c) y corregida (d), así como sus proyecciones hacia las direcciones radial y transversal antes y después de la corrección por anisotropía (e).

### II.1.5. Estimación del error en los parámetros de anisotropía

*Silver y Chan* [1991] proponen una manera de cuantificar la calidad de las estimaciones obtenidas con base en la hipótesis de que el valor mínimo de  $\lambda_2$  tiene una densidad de probabilidad  $\chi^2_\nu$ , donde  $\nu$  depende del instrumento y del nivel de ruido. La región de 95% de confianza está limitada por los valores de  $\phi$  y de  $\delta t$  que corresponden a valores de  $\lambda_2$  que cumplen con la relación siguiente:

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

Donde  $k = 2$  es el número de parámetros,  $f$  es el inverso de la distribución de probabilidad  $F$ , y  $\alpha = 0.05$  para definir la región de 95% de confianza.

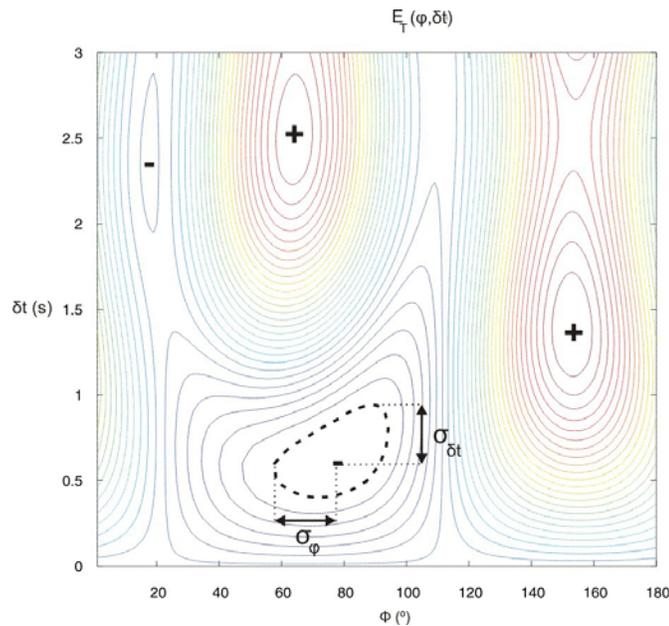


Figura 14: Valores de  $E_T(\phi, \delta t)$  en función de  $\phi$  y  $\delta t$  para la onda SKS registrada por RESNOM y graficas con líneas de contorno. Los mínimos y máximos locales están indicados con signos “-“ y “+” respectivamente. El mínimo absoluto es el que pertenece a la zona limitada por la línea gruesa discontinua que representa la región de 95% de confianza. Se indican también los errores sobre los parámetros de birrefringencia (ver II.1.5).

$\nu$  es el número de grados de libertad, el cual es generalmente inferior al número de muestras de la señal, y se define como:

$$\nu = 2 \frac{\langle E \rangle^2}{Var[E]} \quad (17)$$

Alternativamente se puede estimar  $\nu$  con la relación:

$$\tilde{\nu} = 2 \left( \frac{2E^2}{E_4} - 1 \right), \quad (18)$$

donde  $E$  y  $E_4$  son el segundo y el cuarto momento de una muestra de ruido  $\eta(t)$  registrada antes del arribo de la onda sísmica a la estación.

$$E = \frac{T}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \eta^2(t) dt \quad (19)$$

Se puede calcular los momentos directamente a partir de la señal digitalizada:

$$E \cong \sum_{n=1}^{N-1} |\eta_n|^2 + \frac{1}{2} (|\eta_0|^2 + |\eta_N|^2), \quad (20)$$

$$E_4 \cong \sum_{n=1}^{N-1} |\eta_n|^4 + \frac{1}{3} (|\eta_0|^4 + |\eta_N|^4). \quad (21)$$

Los errores  $\sigma_\phi$  y  $\sigma_{\delta\alpha}$  corresponden a la distancia máxima entre el mínimo de  $\lambda_2$  y los límites de la región de confianza (Figura 14).

Similarmente, una estimación de  $\sigma_\phi$  y  $\sigma_{\delta\alpha}$  se puede calcular usando como criterio la energía remanente sobre la componente transversal después de corregir el efecto de la anisotropía en lugar de usar  $\lambda_2$ .

### II.1.6. Estimación promedio de los parámetros anisótropos por estación

El método de *Silver y Chan* [1991] es sensible al ruido y las suposiciones sobre el medio anisótropo no son rigurosamente exactas (II.1.2.1). Se espera por lo tanto ligeras variaciones en las estimaciones obtenidas en estaciones individuales y es necesario calcular

valores promedio. *Vinnik et al.* [1992] proponen un método original para promediar las estimaciones de los parámetros de anisotropía. En lugar de tomar el valor promedio de  $\phi$  y  $\delta t$  en cada estación, superponen las matrices con los valores de  $\lambda_2(\phi, \delta t)$  (o  $E_T(\phi, \delta t)$ ) y escogen los valores  $\phi$  y  $\delta t$  que corresponden al mínimo de la matriz resultante. Cabe mencionar que al promediar las mediciones individuales por estación no se toman en cuenta posibles complejidades del medio anisótropo (por ejemplo anisotropía con direcciones particulares fuera del plano horizontal o con características que varían con la profundidad) que quedan fuera del ámbito de este estudio como descrito en II.1.2.1.

## **II.2. Descripción y selección de los datos**

### **II.2.1. Ondas S**

Se seleccionaron eventos telesísmicos (distancia epicentral  $\Delta > 30^\circ$ ) para que las ondas incidan casi verticalmente en la base de la astenósfera, y con fuente más profunda que 250km para registrar principalmente el efecto de la anisotropía del lado de la estación (Figura 15 y Anexo B, Tabla XVII). Adicionalmente, se usaron tres eventos con profundidad entre 150km y 250km para analizar la anisotropía aunque en este caso se da menos crédito a los resultados. Escogemos eventos con magnitud superior a 5.5. Para distancias epicentrales superiores a  $\sim 60^\circ$ , las ondas S ya no tienen generalmente amplitud suficientemente grande y no son útiles para nuestro análisis. Los eventos seleccionados ocurrieron principalmente en tres zonas que son las trincheras de los Andes, la de Fiji y las del noroeste del cinturón de fuego del Pacífico.

### **II.2.2. Ondas SmKS**

Estas ondas se observan a distancias epicentrales entre  $75^\circ$  y  $\sim 140^\circ$ . No se necesita imponer restricciones sobre la profundidad de la fuente para aislar el efecto de la anisotropía del lado de la estación sísmica.



Figura 15: Distribución de los eventos

Sin embargo, los eventos cuyo foco está en la litósfera suelen producir trazas más ruidosas debido a la heterogeneidad de ésta. Se usaron por lo tanto eventos profundos (Figura 15 y Anexo B, Tabla XVII). Bajo estos criterios, se seleccionaron principalmente eventos ocurridos en el oeste del cinturón de fuego del Pacífico.

### **II.3. Resultados**

Cuando observamos alteraciones de la señal por anisotropía, aplicamos inicialmente el método de *Silver y Chan* [1991]. En el caso de las ondas SmKS, usamos las dos técnicas alternativas, es decir minimizando  $\lambda_2(\phi, \delta\alpha)$  y la energía sobre la componente transversal. Una estimación de  $\phi$  y  $\delta\alpha$  se considera buena cuando satisface los criterios: buena similitud entre las proyecciones de la señal corregida sobre el eje lento y rápido, polarización lineal, buena estabilidad del resultado usando ventanas ligeramente diferentes y región de confianza estrecha. Revisamos también que la polarización de la onda S/SmKS

corregida por la anisotropía fuera consistente con la polarización teórica calculada con las fórmulas del libro de *Aki y Richards* [1980] y los mecanismos focales del catálogo CMT de Harvard. En un intento de lograr hacer mediciones a partir de ondas S y SmKS con arribos oscurecidos por ruido escribimos un programa basado en la teoría de los conglomerados (Anexo C) pero no resultó muy eficiente para el caso de las ondas telesísmicas.

De la base de datos de NARS-Baja, RESNOM, RESBAN, y NBT, constituimos una lista inicial de aproximadamente 150 eventos susceptible de proporcionar buenas observaciones de partición de onda de corte telesísmicas. Revisamos las trazas visualmente para asegurarnos de que los arribos fueran claros y las graficamos en el diagrama de polarización para detectar el posible efecto de la anisotropía, es decir una polarización elíptica. Polarización lineal no significa que no haya anisotropía debajo de la estación. La onda pudo haber llegado al medio anisótropo con una polarización paralela ya sea al eje de mayor velocidad, o bien al de menor velocidad. Así que también reportamos esos casos, ya que nos pueden ayudar a constreñir la dirección rápida cuando observamos partición de ondas que tienen polarización isótropa diferente. Si tenemos varias observaciones de ondas de corte con polarizaciones iniciales diferentes que no presentan evidencias de anisotropía podemos concluir que el medio debajo de la estación no es muy anisótropo en un plano horizontal, o que la estructura es tan compleja que el efecto integrado sobre el manto superior aparenta ser isótropo.

Se seleccionaron 41 eventos con arribos claros de ondas SmKS y/o S (Anexo D, Tabla XVIII). En la Tabla I se lista las estimaciones promedio de  $\phi$  y  $\delta t$  por estación y los errores asociados, las cuales obtuvimos usando el método de apilamiento de superficies de errores de *Vinnik et al.* [1992] (II.1.6). En la Figura 16, se grafican las estimaciones promedio en cada estación junto con los diagramas de rosas construidos a partir de las estimaciones individuales de  $\phi$  (Anexo D, Tabla XVIII). A partir de los 41 eventos se pudo hacer 159 mediciones de birrefringencia y 82 mediciones nulas.

Tabla I: estimaciones promedio de los parámetros anisótropos  $\varphi$  y  $\delta t$  calculadas con el método de apilamiento de *Vinnik et al.* [1992] y usando los datos de NARS-Baja, RESNOM y RESBAN.  $\sigma_\varphi$  y  $\sigma_{\delta t}$  son los errores sobre los parámetros anisótropos como se describió en II.1.5. Las estaciones SPX y CBX pertenecen a RESNOM; las estaciones GUYB, HERB, BAHB y PPXB pertenecen a RESBAN. Las demás estaciones pertenecen a NARS-Baja. Las columnas “lat” y “lon” son las coordenadas de las estaciones. En la última columna se indica el número de observaciones que se usó para calcular el promedio.

<b>Estación</b>	<b>Lat (°N)</b>	<b>Lon (°O)</b>	<b><math>\varphi</math></b>	<b><math>\sigma_\varphi</math></b>	<b><math>\delta t</math></b>	<b><math>\sigma_{\delta t}</math></b>	<b>N</b>
<b>NE70</b>	32.42	115.26	91	5	1.1	0.2	9
<b>NE71</b>	31.68	115.90	88	2	1.2	0.1	28
<b>NE72</b>	30.84	116.05	79	1	0.9	0.1	18
<b>NE73</b>	30.06	115.34	64	8	0.8	0.1	6
<b>NE74</b>	28.00	114.01	85	4	0.7	0.1	9
<b>NE75</b>	27.29	112.85	113	4	0.8	0.1	15
<b>NE80</b>	30.50	112.31	58	7	0.5	0.1	8
<b>NE81</b>	28.91	109.63	54	3	0.7	0.1	11
<b>BAHB</b>	28.94	113.56	90	3	1	0.1	8
<b>GUYB</b>	27.89	110.53	95	7	0.5	0.1	13
<b>PPXB</b>	31.33	113.63	118	1	1.1	0.1	15
<b>SPX</b>	31.04	115.46	94	1	1.7	0.1	8
<b>CBX</b>	32.31	116.66	75	2	0.7	0.1	5
<b>HERB</b>	29.01	110.94	62	6	1	0.1	6
<b>total</b>							159
<b>max</b>			118	8	1.7	0.2	28
<b>min</b>			54	1	0.5	0.1	5
<b>prom</b>			83	4	1	0.1	11

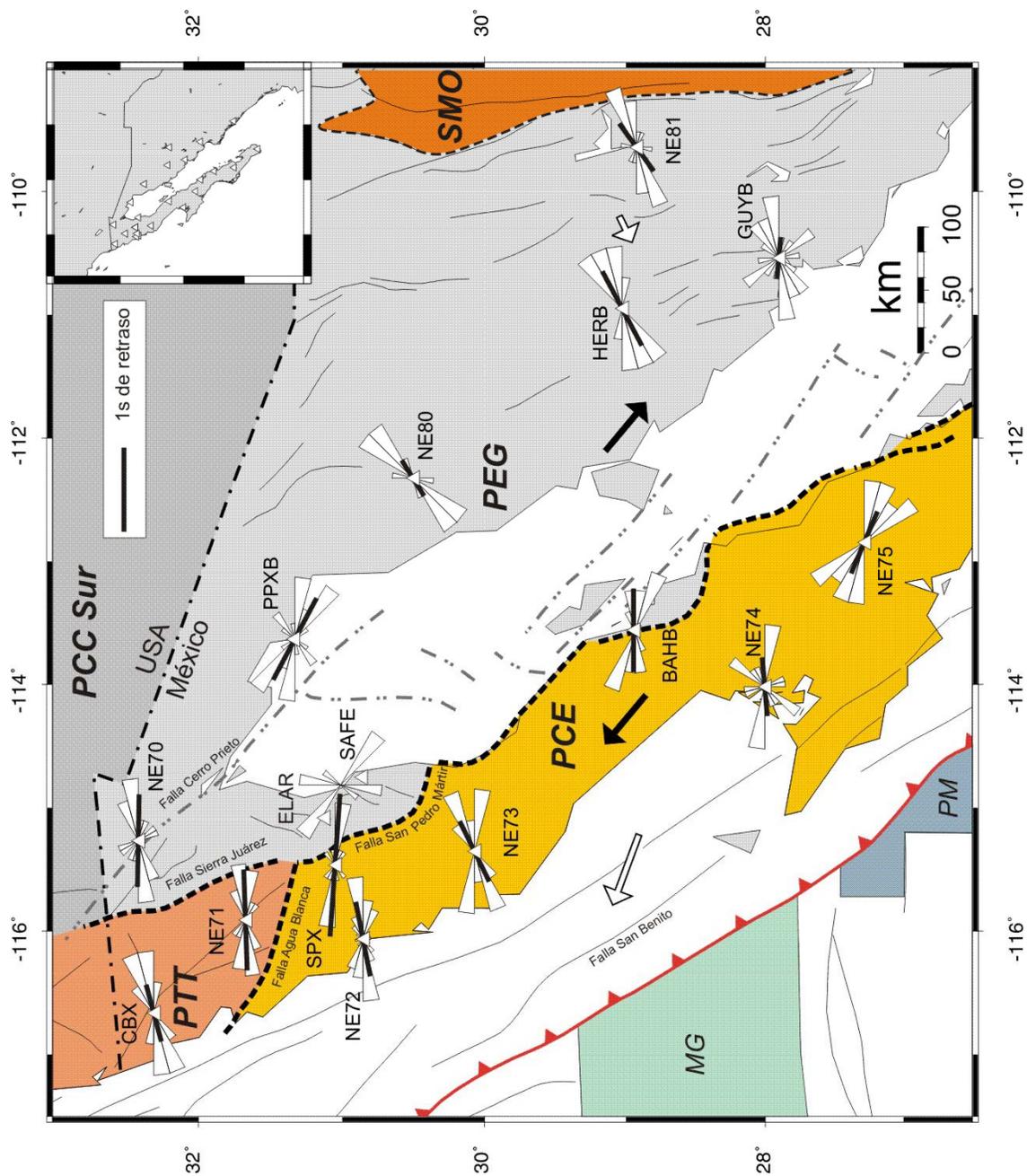


Figura 16: Diagramas de rosa de las estimaciones individuales (calidades “A” y “B”) de la dirección rápida  $\phi$  en el manto superior debajo de las estaciones de las redes NARS-Baja, RESBAN, RESNOM, y NBT. En cada estación se grafica también las estimaciones promedio de los parámetros anisótropos calculadas con el método de *Vinnik et al.* [1992]. Las estimaciones se representan con barras gruesas cuya orientación es la de la dirección rápida en el manto superior y cuyo largo es proporcional al tiempo de retraso. Se muestran también las estimaciones de  $\phi$  en algunas de las estaciones de NBT. Para ELAR y SAFE juntamos las estimaciones en un mismo diagrama de rosa. Las estimaciones de  $\phi$  en LOQI y TELM (Figura 17) fueron incluidas al diagrama de rosa de NE72. Las demás notaciones son las de la Figura 1.

Tabla II: Estimaciones individuales de los parámetros  $\phi$  y  $\delta t$  de anisotropía usando los datos de NBT.  $\sigma_\phi$  y  $\sigma_{\delta t}$  son los errores sobre los parámetros anisótropos como se describió en II.1.5. Las latitudes y longitudes son las de los eventos.

<b>Fecha</b>	<b>Lat</b> (°)	<b>Lon</b> (°)	<b>Z</b> (km)	<b>M</b>	<b>AZR</b> (°)	<b>fase</b>	$\phi$ (°)	$\sigma_\phi$ (°)	$\delta t$ (s)	$\sigma_{\delta t}$ (s)
<b>TELM</b>										
1997/11/18	37.5	20.6	33	6.4	33.6	SKS	77	16	1.0	0.2
1997/11/25	1.2	122.5	24	7.0	288.4	SKS	113	4	0.9	0.4
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.4	SKS	lineal			
1997/11/09	13.8	-88.8	176	6.5	118.1	S	127	7	1.7	0.3
1997/11/28	-13.7	-68.7	586	6.6	127.1	S	78	6	0.9	0.05
1998/03/29	-17.5	-179.0	537	7.1	240.6	S	lineal			
<b>LOQI</b>										
1997/11/25	1.2	122.5	24	7.0	288.6	SKS	91	7	1.6	0.4
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.5	SKS	lineal			
1997/11/28	-13.7	-68.7	586	6.6	127.2	S	109	6	0.8	0.1
1998/03/29	-17.5	-179.0	537	7.1	240.7	S	lineal			
1997/12/20	53.4	152.7	613	5.9	319.3	S	91	8	1.7	0.2
<b>LACB</b>										
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.5	SKS	lineal			
1997/12/20	53.4	152.7	613	5.9	319.3	S	105	8	1.0	0.3
<b>ALAM</b>										
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.6	SKS	lineal			
1997/11/28	-13.7	-68.7	586	6.6	127.5	S	51	10	0.9	0.3
<b>OBTO</b>										
1997/11/25	1.2	122.5	24	7.0	288.8	SKS	84	5	2.1	0.3
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.7	SKS	lineal			
1997/11/28	-13.7	-68.7	586	6.6	127.5	S	lineal			

<b>SACA</b>										
1997/12/22	-5.4	147.8	179	7.0	268.8	SKS	lineal			
<b>ELAR</b>										
1998/05/03	22.3	125.3	33	7.5	304.8	SKS	6	5	2.2	0.3
1998/03/29	-17.5	-179.0	537	7.1	241.2	S	124	7	1.2	0.5
<b>SAFE</b>										
1998/05/03	22.3	125.3	33	7.5	304.9	SKS	11	10	1.8	0.7
1997/11/09	13.8	-88.8	176	6.5	118.1	S	38	11	1.6	0.4
1997/11/28	-13.7	-68.7	586	6.6	128.1	S	122	1	1.8	0.1
1998/03/29	-17.5	-179.0	537	7.1	241.4	S	120	4	1.4	0.2
<b>PUPE</b>										
1998/03/29	-17.5	-179.0	537	7.1	242.0	S	111	9	1.6	0.8

Los tiempos de retrasos están en el rango 0.2s – 2.6s y la dirección del eje rápido varía de 5° a 180° (Anexo D, Tabla XVIII). El azimut de los ejes de mayor velocidad en la región estudiada varía de 45° a 157°. Se obtuvo evidencias claras de anisotropía en cada estación. Los resultados están bien constreñidos en todas las estaciones (más de 5 observaciones). Por otra parte, los diagramas de rosa indican que las estimaciones son consistentes entre ellas en cada estación excepto GUYB (Guaymas, PEG), NE70 (Mexicali, PEG), y NE74 (Guerrero Negro, PCE). Estas dos últimas estaciones están instaladas sobre rellenos sedimentarios y presentan alta contaminación por ruido que puede explicar la falta de consistencia en los datos.

De los registros del experimento NBT, inicialmente se seleccionó 17 eventos que pudieran proporcionar arribos claros de ondas SmKS. Se pudo hacer 6 buenas observaciones de birrefringencia a partir de 3 eventos con  $6.1 < M < 7.5$  y profundidad focal entre 24km y 33km. Se lista estos resultados en la Tabla II.

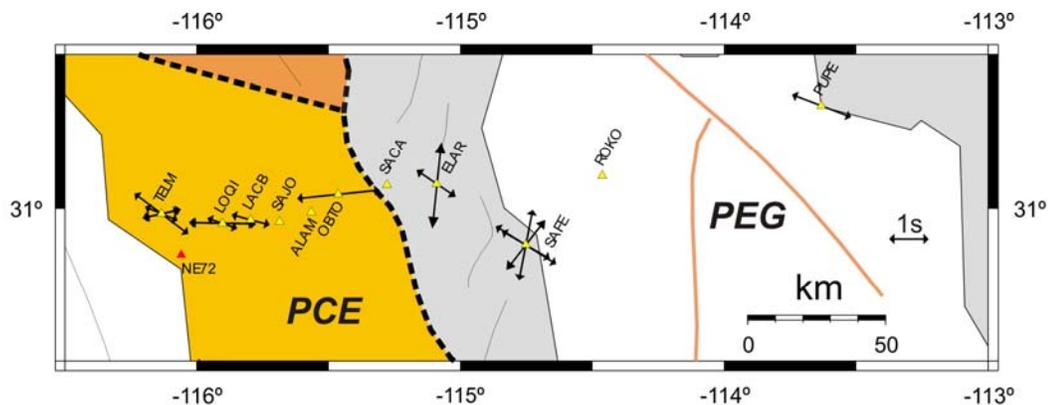


Figura 17: Estimaciones individuales de birrefringencia sísmica con los datos de NBT. Las notaciones son las de las Figuras 1 y 16.

Se grafica las estimaciones individuales en la Figura 17. También se obtuvo 11 observaciones de partición de onda S a partir de 5 eventos con  $5.9 < M < 7.1$  y profundidad de 175km a 615km. Debido a que son pocas mediciones, no se calcula valores promedio. Los resultados son robustos (mínimo tres observaciones) en las estaciones TELM, LOQI y SAFE. Para las estaciones LACB, OPTO y PUPE se hizo una sola medición de birrefringencia sísmica. Sin embargo, estos resultados son consistentes con los de las estaciones cercanas LOQI, SPX y PPXB, respectivamente. De la misma manera, las 2 mediciones obtenidas en ELAR son consistentes con las obtenidas en SAFE. En las estaciones ubicadas en la PCE, las estimaciones individuales de  $\phi$  apuntan de manera consistente en la dirección E-O. En cambio, las estaciones SAFE y ELAR presentan dos direcciones preferenciales  $\sim$ NO-SE y la otra  $\sim$ NNE-SSO.

Basándose en las estimaciones promedio de  $\phi$  en el sentido de *Vinnik et al.* [1992], aparecen varios grupos. El primer grupo contiene en su mayoría estaciones ubicadas en la PTT (NE71, CBX) y en la PCE (SPX, NE72, NE73, BAHB, NE74, TELM, LOQI, LACB, OPTO) más NE70 en la PEG. Estas estaciones presentan una dirección rápida entre ONO-ESE y OSO-ENE. El segundo grupo corresponde a las estaciones PPXB y SAFE-ELAR.

En PPXB, el valor promedio de  $\phi$  apunta entre NO-SE y ONO-ESE, que son las direcciones dominantes que resaltan en el diagrama de rosa. En el caso de SAFE-ELAR la dirección dominante es NO-SE (Figura 16). El tercer grupo corresponde a las estaciones NE80, NE81 y HERB que comparten una dirección rápida  $\phi$  aproximadamente NE-SO.

La estación NE75 presenta una dirección  $\phi$  promedio entre NO-SE y ONO-ESE que se parece a la observada en PPXB y SAFE-ELAR.

Finalmente, cabe mencionar que la dirección promedio  $\phi$  obtenida con el método de *Vinnik et al.* [1992] es consistente con la dirección dominante del diagrama de rosa en cada estación excepto para el caso de BAHB y GUYB.

Un primer resultado relevante de este estudio es la coincidencia geográfica que parece existir entre los tres grupos definidos por sus características anisótropas y las provincias tectónicas que componen la región del GdC (Tabla III). Esta observación sugiere una relación entre los fenómenos que deforman la corteza y la geodinámica del manto superior.

Tabla III: Grupos anisótropos obtenidos para la región del GdC. BAHB podría pertenecer más al grupo “Golfo”.

<b>Grupo</b>	<b>Estaciones</b>	<b>Provincia tectónica</b>	<b>Dirección rápida promedio / dominante</b>
“Península norte”	NE71, NE72, NE73, NE74, CBX, SPX, NE70, (BAHB)	PTT, PCE	E-O
“Golfo”	SAFE, ELAR, PPXB	PEG oeste	NO-SE
“PCC”	NE80, NE81, HERB	PEG este (PCC)	NE-SO

## II.4. Interpretación

### II.4.1. Posible efecto de la corteza

Los tiempos de retrasos  $\delta t$  promedio por estación van de 0.5s a 1.7s y el valor promedio es 1.0s. Estos valores son superiores a los tiempos de retraso típicos para la anisotropía cortical reportados alrededor del mundo, los cuales varían en el rango 0.1-0.3s [McNamara y Owens, 1993; Silver, 1996]. NE70 es la única estación con mediciones disponibles de birrefringencia con base en ondas telesísmicas y locales. González y Munguía [2003] midieron tiempos de retraso con valor promedio de 0.35s para la corteza en el Valle de Mexicali y Zollo y Bernard [1989] obtuvieron valor promedio de 0.25s para la corteza del Valle Imperial que es muy inferior a los tiempos de retraso que obtuvimos con ondas S/SmKS (1.1s) en NE70.

En un medio anisótropo el porcentaje de anisotropía se define como:

$$k_s = 200 \frac{V_{qs1} - V_{qs2}}{V_{qs1} + V_{qs2}} \quad (22)$$

donde  $V_{qs1}$  y  $V_{qs2}$  son las velocidades máximas y mínimas de las ondas de corte [Savage, 1999]. Usando el valor típico de 4% de anisotropía intrínseca para el manto superior [Mainprice y Silver, 1993; Savage, 1999] y una velocidad sísmica de onda de corte típica para el manto superior ( $V_s = 4.6$  km/s), 1s de retraso corresponde a una capa anisótropa de 115km de espesor. Con esta equivalencia, se convierten los tiempos de retraso obtenidos a espesor de la capa anisótropa. En la zona de estudio, los tiempos de retraso promedio indican que este espesor varía entre 60km (NE80 y GUYB) y 200km (SPX). Las estimaciones de la profundidad del Moho en la región estudiada varían de 27 a 37 km con un promedio 32km [Persaud et al., 2007, Figura 2]. Por lo tanto, el espesor de la capa anisótropa es por lo menos dos veces superior al de la corteza.

Es posible por lo tanto que la anisotropía de la corteza tenga cierto efecto sobre las ondas telesísmicas S/SmKS. Tomando el límite superior, el efecto de la corteza podría ser responsable de la mitad de la anisotropía observada en NE80 y GUYB, donde estimamos

tiempos de retraso muy bajos y si suponemos que toda la corteza es anisótropa, lo que no constituye una regla general [Levin *et al.*, 2002a; Levin *et al.*, 2002b]. En las demás estaciones, parece justificado atribuir la mayoría de la anisotropía registrada al manto superior como se supuso en el II.1.2.1. Por otra parte, las longitudes de onda de las ondas telesísmicas son del orden de 25km por lo que pueden no estar afectadas por la corteza cuyo espesor estimado varía entre 27 y 37km en la región de estudio [Persaud *et al.*, 2007], sobre todo si ésta es parcialmente anisótropa.

#### **II.4.2. Espesor y ubicación de la capa anisótropa**

Sigue siendo tema de debate si la fuente de anisotropía resulta de un proceso contemporáneo que deforma la astenósfera dúctil o resulta de deformaciones fósiles grabadas en la litósfera [Silver y Chan, 1991; Fouch *et al.*, 2000]. La litósfera no es un medio propenso a deformarse a menos que las condiciones de esfuerzos y de temperatura la vuelvan dúctil, como es típicamente el caso durante un evento tectónico significativo. Bajo estas condiciones de alta presión y/o alto flujo de calor, la litósfera adquiere una fábrica nueva que es controlada por los movimientos tectónicos y que puede ser preservada o borrada por eventos más jóvenes. En contraste, la astenósfera exhibe un comportamiento fluido a escalas geológicas. No tiene la capacidad de mantener un patrón de deformación antiguo, ya que está siendo borrado constantemente por procesos modernos.

*Bird* [1998] propuso que la subducción de bajo ángulo Laramide removió la mayor parte de la litósfera del manto debajo de la parte oeste de Norteamérica. Esta hipótesis es consistente con las velocidades de onda S extremadamente lentas estimadas por *Van der Lee y Nolet* [1997], aparentemente ubicadas directamente debajo de la corteza. Si la litósfera es tan delgada como *Bird* [1998] sugiere, la fuente de anisotropía debe estar principalmente en la astenósfera debajo de las estaciones donde se obtuvieron tiempos de retraso grandes, como en las estaciones localizadas sobre la península de Baja California.

Se usa la primera zona de Fresnel (II.1.1) para estimar la profundidad del límite inferior de la capa anisótropa. Debido a que es la zona que contribuye a la señal, si obtenemos resultados diferentes en dos estaciones vecinas usando el mismo evento, la anisotropía tiene que estar ubicada arriba de la profundidad a la cual las zonas de Fresnel de cada estación ya presentan traslapes importantes. Existe tal caso entre las estaciones NE71 y SPX. Calculamos el radio de las zonas de Fresnel con la ecuación (2) para varias profundidades y graficamos las secciones horizontales debajo de NE71 y SPX (Figura 18). A 80km, no se interceptan las zonas, pero a 120km entran en contacto. A 200km, ya presentan traslaje importante. Por tanto, llegamos a la conclusión de que en esta zona, la anisotropía está ubicada principalmente arriba de  $\sim 200$ km.

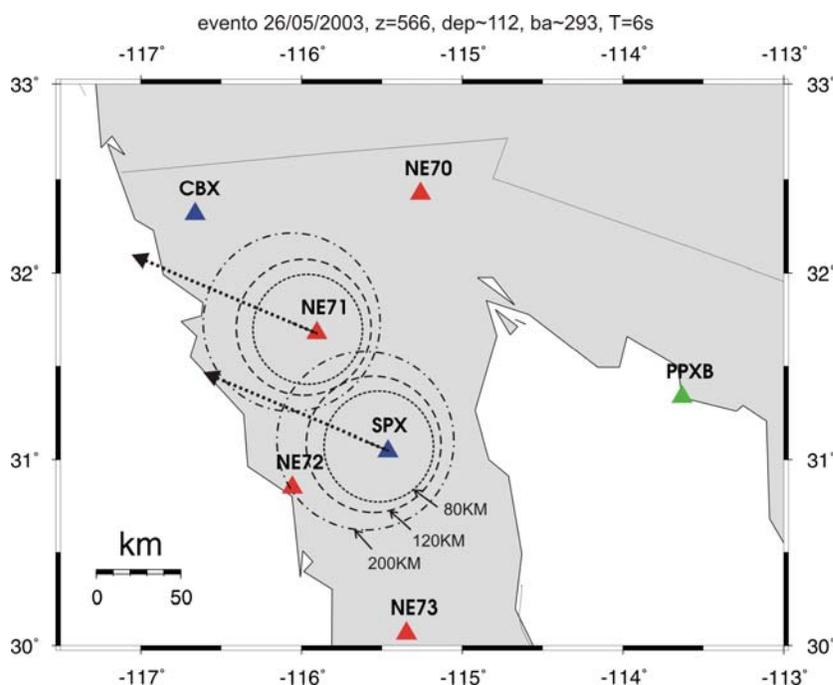


Figura 18: Sección horizontal de la primera zona de Fresnel debajo de NE71 y SPX a 80km, 120km y 200km de profundidad. Las flechas indican la procedencia del rayo.

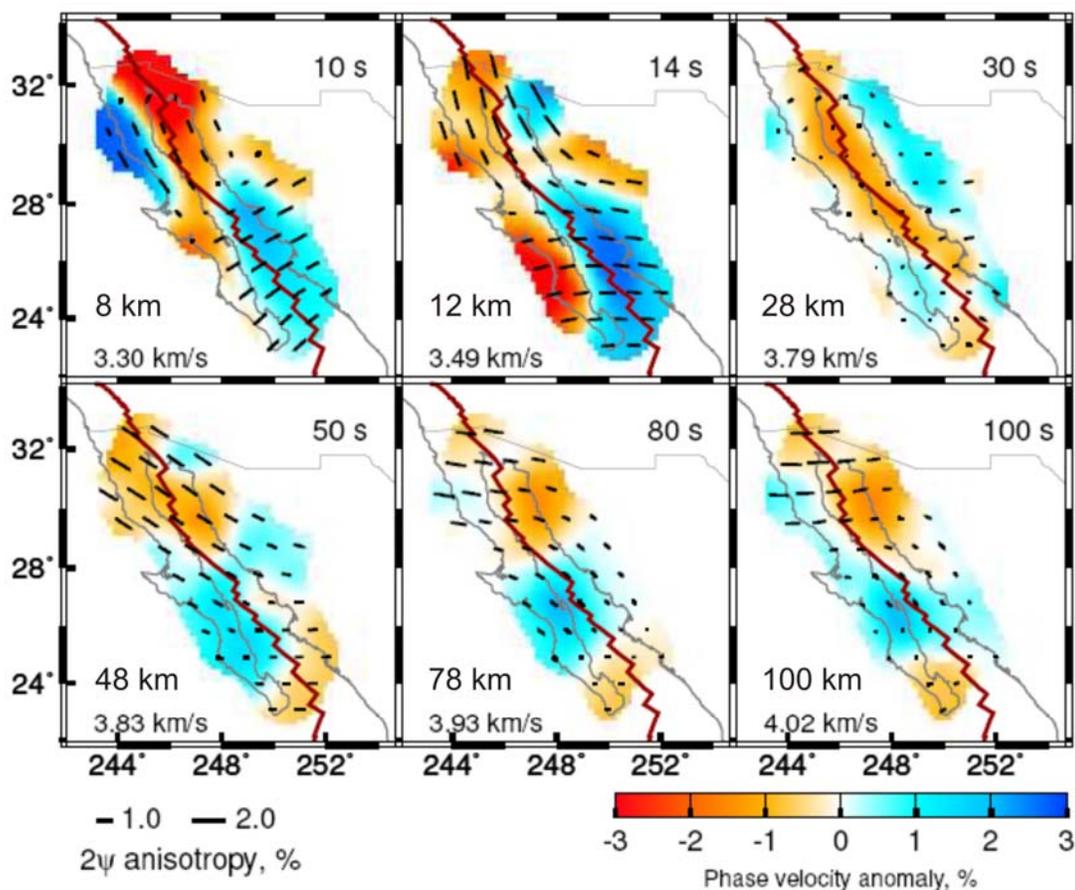


Figura 19: Modelo anisótropo para el Golfo de California basado en el análisis de ondas superficiales (modificada de *Zhang et al.* [2007]). Cada gráfica corresponde a cierto periodo (indicado arriba a la derecha) y a una velocidad de onda de corte (abajo a la izquierda). Junto con esta velocidad se indica la profundidad muestreada, que corresponde a un cuarto de la longitud de onda.

Con el fin de constreñir la ubicación de las zonas anisótropas registradas por las ondas tele sísmicas S/SmKS comparamos nuestros resultados con los *Zhang et al.* [2007] basados en el análisis de ondas superficiales (Figura 19). La ventaja de usar ondas superficiales es que se tiene cierto control sobre la profundidad de la zona muestreada ya que ésta depende del periodo de las ondas usadas. Los resultados que obtenemos para el grupo “Península norte” son consistentes con los de *Zhang et al.* [2007] para periodos superiores a 80s, que corresponde a una profundidad 80km, lo cual pone un límite superior a la capa anisótropa registrada por las ondas S/SmKS. Para el grupo “Golfo” los resultados

con ondas telesísmicas S/SmKS y ondas superficiales son consistentes para periodos inferiores a 50s y sugiere que la anisotropía observada con ondas S/SmKS en ELAR-SAFE y PPXB está confinada a los primeros 50km debajo de la superficie.

El delgado espesor de la capa anisótropa contrasta con los altos tiempos de retraso promedio obtenidos en ELAR-SAFE (1.6s, promedio clásico) y PPXB (1.1s, promedio en el sentido de *Vinnik et al.* [2002]) que equivalen respectivamente a espesores de 185 y 125km usando un porcentaje típico 4% para rocas del manto. Una posible explicación es que la anisotropía es más intensa en la proximidad del límite de placas debido a la gran cantidad de deformación acomodada, lo que posiblemente produjo una fábrica fuertemente desarrollada. Finalmente, en el caso del grupo “PCC”, los resultados obtenidos con base al análisis de ondas de corte telesísmicas por una parte y de ondas superficiales por otra parte son inconsistentes, excepto para periodos de 10s y 30s y solamente en el caso de NE81, HERB y GUYB. Esta observación sugiere que la anisotropía es muy somera. Otra posibilidad es que la anisotropía mostrada por las ondas S/SmKS esté ubicada debajo de 100km (profundidad máxima muestreada en el estudio de *Zhang et al.* [2007]).

En conclusión, en el caso del grupo “Península norte”, hay indicaciones de que la anisotropía se encuentra predominantemente entre 80 y 200km. En contraste, para el grupo “Golfo”, es posible que la anisotropía registrada esté en los primeros 50km debajo de la superficie. Finalmente, la anisotropía debajo de las estaciones del grupo PCC podría estar confinada a la corteza y/o estar ubicada a profundidades superiores a 100km.

### **II.4.3. Provincia de Cuencas y Cordilleras**

En la Provincia mexicana de Cuencas y Cordilleras, la dirección rápida  $\phi$  en el manto superior está entre NE-SO y ENE-OSO en las estaciones NE80, NE81 y HERB. La dirección de  $\phi$  es inconsistente con la dirección actual de extensión que es aproximadamente E-O [*Suter y Contreras*, 2002] y sugiere que la fuente principal de anisotropía no es el régimen extensivo actual.

En cambio, la orientación de  $\phi$  es similar a la dirección de extensión NE-SO durante el Oligoceno-Mioceno en el norte de Sonora [*Nourse et al.*, 1994; *Gans*, 1997]. La consistencia entre los rasgos geológicos superficiales asociados al mencionado periodo de extensión y el patrón anisótropo sugiere que la capa anisótropa empieza desde la superficie. Es posible por tanto que la anisotropía se encuentre en la litósfera y que la fábrica que la produce haya quedado grabada desde el pulso de extensión del Oligoceno-Mioceno. Los tiempos de retraso promedio en NE80 (0.5s) y NE81 (0.7s) son pequeños, así que suponiendo un porcentaje de anisotropía de 4 %, la capa anisótropa resulta ser delgada (60km y 80km) y puede estar predominantemente en la litósfera. Cabe mencionar que el estudio de *Polet y Kanamori* [2002] del sur de California y Arizona propone una interpretación similar en cuanto a la fuente de la anisotropía en el manto. En cambio, esta conclusión está en desacuerdo con los resultados de *Zhang et al.* [2007] discutidos anteriormente (Figura 19) que no registran anisotropía NE-SO para periodos superiores a 10s (profundidades superiores a 10km).

Por otra parte, la dirección de  $\phi$  es similar a la dirección del movimiento absoluto de la placa de Norteamérica obtenida con el modelo HS2-NUVEL 1A basado en los puntos calientes (Figura 16). Por tanto, la cizalla entre la mencionada placa y la astenósfera es otra posible fuente de anisotropía consistente con la dirección de  $\phi$ . Si efectivamente la anisotropía NE-SO que observamos está predominantemente en la astenósfera, esto puede explicar porque no aparece en los resultados de *Zhang et al.* [2007], los cuales no incluyen efectos de la anisotropía más allá de 100km de profundidad.

Cabe mencionar que el patrón que observamos en NE80, NE81 y HERB parece extenderse hacia el sur donde *Van Benthem* [2005] y *Van Benthem et al.* [2006] también obtienen una dirección rápida OSO-ENE en las estaciones NE81, NE82 y MAIG. Estos autores proponen interpretaciones consistentes a las que discutí anteriormente.

Finalmente, es importante notar que no observamos ningún rasgo anisótropo que parezca relacionado con la extensión NO-SE acomodada en las estructuras de la frontera de

placas moderna, incluso en estaciones cercanas al GdC. Algunos autores [*Gans, 1997; Fletcher et al., 2006*] sugieren que una pequeña parte del desplazamiento relativo NO-SE entre la placa del Pacífico y la de Norteamérica pudo haber estado acomodada fuera de los límites del mismo rift, en particular en Sonora y Sinaloa. No se registra tal dirección NO-SE en ninguna de las estaciones.

#### **II.4.4. Norte de la Península de Baja California**

El patrón de anisotropía en la parte oeste de la península de Baja California desde CBX (Cerro Bola) y NE74 (Guerrero Negro) es aproximadamente homogéneo y presenta una dirección rápida aproximadamente E-O. Esto sugiere una fuente común para la anisotropía que podría extenderse más al norte hacia California donde un patrón E-O similar fue documentado por varios autores [*Savage y Silver, 1993; Ozalaybey y Savage, 1995; Polet y Kanamori, 2002, Yang y Forsyth, 2006*].

La primera posible fuente de anisotropía es el alineamiento de los minerales de la litósfera por el régimen compresivo asociado con la subducción de la placa Farallón, la posible acreción del arco Alisito a la placa de Norteamérica y la orogénesis de la Cordillera Peninsular. Sin embargo, en cada caso, el régimen compresivo hubiera impreso una dirección rápida paralela al eje de la península (ver I.3.2.1).

La dirección rápida  $\phi$  no es consistente con la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico (Figura 16). La cizalla originada por el movimiento relativo entre la litósfera y la astenósfera no parece ser por lo tanto una explicación satisfactoria. En cambio, en NE75 donde termina el patrón E-O del grupo “Península norte”, la dirección de  $\phi$  es consistente con la dirección del movimiento de la placa del Pacífico y dicho movimiento puede explicar la anisotropía debajo de esta estación. Cabe mencionar que en BAHB la dirección dominante del diagrama de rosa tiende también a girar hacia la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico.

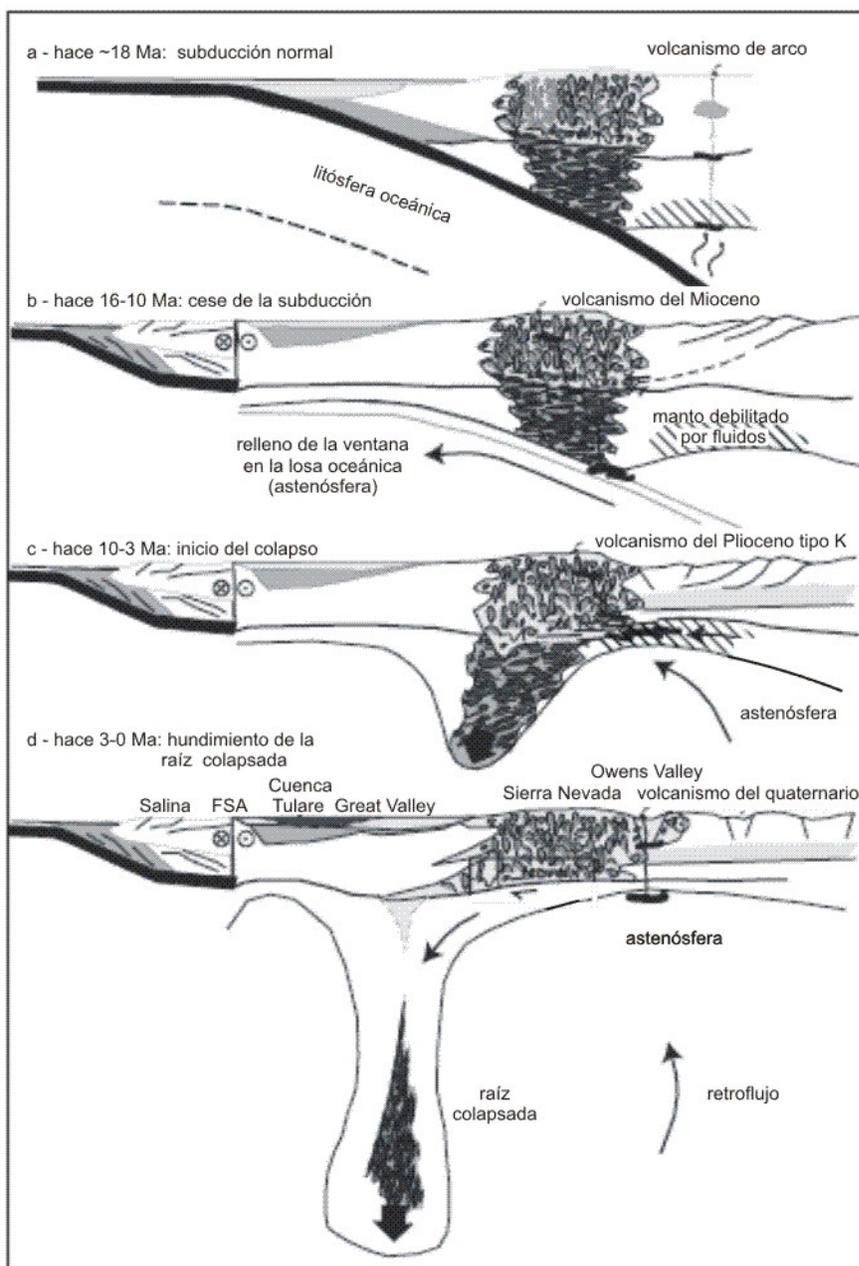


Figura 20: Posible explicación a la estructura anisótropa del Moho debajo de la Sierra Nevada (Modificada de Zandt *et al.* [2004])

De manera alternativa, *Ozalaybey y Savage* [1995] interpretaron el patrón E-O que observaron en California como ascenso de material de baja viscosidad del manto para llenar

la ventana que se abrió en la losa oceánica de Farallón cuando ésta se rompió posteriormente al cese de la subducción en el Mioceno medio. Para el caso del suroeste de California, *Silver y Holt* [2002] propusieron que el movimiento diferencial entre la placa de Norteamérica y los fragmentos de la placa de Farallón que se están hundiendo hacia el este controlan el patrón de deformación de la astenósfera y por lo tanto la anisotropía. Es probable que la apertura de una ventana en la losa y el ascenso de la astenósfera vuelvan esta zona relativamente débil. La microplaca de Baja California (o Península Central Estable) es la parte de la Península ubicada entre la falla Agua Blanca al norte y el bloque Los Cabos al sur, y es una zona fuerte por lo que es poco probable que la ventana en la losa coincida geográficamente con esta zona [*Fletcher et al.*, 2006]. Sin embargo, NE71 y CBX se ubican en la PTT al norte de la mencionada microplaca. De manera contrastante con la PCE, la PTT se caracteriza por una fuerte actividad sismotectónica y por estar ubicada arriba de una zona donde el manto superior es sísmicamente lento (*Zhang et al.* [2007] y Figura 19). La interpretación de una ventana astenosférica parece por lo tanto razonable para el caso de CBX y NE71 pero es cuestionable para las demás estaciones del grupo “Península norte”.

Otra posible fuente de anisotropía es el colapso de la raíz del antiguo arco volcánico que se extendía en la zona actual del GdC. *Zandt et al.* [2004] proponen que este fenómeno sucedió debajo de la Sierra Nevada en EUA. El estudio de *Wang y Forsyth* [2006] indica que un fenómeno similar pudo haber ocurrido también en el sur de California (I.3.3). Si efectivamente el arco volcánico se colapsó debajo del GdC, de manera similar a lo descrito en la Figura 20, el mencionado colapso debió generar cizalla y flujos en las zonas contiguas y en la dirección normal al eje del arco. Podría por lo tanto explicar el patrón E-O debajo de la PBC.

Finalmente, la anisotropía puede resultar de la presencia de fragmentos de la placa Farallón debajo de la península (I.2) y/o de la fábrica de la cuña del manto impresa por la cizalla entre la losa oceánica y la PBC. Los mencionados fragmentos tienen su propia anisotropía fósil normal a la dirección de la dorsal donde fueron generados.

Adicionalmente, se espera que el arrastre operado por la losa oceánica sobre el manto afecte la orientación de los minerales debajo y arriba de la mencionada losa. Se genera así localmente una dirección rápida paralela a la dirección del movimiento absoluto de la citada losa que pudo quedar impresa en la litósfera. En los modelos de *Zhang et al.* [2007], aparece una anomalía rápida en las velocidades sísmicas debajo de la PBC que puede ser asociada con los remanentes de la losa oceánica Farallón. La mencionada zona aparece para periodos superiores a 80s (80km) y presenta una dirección rápida consistente con la obtenida con ondas S/SmKS (E-O). Sin embargo, en los mapas de *Zhang et al.* [2007], las estaciones más al norte como CBX, NE70 y NE71 no coinciden con las anomalías sísmicamente rápidas.

La dirección rápida en NE75 es entre ONO-ESE y NO-SE que es similar a la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico. Por lo tanto la anisotropía podría resultar de la cizalla inducida por el movimiento absoluto de esta placa con respecto a la astenósfera como discutido en *Silver y Chan* [1991] y *Silver* [1996]. La dirección rápida que obtuvimos en NE75 contrasta con el patrón aproximadamente E-O observado en la PTT y la PCE desde CBX hasta NE74 y en el suroeste de California. Este cambio en el patrón anisótropo también aparece en el modelo de *Zhang et al.* [2007] (Figura 19). Este cambio coincide geográficamente con el límite sur de la microplaca de Guadalupe (zona de fractura de Shirley) y con un cambio en las anomalías rápidas en las velocidades sísmicas en los modelos de *Zhang et al.* [2007], que se vuelven someras al sur del paralelo 28° (Figura 19, T=50s). Esto puede indicar que los fragmentos eran más jóvenes, delgados y flotantes al momento de su acreción a la corteza de la PBC. Mediante métodos magnetoteléuricos *Romo* [2002] documenta una zona muy conductora ubicada pocos kilómetros debajo del Moho de la PBC que podría ser el prisma de acreción que fue arrastrado junto con los citados fragmentos, lo que sugiere que la losa oceánica estuvo o está todavía muy somera. *Persaud et al.* [2007] obtuvieron también en NE75 un arribo sobre la componente transversal de entre 5 y 6s de tiempo de retardo que interpretan como evidencia de la presencia de la placa Farallón (ver también modelo del Capítulo IV). Las observaciones anteriores sugieren que el cambio en  $\phi$  en NE75 puede estar relacionado con

la presencia de fragmentos de Farallón acrecionados debajo de la PBC y con un cambio en la geometría de los mencionados fragmentos (Figura 21). El cambio en el patrón anisótropo ocurre entre NE74 (Guerrero Negro) y NE75 (San Ignacio) y coincide aproximadamente con el límite sur de la microplaca de Guadalupe. El transecto de Romo [2002] se ubica sobre la extensión de la citada microplaca debajo de la PBC. La inclinación de la anomalía conductora documentada por Romo [2002] parece experimentar un aumento abrupto debajo del borde este de la Península que podría ser la zona donde la losa empieza a hundirse. Los mapas de velocidades sísmicas de *Di Luccio et al.* [2006] muestran también a la altura del paralelo 28° una anomalía.

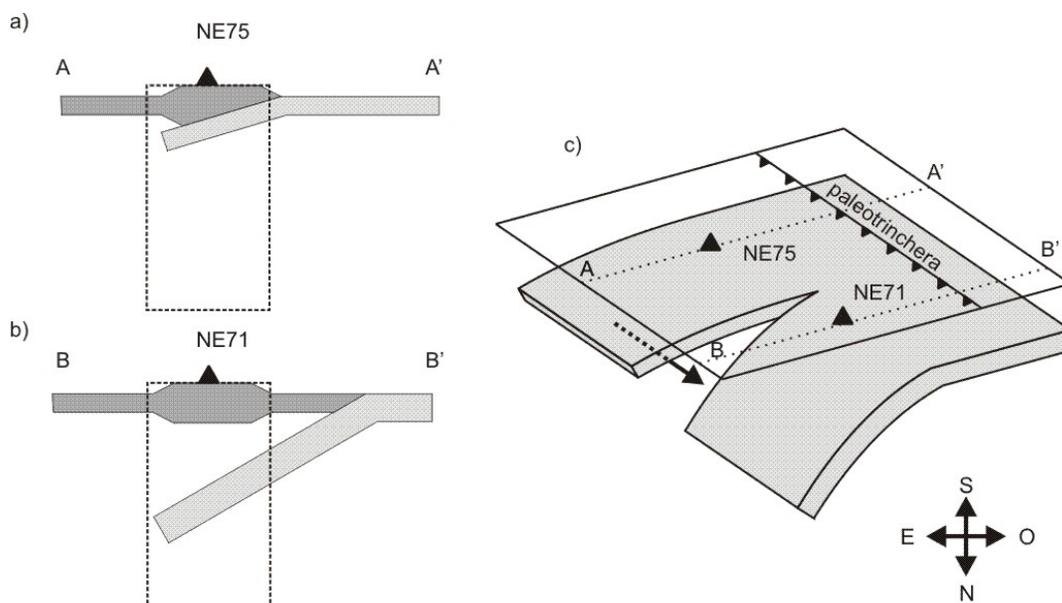


Figura 21: Posible interpretación de la dirección rápida en el manto debajo de NE71 y de NE75. Los diagramas a la izquierda son secciones verticales y normales a la paleotrinchera que esquematizan la geometría de los hipotéticos fragmentos de Farallón debajo de NE75 (a) y NE71 (b) respectivamente a lo largo de los transectos AA' y BB' (c). En el caso de NE71 la trinchera se encuentra más lejos de la costa oeste de la PBC (Figura 1). Los cuadros punteados en a) y b) muestran conceptualmente la zona anisótropa muestreada por las ondas S/SmKS. La flecha en c) indica la dirección de la fábrica impresa por el fragmento acrecionado debajo de NE71 y arrastrado junto con la PBC.

Considerando la geometría y edades de las dorsales abandonadas al oeste de la PBC, es de esperar que la extensión de la microplaca de Guadalupe se hunda más cerca de la trinchera que los fragmentos de la placa Magdalena (Figura 1) por ser más vieja y pesada. La discontinuidad en la geometría de los fragmentos de Farallón acrecionados debajo de la PBC (comparar transectos AA' y BB' en la Figura 21) podría por lo tanto coincidir geográficamente con el límite sur de la microplaca de Guadalupe. Es de esperar que los fragmentos de Farallón acrecionados al norte del mencionado límite perturben la fábrica del manto al ser arrastrados junto con la placa del Pacífico lo que puede explicar la dirección rápida en NE75, consistente con la dirección del movimiento absoluto de dicha placa.

#### **II.4.5. Golfo**

Las estimaciones de la dirección rápida promedio en PPXB y dominante en ELAR-SAFE están entre NO-SE y ONO-ESE. Esta dirección es aproximadamente paralela al eje del límite de placas. Los minerales pueden haber adquirido orientación preferencial como respuesta a las deformaciones asociadas al límite de placas y controladas por el proceso de extensión en las cuencas Delfín Superior, Consag y Wagner [*Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007*] o/y por cizalla paralela a las fallas transformantes como las del sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto, ubicadas cerca de PPXB (Puerto Peñasco). Debido a la gran magnitud del movimiento acomodado en el límite de placas, se espera que la fábrica anisótropa esté bien desarrollada y por lo tanto que la anisotropía sea fuerte. Esta observación es consistente con los tiempos de retraso grandes obtenidos en PPXB y SAFE-ELAR, que contrastan con las indicaciones de que la capa anisótropa es delgada (II.4.2). La dirección de  $\phi$  parece también estar correlacionada con la dirección del movimiento absoluto de la placa del Pacífico. Parte de la anisotropía puede resultar por tanto del arrastre operado por la mencionada placa sobre el techo de la astenósfera que debe ser somero cerca del eje del límite de placas.

En el caso de ELAR-PUPE, se observa una segunda tendencia en el diagrama de rosa de las estimaciones de  $\phi$  y que apunta aproximadamente en la dirección NNE-SSO.

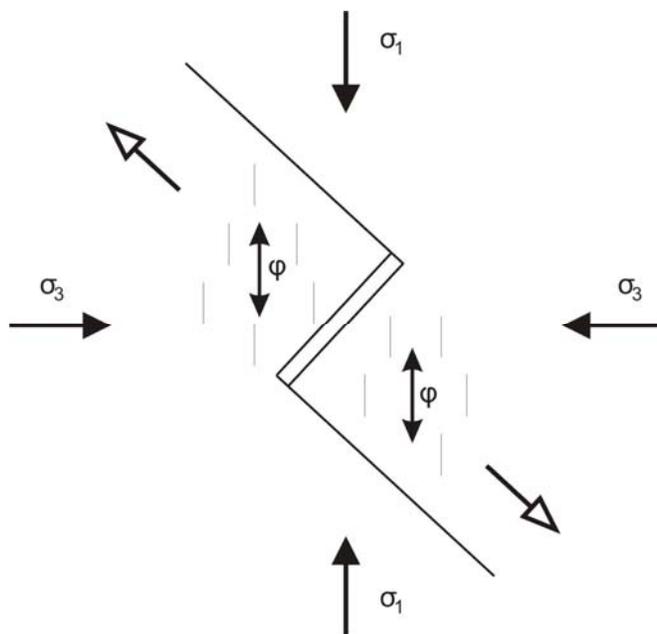


Figura 22: Posible explicación a las estimaciones de  $\phi \sim N-S$  en las estaciones ELAR, SAFE y NE70. Las líneas delgadas son fracturas en la litósfera alineadas predominantemente en el plano perpendicular a  $\sigma_3$ . Las flechas con punta blanca indican el movimiento relativo de las placas. Las flechas dobles indican la dirección rápida en el manto superior.

Esta variación en las estimaciones de  $\phi$  pueden resultar de variaciones verticales de las características anisótropas del manto superior y que no pretendemos estudiar en esta tesis. Otra posible explicación es que esta segunda tendencia de  $\phi$  se debe al alineamiento preferencial de fracturas en el plano normal a la dirección de extensión E-O en el norte del GdC (Figura 22). Este tipo de patrón mixto ya se ha observado en otras zonas de rift [Gao *et al.*, 1997]. La presencia de fracturas en el manto superior implicaría que éste contiene fluidos y que es lo suficientemente caliente como para derretirse parcialmente. Si esta interpretación es correcta contrasta con la de Sutherland *et al.* [2006a] quienes interpretan el significativo relieve del Moho en el sur del GdC como resultado de la extensión de una litósfera fría. Esta diferencia en la temperatura del manto puede estar relacionada con las variaciones de la morfología del rift a lo largo de su eje. El estudio de Zhang *et al.* [2007]

también sugiere que el manto superior debajo del Golfo es caliente hacia el norte y frío hacia el sur.

Las estimaciones de la dirección rápida  $\phi$  promedio calculadas con el método de *Vinnik et al.* [1992] hacia la parte sur del GdC no reflejan el patrón observado en PPXB y SAFE-ELAR, ni en las costas de la península (BAHB) ni en las de Sonora (GUYB). Esta observación sugiere que la zona de influencia del rift en el manto superior es más estrecha hacia el sur. Cabe mencionar que al considerar el diagrama de rosa en lugar de las estimaciones promedio, en BAHB la dirección dominante se asemeja al patrón obtenido en PPXB.

## **II.5. Conclusiones**

El análisis que realizamos muestra que el manto es anisótropo en toda la región norte del Golfo de California. Documentamos variaciones en el patrón anisótropo entre estaciones cercanas, lo cual indica que la anisotropía está confinada en el manto superior. De manera general, existe un buen acuerdo entre las fronteras de las distintas provincias tectónicas que componen la región de estudio y los cambios en el patrón anisótropo. Encontramos tres zonas principales con patrones anisótropos que tienen características propias.

La primer zona corresponde al norte de la Península de Baja California y está limitada al este por el escarpe de Baja California. La dirección de propagación rápida es aproximadamente E-O y se extiende al sur de California lo que sugiere una fuente común. En particular, es probable que la anisotropía esté relacionada con la subducción de la placa oceánica Farallón. Después del cese de la subducción la placa pudo romperse e inducir el ascenso de la astenósfera generando flujos guiados por la geometría de la ventana en la mencionada placa. La apertura de la ventana pudo también propiciar el colapso de la raíz ultramáfica del arco volcánico. De manera alternativa, la fábrica anisótropa puede estar asociada a los remanentes de Farallón debajo del norte de la PBC. Esta primera zona

anisótropa termina al sur en NE74 (Guerrero Negro). Más al sur, en NE75 (San Ignacio) ocurre un cambio en el patrón anisótropo. Proponemos que la orientación de la dirección rápida en NE75 ~ NO-SE puede estar asociada a efectos de la geometría de las fragmentos de Farallón acrecidos debajo de la PBC.

La segunda zona anisótropa principal corresponde a la parte norte de la Provincia Extensional del Golfo centrada en el eje del rift. La anisotropía en las estaciones PPXB, SAFE y ELAR parece predominantemente controlada por el estilo de deformación de las estructuras que componen el límite de placas o por la cizalla generada por el movimiento relativo entre la placa del Pacífico y la astenósfera. Los resultados obtenidos sugieren también que parte de la anisotropía debajo de SAFE-ELAR se debe a la presencia de lentes de magma orientados por el estado de esfuerzo. Parece que la zona de influencia del rift revelada por la anisotropía es amplia en el extremo norte del Golfo y estrecha más al sur.

Finalmente, la tercera zona corresponde a la Provincia de Cuencas y Cordilleras Mexicana entre las costas de Sonora y el borde oeste de la Sierra Madre Occidental. Es posible que la anisotropía esté congelada en la litósfera desde la extensión ocurrida durante el Oligo-Mioceno. Alternativamente, es posible que la anisotropía resulte de flujos astenosféricos recientes relacionados con el movimiento absoluto de la placa de Norteamérica. No encontramos evidencias de anisotropía asociada a la extensión actual E-O ni tampoco con el movimiento relativo NO-SE entre la Placa del Pacífico y la de Norteamérica.

Con respecto a la parte metodológica, realizamos nuestras mediciones con dos programas que se escribieron basado en los métodos de *Vinnik et al.* [1989] y *Silver y Chan* [1991]. Nuestro estudio muestra que éste último proporciona resultados más estables. Por otra parte, con el fin de extender nuestro estudio a trazas ruidosas, se probó aplicar el método propuesto por *Teanby et al.* [2004] que se basa en la teoría de los conglomerados para aislar el verdadero arribo de la onda de corte al cual se aplica posteriormente cualquiera de los programas anteriores. Nuestro estudio muestra que este método no resultó

eficiente para el caso de la anisotropía del manto superior. Pensamos que la inadecuación de éste radica en que la naturaleza del ruido en las ondas telesísmicas difiere de la de las ondas locales para las cuales dicho método fue desarrollado.

### **III. Estudio de la anisotropía sísmica de la corteza en el norte de Baja California y en Sonora usando ondas convertidas Ps**

Diversos estudios indican que la corteza es un medio que suele ser anisótropo [Crampin y Lovell, 1991; Zúñiga et al., 1995; González y Munguía, 2003]. La caracterización de la anisotropía de la corteza se puede llevar a cabo invirtiendo el efecto de la birrefringencia sísmica que afecta ondas S corticales producidas por sismos locales cuyo epicentro está ubicado debajo de las estaciones por lo que se puede usar un método similar al empleado en el capítulo anterior. En nuestra región de interés, estudios similares se han realizado sólo en la vecindad de la falla Cerro Prieto-Imperial [Zollo y Bernard, 1989; Zúñiga et al., 1995; González y Munguía, 2003]. Sin embargo, este enfoque presenta varias restricciones fuertes que son primero la necesidad de sensores con alta tasa de muestreo para poder observar el efecto de anisotropía sobre ondas locales de alta frecuencia y segundo la existencia de actividad sísmica directamente debajo de la estación. Estas dos limitaciones hacen que este tipo de análisis no sea realizable con las estaciones de NARS-Baja y RESBAN, y son precisamente los registros de estas redes que queremos explotar debido a que éstas cubren la mayor parte de la región del GdC.

Un método alternativo consiste en estudiar la birrefringencia sísmica que afecta ondas Ps producidas por la conversión en el Moho de ondas P telesísmicas. Con la condición que la estructura anisótropa de la corteza no sea muy compleja, este método da buenos resultados [McNamara y Owens, 1993; Peng y Humphreys, 1997]. Por ser producidas por ondas telesísmicas, las ondas Ps tienen un periodo típico de 1s que es superior a la tasa de muestro de los sensores de la redes mencionadas antes (0.05s) y pueden ser registradas en cualquier lugar por lo que se escogió emplear estas ondas. El análisis de las ondas Ps ya se ha realizado en las regiones de la Península de Baja California, del Golfo de California y Sonora con el fin de estimar la profundidad del Moho [Persaud et al., 2007] pero nunca antes para caracterizar la anisotropía.

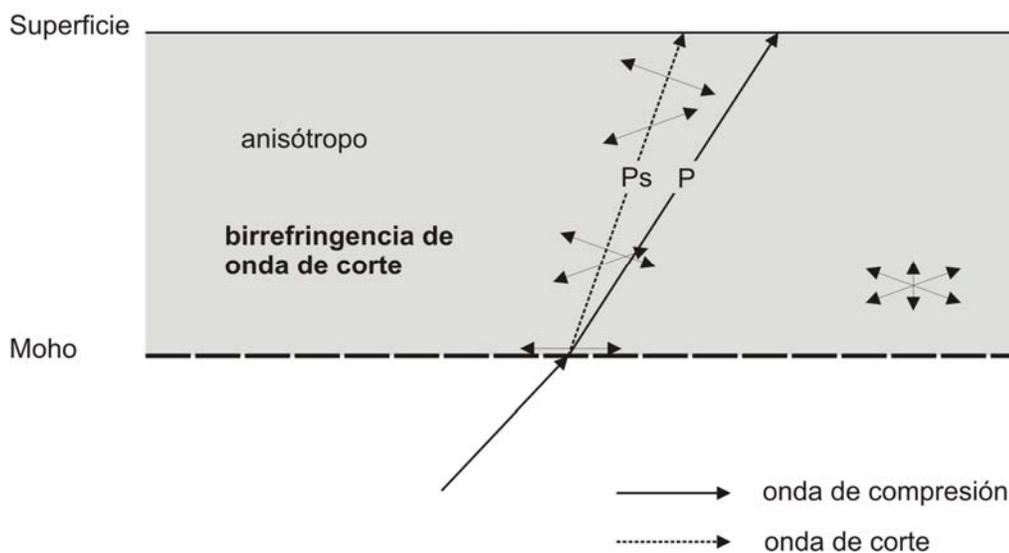


Figura 23: Birrefringencia de la onda convertida Ps en una corteza completa y homogéneamente anisótropa. Las flechas indican las direcciones de los ejes rápido y lento supuestamente en un plano horizontal, y también de las polarizaciones de las ondulaciones rápidas y lentas producto de la birrefringencia.

El primer objetivo de este estudio es determinar la probable anisotropía de la corteza e inferir el patrón anisótropo en cada una de las provincias que componen nuestra región de estudio (ver sección I.1). El segundo objetivo es relacionar nuestros resultados con el marco tectónico y finalmente hacer una comparación entre la anisotropía de la corteza y la del manto superior.

### **III.1. Métodos**

Al llegar a la interfase manto-corteza, las ondas telesísmicas compresivas producen una onda P y una onda convertida de corte Ps (Figura 23) con polarización lineal en el plano radial (plano que contiene la fuente sísmica, el centro de la tierra y la estación sísmica). Esta onda tiene incidencia casi vertical. Al convertirse la onda en el Moho, la onda Ps aparece en la coda de la onda P.

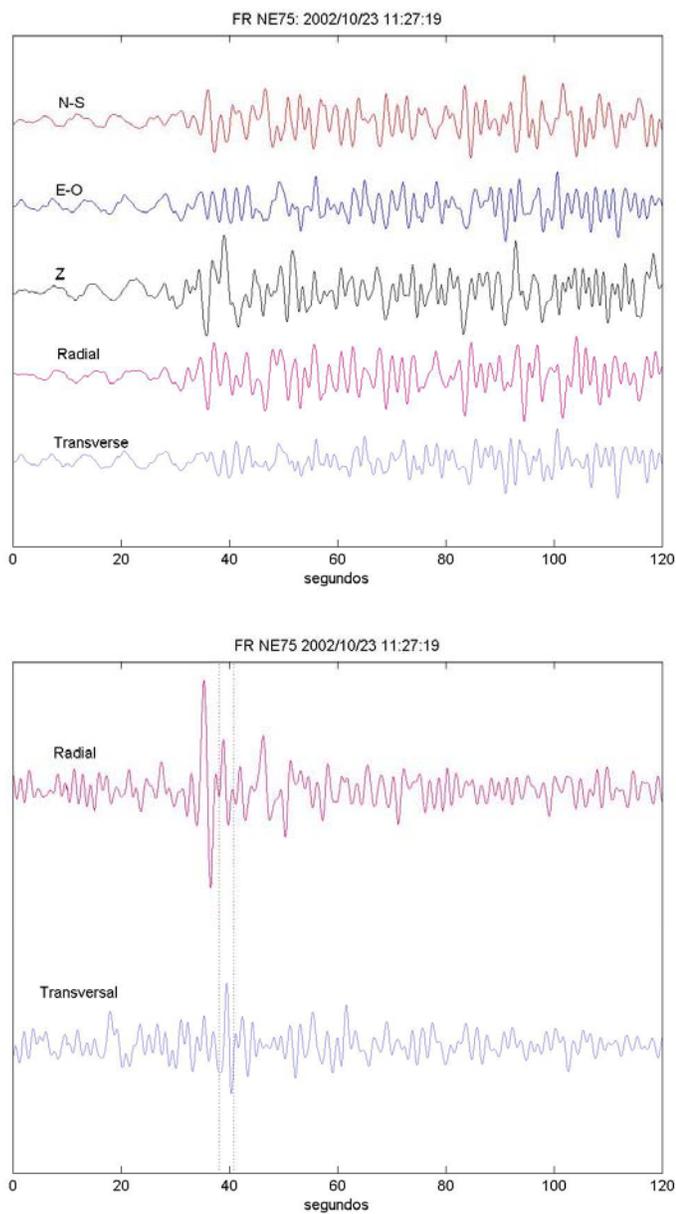


Figura 24: Arriba: ejemplo de onda P y Ps registradas en NE 75. N-S: componente norte sur; E-O: componente este oeste; Z: componente vertical. Abajo: funciones de receptor radial y transversal obtenidas con las señales anteriores.

Para una corteza de 30 km de espesor, el retraso típico de Ps respecto a P, considerando un sólido de Poisson y valores típicos para la velocidad de ondas P (6.6km/s)

es alrededor de 4s. El periodo de esas ondas es aproximadamente 1s por lo que Ps llega bien separada de P.

Por ser generada en el Moho, la onda Ps registra teóricamente cualquier capa anisótropa en la corteza. Siendo una onda de corte, se espera que la onda Ps sufra birrefringencia como se describió para el caso del manto. Por lo tanto, se puede usar el método de *Silver y Chan* [1991] para caracterizar la anisotropía de la corteza. La Figura 23 ilustra el caso más sencillo donde la corteza es total y homogéneamente anisótropa.

### III.1.1. Funciones de receptor

En la Figura 24 se muestra un ejemplo de onda P y de su coda registrada en la estación NE75. La señal es altamente compleja haciendo que los arribos de la onda Ps sean inciertos. Con esta señal cruda, es imposible hacer estimaciones de parámetros de anisotropía usando el método de *Silver y Chan* [1991]. Por lo que el primer problema al cual nos enfrentamos en nuestro estudio es el de reconocer y aislar la onda Ps. Este problema es nuevo en comparación con el estudio presentado en el capítulo anterior, ya que las ondas S y SmKS telesísmicas analizadas para estudiar la anisotropía del manto superior son las primeras del paquete de onda de corte y así son identificadas fácilmente.

Es posible “depurar” las señales para hacer que la onda convertida Ps sea visible y usable. La complejidad de la onda P y de su coda es efecto principalmente de la fuente sísmica. Cada sismo genera un paquete de ondas (*función de fuente*) cuyas características son propias de su mecanismo focal. Esta función de fuente se puede interpretar como un filtro que convoluciona un pulso emitido en la fuente sísmica, otros filtros son el efecto de la trayectoria fuente-estación, en particular en la corteza:

$$u(t) = c(t) * m(t) * f(t) * \delta(t) \quad (23)$$

$$U(\omega) = C(\omega)M(\omega)F(\omega) \quad (24)$$

donde  $u(t)$  es la componente horizontal de la señal en la superficie libre,  $m(t)$  el efecto de la trayectoria entre el hipocentro y la discontinuidad del Mohorovic,  $f(t)$  el efecto de la fuente y  $\delta(t)$  el pulso original.  $c(t)$  es el efecto de la corteza debajo de la estación.

Las ondas P telesísmicas tienen incidencia casi vertical por lo que tienen la mayor parte de su energía en la componente vertical. En este caso el efecto de la corteza  $c(t)$  es básicamente una pequeña fracción de la energía vertical proyectada sobre las componentes horizontales, ya sea por efecto de los contrastes de velocidad, ya sea por anisotropía. En este caso  $c(t)$  afecta poco la componente vertical. Por lo tanto esta componente vertical es prácticamente igual a la función de fuente convolucionada con el pulso original y el efecto de la trayectoria hasta el límite inferior de la corteza:

$$v(t) \approx m(t) * f(t) * \delta(t) \quad (25)$$

$$V(\omega) = M(\omega) F(\omega) \quad (26)$$

La onda Ps está polarizada en el plano radial y perpendicular a la polarización de la onda P y tiene su energía en las componentes horizontales. Una pequeña fracción de la energía de las ondas de compresión P, pP y PcP se encuentra sobre las componentes horizontales y es la que traslapa el arribo de la onda Ps. Como se mencionó anteriormente, la complejidad de las trazas resulta directamente de la función de la fuente. Aplicamos a las trazas horizontales una deconvolución por esta función de fuente (es decir la componente vertical) que es una división en el dominio de la frecuencia:

$$D(\omega) = \frac{U(\omega)}{V(\omega)} \approx \frac{C(\omega) \times T(\omega) \times F(\omega)}{T(\omega) \times F(\omega)} = C(\omega) \quad (27)$$

$$d(t) \approx c(t) \quad (28)$$

El resultado que obtenemos es el sismograma que observaríamos al remover el efecto de la fuente sísmica y de la trayectoria desde la fuente hasta la base de la corteza. Reducimos así la función de receptor a un solo pulso convolucionado con el efecto de la corteza debajo de la estación sísmica.

Verificamos esta hipótesis con la señal del ejemplo anterior (Figura 24). Las señales  $d(t)$  así obtenidas se llaman *funciones de receptor*, por llevar únicamente la información relativa al medio ubicado debajo del receptor sísmico. La componente radial de la función de receptor se usa típicamente para constreñir la profundidad del Moho y la estructura cortical [Ammon, 1991, Lewis et al., 2001]. El creciente interés por la anisotropía sísmica ha llevado a que se analizara también la componente transversal [Vinnik y Montagner, 1996; Levin y Park, 1997; Savage, 1998, Levin et al., 2002a y 2002b; Park et al., 2004]. Respaldados por estudios teóricos con sismogramas sintéticos y con datos reales, esos autores mostraron que el proceso de deconvolución, que permite calcular las funciones de receptor, conserva la información relativa a la trayectoria en la corteza, y en particular conserva el efecto de la anisotropía. Por lo que cuando las señales son complejas, con evidentes traslapes entre P/pP/PcP, y la onda Ps, caracterizamos la anisotropía directamente con las funciones de receptor.

En el dominio de la frecuencia, el resultado  $D(\omega)$  de la deconvolución de la componente vertical  $V(\omega)$  de una componente horizontal  $H(\omega)$  es:

$$D(\omega) = \frac{H(\omega)}{V(\omega)} \quad (29)$$

Para evitar la inestabilidad numérica que resulta de los polos de este cociente, usamos el método estándar del “nivel freático” propuesto por Clayton y Wiggins [1976]. Cuando el valor de  $V(\omega)$  es inferior a un cierto porcentaje  $p_{nf}$  de su valor máximo, lo reemplazamos por un valor mayor a este porcentaje:

$$D(\omega) = \frac{H(\omega)V^*(\omega)}{\xi(\omega)} G(\omega) \quad (30)$$

donde

$$\xi(\omega) = \max\{V(\omega)V^*(\omega), p_{nf} \cdot \max\{V(\omega)V^*(\omega)\}\} \quad (31)$$

$$G(\omega) = \tau \exp\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right) \quad (32)$$

donde  $G$  es un filtro gaussiano. La constante  $\tau$  normaliza la amplitud del filtro en el dominio del tiempo, y  $a$  es su ancho. En nuestro estudio, usamos  $p_{nf}=0.001$  ( $p_{nf}=0.01$  cuando la función de receptor presenta oscilaciones) y  $a=2$ . Estos valores de  $c$  también los usaron *Lewis et al.* [2001] con buenos resultados. Las funciones de receptor así obtenidas presentan un nivel de ruido aceptable sin perder definición de la onda convertida. En el Anexo E se describe el efecto que tiene el método de “nivel freático” sobre las funciones de receptor obtenidas. El método no afecta notablemente los tiempos de los arribos y tampoco las amplitudes de las fases.

Las ondas convertidas tienen un periodo típico de 1s. Antes de aplicar la deconvolución, se filtran las señales crudas en una banda de frecuencias de 0.01-1Hz con el objeto de eliminar el ruido de baja y alta frecuencia. Empleamos un filtro Butterworth de orden 2 y fase cero del programa PITSA [*Scherbaum y Johnson, 1992*] para no distorsionar la señal. Esta operación permite comprobar que el arribo de  $P$  tiene amplitud significativa y permite acotar de manera precisa la ventana que usamos para el cálculo de la función de receptor. En el Anexo F se presenta una prueba del efecto de filtrar las trazas antes de calcular las funciones de receptor, el cual resulta ser despreciable.

Cualquiera que sea la complejidad de la estructura cortical, las ondas que llegan al Moho con incidencia y azimut parecido tienen trayectorias casi idénticas, por lo que las funciones de receptor asociadas deben de ser muy similares. Por lo tanto, se formó grupos de eventos con azimutes de regreso similares (rango de  $\pm 10^\circ$  alrededor de un valor central). Se apilaron las funciones de receptor individuales de un mismo grupo siempre y cuando tuvieran formas de onda consistente. Se obtuvieron así funciones de receptor apiladas con arribos más claros de  $P$  y  $P_s$  sin pérdida de información [*Ammon, 1991*].

### **III.1.2. Ejemplos**

En esta parte se muestra como a partir de trazas crudas muy diferentes se obtienen funciones de receptor bastante consistentes entre ellas, siempre y cuando tengan

trayectorias similares desde su generación en la base de la corteza hasta la estación sísmica. En NE75 registramos 8 eventos con arribos claros de onda P con azimut de regreso dentro del rango  $310^{\circ} < azr < 330^{\circ}$  (Tabla IV). Seleccionamos eventos someros, intermedios y profundos. En la Figura 25 se muestra las componentes vertical, radial y transversal de las señales crudas. En esta figura se puede observar cómo cada evento produce formas de onda distintas debido a que los mecanismos focales son diferentes. Excepto en el caso del evento “0211170453” que tiene forma de onda simple, las formas de onda son complicadas y además de la onda P, aparecen ondas PcP (no indicada) y pP. Cada pulso registrado después del primer arribo tiene también algo de energía en el plano horizontal y produce una onda convertida (Figura 25). Toda esta energía se traslapa con el arribo de la onda Ps. En esas condiciones es obvio que no se puede aislar el arribo de la onda convertida Ps. Por tanto, para cada evento, deconvolucionamos la componente vertical de las componentes radial y transversal de la señal cruda. Obtenemos las funciones de receptor mostradas en la Figura 25.

A pesar de las discrepancias observadas entre las trazas crudas, las funciones de receptor son sorprendentemente consistentes entre ellas y muy sencillas en su forma. El proceso de deconvolución permitió remover la información relacionada con la fuente, reduciendo la forma de la onda P incidente (y por la tanto la de la onda Ps) a un solo pulso. En la coda de P podemos observar la onda Ps alterada por su interacción con la estructura cortical. Eso nos confirma que el tratamiento que aplicamos fue exitoso en aislar la información común a cada traza, la cual corresponde a la firma de la corteza. En la Figura 25 también graficamos la traza que obtuvimos apilando las funciones de receptor. Aplicamos la operación de deconvolución por la componente vertical a cada evento de nuestra base de datos, agrupamos las funciones que tienen azimutes de regreso cercanos en grupos (rango de  $20^{\circ}$ ), y para cada grupo calculamos la función de receptor apilada.

Tabla IV: Eventos usados en el cálculo de las funciones de receptor promedio en NE75 para el rango de azimut de regreso 310°-330°.

Fecha	Hora	Lat (°)	Lon (°)	Z (km)	$\Delta$ (°)	AZR (°)	M
2002/06/28	17:19:30	43.7	130.6	566	88	319	7.3
2002/11/17	04:53:53	47.8	146.2	459	77	317	7.3
2003/05/26	09:24:33	38.8	141.5	68	84	311	7.0
2003/06/16	22:08:02	55.4	159.9	175	66	322	6.9
2003/07/27	06:25:32	47.1	139.2	470	81	319	6.8
2004/04/11	18:06:12	42.9	144.8	41	80	313	6.1
2004/11/28	18:32:14	43.0	145.1	39	80	313	7.0
2004/12/06	14:15:12	42.9	145.2	35	80	313	6.8

### III.1.3. Estimaciones de parámetros anisótropos de la corteza

Por ser producida por la conversión en el Moho de una onda P, la onda Ps tiene teóricamente una polarización lineal en el plano radial al momento de su generación. Eso es válido siempre y cuando el Moho no tenga inclinación ya que esto también produce rotación de la energía fuera del plano radial [Langston, 1977; Savage, 1998]. En lo que sigue, supondré que no es el caso debajo de ninguna de las estaciones estudiadas (III.3.2). Consecuentemente, la presencia de energía en la componente transversal correspondiente a la onda Ps es anómala y se interpreta como efecto de la anisotropía de parte de la corteza.

Se hacen también las suposiciones siguientes: Primero, la anisotropía de la corteza está confinada en una sola capa homogénea con interfases horizontales. Las direcciones particulares (rápida y lenta) están en un plano horizontal. Segundo que su efecto sobre la onda Ps es el de partición de onda (veremos en el capítulo IV que el efecto de la anisotropía puede tomar formas distintas y que por lo tanto no pueden ser estudiadas del modo que planeamos usar aquí).

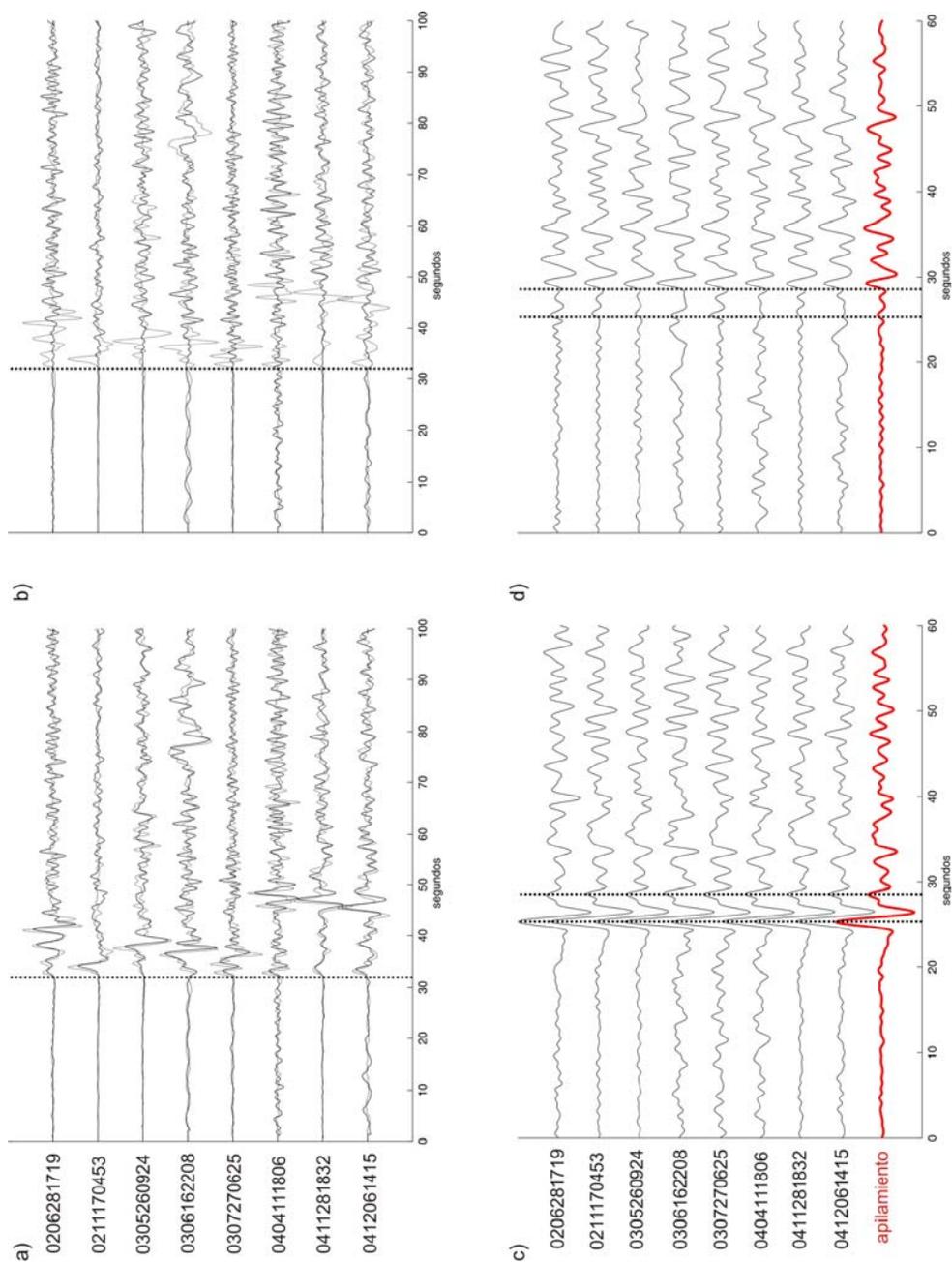


Figura 25: Sismogramas asociados a los eventos de la Tabla IV proyectados sobre el eje radial (a) y transversal (b). También se muestra las componentes verticales (línea punteada) y el arribo de P sobre la vertical (línea punteada vertical). También se muestran las componentes radial (c) y transversal (d) de las funciones de receptor obtenidas a partir de las señales crudas precedentes. La línea gruesa abajo es el apilamiento de las 8 funciones de receptor. La segunda línea punteada indica el arribo del máximo de la onda convertida  $P_s$  sobre la componente radial. Nótese que la operación de deconvolución vuelve el tiempo de arribo de P artificial, por lo que no corresponde al de a) y b).

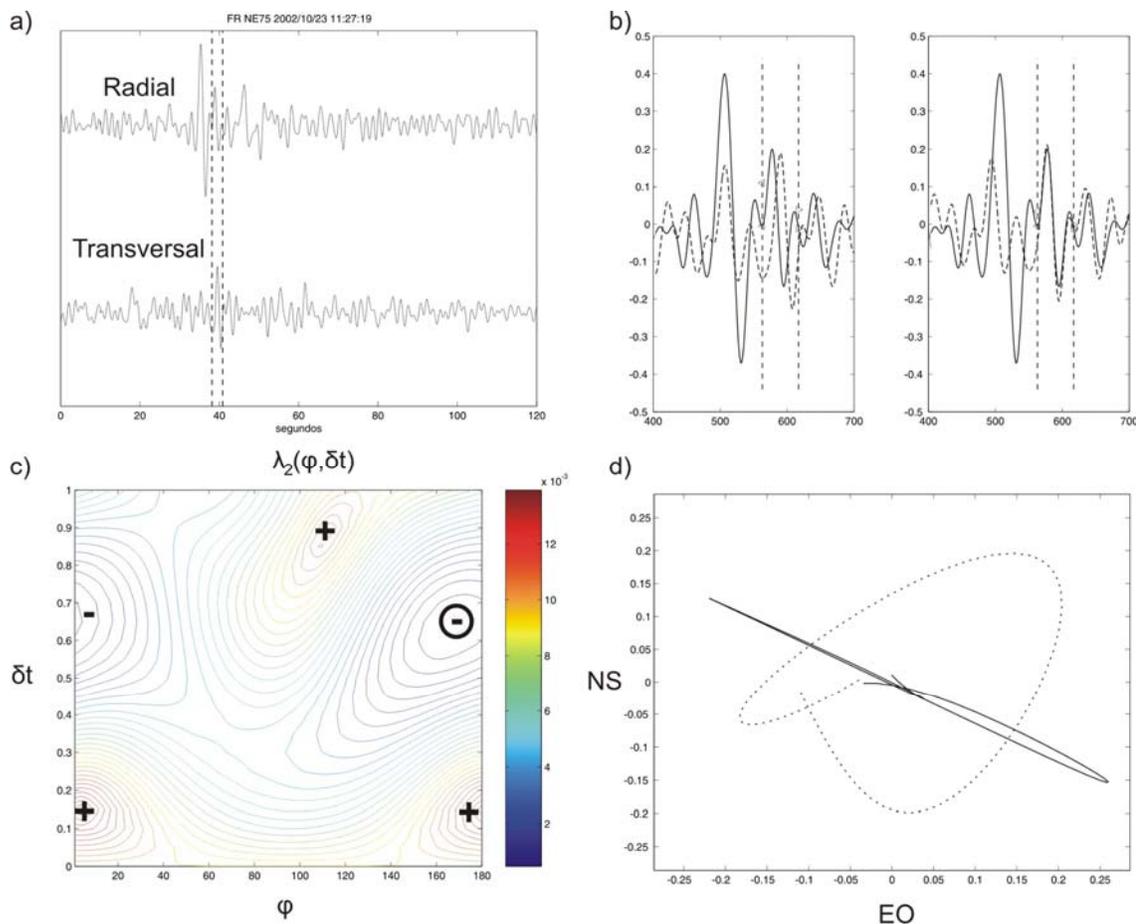


Figura 26: Ejemplo de partición de onda Ps. a) Señal observada rotada hacia las componentes radial y transversal. La ventana indica los límites de la onda Ps. b) Onda Ps rotada hacia los ejes rápido (línea continua) y lento (línea discontinua) antes (izquierda) y después (derecha) de remover el retraso. c) Curvas de contorno del segundo valor propio de la matriz de covarianza calculada entre la onda Ps rotada hacia el eje rápido (azimut  $\varphi$ ) por una parte, y hacia el eje lento (azimut  $\varphi+90^\circ$ ) y adelantada de  $\delta t$  segundos por otra parte. Los mínimos (-) y máximos (+) locales están indicados. Un círculo indica el mínimo absoluto del segundo valor propio. d) Movimiento de partícula de la onda Ps antes (línea discontinua) y después (línea continua) de la corrección por la anisotropía.

Esta situación es similar a la de las ondas SmKS para el manto. Por lo tanto, usamos de la misma manera el método de *Silver y Chan* [1991] para estimar el azimut  $\varphi$  del eje rápido en la corteza y el tiempo de retraso  $\delta t$  entre las dos ondículas resultantes de la partición. La Figura 26 muestra un ejemplo del procedimiento seguido.

## **III.2. Datos**

### **III.2.1. Selección de las estaciones**

El objetivo en esta parte de la tesis es caracterizar la anisotropía por lo menos en una estación de cada una de las provincias tectónicas que componen la región de estudio. Seleccionamos estaciones con buen número de registros y nivel de ruido bajo: NE71 en la PTT, NE75 en la PCE y NE80/NE81 en la PCC (costas de Sonora). Para el caso de la PEG, una elección natural sería NE70, por ser la estación más cercana al límite de placas. Sin embargo, por el alto nivel de ruido que caracteriza esta estación, las funciones de receptor que calculamos resultaron muy ruidosas. Por lo tanto, escogimos PPXB y NE82 que tienen una ubicación no tan estratégica pero que están sobre basamento rocoso.

### **III.2.2. Selección de los eventos**

La ubicación de las estaciones de la red NARS-Baja y RESBAN, en el marco sismotectónico global, es propicia para una buena cobertura para registrar eventos que producen ondas Ps (Figura 27). Seleccionamos inicialmente eventos con magnitud superior a 5.5, con distancia epicentral superior a  $30^\circ$ , para garantizar un ángulo de incidencia casi vertical al llegar al Moho. De esta manera, la modelación e interpretación resulta más sencilla. De esos eventos, guardamos 76 eventos con magnitud entre 5.5 y 8.5, profundidad entre 4 y 627km y distancia epicentral de unos  $30^\circ$  hasta unos  $115^\circ$  (Anexo G, Tabla XIX). En algunos casos, la onda P no tiene arribo claro, pero en cambio la onda pP o PP destacan significativamente. En estos casos la función de receptor se calcula con base al arribo de pP o PP. En algunas ocasiones también puede suceder que varias de esas ondas de compresión aparezcan en la misma traza. Si son además suficientemente separadas, se pueden calcular varias funciones de receptor con la misma traza usando cada una de las fases presentes.

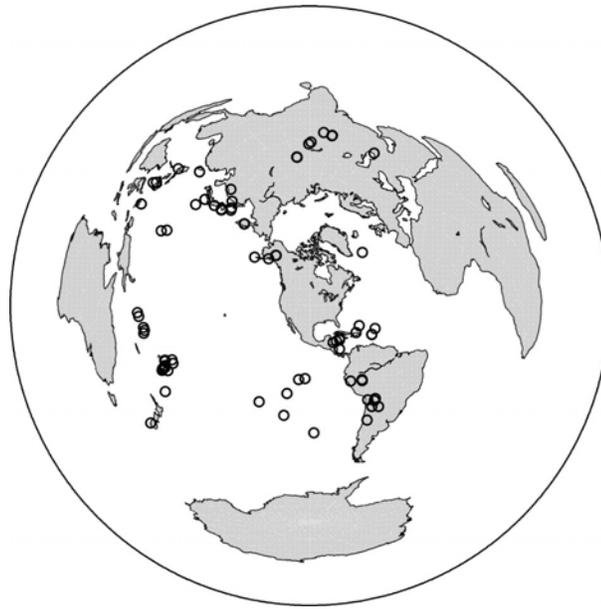


Figura 27: Distribución de eventos que proporcionaron funciones de receptor útiles.

### **III.3. Resultados**

#### **III.3.1. Funciones de receptor**

En el capítulo IV gráfico y describo en detalle las funciones de receptor promediadas que obtuvimos para cada estación. A continuación solo describo los rasgos que necesitamos para el estudio de la birrefringencia de onda Ps.

En NE71 (Figura 52, capítulo IV), el arribo de la onda P es muy claro tanto en la componente radial (R) como en la componente transversal (T). Solamente existe una fase convertida lo que implica que no existe cambio de velocidad fuerte entre el Moho y la superficie. La onda Ps tiene arribos claros sobre R y T. El tiempo de retraso de la onda Ps respecto a la onda P es de 4.3s.

En NE75 (Figura 55, capítulo IV), el arribo de la onda P es muy claro sobre R pero no tanto sobre T. La onda Ps principal tiene energía sobre T para casi todas las direcciones. El tiempo de retraso entre Ps y P es de 3.3s.

En NE80 (Figura 61, capítulo IV), el arribo de la onda P es muy claro sobre R. Parece que no tiene energía sobre T. Inmediatamente después del arribo de P, hay dos ondas convertidas. La primera fase llega demasiado temprano para que se haya generado en el Moho, lo cual sugiere la existencia de una discontinuidad entre el Moho y la superficie. La segunda llega 2.8s después de la onda P y es la que interpretamos como onda Ps, producida en la base de la corteza. Esta fase es mucho más energética y se registra en la componente transversal.

Para las estaciones NE81, NE82 y PPXB obtuvimos buenas funciones de receptor. Sin embargo, no permitieron hacer buenas mediciones de birrefringencia sísmica (ver siguiente sección) por lo que no las presentamos en esta sección.

### **III.3.2. Estimaciones de los parámetros de birrefringencia sísmica**

En la Tabla XIX del Anexo G se presenta la lista completa de las estimaciones de birrefringencia sísmica que hicimos a partir de funciones de receptor individuales. Como en el caso del estudio de la anisotropía del manto superior, clasificamos las estimaciones en dos grupos A y B según su calidad. A continuación se grafican las estimaciones de la dirección rápida  $\phi$  en la corteza debajo de las estaciones NE71, NE75 y NE80. Los tiempos de retraso que se calculó invirtiendo matemáticamente el efecto de birrefringencia de onda Ps van de 0.2s a 0.9s, con un promedio de 0.5s y una desviación estándar igual a 0.18. En NE81, el importante traslape entre los pulsos que constituyen los primeros 5s de la coda de P (Figura 62, capítulo IV) no nos permitió hacer mediciones confiables. En PPXB y NE82, tenemos un problema similar. La onda Ps llega muy pegada a la onda P debido a que la

corteza cerca del límite de placas es delgada [López-Pineda *et al.*, 2007; Persaud *et al.*, 2007].

En NE71, el tiempo de retraso promedio es  $0.5s \pm 0.2s$  (mediciones “A” y “B”). Este valor es un valor alto comparado con los registrados en otras zonas donde van de 0.1 a 0.3s [McNamara y Owens, 1993; Silver, 1996]. La dirección dominante en el diagrama de rosa es  $75-90^\circ$  y representa 20% de las mediciones. Sin embargo, existen otras direcciones significativas ( $135-150^\circ$  y  $165-180^\circ$ ). En el caso de NE75, el tiempo de retraso promedio es también alto ( $0.6s \pm 0.2s$ ). La dirección dominante es  $0-15^\circ$  y representa 19% de la muestra. En NE80, el tiempo de retraso promedio es alto ( $0.5s \pm 0.2s$ ). La dirección dominante es  $90-105^\circ$  y representa 23% del número total de mediciones.

Un rasgo importante de los resultados radica en que, en cada estación, las mediciones individuales de  $\phi$  suelen ser muy consistentes entre ellas para eventos con azimut de regreso (que corresponde a la polarización isótropa de la onda convertida Ps) similares.

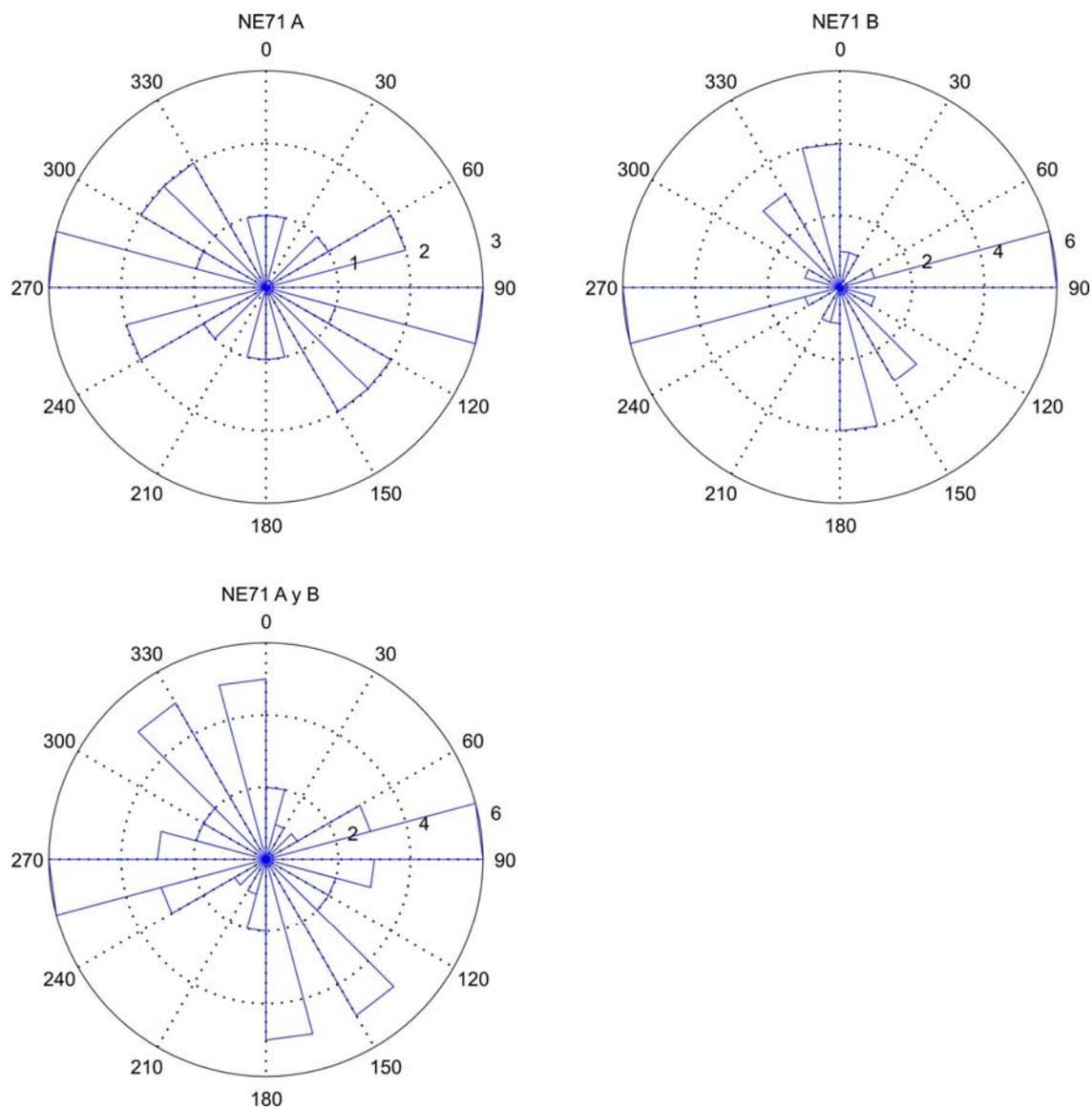


Figura 28: Estimaciones de los parámetros de birrefringencia en NE71 (Tabla XIX del Anexo G). Se usa diagramas de rosas para mostrar las mediciones de calidad A y B separadamente y juntas. Cada sección tiene ancho igual a 15°. Los números alrededor de los diagramas indican el azimut de la dirección rápida en la corteza y los números en los diagramas indican la cantidad de mediciones en cada sección.

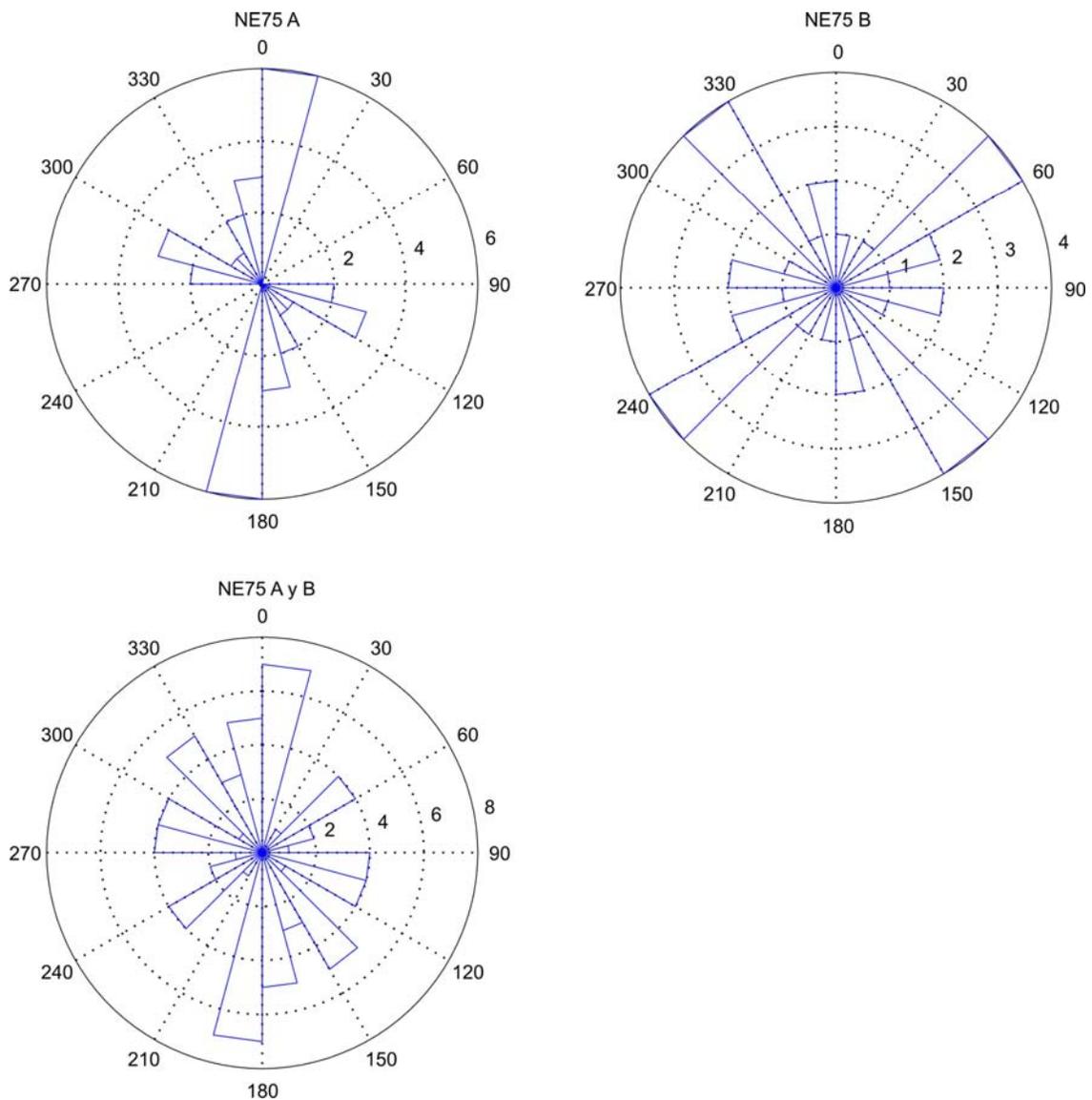


Figura 29: Estimaciones de parámetros de birrefringencia en NE75. Las notaciones siguen las de la Figura 28.

Efectivamente, bajo esta condición las ondas Ps registran la anisotropía de la corteza con la misma trayectoria (Tabla XIX del Anexo G y Figura 31). En cambio, las mediciones difieren mucho para eventos con azimutes de regreso distintos.

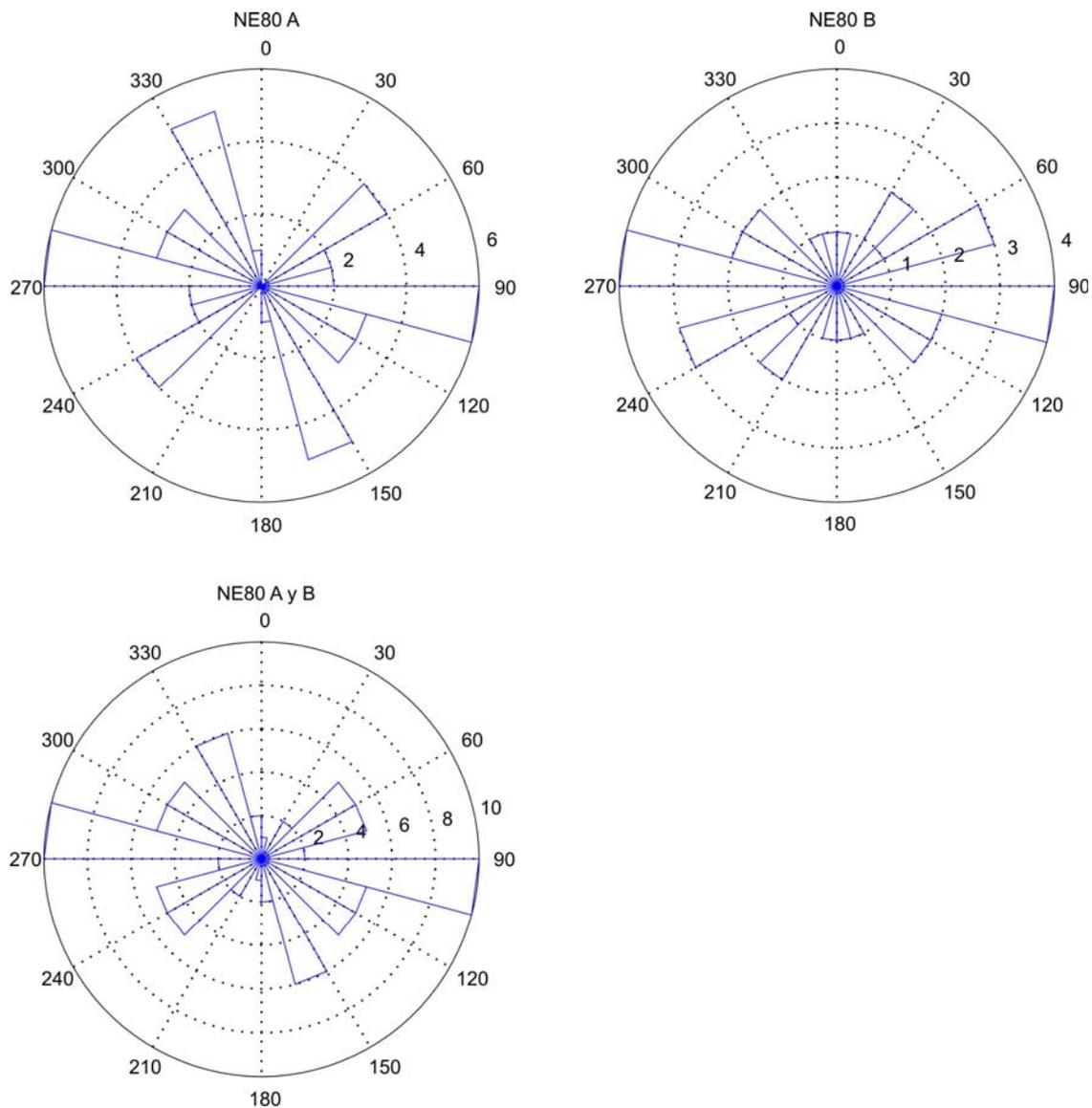


Figura 30: Estimaciones de parámetros de birrefringencia en NE80. Las notaciones siguen las de la Figura 28.

Una posible explicación de la dependencia azimutal es que nuestras mediciones estén afectadas por ondas producidas por fenómenos de difracción. Cuando ondas reflejadas y difractadas traslapan Ps, alteran su forma de onda e impiden que el método de *Silver y Chan* [1991] funcione eficientemente.

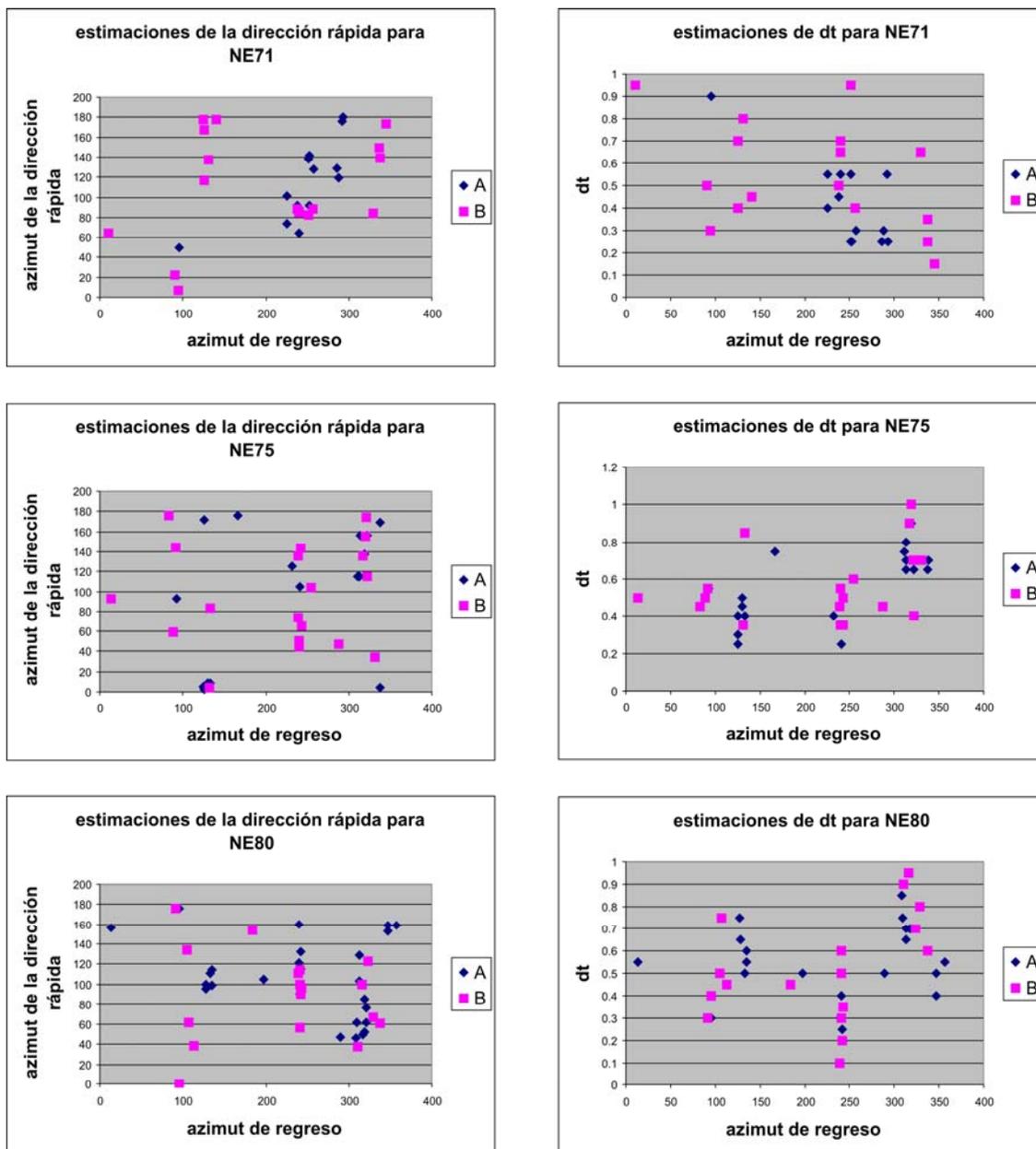


Figura 31: Parámetros de birrefringencia (calidad A y B) en función del azimut de regreso de los eventos.

Otra explicación a la dependencia azimutal de las estimaciones es que por lo menos una de las suposiciones de nuestro enfoque (III.1.3) no sea adecuada. Supusimos que la

anisotropía está ubicada en una sola capa homogénea con interfases horizontales, confinada en la corteza, y con las direcciones rápida y lenta en un plano horizontal. Si cualquiera de estas condiciones no se cumple, podemos esperar variaciones importantes de las estimaciones proporcionadas por nuestro programa.

Es posible que alguna de las estructuras de la litósfera somera esté inclinada. *Persaud et al.* [2007] estudiaron la profundidad del Moho en la región del GdC y sugieren que el efecto de la posible inclinación del Moho debajo de las estaciones NE71, NE75 y NE80 sobre las funciones de receptor no es significativo. Es poco probable por tanto que la inclinación del Moho sea la fuente de energía anómala en la componente transversal y de la dependencia azimutal observada en nuestras estimaciones de los parámetros anisótropos de la corteza.

Cuando analizamos la birrefringencia que afecta la onda Ps, tenemos que suponer que el manto inmediatamente debajo del Moho es isótropo. Sin embargo, es muy probable que el manto superior sea anisótropo en la región del GdC (ver capítulo anterior). El efecto de la anisotropía del manto inmediatamente debajo del Moho puede traslaparse con el efecto de la anisotropía de la corteza (ver capítulo IV) y así afectar la inversión de la birrefringencia de la onda Ps.

Supusimos también que las direcciones lentas y rápidas son horizontales en la corteza. Esta suposición parece frecuentemente válida para el caso del manto superior donde los flujos tienden a ser horizontales. Sin embargo, las fábricas en la corteza, en particular las responsables de la anisotropía, suelen tener inclinación significativa. Estudios teóricos muestran que en un medio anisótropo contenido en una sola capa donde el plano que tiene las direcciones particulares está inclinado, las estimaciones de los parámetros  $\varphi$  y  $\delta t$  presentan un patrón con periodicidad igual a  $\pi$ . No se nota a primera vista una relación similar en la Figura 31.

Si la anisotropía sísmica está distribuida en dos capas con direcciones rápidas distintas en lugar de una sola como supusimos, las estimaciones de los parámetros anisótropos presentarían un patrón con periodicidad igual a  $\pi/2$  [Silver y Savage, 1994] y tampoco notamos tal relación de periodicidad en la Figura 31.

En conclusión, el grado de complejidad de la estructura cortical parece ser alto y no puede ser explicado con el modelo que definimos en el III.1.3. En consecuencia, necesitamos adoptar un modelo que tome en cuenta un nivel de complejidad más alto. Una buena manera de lograrlo es modelar directamente las funciones de receptor y su patrón de variación azimutal. Este estudio es el motivo del capítulo siguiente.

### **III.4. Profundidad del Moho**

Suponiendo que las ondas P y Ps que registramos tienen una trayectoria casi vertical en la corteza, el retraso que acumula la onda Ps sobre la onda P desde su generación en el Moho nos permite estimar la profundidad de éste. La diferencia en tiempos de arribo entre la onda P y Ps se puede expresar en término del espesor de la corteza  $d$  y de las velocidades de propagación de P ( $V_P$ ) y de S ( $V_S$ ):

$$\delta t = \frac{d_{corteza}}{V_S} - \frac{d_{corteza}}{V_P} \quad (33)$$

Suponiendo que la corteza se comporta como un sólido de Poisson, la expresión (33) se simplifica:

$$d_{corteza} = \frac{\delta t}{\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P}} = \frac{\delta t}{\frac{\sqrt{3}}{V_P} - \frac{1}{V_P}} = \frac{\delta t \times V_P}{\sqrt{3} - 1} \quad (34)$$

Suponiendo que la velocidad promedio en la corteza es de 6.6km/s [Nava y Brune, 1982], obtenemos los valores listados en la Tabla V para el espesor de la corteza.

Tabla V: Tiempos de retraso entre onda P y onda convertida Ps. Se indica también estimaciones de los espesores corticales calculados a partir de esos tiempos de retraso y con un valor promedio  $V_p = 6.6\text{km/s}$ . Como comparación se muestra los valores encontrados por *López-Pineda et al.* [2007].

Estación	Tps – Tp (s)	Espesor (km)		
		Este estudio	<i>López-Pineda et al.</i> 2007	<i>Persaud et al.</i> 2007
NE71	4.3	39	50	34
NE75	3.3	30	20	27
NE80	2.8	25	/	32
NE81	3.5	31	/	28

### III.5. Conclusiones

Con base en los registros de las redes sísmicas NARS-Baja y RESBAN calculamos las funciones de receptor bajo una estación en la Provincia Transpeninsular Transcurrente (NE71), una estación en la Provincia Central Estable (NE75), dos estaciones en la Provincia Extensional del Golfo (PPXB y NE82) y dos estaciones en la Provincia de Cuencas y Cordilleras (NE80 y NE81). Las funciones de receptor presentan pulsos en la componente transversal que interpretamos como debidos a la presencia de material anisótropo en la corteza.

Cuando las funciones presentan un arribo claro de la onda convertida en el Moho se realiza mediciones de birrefringencia sísmica usando un método similar al empleado para el caso del manto superior. Suponemos en este caso que la anisotropía está confinada en una capa única y confinada en la corteza, con interfases y direcciones rápida y lenta en un plano horizontal y que afecta la onda convertida Ps por medio del fenómeno de partición de onda. Obtuvimos buenas estimaciones de los parámetros anisótropos para las estaciones NE71, NE75 y NE80.

El punto más relevante de este estudio es la fuerte dependencia azimutal que existe en las estimaciones de los parámetros anisótropos de la corteza. Concluimos que la estructura anisótropa de la corteza es compleja y que las suposiciones que lleva el análisis de la anisotropía de la corteza mediante inversiones de birrefringencia de ondas Ps son demasiado restrictivas. Necesitamos usar por lo tanto otro enfoque, lo que es el objetivo del capítulo IV.

## **IV. Modelación de la anisotropía de la corteza usando sismogramas sintéticos**

En este capítulo se realiza la modelación directa de las formas de ondas de las funciones de receptor (FR). Se modelan los primeros segundos de las FR por lo que se espera registrar el efecto de la anisotropía de la corteza y también la de los primeros kilómetros del manto superior. Los modelos directos de la anisotropía se obtienen comparando las FR obtenidas en el capítulo anterior con FR sintéticas generadas usando un programa basado en el método de reflectividad. En el capítulo anterior, se cuestionó la pertinencia de los resultados posiblemente debido a la posible violación de una de las suposiciones hechas para poder realizar el análisis. La ventaja del enfoque usado en este capítulo es que no se requiere hacer suposiciones fuertes en cuanto a la estructura anisótropa del medio. Comparado con el análisis de la birrefringencia de ondas Ps, la modelación directa de las FR permite resolver estructuras más complejas y más realistas. Sin embargo, el principal inconveniente de este método radica en su falta de unicidad.

En lo que sigue, se presenta a grandes rasgos los dos métodos usados para calcular sismogramas sintéticos, su aplicación a estructuras simples, y finalmente los modelos propuestos para las estaciones ya estudiadas en el capítulo anterior. Se discute finalmente la interpretación de los modelos anisótropos obtenidos.

### ***IV.1. Descripción de los métodos***

#### **IV.1.1. Descripción conceptual de los métodos**

El primer método fue propuesto por *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] y el segundo fue desarrollado por *Park* [1996]. El primero resultó ser más eficiente en términos de tiempo de cálculo por lo que es el que usamos y que presentamos a continuación (ver Anexo H para el método de *Park* [1996]). Las hipótesis en las cuales están basados los dos métodos son muy similares, por lo que producen resultados consistentes para una misma

estructura (Anexo I). Aprovechando esta similitud, escribí dos programas simultáneamente con el fin de comparar paso a paso los resultados de ambos y así comprobar su buen funcionamiento. Como prueba final, se verificó que los sismogramas sintéticos obtenidos con los programas escritos para esta tesis y los obtenidos por *Keith y Crampin* [1977c] y *Savage* [1998] para las mismas estructuras fueran iguales.

Los dos programas permiten calcular la función de transferencia correspondiente a un modelo de capas horizontales que pueden ser anisótropas. De esta manera, después de definir las características de un pulso incidente en la base de las capas, se calcula el sismograma sintético en la superficie libre. Los dos métodos se basan en la misma ecuación fundamental, que es la ecuación de onda para un medio anisótropo, la diferencia es meramente cuestión de formulación. El procedimiento consiste, primero, en definir las propiedades de cada capa. El método de *Park* [1996] es más específico, ya que supone que el sistema de simetría, con el cual se modelan las diferentes capas, es hexagonal, lo cual permite simplificar la formulación del problema. El método de *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] no impone ninguna restricción al tensor elástico de las capas anisótropas. En el caso de capas isotrópicas, se definen las velocidades de onda  $P$  y  $S$ , la densidad, y su espesor. En el caso de las capas anisótropas, se define el tensor elástico, la densidad y su espesor. Se acepta generalmente que tanto en el caso de las rocas de la corteza como las del manto, un sistema de simetría hexagonal es una buena aproximación. Este sistema tiene la ventaja de ser uno de los más sencillos, ya que el tensor elástico depende solamente de 5 parámetros independientes [*Babuska y Cara*, 1991]. Usando la notación propuesta por *Love* [1927], en un espacio definido por una base ortogonal ( $e_1, e_2, e_3$ ), el tensor elástico que describe un sistema hexagonal cuyo eje de simetría es paralelo a la  $e_3$  queda totalmente definido por 5 parámetros independientes A, C, F, L y N:

$$T_e = \begin{bmatrix} A & A-2N & F & & & \\ A-2N & A & F & & & \\ F & F & C & & & \\ & & & L & & \\ & & & & L & \\ & & & & & N \end{bmatrix}$$

Podemos relacionar estos parámetros con las componentes isótropas del modelo, que son las velocidades promedio de ondas  $P$  y  $S$ , la densidad  $\rho$ , y las componentes anisótropas que son el rango de velocidades de las ondas  $P$  y  $S$  y un parámetro  $\eta$  propio al tipo de roca (ver fórmula en Anexo J y *Farra et al.* [1991]). Este último parámetro controla la deformación de la elipse que define la velocidad en un medio anisótropo. Para rocas altamente anisótropas de la corteza como los esquistos,  $\eta$  toma valores entre 0.4 y 0.9 [*Godfrey et al.*, 2000]. Para el manto *Farra et al.* [1991] sugieren que  $\eta \sim 1$ . Una vez calculados los tensores elásticos, los rotamos para dar una orientación particular al eje de simetría, definido por su azimut e inclinación (ver fórmula en Anexo K).

Una vez definido el modelo constituido por el conjunto de capas, se resuelve para cada una de ellas la ecuación de momento. Cada método tiene su formulación propia pero ambos llevan a un sistema de dimensión  $6 \times 6$  (ver IV.1.2 y Anexo H). Para resolver este sistema buscamos sus valores propios. Existen seis valores propios a los cuales corresponden seis vectores propios. Obtenemos así seis soluciones de onda para cada capa. Cada valor propio es proporcional a su lentitud vertical y el vector propio asociado define la amplitud de la onda en las tres direcciones del espacio. Lo anterior significa que una onda que interactúa con una capa produce un movimiento de partícula que se describe como una combinación lineal de las seis soluciones de onda. Tres de las soluciones son ondas que ascienden en la capa: una “casi” onda de compresión  $qP$  y dos “casi” ondas de cizalla  $qS$ . Se les dice “casi” ondas para tomar en cuenta que en un medio anisótropo la dirección del movimiento de partícula ni está alineada con la dirección de propagación ni es perpendicular a ésta. Las otras tres soluciones son ondas que descienden. No consideramos el caso de las ondas evanescentes que corresponden a pares de soluciones complejas conjugadas. La lentitud horizontal es un parámetro constante que fijamos cuando definimos las características de la onda incidente. Por lo que el vector de onda de cada solución queda totalmente definido en cada capa. Usando el vector de onda y el vector de amplitud de las soluciones a la ecuación del momento, calculamos la tracción asociada a cada una de las capas del modelo.

Una vez que están definidas en cada capa las condiciones de desplazamiento y esfuerzos, se usan las condiciones de frontera para relacionar los parámetros del pulso incidente en la base del modelo con los parámetros que describen el movimiento en la superficie libre. Cabe mencionar que este último paso se realiza en el dominio de la frecuencia. A partir de aquí se toma en cuenta el efecto de la propagación en cada capa. Este efecto depende de la frecuencia. Usando formulaciones distintas, los dos programas establecen una función de transferencia  $F(\omega)$  que describe la respuesta del apilamiento de las capas, calculando sus componentes para cada frecuencia discreta de la transformada de Fourier de la onda incidente  $U(\omega)$ . Multiplicando  $F(\omega)$  por  $U(\omega)$  obtenemos la transformada de Fourier del movimiento en la superficie libre. Una transformada inversa nos da la serie de tiempo correspondiente.

Los dos métodos dan prácticamente los mismos resultados (ver Anexo I). Debido a que el método de *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] resultó ser un poco más eficiente en tiempo de cálculo, es el que usamos en lo que sigue. A continuación se describe con mayor detalle este método.

#### IV.1.2. Método de Keith y Crampin

La formulación que presento aquí fue desarrollada por *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c]. Esta técnica permite calcular sismogramas sintéticos en un medio anisótropo y es una teoría general basada en *Synge* [1956, 1957] y *Crampin* [1970]. Las ecuaciones de movimiento con vibración libre en un medio elástico son:

$$\left( \rho \delta_{j,m} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - T_{e,jkmn} \frac{\partial^2}{\partial x_k \partial x_n} \right) u_m = 0, \quad j = 1,2,3 \quad (35)$$

Donde  $u$  es el desplazamiento,  $\rho$  es la densidad,  $T_{e,jkmn}$  son las componentes del tensor elástico y  $\delta_{jm}$  es la delta de Kronecker. Se usa la convención de suma sobre los índices repetidos. Buscamos una solución armónica de onda plana de la forma:

$$u_j = a_j \exp[i\omega(t - q_k x_k)], \quad j = 1,2,3 \quad (36)$$

Donde  $\vec{a}$  es el vector de polarización,  $\omega$  es la frecuencia angular y  $\vec{q}$  es el vector de lentitud. Al sustituir los desplazamientos en la ecuación de movimiento, obtenemos las tres ecuaciones:

$$\rho a_j = T_{e,jkmn} q_k q_m a_m, \quad j = 1,2,3 \quad (37)$$

Para que  $a$  sea diferente de cero, se requiere:

$$\det(F_{jm}) = 0 \quad (38)$$

Donde

$$F_{jm} = -\rho \delta_{jm} + T_{e,jkmn} q_k q_n, \quad j = 1,2,3 \quad (39)$$

Los desplazamientos representados por la ecuación (36) son solución de (35) si el vector de lentitud verifica (38). En lo que sigue, usamos un sistema de referencia ortonormal con el eje vertical  $x_3$  apuntando hacia abajo. El vector incidente está en el plano perpendicular a  $x_2$  y forma un ángulo  $\theta$  con respecto al plano  $x_3=0$ . Sin pérdida de generalidad, tomamos  $q_1 = 1/c$  y  $q_2 = 0$ , donde  $c = v/\sin\theta$  es la velocidad de fase aparente a lo largo de la interfase, y  $v$  es la velocidad de fase de la onda plana. De esta manera, la ecuación (42) se convierte en un polinomio de orden 6 en  $q_3$  con coeficientes reales. De aquí en adelante nos referimos al vector de lentitud como  $q$  en lugar de  $q_3$ .

Las 6 soluciones pueden ser reales, lo que corresponde a ondas de cuerpo que se propagan, o bien complejas conjugadas, que corresponden a ondas no homogéneas ligadas a la interfase (Figura 32). Tres soluciones corresponden a ondas ascendentes y tres a ondas descendentes. Ordenamos las raíces  $q(n)$ ,  $n = 1, \dots, 6$  de tal manera que  $n = 1, 2, 3$  correspondan a la onda  $qP$  (casi onda de compresión) y a las dos ondas  $qS$  (casi onda de corte) que se propagan hacia abajo (hacia  $z$  positivo) respectivamente.  $n = 4, 5, 6$  corresponde a las dos ondas  $qS$  y la onda  $qP$  que se propagan hacia arriba (hacia  $z$  negativo).

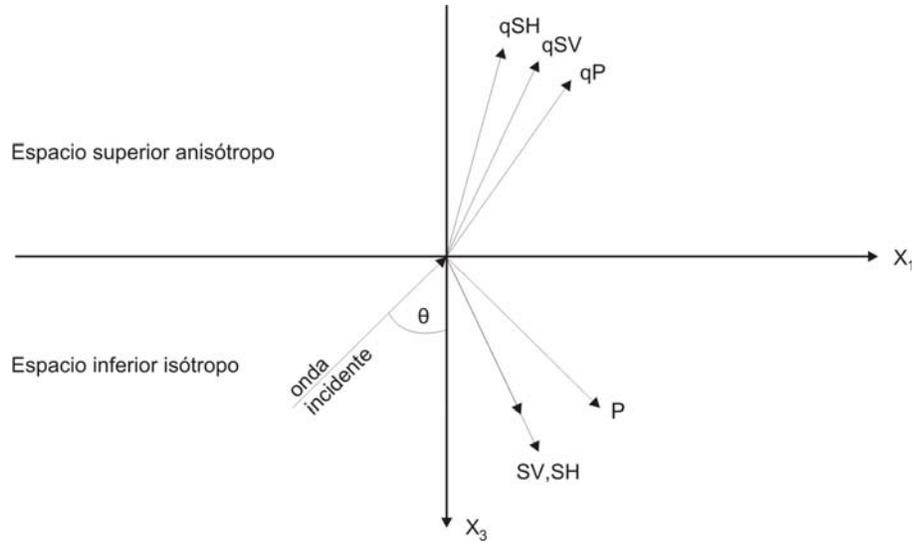


Figura 32: Reflexión y transmisión de una onda incidente en una interfase entre un medio isótropo y un medio anisótropo.  $P$ ,  $SH$ ,  $SV$  son los vectores de propagación de las ondas reflejadas y  $qP$ ,  $qSH$ , y  $qSV$  son los vectores de propagación de las ondas transmitidas (modificada a partir de *Keith y Crampin [1977a]*).

El vector de polarización  $a$  se obtiene de la solución de la ecuación (38):

$$\begin{bmatrix} a_1(n) \\ F_{22}(n) & F_{23}(n) \\ F_{32}(n) & F_{33}(n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_2(n) \\ F_{23}(n) & F_{21}(n) \\ F_{33}(n) & F_{33}(n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_3(n) \\ F_{21}(n) & F_{22}(n) \\ F_{31}(n) & F_{32}(n) \end{bmatrix} \quad n = 1, \dots, 6 \quad (40)$$

El grado de libertad que permanece se elimina al normalizar los vectores. Podemos escribir una solución general de la forma:

$$u_j = \sum_{n=1}^6 f(n) a_j(n) \exp[i\omega(t - \frac{x_1}{c} - q(n)x_3)], \quad j = 1, 2, 3 \quad (41)$$

Donde  $f$  son los factores de excitación relativos. En cada interfase, la tracción y los desplazamientos son continuos. Definimos el tensor  $t_{jk}$  relacionado al tensor de esfuerzo

$p_{jk}$  por:

$$t_{jk} = p_{jk} \frac{ic}{\omega}, \quad j, k = 1, 2, 3 \quad (42)$$

Las componentes de este tensor son:

$$t_{jk} = \sum_{n=1}^6 f(n) a_m(n) (T_{e,jkm1} + T_{e,jkm3} c q(n)) \exp[i\omega(t - \frac{x_1}{c} - q(n)x_3)], \quad j, k = 1, 2, 3 \quad (43)$$

El vector de los factores de excitación en (41) es de dimensión 6 y está relacionado con el vector de dimensión 6 de desplazamiento-esfuerzo:

$$V^T = (u_1, u_2, u_3, t_{31}, t_{32}, t_{33}).$$

En cada interfase:

$$V = E_2 f_2, \quad (44)$$

donde la matriz  $E_2$  de 6x6 para el medio ubicado debajo de la interfase tiene las componentes:

$$\begin{aligned} E_{jn} &= a_j(n), & j &= 1, 2, 3 & n &= 1, \dots, 6 \\ &= a_m(n) (T_{e,j3m1} + T_{e,j3m3} c q(n)) & j &= 1, 2, 3 & n &= 1, \dots, 6 \end{aligned} \quad (45)$$

Una matriz similar relaciona el vector de desplazamiento-esfuerzo en la interfase con los factores de excitación en el medio ubicado arriba de la interfase:

$$V = E_1 f_1. \quad (46)$$

Al combinar (44) y (46) obtenemos:

$$f_2 = E_2^{-1} E_1 f_1 = J f_1. \quad (47)$$

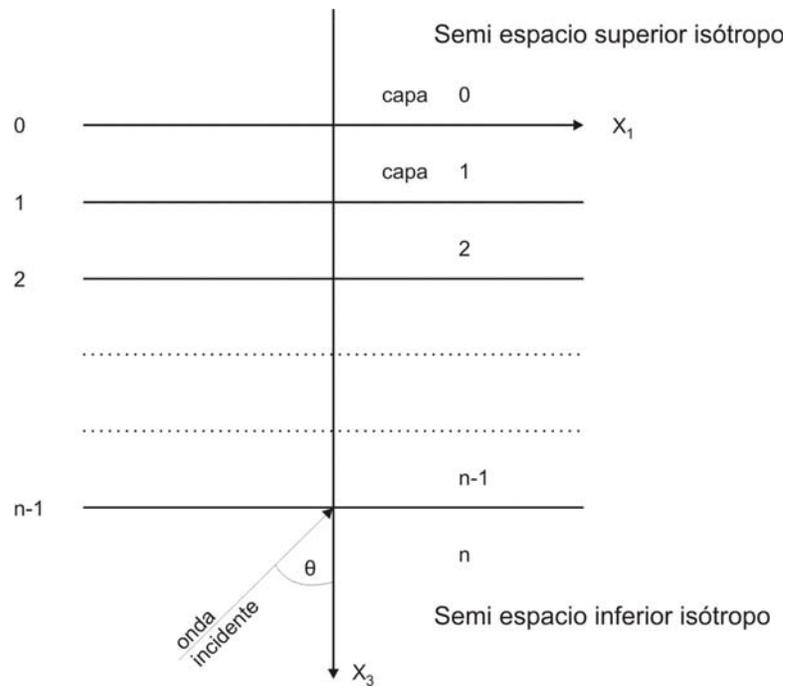


Figura 33: Numeración de las capas en el medio modelado. Las capas pueden ser isótropas o anisótropas (modificada de *Keith y Crampin* [1977b]).

Esta ecuación relaciona los factores de excitación del medio superior en la interfase con los del medio inferior.

Consideremos ahora el caso de varias capas apiladas (Figura 33) intercaladas entre dos semi espacios isótropos. Como descrito anteriormente, el vector de desplazamiento-esfuerzos en la interfase  $m-1$  es:

$$V_{m-1}^T = (u_1, u_2, u_3, t_{31}, t_{32}, t_{33})_{m-1} \quad (48)$$

$V_{m-1}$  está relacionado al vector de excitación en la capa  $m$  por:

$$V_{m-1} = E_m f_m \quad (49)$$

El vector de desplazamiento-esfuerzo en la interfase  $m$  está relacionado a los factores de excitación en la capa  $m$  por:

$$V_m = D_m f_m \quad (50)$$

Donde la matriz  $D_m$  está relacionada con la matriz  $E_m$  por:

$$D_{jn} = E_{jn} \exp[-i\omega d_m q(n)], \quad j, n = 1, \dots, 6 \quad (51)$$

Donde  $d_m$  es el espesor de la capa  $m$ . Al eliminar  $f_m$  de las ecuaciones (49) y (50) tenemos que:

$$V_m = A_m V_{m-1} \quad (52)$$

Donde

$$A_m = D_m E_m^{-1} \quad (53)$$

Al repetir la operación (52) obtenemos:

$$V_{n-1} = A_{n-1} A_{n-2} \dots A_1 V_0 \quad (54)$$

En el caso de los semi espacios superior e inferior la ecuación (49) nos da respectivamente:

$$V_0 = E_0 f_0 \quad (55)$$

$$V_{n-1} = E_n f_n \quad (56)$$

Por lo tanto, la ecuación (54) se puede escribir:

$$f_n = E_n^{-1} A_{n-1} \dots A_1 E_0 f_0 = J f_0 \quad (57)$$

Esta última relación conecta los factores de excitación en el semi espacio superior con los del semi espacio inferior.

Para calcular sismogramas sintéticos, modelamos el pulso incidente en el semi espacio isótropo inferior con un seno amortiguado:

$$u(t) = \exp\left[-\left(\frac{\omega t}{k}\right)^2\right] \text{sen}(\omega t) \quad (58)$$

Donde  $u$  es el desplazamiento,  $t$  es el tiempo,  $\omega$  es la frecuencia angular y el factor  $k$  controla el amortiguamiento. Escogemos el tipo de condiciones de frontera que nos interese. Por ejemplo, si queremos que la onda incidente sea una onda de compresión hacemos:

$$f_0 = (f_0(1), f_0(2), f_0(3), 0, 0, 1) \quad (59)$$

Las tres primeras componentes representan las ondas reflejadas en el semi espacio. Para simular la superficie libre imponemos que la tracción sea igual a cero en la capa más

somera de nuestro modelo. Se calcula la transformada de Fourier de  $u(t)$  y para cada frecuencia discreta, se calcula también la función de transferencia  $J$  de la estructura. Conociendo  $J$ ,  $f_0$  y las condiciones de frontera en la capa más somera podemos calcular los factores de excitación  $f_n$  en la superficie libre y por lo tanto calcular el desplazamiento en el dominio de la frecuencia. Aplicando una transformada inversa recuperamos la señal en el dominio del tiempo.

## **IV.2. Sismogramas sintéticos**

A continuación se presenta un resumen de las pruebas realizadas para caracterizar el efecto que estructuras anisótropas sencillas tienen sobre una onda P telesísmica. Se generó sismogramas sintéticos con los que calculamos funciones de receptor, igual a como hicimos con los sismogramas reales. Suponemos que la onda P llega a la base de las capas del modelo con ángulo de incidencia de  $20^\circ$ , típico de las ondas telesísmicas usadas. Ángulos de incidencia mayores tienden a aumentar la amplitud de la componente radial de la onda P (con respecto a su componente vertical) y de las ondas convertidas Ps generadas en cada interfase. Modelamos el medio anisótropo usando un sistema de referencia con simetría hexagonal. Esto significa que el medio tiene un solo eje de simetría y generalmente se supone que este eje corresponde al eje lento en la corteza. En este caso se dice que la anisotropía es “negativa”. Esta hipótesis es útil para describir el alineamiento preferencial de fracturas o la foliación de las rocas. Los minerales como la hornblenda y los filosilicatos pueden ser abundantes en la corteza, sobre todo cuando ésta sufrió metamorfismo. La simetría que tienden a desarrollar esos minerales presenta un eje de simetría lento [Babuska y Cara, 1991]. Al contrario, en el caso del manto, las rocas con alto contenido en olivino desarrollan típicamente una simetría con eje rápido descrito como anisotropía “positiva” [McKenzie, 1979; Ribe, 1992; Zhang y Karato, 1995]. Sin embargo, bajo condiciones de abundante contenido de agua, el eje de simetría parece ser más bien el lento [Jung y Karato, 2001]. Para el caso de las estaciones ubicadas cerca de la trinchera extinta es importante notar que la placa subducida libera volátiles que pueden producir minerales hídricos en el manto, que tienen eje de simetría lento. El porcentaje de anisotropía se define como la

diferencia entre la velocidad máxima y la mínima, dividida por el promedio (ecuación 22, II.3.1). Para reducir el número de parámetros anisótropos, tomamos el mismo porcentaje de anisotropía para las ondas de compresión como para las de corte.

Se presenta los términos que se usará para describir las funciones de receptor y su patrón de variación. Se usará la abreviación “*azr*” para referirnos al azimut de regreso de los sismogramas observados y sintéticos. Para observar los principales rasgos de las funciones de receptor, las rotamos hacia la dirección radial (R) y transversal (T) (ver I.2.1 para la definición de radial y transversal). Con el fin de observar el efecto de la dirección de procedencia de los rayos sísmicos con respecto a la estructura anisótropa que simulamos, las funciones de receptor son calculadas para  $0 \leq azr \leq 180$ , con pasos de  $30^\circ$ . Me referiré a las fases que aparecen en las funciones de receptor como “pulsos sencillos” si aproximan una función de Dirac. Un pulso sencillo con movimiento hacia arriba es descrito como “pulso sencillo positivo”. Para ubicarlo en la traza se indicará el tiempo de arribo de su máxima amplitud. Indicaremos su polaridad y el rango de azimuts de regreso en el cual el pulso presenta tal polaridad. Cuando varios pulsos sencillos arriban muy juntos, usaremos también los términos “pulso/fase doble” o “pulso/fase triple” para describir una secuencia de dos o tres pulsos sencillos, respectivamente. Una secuencia compuesta por un pulso sencillo positivo seguido inmediatamente por un pulso sencillo negativo será referida como “pulso doble positivo-negativo”. Para ubicar un pulso múltiple, se indican los tiempos que limitan la ventana que lo contiene. Cabe mencionar que, en esta sección de pruebas nuestra meta es enfatizar los efectos de las estructuras anisótropas. Con este propósito, tendemos a exagerar los espesores de las capas en nuestros modelos, lo cual permite separar en tiempo los pulsos producidos por cada interfase. Por lo tanto, en escasas ocasiones necesitaremos los términos “pulsos dobles” y “pulsos triples”. En cambio, los usaremos ampliamente en la sección IV.3 para describir las funciones de receptor observadas. Finalmente, en cada capa anisótropa,  $\varphi$  y  $\theta$  representan respectivamente el azimut del eje de simetría y su inclinación medida desde el plano horizontal y positiva hacia arriba.

## IV.2.1. Una capa anisótropa en la base de la corteza

### IV.2.1.1. Efecto de una capa anisótropa negativa en un medio de velocidad constante

Estudiamos primero el efecto de una capa anisótropa “negativa” entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico (Tabla VI). La capa isotrópica más superficial representa la parte superior de la corteza, y el semi espacio representa el manto que suponemos isotrópico por el momento. En este modelo no incluimos ningún contraste de velocidad entre el manto y la corteza, con el fin de aislar el efecto de la anisotropía. Fijamos  $\eta = 0.5$  (IV.1.1.) que es un valor típico para micas. Escogimos  $\varphi = 0^\circ$  e inicialmente  $\theta = 0^\circ$  lo que significa que el eje de simetría  $EjC$  apunta en la dirección N-S y es horizontal. Con este modelo calculamos sismogramas sintéticos y después sus funciones de receptor asociadas a varios valores de  $azr$  (con pasos de  $30^\circ$ ), con el fin de investigar su relación con la geometría del modelo anisótropo. Cuando existe alguna simetría o antisimetría reducimos el rango de direcciones graficadas.

Tabla VI: Modelo de velocidades para una capa anisótropa negativa entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía cuando aplica. En este primer modelo no se incluyó ningún contraste de velocidad.

Capa	Espesor	Vp	Vs	Densidad
	Km	km/s	km/s	kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	15	6	3.45	2700
2 Corteza	15	6 (-10%)	3.45 (-10%)	2700
Semi espacio	$\infty$	6	3.45	2700

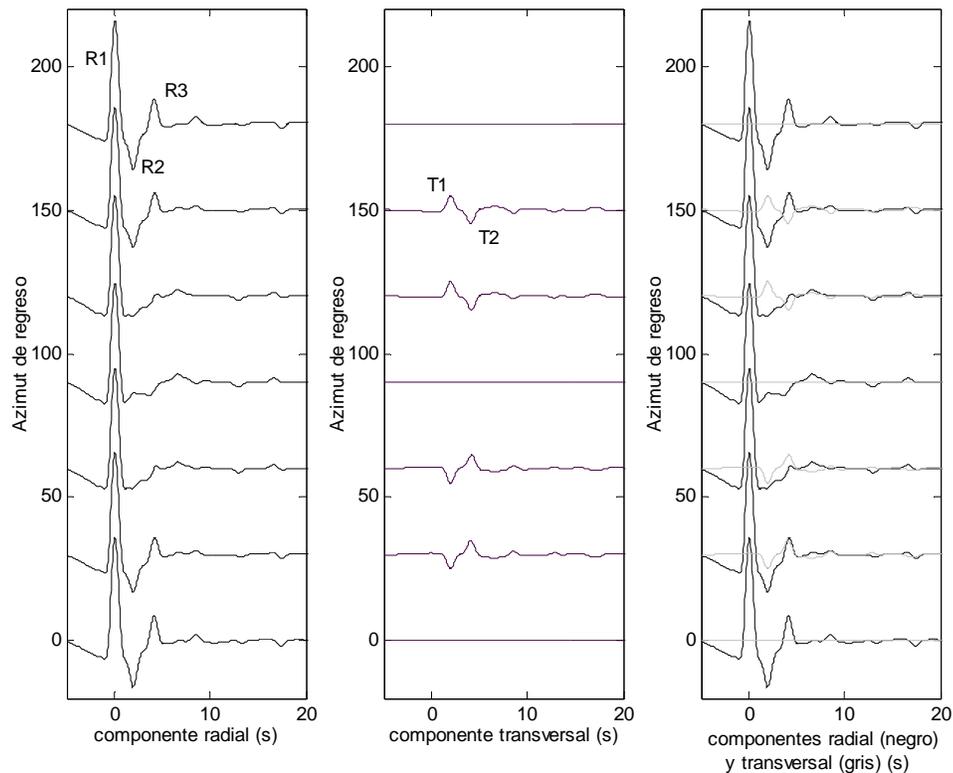


Figura 34: Funciones receptor. Efecto de una capa anisótropa negativa (modelo de corteza de la Tabla VI). La gráfica a la izquierda representa la componente radial, y la del medio es la componente transversal. En la última se grafican ambas componentes con el fin de comparar los tiempos de arribos de las fases que aparecen sobre R y T. Los números a la izquierda son los azimutes de regreso. El eje horizontal indica el tiempo en segundos a partir del máximo de la onda P directa. Se nombran los arribos sobre la componente radial (R) y transversal (T) según su orden de aparición.

Componente radial: el primer pulso R1 es la onda P directa. La primera observación que podemos hacer es que la introducción de anisotropía genera varias fases con amplitud significativa y que presentan una fuerte dependencia con respecto a  $azr$ . Nótese que aparece un pulso sencillo negativo R2 con máxima amplitud a  $\sim 2s$  seguido por un pulso sencillo positivo R3 a  $\sim 4s$  (Figura 34). Al hacer variar los espesores de las dos capas se comprueba que R2 y R3 son producidos respectivamente por los límites superior e inferior de la capa anisótropa. R2 y R3 tienen amplitud máxima hacia el eje de simetría ( $azr = \varphi$  y  $azr =$

$\varphi+180^\circ$ , es decir  $azr = 0^\circ$  y  $180^\circ$ ). Cuando la onda P incidente viaja a través de la capa anisótropa “Corteza 2” su polarización es oblicua a la dirección de propagación de la energía (*casi onda de compresión*) por lo que al salir del medio anisótropo excita una onda P (R1), una onda  $S_V$  (R2) y una onda  $S_H$  (T1). El pulso sencillo positivo R3 a  $\sim 4s$  es la conversión de una parte de la energía de P a  $qS_V$  y  $qS_H$  (casi ondas de corte, ver II.1.2.3) al entrar al medio anisótropo. Existen dos direcciones particulares en las cuales no se observa energía sobre T. Primero la que corresponde a los rayos que llegan con un azimut perpendicular al de  $EjC$  ( $azr = \varphi + 90^\circ$ , es decir  $azr = 90^\circ$ ). La onda P viaja en un plano donde las velocidades son iguales, por lo que no “ve” anisotropía y por lo tanto no hay rotación de su energía fuera del plano radial. Además, la diferencia de velocidad entre la capa anisótropa y las isotropas no es lo suficientemente grande como para producir conversiones significativas de P a S. El otro caso particular es cuando el  $EjC$  pertenece al plano radial ( $azr = 0$  y  $azr = \varphi$ ), y la onda P no encuentra variaciones laterales de la velocidad, por lo que no hay rotación de la energía hacia la componente transversal. Sin embargo P viaja de manera oblicua al eje de simetría (la incidencia no es vertical) por lo que existe anisotropía adentro del plano radial, lo cual da lugar a una onda  $qP$  y  $qS_V$ . El patrón es simétrico con respecto a la dirección del  $EjC$  ( $azr = \varphi$  y  $azr = \varphi+180^\circ$ ) y también a la dirección perpendicular al  $EjC$  ( $azr = \varphi + 90^\circ$ ).

Componente transversal: los efectos de la anisotropía son significativos y claramente influenciados por la dirección de propagación de las ondas sísmicas con respecto a la dirección de la estructura anisótropa. En esta componente aparecen dos pulsos T1 y T2 con polaridad opuesta y con máxima amplitud (en valor absoluto) respectivamente a  $\sim 2s$  y  $\sim 4s$  correlacionados en tiempo respectivamente con R2 y R3. En el párrafo anterior ya se describió el proceso que genera T1 y T2. Las polaridades de T1 y T2 se invierten simultáneamente en las direcciones paralela ( $azr = \varphi$  y  $azr = \varphi+180^\circ$ ) y perpendicular ( $azr = \varphi+90^\circ$ ) al  $EjC$ . En esta última dirección T1 y T2 desaparecen. El patrón es antisimétrico con respecto al  $EjC$  y a la dirección perpendicular al  $EjC$ . En valor absoluto la amplitud de T1 y T2 no depende de  $azr$ . Al aplicar el método de *Silver y Chan* [1991] a R3/T2 que corresponde a la interfase inferior de la capa anisótropa “corteza 2”, logramos estimar

correctamente la dirección rápida aunque no se puede resolver ningún tiempo de retraso. Usando R2/T1, el método de *Silver y Chan* [1991] nos da la dirección del eje de simetría. Sin embargo hay un error de  $90^\circ$  ya que el eje de simetría es lento en este caso.

#### IV.2.1.2. Efecto del porcentaje de anisotropía

Analizamos el efecto de modificar el porcentaje de anisotropía y llegamos a la conclusión de que éste afecta sobre todo la amplitud de las fases generadas, la cual aumenta conforme aumenta el porcentaje de anisotropía.

#### IV.2.1.3. Efecto de la inclinación del eje de simetría

En el modelo anterior se inclina el *EjC*. En la Figura 35 se muestra únicamente el caso  $\theta = 40^\circ$  para más claridad. En la Figura 36 se grafica los sismogramas sintéticos obtenidos para inclinaciones de  $\theta = 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ$  y  $80^\circ$ , midiendo hacia arriba desde la horizontal.

Componente radial: el efecto principal de inclinar el eje es el de eliminar la simetría con respecto a la dirección perpendicular al eje *EjC* (Figura 35 y 36). Además la amplitud de las dos fases R2 y R3 y su polaridad cambian considerablemente. Cuando el *EjC* es horizontal, R2 y R3 toman solamente valores negativos y positivos respectivamente. En cambio, al inclinar el *EjC*, R2 y R3 toman valores positivos y negativos, respectivamente, hacia  $\varphi + \pi$  ( $180^\circ$ ). En esta dirección particular el *EjC* está inclinado hacia abajo desde la horizontal. Ambos pulsos tienen su máxima amplitud (en valor absoluto) en la dirección paralela al *EjC*, hacia  $\varphi$  ( $0^\circ$ ) o  $\varphi + \pi$  ( $180^\circ$ ) dependiendo del valor de la inclinación  $\theta$ . Por ejemplo, para  $\theta = 20^\circ$ , R2 y R3 tienen amplitudes grandes hacia  $\varphi$  ( $0^\circ$ ) y bajas hacia  $\varphi + 180^\circ$  ( $180^\circ$ ). Para una inclinación  $\theta = 60^\circ$  se observa la situación opuesta (Figura 36).

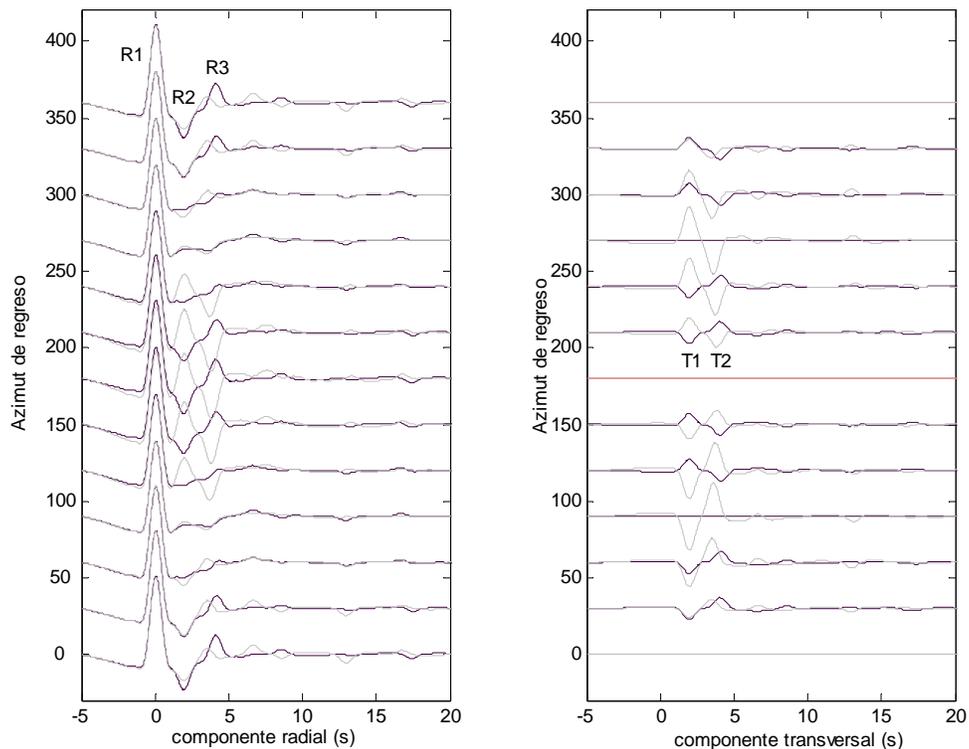


Figura 35: Efecto de la inclinación del eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VI. Las trazas de color negro cuando el eje es horizontal y las grises para una inclinación de  $40^\circ$ .

Componente transversal: al inclinar el  $EjC$  desde la horizontal desaparece la antisimetría respecto a la dirección perpendicular al  $EjC$ . La inclinación tiende a intensificar los efectos de la anisotropía, afectando en este caso la amplitud de T1 y T2. Para  $\theta = 40^\circ$  (Figura 35), la amplitud de T1 y T2 depende fuertemente de  $azr$  y es máxima en la dirección perpendicular al  $EjC$ . Al aumentar más la inclinación del  $EjC$  desaparece el efecto de la anisotropía (Figura 36).

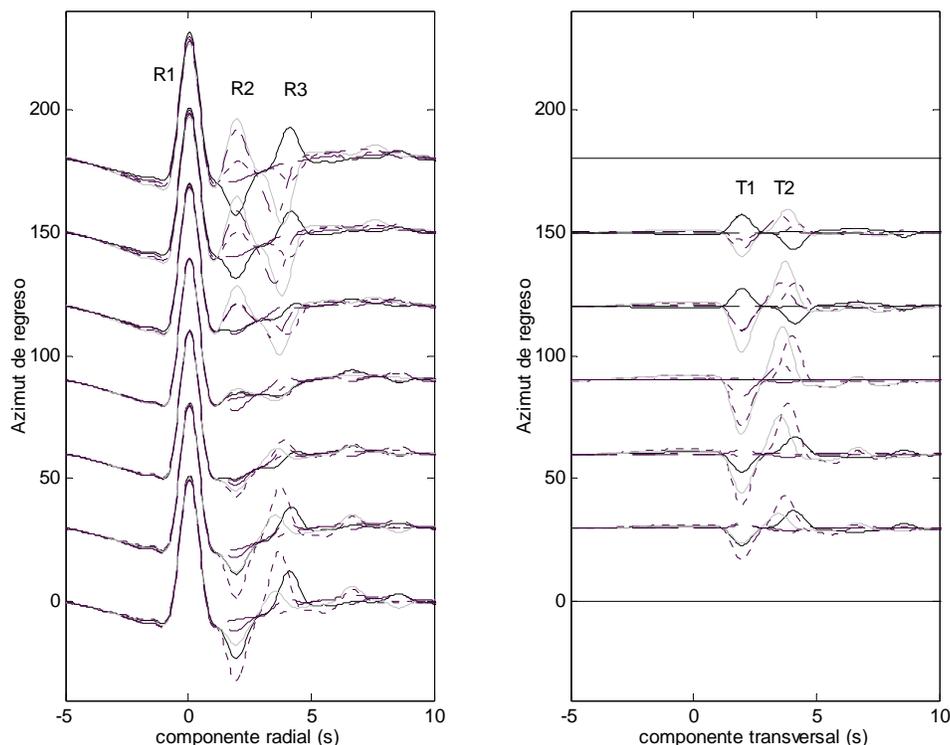


Figura 36: Efecto de incrementar el buzamiento del eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VI. Señal negra cuando el eje es horizontal; señal negra punteada cuando el eje es inclinado 20°; señal gris para una inclinación de 40°; señal negra punteada-discontinua para 60°; señal negra discontinua para 80°.

#### IV.2.1.4. Efecto de un cambio fuerte en la velocidad

Complicamos el modelo anterior agregando un fuerte contraste de velocidad entre la base de la corteza y el manto, aumentando la velocidad en este último. En la Tabla VII se listan los valores de las velocidades usadas. Los sismogramas sintéticos obtenidos son graficados en las Figuras 37 y 38. Con el fin de enfatizar los efectos acumulados del contraste de velocidad por una parte y de la anisotropía por la otra, en la Figura 37, se grafican los sismogramas obtenidos con a) un modelo anisótropo sin contraste de velocidad en el Moho (modelo anterior descrito en la Tabla VI), b) un modelo isótropo que incluye este contraste (Tabla VII con la capa “corteza 2” isótropa), c) el modelo como descrito en la

Tabla VII, que toma en cuenta los efectos de la anisotropía junto con los del contraste de velocidad en el Moho.

Tabla VII: Modelos de corteza con una capa anisótropa negativa entre una capa isotropa y un semi espacio isotropo relativamente más rápido.

Capa	Espesor km	Vp km/s	Vs km/s	Densidad kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	15	6	3.45	2700
2 Corteza	15	6 (-10%)	3.45 (-10%)	2700
Semi espacio	$\infty$	8	4.6	3300

Componente radial: el contraste abrupto de velocidad que encuentra la onda P directa al penetrar en la corteza produce un pulso positivo R3 (línea negra continua en la Figura 37) a  $\sim 4$ s cuya amplitud es modulada por el efecto de la anisotropía (Figuras 37 y 38). El pulso negativo R2 a  $\sim 2$ s descrito anteriormente (Figura 34) no es afectado ya que no está relacionado con la interfase Corteza 2 / Semi espacio.

Componente transversal: se observa un primer pulso sencillo T1 con máximo a  $\sim 2$ s como en el caso del modelo de la Tabla VI. A este le sigue un pulso doble T2-T3 entre 3 y 5s (Figuras 37 y 38). Recordemos que la fase correspondiente usando el modelo de corteza de la Tabla VI era un pulso sencillo (T2, Figura 34). El pulso doble T2-T3 que se reporta aquí es efecto del fenómeno de partición de onda que afecta la onda de corte R3 producida por el fuerte contraste de velocidad. Este efecto no se apreciaba para el modelo anterior debido a que no existía un contraste de velocidad que generara ondas convertidas con amplitud significativa. Como prueba, aplicamos el método de *Silver y Chan* [1991] a la fase R3/T2-T3 que aparece sobre R y T entre 3 y 5s.

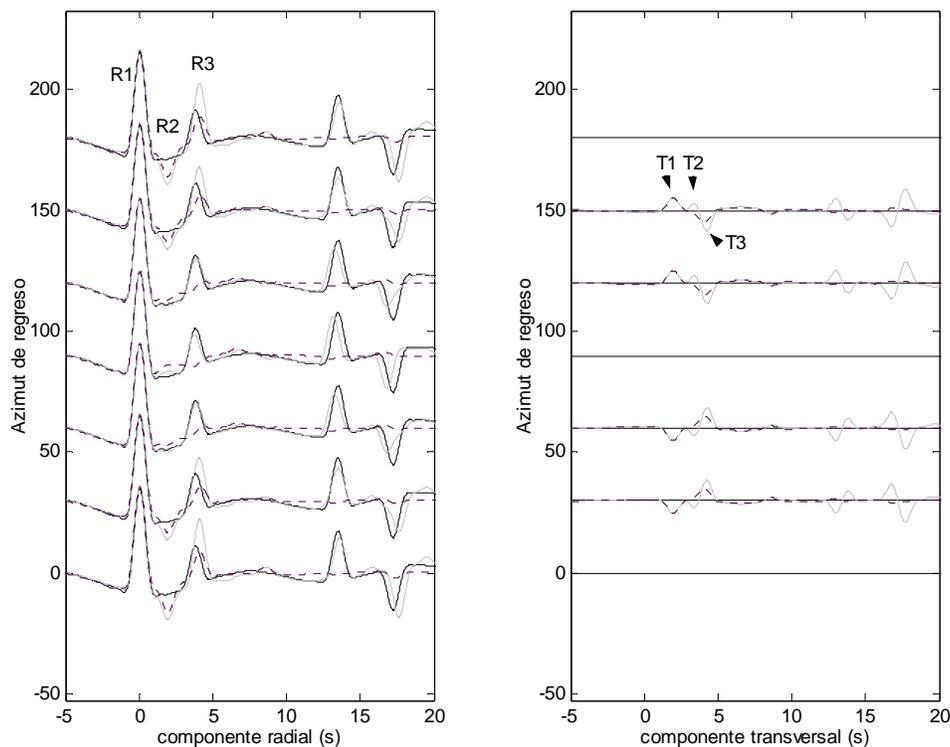


Figura 37: Sismogramas sintéticos generados usando una capa anisótropa entre una capa isotrópica y un semi espacio (modelo corteza de la Tabla VII). Línea negra continua para modelo isotrópico; línea negra discontinua para modelo anisótropo sin el brinco de velocidad (modelo Tabla VI); línea gris continua para modelo anisótropo con brinco de velocidad.

Efectivamente el método estima correctamente la dirección rápida en el medio. Esta prueba justifica de manera numérica la pertinencia del estudio descrito en el capítulo anterior bajo la restricción de las suposiciones que hicimos (ver III.1.3).

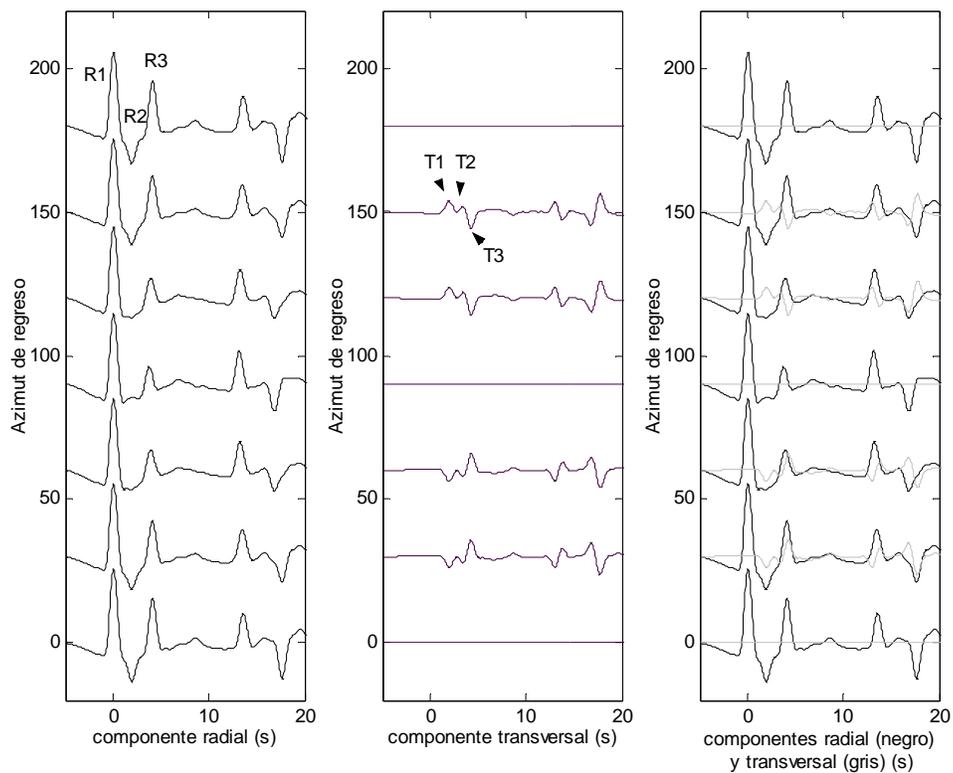


Figura 38: Sintéticos calculados con una capa anisótropa entre una capa isotrópica y un semi espacio isotrópico (modelo corteza de la Tabla VII).

Si inclinamos el eje de simetría a  $40^\circ$  (Figura 39) inducimos modificaciones importantes que son consistentes con lo observado para el modelo sin contraste de velocidad entre corteza y manto.

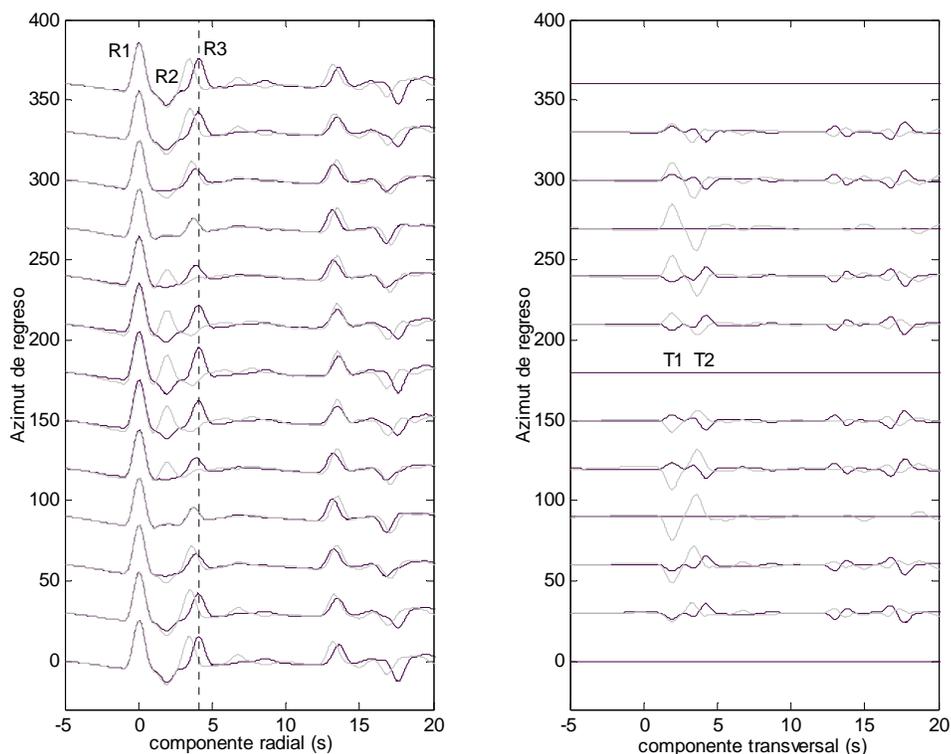


Figura 39: Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de corteza descrito en la Tabla VII. Línea negra para eje horizontal; línea gris con eje inclinado  $40^\circ$ .

Es importante notar que al aumentar la inclinación del eje de simetría el efecto de la anisotropía es tan fuerte que la fase Ps producida por la discontinuidad del Mohorovic desaparece en algunas direcciones. En la Figura 40 se grafican los sismogramas sintéticos obtenidos con el modelo de corteza de la Tabla VII con inclinaciones entre  $0^\circ$  y  $80^\circ$ .

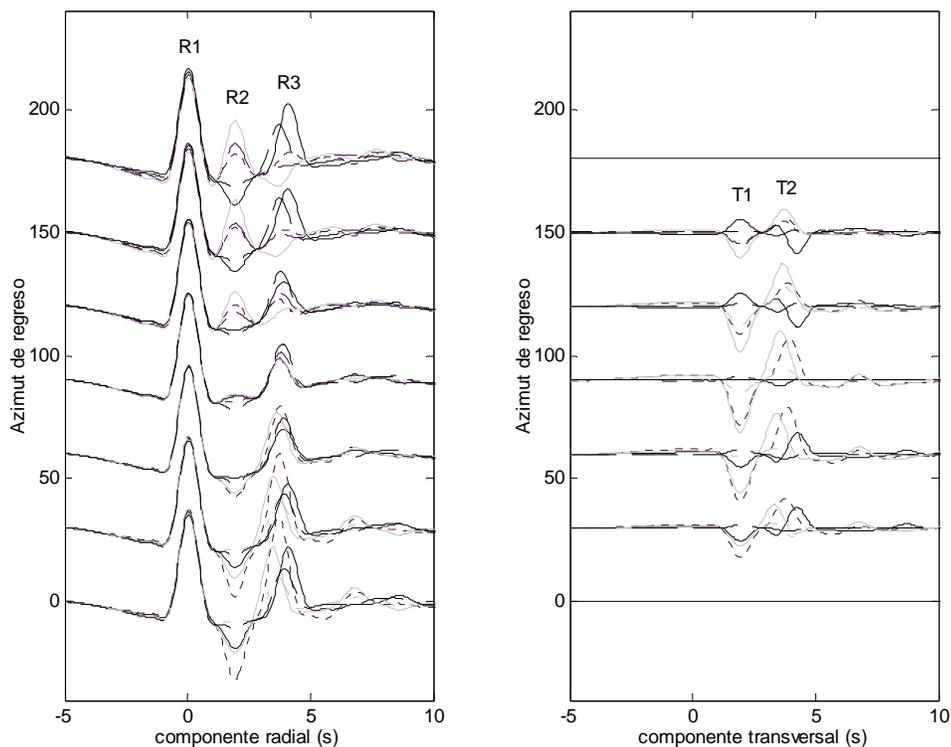


Figura 40: Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de corteza de la Tabla VII. Señal negra continua cuando el eje es horizontal; señal negra punteada cuando el eje está inclinado  $20^\circ$  desde horizontal hacia arriba; señal gris para una inclinación de  $40^\circ$ ; señal negra punteada-discontinua para  $60^\circ$ ; señal negra discontinua para  $80^\circ$ .

#### IV.2.2. Una capa anisótropa intercalada en la corteza

Con este modelo simulamos el efecto de una capa anisótropa en la corteza intermedia. En la sección IV.2.1., ya describimos los efectos de una capa anisótropa sobre una onda de compresión incluyendo o no un contraste isótropo de velocidad. Lo que nos interesa en ésta sección es estudiar el efecto de una capa anisótropa sobre una onda de corte.

Tabla VIII: Modelos de corteza con una capa anisótropa negativa intercalada. El semi espacio tiene mayor velocidad.

Capa	Espesor Km	Vp km/s	Vs km/s	Densidad kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	15	6	3.45	2700
2 Corteza	15	6 (-10%)	3.45 (-10%)	2700
3 Corteza	15	6	3.45	2700
Semi espacio	$\infty$	8	4.6	3300

Este caso sirve para simular la interacción entre una capa anisótropa intercalada en una corteza isótropa con una onda Ps generada en la discontinuidad del Mohorovičić. Para ver claramente los efectos en las ondas P las capas en la corteza tienen un espesor de 15 km.

Componente radial: en la Figura 41 aparecen claramente tres pulsos R2, R3 y R4 después de la onda P directa. El pulso sencillo negativo R2 a  $\sim 2$ s y el pulso sencillo negativo R3 a  $\sim 4$ s son producidos en las fronteras de la capa anisótropa, lo cual explica que estos pulsos desaparecen hacia  $azr = \varphi + 90^\circ$  de acuerdo a lo descrito en IV.2.1.1. El pulso sencillo positivo R4 a  $\sim 7$ s es la onda convertida Ps producida en el Moho.

Componente transversal: aparecen dos pulsos sencillos T1 y T2 coincidentes en tiempo con R2 y R3. El pulso sencillo T2 producido en el límite inferior de la capa anisótropa tiende a traslaparse con el pulso doble T3-T4 producido por la birrefringencia que afecta la onda Ps (Figura 41). Aplicando el método de *Silver y Chan* [1991] a R4/T3-T4, las estimaciones de la dirección rápida son correctas. No obstante, hay que tomar en cuenta que el mencionado traslape sería mayor si las capas tuvieran espesores menores a las del modelo de la Tabla VIII, lo que es de esperar en casos reales. En tal situación, mediciones basadas en el método de *Silver y Chan* [1991] serían imposibles de realizar en la práctica.

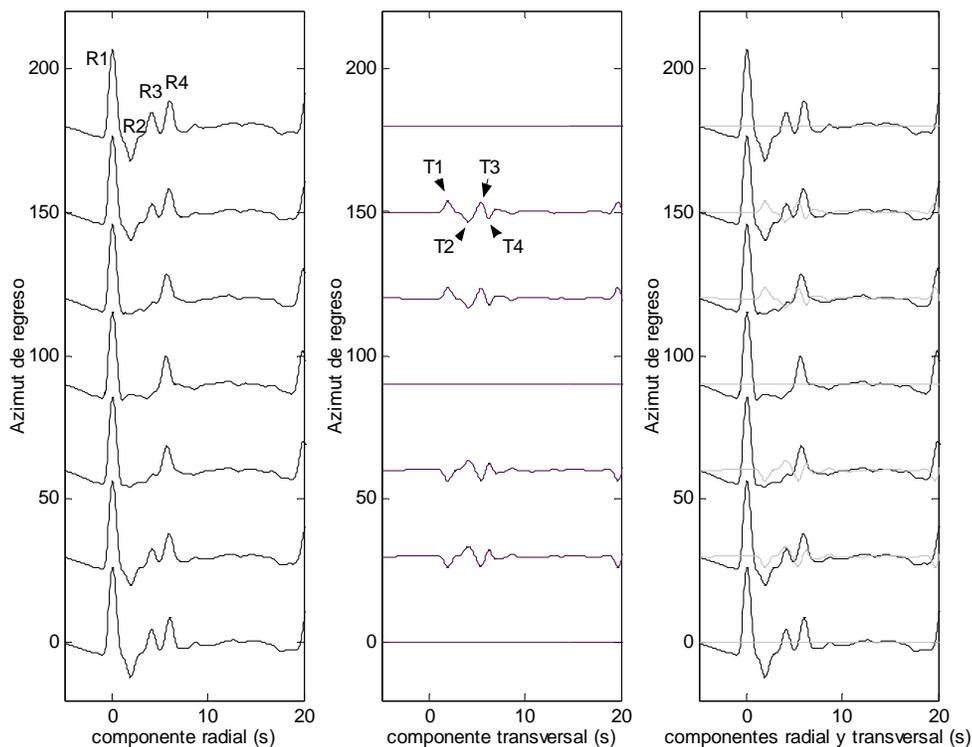


Figura 41: Sismogramas sintéticos calculados con una capa anisótropa intercalada en una corteza isótropa sobre un semi espacio isótropo (modelo descrito en la Tabla VIII).

### IV.2.3. Una capa anisótropa en el manto subcortical

En varios estudios [*Levin et al.*, 2002b; *Park et al.*, 2004], se sugiere que la energía transversal, aparentemente correlacionada en tiempo con del arribo de Ps en la componente radial R, es en realidad producida por una capa anisótropa ubicada en el manto inmediatamente debajo de la discontinuidad del Moho. Investigamos este caso con un modelo compuesto por una capa anisótropa intercalada entre una capa isótropa (la corteza) y un semi espacio isótropo (el manto). En el caso general, las rocas del manto desarrollan un sistema con eje de simetría rápido (anisotropía positiva).

Tabla IX: Modelo de velocidades con una capa anisótropa positiva entre una capa isótropa y un semi espacio isótropo.

Capa	Espesor	Vp	Vs	Densidad
	km	km/s	km/s	kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	30	8	4.6	3300
2 Manto	20	8 (+10%)	4.6 (+10%)	3300
Semi espacio	$\infty$	8	4.6	3300

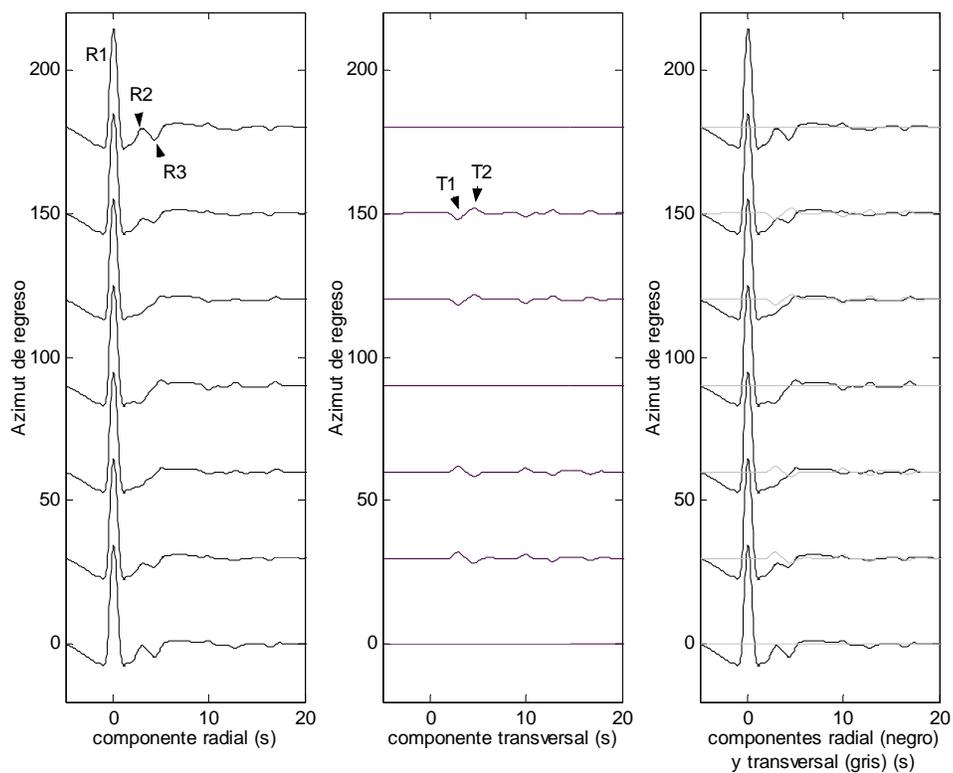


Figura 42: Efecto de una capa anisótropa “positiva” entre una capa isótropa y un semi espacio isótropo.

Introducimos en la capa “2 Manto” +10% de anisotropía que es superior al promedio generalmente aceptado para el manto superior (+4%, ver capítulo II) pero que se ha propuesto para varios casos de anisotropía subcortical [*Savage*, 1998; *Levin et al.*, 2002a; *Levin et al.*, 2002b]. Tomamos  $\eta = 1$  que parece ser un valor apropiado para el manto [*Farra et al.*, 1991].

#### **IV.2.3.1. Efecto de una capa anisótropa positiva en un medio de velocidad constante**

Primero se estudia el efecto de la anisotropía sin incluir ningún cambio abrupto de velocidad.  $EjM$  es el eje de simetría en el manto. Inicialmente  $\varphi = 0^\circ$  y  $\theta = 0^\circ$  lo que significa respectivamente que  $EjM$  apunta en la dirección N-S y es horizontal. A primera vista, observamos un efecto parecido al caso de una capa anisótropa “negativa” pero con las polaridades inversas sobre R y T (Figura 42).

Componente radial: aparecen dos pulsos sencillos R2 y R3 de polaridad opuesta respectivamente a  $\sim 3s$  y  $\sim 5s$ . Aunque no es muy claro, R2 y R3 cambian brevemente de polaridad en la dirección perpendicular al  $EjM$  ( $azr = \varphi + 90^\circ$ , es decir  $azr = 90^\circ$  en este modelo). Cada una de las fases está controlada por una de las fronteras de la capa anisótropa.

Componente transversal: aparecen dos pulsos T1 y T2 de polaridad opuesta que coinciden en tiempo con las fases R2 y R3 respectivamente. Hay una inversión de polaridad en las direcciones paralela ( $azr = 0$  y  $azr = 180^\circ$ ) y perpendicular al  $EjM$  ( $azr = 90^\circ$ ). T1 y T2 son producidos por las interfases de la capa anisótropa por lo que no pueden ser tratados con el método de *Silver y Chan* [1991]. Se hizo la prueba y el programa indica aproximadamente la dirección perpendicular al eje de simetría rápido ( $\pm 10^\circ$ ).

### IV.2.3.2. Efecto del porcentaje de anisotropía

Como en el caso de una capa anisótropa negativa, al aumentar el porcentaje de anisotropía aumentan las amplitudes de las fases generadas por la capa anisótropa.

### IV.2.3.3. Efecto de la inclinación del eje de simetría

En el modelo anterior se inclina el eje de simetría (Figuras 43 y 44).

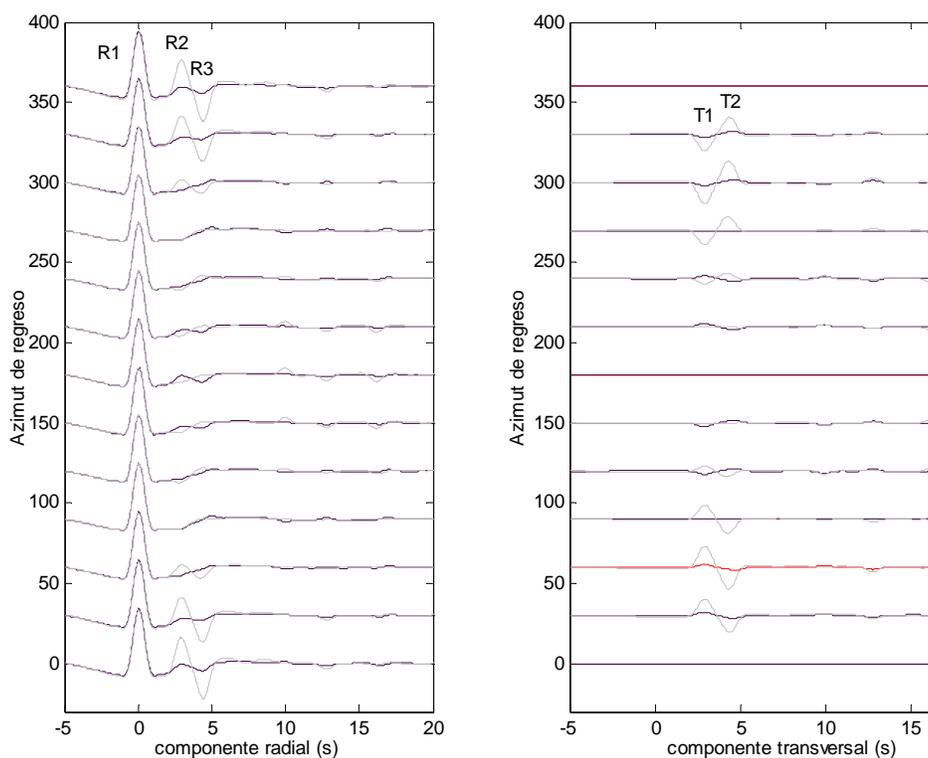


Figura 43: Sintéticos generados cambiando la inclinación del eje de simetría en el modelo de la Tabla IX. Línea negra cuando el eje es horizontal; línea gris para eje inclinado a 40° desde la horizontal hacia arriba.

Componente radial: como en el caso de anisotropía negativa, la inclinación del eje elimina la simetría de R2 y R3 con respecto a la dirección perpendicular al  $EjM$  e invierte la polaridad de las mencionadas fases en algunas direcciones. El efecto de incrementar progresivamente  $\theta$  es sencillo en el caso de la anisotropía positiva. Primero aumenta la amplitud de R2 y R3 hacia  $azr = 0^\circ$  que es el lado de  $EjM$  inclinado hacia arriba. Del otro lado las mencionadas fases tienen amplitud próxima a cero. Cuando  $\theta$  rebasa  $45^\circ$ , la amplitud de R2 y R3 disminuye hacia  $azr = 0^\circ$  y aumenta hacia  $azr = 180^\circ$ . Cabe mencionar que en el caso de anisotropía negativa se observó el patrón opuesto.

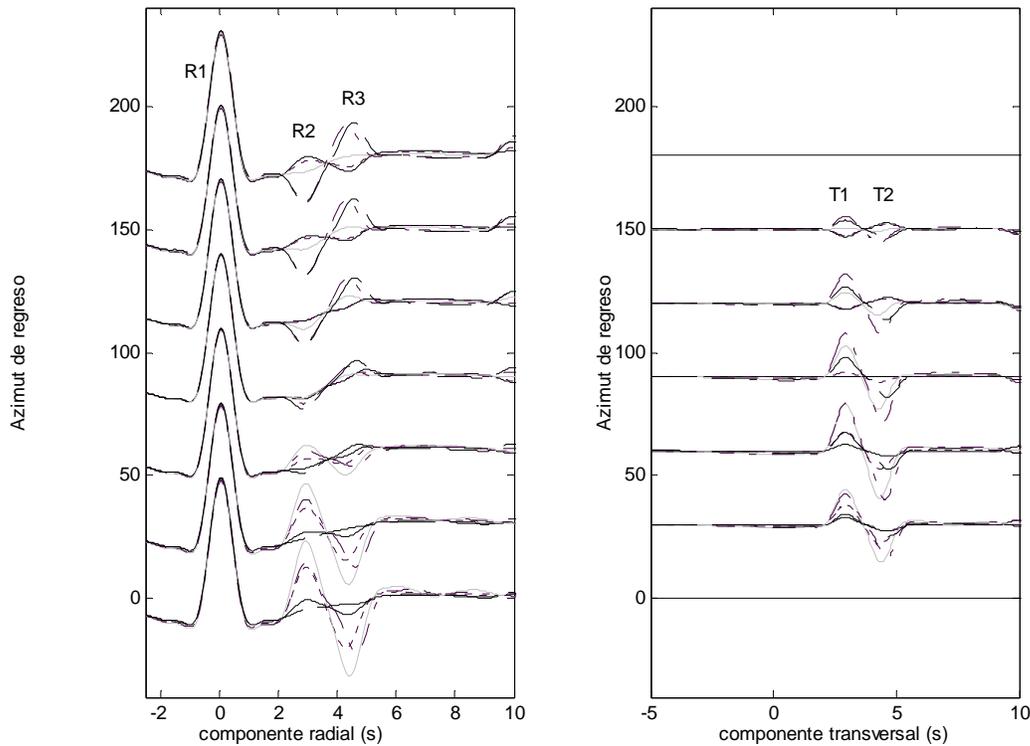


Figura 44: Sintéticos generados cambiando la inclinación del eje de simetría en el modelo de la Tabla IX. Señal negra continua: eje horizontal; señal negra punteada: eje inclinado  $20^\circ$  desde horizontal hacia arriba; señal gris:  $40^\circ$ ; señal negra punteada-discontinua:  $60^\circ$ ; señal negra discontinua:  $80^\circ$ .

Componente transversal: T1 y T2 pierden la antisimetría con respecto a la dirección perpendicular al  $EjM$ . La energía ya no se cancela en esta dirección particular. La amplitud de T1 y T2 es mayor al inclinar el eje hasta  $\theta = 60^\circ$ . Más allá de este valor disminuye la amplitud de las mencionadas fases. Es importante notar que para valores altos de  $\theta$  la amplitud de T1 y T2 presenta menos variaciones con  $azr$ .

#### IV.2.3.4. Efecto de un cambio fuerte en la velocidad

Se incluye al modelo interior un contraste de velocidad fuerte entre la corteza y el manto, reduciendo la velocidad cortical (Tabla X).

Tabla X: Modelo de velocidad con una capa anisótropa positiva debajo de la corteza. Esta con una velocidad considerablemente menor.

Capa	Espesor	Vp	Vs	Densidad
	km	km/s	Km/s	kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	30	6	3.45	2700
2 Manto	20	8 (+10%)	4.6 (+10%)	3300
Semi espacio	$\infty$	8	4.6	3300

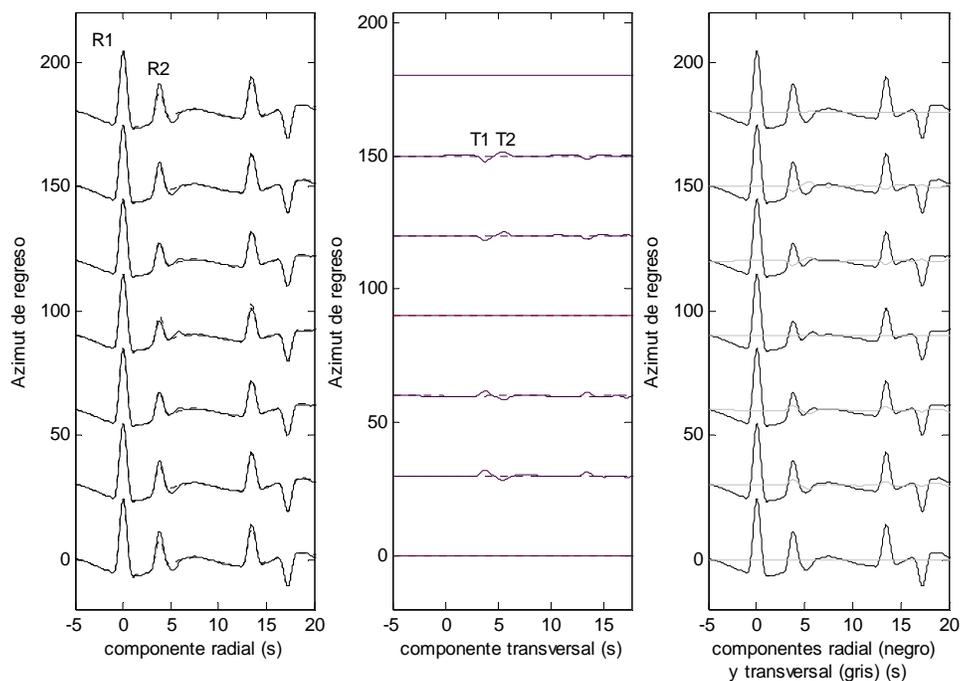


Figura 45: Efecto de una capa anisótropa en el manto ubicado inmediatamente debajo de la corteza (modelo de la Tabla X). Las líneas punteadas se obtuvieron con el modelo de la Tabla X dejando la capa “manto 1” isótropa.

Componente radial: el efecto de la anisotropía modula ligeramente la amplitud de la fase Ps producida por el contraste de velocidad en el Moho (R2, Figura 45).

Componente transversal: el patrón de las trazas no es modificado por la presencia del cambio de velocidad (Figura 45). Observamos dos pulsos sencillos T1 y T2 con polaridad opuesta. Lo más importante es notar que el máximo de T1 corresponde en tiempo al máximo de la fase Ps sobre la componente radial (R2).

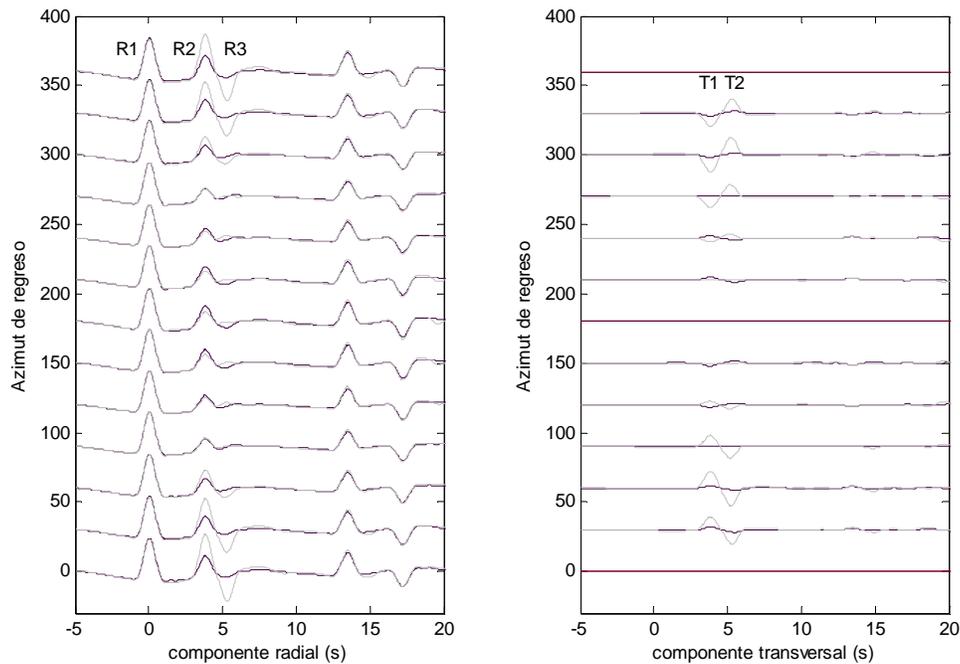


Figura 46: Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de la Tabla X. Línea negra con eje horizontal y línea gris con eje inclinado  $40^\circ$  desde la horizontal hacia arriba.

Este patrón es fuente de ambigüedad, ya que puede ser interpretado como efecto de birrefringencia de la onda Ps en una capa anisótropa ubicada en la corteza. Esta ambigüedad puede en teoría eliminarse graficando la onda Ps en un diagrama de partículas. En este podemos observar un movimiento lineal, lo cual no es consistente con la polarización elíptica que resulta típicamente del fenómeno de birrefringencia sísmica.

Al inclinar el eje de simetría (Figuras 46 y 47) observamos varios cambios consistentes con lo que vimos anteriormente con el caso del modelo que no incluye el cambio de velocidad. La amplitud de Ps es modulada sobre R. Adicionalmente, aparece detrás de Ps un pulso negativo R3 de notable amplitud que apenas se observa cuando el eje de simetría  $EjM$  es horizontal

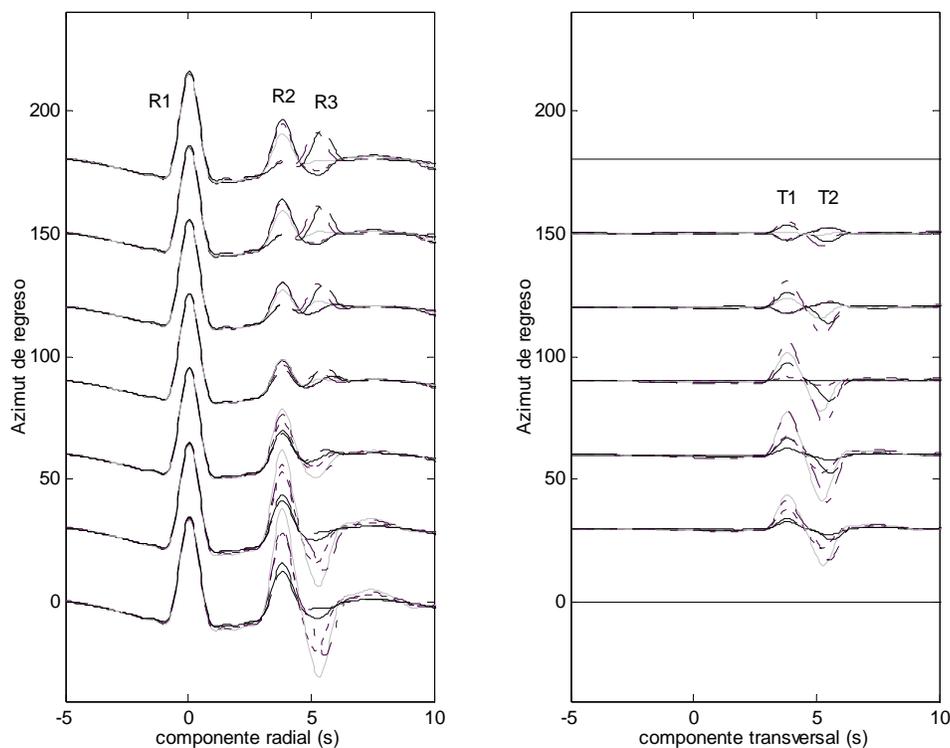


Figura 47: Efecto de inclinar el eje de simetría en el modelo de la Tabla X. Señal negra continua: eje horizontal; señal negra punteada: eje inclinado  $20^\circ$  desde horizontal hacia arriba; señal gris:  $40^\circ$ ; señal negra punteada-discontinua:  $60^\circ$ ; señal negra discontinua:  $80^\circ$ .

#### IV.2.4. Una capa anisótropa en la corteza y otra debajo del Moho

A continuación se discuten los efectos combinados de una capa anisótropa en la corteza y otra debajo del Moho. Las capas anisótropas conservan las características descritas en los modelos de las Tablas VII y X: la capa “2 Corteza” tiene -10% de anisotropía con  $\eta = 0.5$  y la capa “3 Manto” tiene +10% de anisotropía con  $\eta = 1$ . Inicialmente  $\varphi_{EjC} = \varphi_{EjM} = 0^\circ$  y  $\theta_{EjC} = \theta_{EjM} = 0^\circ$ .

Tabla XI: Modelo de velocidades con una capa anisótropa negativa en la base de la corteza y una capa anisótropa positiva inmediatamente debajo del Moho.

Capa	Espesor km	Vp km/s	Vs Km/s	Densidad kg/m <sup>3</sup>
1 Corteza	15	6	3.45	2700
2 Corteza	15	6 (-10%)	3.45 (-10%)	2700
3 Manto	20	8 (+10%)	4.6 (+10%)	3300
Semi espacio	$\infty$	8	4.6	3300

Es decir que los ejes de simetría  $EjC$  y  $EjM$  para la corteza y el manto respectivamente tienen una dirección común N-S y son horizontales.

En la Figura 48 se puede apreciar que aparecen claramente los efectos de las dos capas. El patrón es parecido al del modelo que incluye una capa anisótropa en la base de la corteza (Tabla VII) al cual se agrega el pulso producido por el límite inferior de la capa anisótropa del manto (modelo de la Tabla X). Los efectos de las dos capas se acumulan en la interfase común.

#### IV.2.4.1. Efecto de la inclinación de los ejes de simetría

En el modelo de la Tabla XI, se da al  $EjM$  una inclinación de +40° (Figura 49).

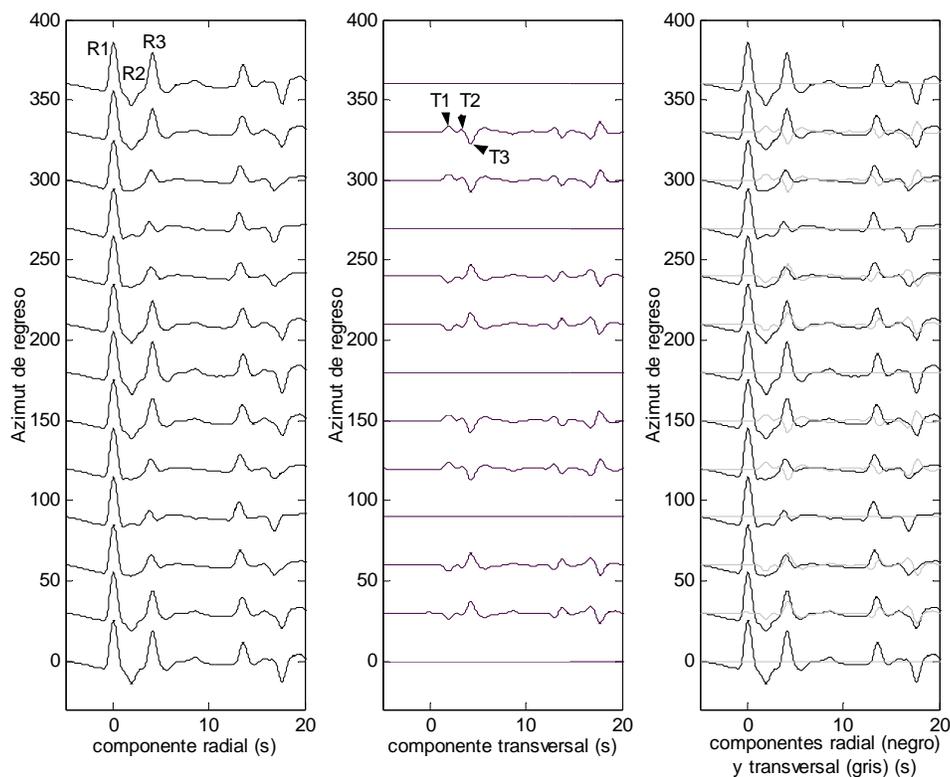


Figura 48: Sintéticos generados con el modelo de la Tabla XI con una capa anisótropa en la corteza y otra en el manto subcortical con eje de simetría común, horizontal, y paralelo a la dirección N-S.

Componente radial: el pulso sencillo R2 ( $\sim 2s$ ) generado en la interfase superior de la capa anisótropa cortical no está afectado. La onda Ps (R3) producida en el Moho pierde la simetría con respecto a la dirección perpendicular a los ejes de simetría  $EjC$  y  $EjM$ . El patrón descrito por las fases R3 y R4 entre  $\sim 3$  y  $7s$  es muy parecido al caso del modelo con una capa anisótropa debajo del Moho graficado en la Figura 46.

Componente transversal: la fase T1 con máximo a  $\sim 2s$  no es afectada.

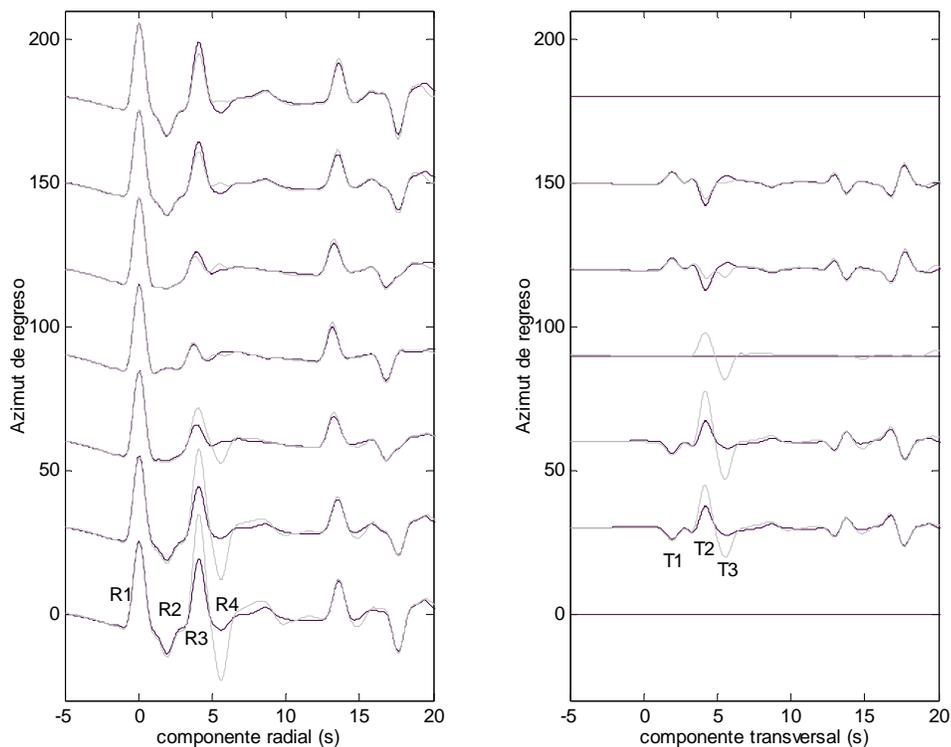


Figura 49: Sismogramas generados al inclinar el eje de simetría de la capa anisótropa en el manto subcortical (ver modelo de la Tabla XI). Línea negra:  $\theta_{EjM} = 0$ ; línea gris:  $\theta_{EjM} = 40^\circ$

El pulso T2 generado en el Moho pierde su antisimetría en el sentido estricto pero sigue cambiando de polaridad a  $90^\circ$  aunque no se cancela en esta dirección. El pulso T3 (originado en el límite inferior de la capa “3 Manto”) pierde totalmente la antisimetría.

Posteriormente, se inclina el eje  $EjC$ . Este cambio no tiene mucho impacto sobre las características de las funciones de receptor sintéticas comparado con el efecto de inclinar el eje en la capa en el manto subcortical.

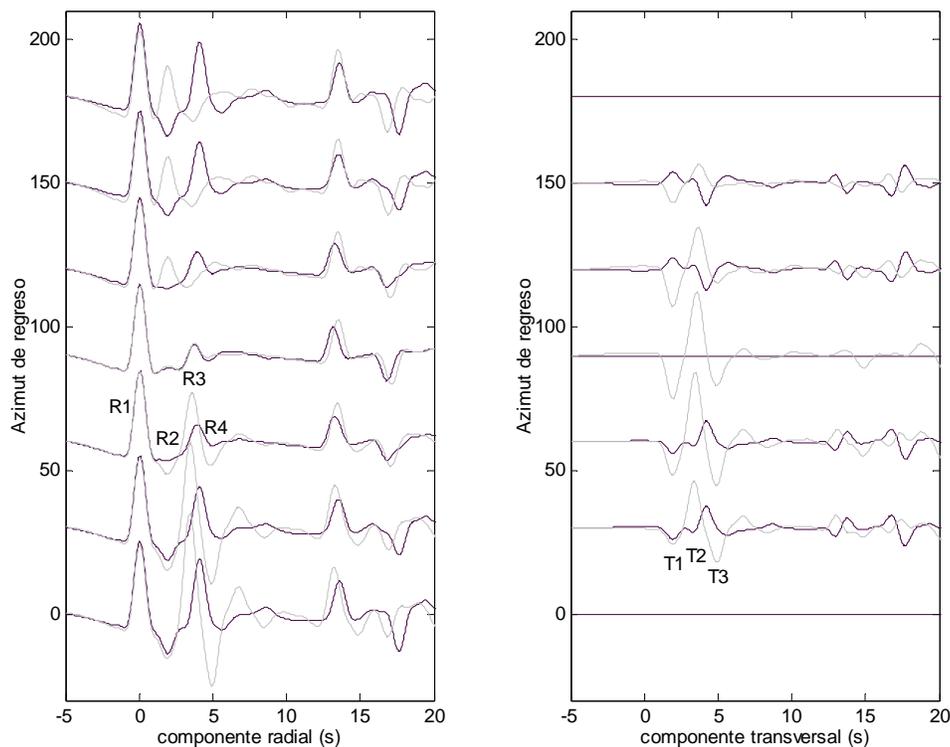


Figura 50: Sismogramas generados al inclinar ambos ejes de simetría en el modelo de la Tabla XI. Línea negra con los dos ejes horizontales; Línea gris con  $EjC$  (corteza) y  $EjM$  (manto) inclinados a  $40^\circ$  desde la horizontal hacia arriba.

Finalmente, se inclinan ambos ejes. Primero se da a  $EjC$  y  $EjM$  la misma inclinación  $\theta = 40^\circ$ , por lo que se espera que se acumulen los efectos. R2, R3 y R4 experimentan cambios importantes y desaparece el pulso Ps (R3) para  $120^\circ \leq azr \leq 180^\circ$ . Sobre T se genera con esta configuración un pulso triple T1-T2-T3 para  $30^\circ \leq azr \leq 120^\circ$  (Figura 50). Al variar las inclinaciones y volviéndolas distintas, las variaciones en el patrón son complicadas.

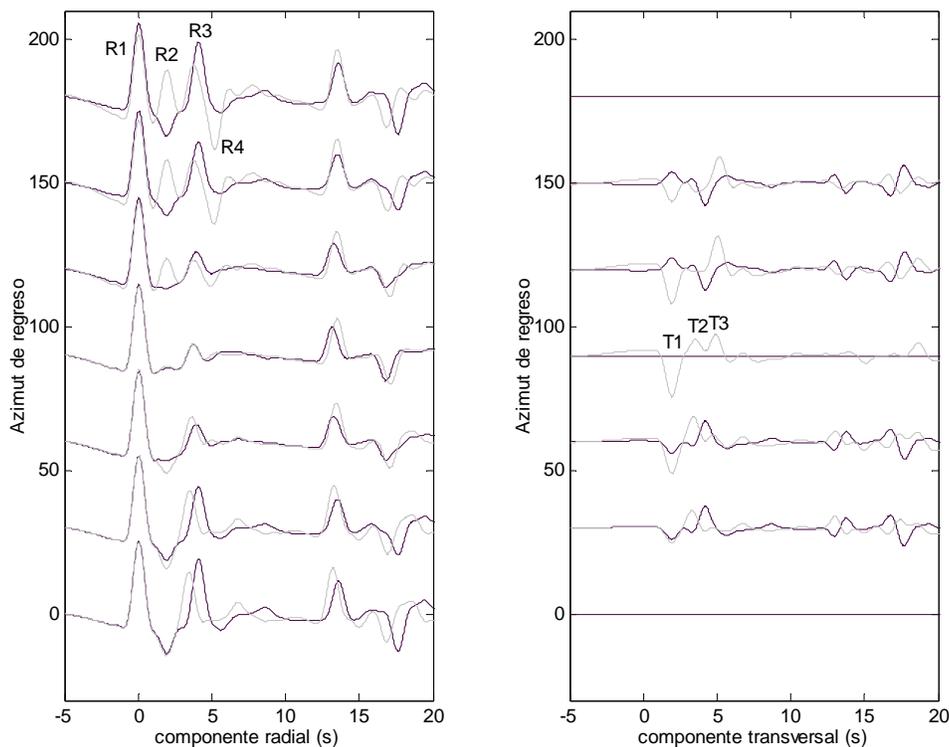


Figura 51: Sismogramas generados al inclinar ambos ejes de simetría en el modelo de la Tabla XI. Línea negra con dos ejes horizontales; línea roja con  $EjC$  (corteza) inclinado a  $40^\circ$  desde la horizontal hacia el sur y  $EjM$  (manto)  $40^\circ$  desde la horizontal hacia el norte.

Si damos a los ejes inclinaciones opuestas obtenemos un patrón muy distinto. Los máximos producidos por la capa anisótropa del manto son desplazados de  $180^\circ$ . La fase Ps aparece de manera continua sobre R y no existe la fase compuesta por tres pulsos sobre T, como en los casos anteriores (Figura 51).

#### IV.2.5. Síntesis

Una capa anisótropa genera en cada una de sus fronteras un pulso que se observa sobre las componentes radial y transversal y cuyo tiempo de arribo está controlado por la

ubicación de éstas fronteras. Estos dos pulsos tienen polaridades opuestas y sus variaciones son simétricas sobre R y antisimétricas sobre T con respecto a las direcciones paralela y perpendicular al azimut del eje de simetría. La amplitud de los pulsos producidos por la capa anisótropa aumenta significativamente con el porcentaje de anisotropía. Al inclinar el eje de simetría con respecto a la dirección horizontal, el tiempo de arribo y la amplitud de estos pulsos presentan variaciones fuertes en función del azimut de regreso. Cuando se introduce un contraste de velocidad coincidente espacialmente con una de las fronteras de la capa anisótropa, ésta modula el pulso producido por este contraste. Finalmente, cabe mencionar que existe un balance entre el porcentaje de anisotropía, el parámetro  $\eta$  y la inclinación del eje de simetría debido a que estos tres parámetros controlan parcialmente la amplitud de las fases inducidas por la anisotropía.

### ***IV.3. Modelación de las funciones de receptor observadas en la región de estudio***

#### **IV.3.1. Metodología**

La región de estudio, que abarca el norte de la Península de Baja California y Sonora, ha sido escasamente documentada hasta hoy en cuanto a la estructura de la corteza y del manto superior, por lo que tenemos poca información en términos de modelos de velocidad y de densidad de la corteza. Para la península, existen dos modelos de velocidad publicados. El primero es el de *Nava y Brune* [1982] que consta de tres capas y fue obtenido para la región norte de la Península. Por otra parte, *López-Pineda et al.* [2007] propusieron modelos de velocidades de ondas S debajo de varias de las estaciones de las redes NARS-Baja y RESBAN (I.1.1). Finalmente, para las estaciones ubicadas en el norte de Sonora, usamos como modelo inicial el modelo isótropo de velocidad obtenido por *Harder y Keller* [2000] en el suroeste del Estado de Nuevo México, Estados Unidos.

Cabe hacer notar que no disponemos de un modelo autóctono preciso respaldado por datos de sismica de refracción/reflexión para las estaciones usadas en esta tesis. Por

esta razón, no pretendemos desarrollar modelos con mucho detalle en cuanto a las velocidades. Nos limitaremos a modelar los rasgos más destacados de las FR que aparecen de manera persistente y coherente en un amplio rango de direcciones. La corteza continental es un medio heterogéneo y de gran complejidad, por lo que no es de extrañar que aparezcan ondas de manera aleatoria e intermitente que posiblemente resulten de la difracción. Es de esperar también que algunas de las fases importantes presenten variaciones en su amplitud o tiempo de arribo. No queremos ni podemos tomar en cuenta este nivel de complejidad que merecería otro estudio. Recordemos que nuestro objetivo no es establecer un modelo de velocidad, ni estudiar las fuentes de difracción, sino identificar las zonas anisótropas e intentar definir sus características principales que son su ubicación en la corteza, la intensidad de la anisotropía, y su geometría.

El procedimiento que seguimos es el siguiente. Fijamos valores típicos para las velocidades y densidad en la corteza y en el manto, basándonos en los modelos mencionados anteriormente. Después revisamos las funciones de receptor radial y transversal observadas para ubicar los rasgos principales que queremos modelar. La componente radial nos proporciona información sobre la estructura isótropa de la corteza, en particular los contrastes fuertes de velocidad. Ubicamos primero el arribo principal sobre la componente radial que llega después de la onda P directa. Esta fase corresponde a Ps, la onda convertida a nivel del Moho. Si aparecen otros pulsos con amplitud significativa antes o poco después de Ps, nos indican la presencia de cambios importantes de velocidad que producen una onda convertida y reflexiones asociadas a ésta. Los mencionados pulsos pueden ser producidos también por anisotropía pero entonces deben mostrar variaciones con el azimut de regreso, lo que nos permite discriminar del caso de un gradiente de velocidad. El segundo paso es seleccionar la información relevante de la componente transversal. Por tener una relación señal/ruido típicamente menor al de la componente radial, solamente tomamos en cuenta los pulsos de amplitud grande y con variaciones sencillas. Una vez que identificamos los rasgos principales que queremos modelar, escogemos una o dos trazas con la señal más representativa e intentamos encontrar el modelo de estructura que mejor reproduce esas trazas. Hay que recordar que existen una

multitud de modelos que pueden explicar los resultados. Por esta razón, cuando es posible, usamos un criterio geológico para guiar nuestras decisiones. Posteriormente, averiguamos si el modelo así obtenido es consistente con otras trazas confiables y que corresponden a otras direcciones fuente-receptor. Si no es el caso, modificamos el modelo hasta que las señales sintéticas se ajusten con las observadas en el mayor rango de direcciones fuente-receptor posible. Debido a la gran cantidad de procesos que alteran las ondas sísmicas en la corteza tanto en tiempo como en amplitud, acordamos dar más peso a modelos que reproduzcan tendencias generales en un amplio rango de *azr* que a modelos que generen un buen ajuste en un número restringido de direcciones.

Recordemos que las funciones de receptor observadas que manejaremos en lo que sigue son funciones apiladas calculadas a partir de FR individuales (Tabla XX del Anexo L), con azimut en un rango de  $\pm 10^\circ$  alrededor de un valor central ( $10^\circ, 30^\circ, \dots, 350^\circ$ ). Con el fin de ser consistente con el estudio preliminar de la sección IV.2, usaremos este valor central para referirnos a cada función de receptor apilada (por ejemplo, “10°” indica el grupo con  $0^\circ < azr < 20^\circ$ ). Las funciones de receptor sintéticas fueron calculadas usando esos valores centrales.

### **IV.3.2. NE71**

La estación NE71 está ubicada en la Provincia Transpeninsular Transcurrente [*Stock et al.*, 1991]. El nivel de ruido típico es bajo y su tiempo de registro es largo. Obtuvimos por lo tanto buenas señales provenientes de un rango amplio de azimutes. El promedio de las FR mejor constreñidas corresponden a sismos de tres zonas de subducción: la cordillera de los Andes, las islas Fiji y del noroeste/norte del cinturón de fuego del Pacífico.

#### **IV.3.2.1. Descripción de las funciones de receptor observadas**

A continuación se describe de manera cualitativa los principales rasgos de las FR obtenidas para NE71 (Figura 52).

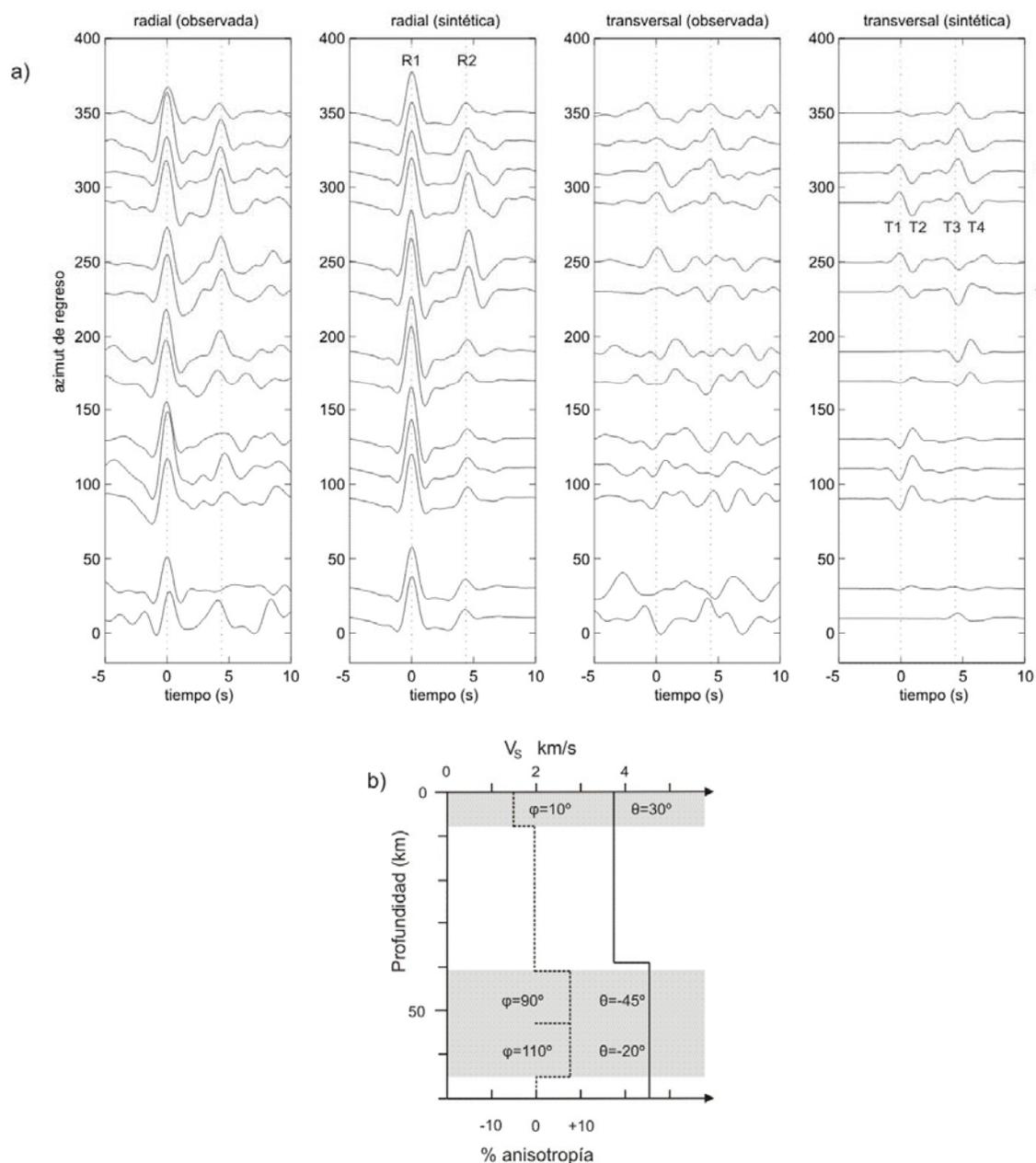


Figura 52: a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE71 (Tabla XII). En el caso de las FR observadas, el azimut de la traza es el que define el grupo de eventos que se usó para calcular las funciones de receptor apiladas como descrito en IV.3.1. A la derecha de la última gráfica se indica el número de trazas apiladas para obtener cada función de receptor observada. Las líneas punteadas indican los arribos de la onda P (R1) directa y de Pc (R2). b) modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura. Las zonas sombreadas son anisótropas. Las líneas continuas y punteadas indican respectivamente la velocidad y el porcentaje de anisotropía en función de la profundidad.  $\varphi$  y  $\theta$  son respectivamente el azimut y la inclinación del eje de simetría en las capas anisótropas.

Componente radial: el rasgo principal de esta componente es el pulso R2 a 4.1s después de la onda P directa (R1) que se interpreta como la onda convertida Ps producida en la base de la corteza. Se ve claramente para  $190^\circ \leq azr \leq 350^\circ$ . Su amplitud, relativa a la de la onda P directa, es máxima hacia  $290^\circ$ . En las demás direcciones el arribo no es tan bien definido y tiene generalmente amplitud menor. Incluso desaparece para rayos procedentes del sureste.

Componente transversal: en el cuadrante noroeste existe claramente un pulso doble positivo-negativo (T1-T2) cuyo máximo no presenta retraso respecto a la onda R1. Para  $90^\circ \leq azr \leq 130^\circ$ , T1-T2 presenta polaridades inversas. El segundo rasgo prominente es un pulso T3 con máximo aproximadamente a 4s, bien correlacionado en tiempo con el de R2. T3 cambia de polaridad entre  $250^\circ$  y  $290^\circ$  y posiblemente entre  $90^\circ$  y  $130^\circ$  (no claro). T3 está mal definido entre  $30^\circ$  y  $230^\circ$ . Finalmente, entre  $310^\circ$  y  $350^\circ$ , T3 viene seguido por un pulso sencillo negativo T4 relativamente ancho, entre  $\sim 5$  y 7s.

#### IV.3.2.2. Modelo propuesto

Nuestro modelo de velocidad inicial es el de *Nava y Brune* [1982]. Debido a que no aparece ninguna fase clara entre P (R1) y Pc (R2) indicativa de un contraste de velocidad, consideramos que la corteza es homogénea y le asignamos las velocidades y densidad de la capa central del modelo de *Nava y Brune* [1982]. Haciendo anisótropa la parte más superficial de la corteza (C1 en la Tabla XII), se genera el pulso doble T1-T2. Además dimos al eje de simetría un azimut de  $10^\circ$  y lo inclinamos  $30^\circ$  hacia arriba, para no producir periodicidad y así los cambios de signos y la posición de los máximos de T1-T2 (ver Figuras 52 y 53) son consistentes con los observados. La coincidencia en tiempo entre R2 y T3 indica que la capa anisótropa que generó T3 se encuentra en el manto justo debajo del Moho. Introdujimos una capa con 8% de anisotropía (M2 en la Tabla XII) en el modelo y escogimos un eje de simetría positivo, lo cual es la hipótesis generalmente aceptada para el manto. Dimos a este eje un azimut de  $90^\circ$  y lo inclinamos hacia abajo, para reproducir la polaridad de T3.

Tabla XII: Modelo propuesto para NE71. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.  $\varphi$  es el azimut del eje rápido y  $\theta$  su inclinación (positiva hacia arriba).

<b>Capa</b>	<b>Espesor</b> <b>km</b>	<b>Vp</b> <b>km/s</b>	<b>Vs</b> <b>km/s</b>	<b><math>\eta</math></b>	<b><math>\Phi</math></b> <b>(°)</b>	<b><math>\theta</math></b> <b>(°)</b>	<b>Densidad</b> <b>kg/m<sup>3</sup></b>
C1	8	6.6 (-5%)	3.8 (-5%)	0.6	10	30	2800
C2	31	6.6	3.8				2800
M1	2	8	4.6				3400
M2	12	8 (+8%)	4.6 (+8%)	1	90	-45	3400
M3	12	8 (+8%)	4.6 (+8%)	1	110	-20	3400
M4	$\infty$	8	4.6				3400

El patrón de las variaciones azimutales descrito por T3 no es suficientemente bien definido como para constreñir precisamente el valor de la inclinación del eje de simetría. Se le da a ésta el valor  $\theta=45^\circ$  que es un valor promedio entre horizontal y vertical y resulta generar un ajuste razonable. Otro rasgo generado por la capa M2 es el aumento de la amplitud de R2 relativa a la de la R1 hacia la parte del eje inclinada hacia arriba ( $azr = 270^\circ$ ), de acuerdo con las trazas observadas. Para generar el pulso T4 en el rango  $310^\circ \leq azr \leq 350^\circ$ , agregamos otra capa anisótropa (M3) con las mismas características que las de M2 pero con una inclinación menor del eje de simetría.

#### **IV.3.2.3. Discusión sobre la posible inclinación del Moho**

Previos estudios realizados en la PBC indican que los efectos de la inclinación del Moho debajo de NE71 son despreciables (ver capítulo anterior) para el análisis de las FR. A continuación se presentan evidencias que apoyan esta hipótesis. Varios autores han estudiado y comparado los efectos que tiene sobre la forma de onda de las FR la inclinación de alguna interfase de la corteza por un lado, y la anisotropía de la litósfera somera por el otro [Peng y Humphreys, 1997; Savage, 1998; Levin y Park, 1997].

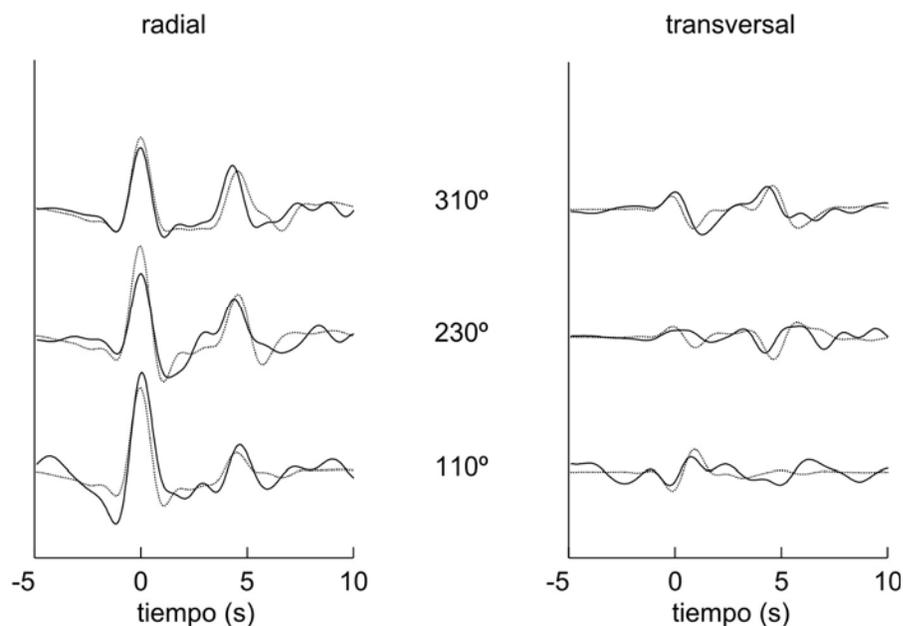


Figura 53: Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el modelo propuesto para NE71 (Tabla XII). El número entre las curvas es el azimut que define el grupo de eventos que se usó para calcular las funciones de receptor apiladas como descrito en IV.3.1. Las componentes radial y transversal tienen escala diferente.

En el caso anisótropo, si el eje de simetría es horizontal, es fácil diferenciarlo del caso isótropo con una interfase inclinada. Como vimos en IV.2, si el eje de simetría es horizontal, las componentes radial y transversal son  $\pi$ -periódicas y el tiempo de arribo de Ps la onda convertida en el Moho (R2 en la Figura 52) no varía. Por otra parte, el fenómeno de partición de onda genera un desfase observable entre la componente radial y la transversal de la onda Ps. El patrón producido por la inclinación del Moho en una corteza isótropa contrasta fuertemente debido a que no es periódico, además el tiempo de arribo de Ps depende del azimut, y las componentes radial y transversal de la onda Ps no presentan ningún desfase. *Peng y Humphreys* [1997] combinaron esos dos modelos y obtuvieron un buen ajuste de las funciones de receptor en estaciones ubicadas en la provincia de Cuencas y Cordilleras, en el noroeste de Nevada. No obstante, si el eje de simetría está inclinado a partir del plano horizontal, el patrón comparte varias de las características del caso de la

interfase inclinada. Como consecuencia, la discriminación se vuelve complicada. *Levin y Park* [1997] muestran con sismogramas sintéticos que teóricamente se pueden distinguir los dos casos usando las variaciones azimutales del tiempo de retraso de Ps con respecto a la onda P directa. Otra diferencia es que la inclinación de alguna interfase lleva a que la onda P directa tenga una componente transversal, lo que sucede en el caso de una capa anisótropa solamente si ésta se extiende hasta la superficie libre [*Savage*, 1998]. Algunos de los rasgos de las FR obtenidas en NE71 podrían indicar que el Moho tiene cierta inclinación. Si seguimos el razonamiento de *Peng y Humphreys* [1997], el hecho de que las componentes radial y transversal de la onda convertida (R2 y T3) no presenten desfase en las direcciones  $azr = 170^\circ$  y  $310^\circ$  confirma esta hipótesis. Sin embargo, vimos que una alternativa para modelar tal rasgo es incluir anisotropía en el manto subcortical. Una observación contrastante con el modelo con interfase inclinada es que el arribo de la onda convertida en el Moho no presenta variaciones azimutales significativas. Finalmente, si bien existe sobre T una fase (T1-T2) correlacionada en tiempo con la onda P directa (R1), lo cual es uno de los rasgos producidos por la inclinación de alguna interfase, la dirección N-S para la cual se invierte su polaridad no es la que esperaríamos para la inclinación del Moho (perpendicular al eje de la península). Por otra parte, si las dos fases dobles T1-T2 y T3-T4 fuesen efectos de la inclinación del Moho, cambiarían de signo en la misma dirección, lo cual no ocurre. Por lo tanto, nuestra hipótesis inicial, según la cual las funciones de receptor obtenidas en NE71 no son afectadas por la posible inclinación del Moho sino que más bien son dominadas por efectos de la anisotropía, nos parece razonable.

#### IV.3.2.4. Interpretación

La dirección aproximadamente N-S del eje de simetría lento en la capa anisótropa más somera (C1 en la Tabla XII) es consistente con el rumbo E-O de la foliación en las rocas plutónicas sobre las cuales está instalada NE71 [*Gastil*, 1975]. Es interesante notar que fuera de esta capa, nuestro modelo no requiere de anisotropía cortical adicional. El azimut de la dirección rápida en las capas M2 y M3 (Tabla XII) ubicadas debajo del Moho en el modelo basado en las FR es consistente con la dirección rápida que se registró en el

manto superior en la misma zona analizando ondas telesísmicas S/SmKS. Las características de las capas M2 y M3 sugiere que la fábrica anisótropa debajo del Moho está inclinada desde el oeste hacia el este. Posibles fuentes de anisotropía son los procesos tectónicos discutidos en II.4.4. y son ilustradas en la Figura 54.

Las capas M2-M3 se ubican en la litósfera por lo que es probable que la anisotropía registrada sea fósil. Esta puede estar asociada con la fábrica que adquirió la cuña del manto durante la subducción (Figura 54a). M2-M3 puede de hecho corresponder a los remanentes de la placa que tienen su propia anisotropía fósil (Figura 54b). Sin embargo, M2-M3 está ubicada entre 41 y 65km de profundidad y la zona sísmicamente rápida debajo de NE71, interpretada como remanente de la placa oceánica en los modelos de *Zhang et al.* [2007] parece estar ubicada más profundo, debido a que aparece para periodos superiores a 80s (80km de profundidad).

Las capas M2-M3 pueden también ser parte de la zona de deformación asociada con la apertura de una ventana en la placa oceánica (Figura 54c). Como se comentó en II.4.4., es cuestionable que la mencionada ventana corresponda geográficamente con la PBC. Es probable que la citada ventana esté más bien centrada debajo del GdC que es la zona mecánicamente más débil y más deformada tras el cese de la subducción [*Fletcher et al.*, 2006]. Aún así es posible que el manto debajo de NE71 esté afectado por la mencionada ventana por estar esta estación justo sobre el límite ilmenita-magnetita donde se documentan las primeras deformaciones asociadas con la PEG y donde el espesor de la corteza experimenta una disminución abrupta [*Lewis et al.*, 2001].

Finalmente, si la raíz máfica del antiguo arco volcánico debajo del GdC colapsó y se hundió después del cese de la subducción como se discutió en II.4.4. e ilustrado en la Figura 54d es probable que el manto debajo de NE71 haya estado sometido a deformaciones.

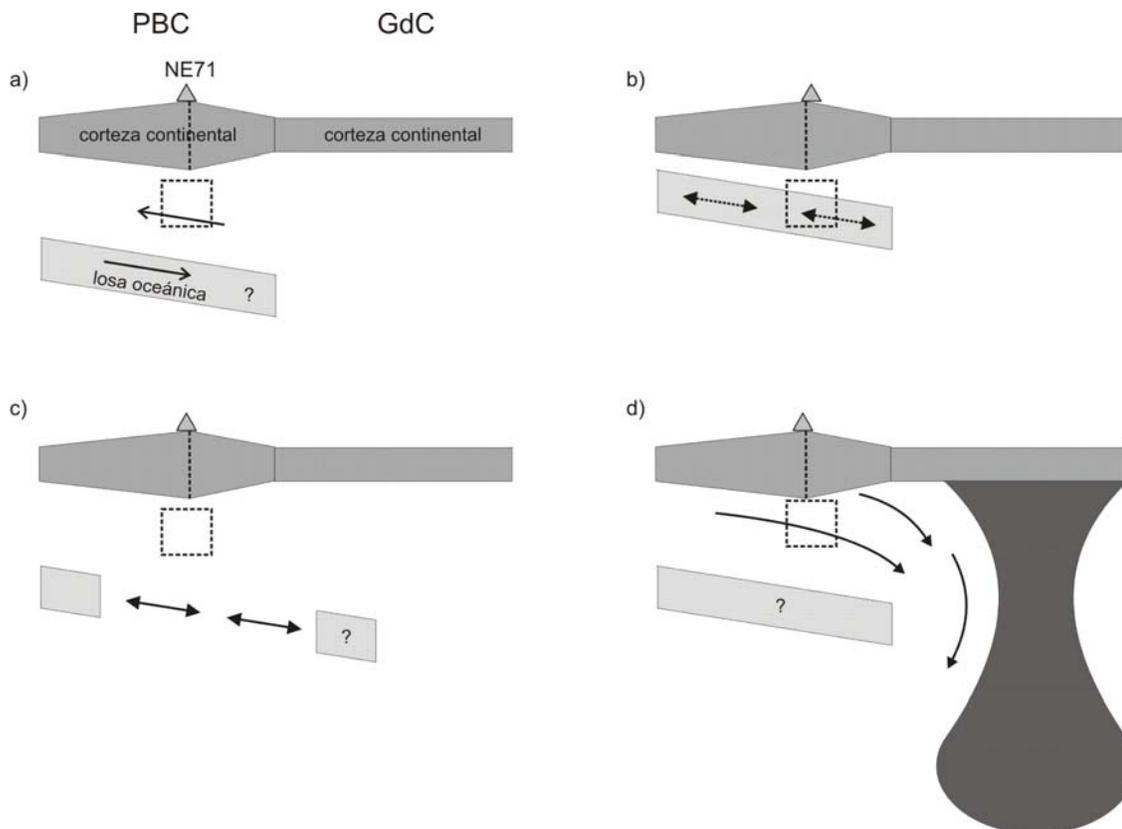


Figura 54: Posibles fuentes de anisotropía en los primeros 30 km (capas M2 y M3 del modelo representado por el cuadro punteado) del manto subcortical debajo de NE71: a) fábrica fósil de la antigua cuña del manto. Las flechas indican la dirección de cizalla entre la cuña y la placa oceánica; b) anisotropía fósil de la placa oceánica. Las flechas indican la dirección rápida en la losa; c) fábrica posiblemente fósil asociada con la apertura de una ventana en la placa oceánica; d) flujos actuales inducidos por el colapso de la raíz máfica (estructura oscura) del antiguo arco volcánico centrado en el GdC. Para c) y d), las flechas indican la dirección de transporte en el manto. La línea discontinua que corta verticalmente la corteza de la PBC representa el límite ilmenita-magnetita.

### IV.3.3. NE75

NE75 se encuentra en la provincia tectónica de la Península Central Estable [Stock *et al.*, 1991]. Para esta estación obtuvimos buenas trazas, principalmente de sismos localizados en las zonas que corresponden a la cordillera de los Andes, las islas Fiji y del noroeste/norte del cinturón de fuego del Pacífico. Los análisis de Persaud *et al.* [2007] con funciones de receptor obtenidas en NE75 así como el de Romo [2002] usando datos magnetoteléuricos colectados al norte de NE75, sugieren que el Moho es relativamente

horizontal en esta zona por lo que no se espera efectos fuertes debidos a la inclinación del Moho.

#### **IV.3.3.1. Descripción de las funciones de receptor observadas**

Componente radial: El arribo de la onda P directa (R1) es seguido inmediatamente por un pulso negativo de amplitud grande (Figura 55). Este pulso negativo viene seguido por un pulso positivo R2 que llega alrededor de 3.5s y que se observa en cada dirección. Su tiempo de arribo presenta ligeras variaciones. La amplitud de R2 varía mucho y es máxima para  $230^\circ \leq azr \leq 250^\circ$  donde es casi igual a la de R1. Entre  $10^\circ$  y  $90^\circ$  aparece otro pulso positivo R3 a 5s que tiene amplitud comparable a la de R2.

Componente transversal: el rasgo más destacado es el pulso triple T1-T2-T3 entre 2 y 5s. Los tres pulsos que los componen presentan polaridad alternada. La fase así constituida cambia de polaridad entre  $10^\circ$  y  $90^\circ$  y después entre  $190^\circ$  y  $230^\circ$ .

#### **IV.3.3.2. Modelo propuesto**

El primer rasgo importante de las FR que queremos modelar es R2. Debido a que no cambia de signo y que tiene energía alta, lo interpretamos como producto del cambio abrupto de la velocidad en la discontinuidad del Moho. Fijamos la velocidad de las ondas P en la corteza a 6.6km/s como lo hicimos para NE71.

La polaridad del pulso triple T1-T2-T3 cambia dos veces, lo cual indica que los ejes de simetría de las posibles capas anisótropas están inclinados con respecto a la horizontal. T2 tiene energía mayor a la de T1 y T3. Este tipo de fase compuesta se reproduce típicamente por la acumulación de los efectos de dos capas anisótropas. Como lo vimos en la sección IV.2, una capa anisótropa genera una fase constituida por dos pulsos sencillos con polaridades opuestas (un pulso generado en cada frontera).

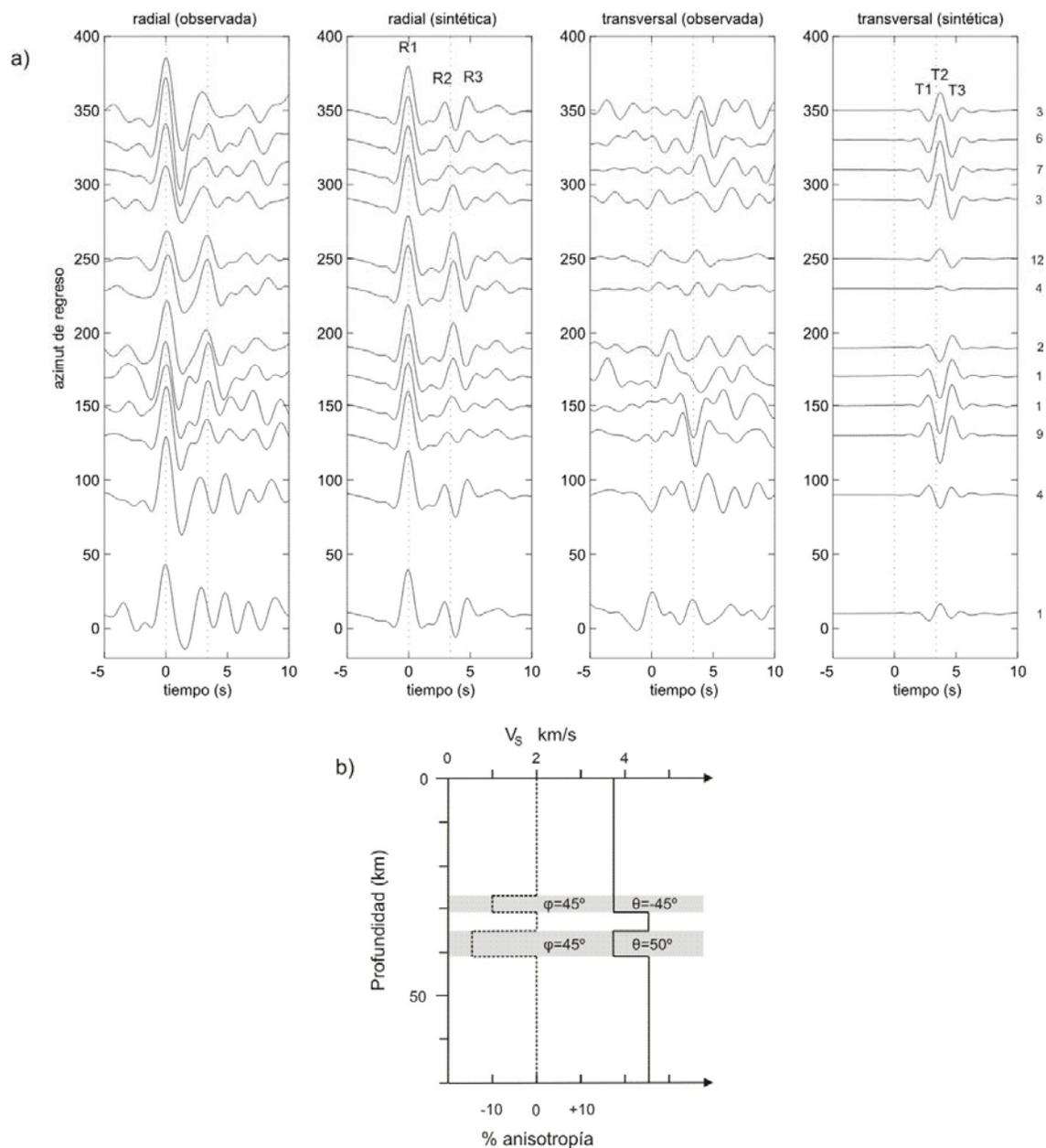


Figura 55: a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE75 (Tabla XIII). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.

Tabla XIII: Modelo propuesto para NE75. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.

<b>Capa</b>	<b>Espesor</b>	<b>Vp</b>	<b>Vs</b>	<b><math>\eta</math></b>	<b><math>\varphi</math></b>	<b><math>\theta</math></b>	<b>d</b>
	<b>km</b>	<b>km/s</b>	<b>Km/s</b>				<b>kg/m<sup>3</sup></b>
C1	27	6.6	3.8				2800
C2	4	6.6 (-10%)	3.8 (-10%)	0.5	45	-45	2800
M1	4	8	4.6				3400
M2	6	7.1 (-15%)	3.8 (-15%)	0.5	45	50	3000
M3	$\infty$	8	4.6				3400

De esta manera, incluyendo a nuestro modelo dos capas anisótropas, con los azimutes e inclinaciones adecuadas, separadas por una capa isótropa y ajustando el espesor de la última para que el segundo pulso producido por la capa anisótropa más somera coincida en tiempo con el primer pulso producido por la capa anisótropa más profunda, generamos una fase triple cuyo pulso central tiene amplitud mayor.

Por su retrasado arribo, con respecto a R2, T2 y T3 tienen que haber sido generados debajo del Moho (capa M2 en la Tabla XIII). Hay por lo menos dos modelos anisótropos posibles. En el primero la capa anisótropa M2 está formada por material del manto, con alto contenido en olivino, y por lo tanto se espera que desarrolle un sistema hexagonal con eje de simetría rápido (eje  $a$  del olivino). Si la fuente de anisotropía es la cizalla debida a la subducción, el eje largo de la elipse de deformación y por lo tanto el eje de simetría debe de tener un azimut en la dirección normal a la trinchera y una inclinación hacia el NE (paralelo a la dirección de cizalla). Intentamos modelar este caso, introduciendo una capa anisótropa ligeramente inclinada hacia el noreste. Este modelo no logra capturar las variaciones relativas de las componentes radial y transversal. En particular, R2 y T1-T2-T3 alcanzan su máxima amplitud en la misma dirección, y es la situación opuesta que reportamos en las FR observadas. Si modificamos la inclinación del eje de simetría volviéndolo casi vertical se

resuelve este problema pero no tiene explicación geológica muy obvia, aunque podríamos invocar un ascenso vertical de material de la astenósfera para llenar una hipotética ventana en la losa oceánica debajo de NE75. Aun así, usando 10% de anisotropía que es un valor alto para rocas del manto [Zhang y Karato, 1995], si se da al eje de simetría inclinación casi vertical la amplitud de la componente transversal de las FR sintéticas es muy inferior a la de los datos. Parece poco probable por lo tanto que la capa anisótropa M2 tenga un eje de simetría rápido.

En el modelo alternativo el eje de simetría en la capa anisótropa M2 es lento. Generamos un modelo compuesto por una corteza homogénea e isotrópica debajo de la cual subyace una primera capa delgada (con espesor de 4km, capa M1 en la Tabla XIII) de material mantélico isotrópico. El contraste de velocidad así generado entre C2 y M1 produce la onda R2. Por otra parte, esta capa isotrópica produce el desfase adecuado para que los dos pulsos producidos por M2 coincidan en tiempo con T2 y T3. Un sistema de simetría con eje lento no es generalmente el adecuado para describir rocas con alto contenido de olivino [Zhang y Karato, 1995]. La dirección del eje de simetría en M2 parece consistente con la dirección de cizalla entre la PBC y la placa de Farallón lo que sugiere que la cizalla generó la anisotropía de M2. Es poco probable que M2 sea parte de la parte mantélica de la placa oceánica porque presentaría un eje de simetría rápido. En cambio, es posible que M2 corresponda a la parte cortical de la placa, o bien a la cuña del manto. Las rocas de la corteza oceánica desarrollan un eje de simetría lento. Bajo las condiciones de presión/contenido de agua en la cuña del manto, es frecuente que ésta sea metamorfizada en serpentina que presenta también un eje de simetría lento. Tanto la densidad de la corteza oceánica como la del manto parcialmente serpentinizado es inferior a la densidad típica del manto superior. Obtenemos un ajuste razonable dando a M2 características consistentes con las de la corteza oceánica (velocidades de ondas P y S igual a 7.1km/s y 3.8km/s respectivamente y densidad 3000 kg/m<sup>3</sup>) y volviendo esta capa fuertemente anisótropa (-15%). Para reproducir las variaciones en la amplitud del pulso T1-T2-T3 se inclina el eje de simetría 50° desde la dirección horizontal hacia arriba.

Por otra parte, se hizo la corteza inferior fuertemente anisótropa (C2 en la Tabla XIII) con el fin de modelar T1 y parte de T2. Los registros observados no permiten ajustar su inclinación con mucha precisión por lo que la fijamos a  $45^\circ$ .

Este modelo captura la mayoría de los rasgos descritos anteriormente. Las capas anisótropas en la corteza (C2) y en el manto (M2) generan el pulso T1-T2-T3 y modulan la amplitud R2 de manera a que alcance su amplitud máxima para  $230^\circ \leq azr \leq 250^\circ$ , de acuerdo con los datos. El contraste de velocidad en el límite inferior de la capa anisótropa (entre M2 y M3) produce un pulso positivo R3 cuya amplitud es modulada por el efecto de la anisotropía en M2, de manera que es visible solamente en un rango limitado de  $azr$ , en consistencia con los datos (Figura 55 y 56). El ajuste no es bueno para  $330^\circ \leq azr \leq 350^\circ$ , donde R3 aparece con el modelo pero no en los datos.

Sobre la componente transversal, logramos reproducir correctamente el cambio de signo y en cierta medida los tiempos de arribo de las fases y sus amplitudes. La Figura 56 muestra que en comparación con los datos, el arribo de T1-T2-T3 en la FR sintéticas está ligeramente atrasado para  $azr=90^\circ$ , correcto para  $250^\circ$  y un poco adelantado para  $310^\circ$ . Sin embargo, debido a que nuestro programa no toma en cuenta muchos de los efectos intrínsecos a la estructura cortical, como atenuación, difracción e inclinación de interfases, el ajuste obtenido nos parece muy alentador.

Se puede generar el pulso grande y negativo entre R1 y R2 agregando una capa isótropa de muy baja velocidad en la superficie libre (Tabla XIV). Físicamente, esta capa de baja velocidad podría indicar que las rocas ígneas extrusivas sobre las cuales descansa la estación están alteradas por intemperismo y/o fracturas. El programa simula las reflexiones generadas en dicha capa, las cuales aumentan el efecto de la capa anisótropa ubicada en la corteza (C2) lo cual lleva a la generación completa de T1 y T2. Sin embargo, el modelo así formado no reproduce T3 y la capa anisótropa en el manto (M2) sigue siendo necesaria, aunque con un porcentaje de anisotropía menor.

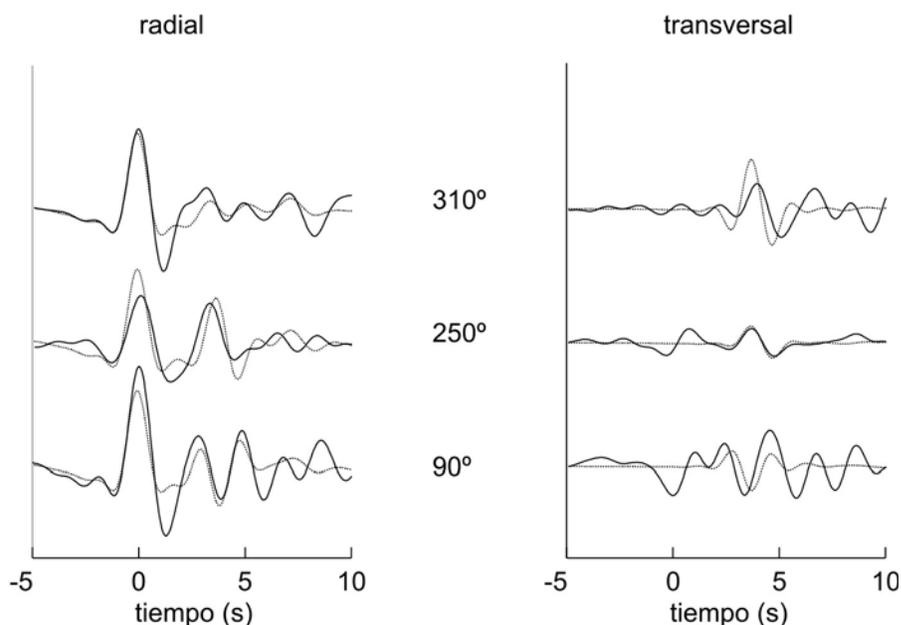


Figura 56: Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el modelo propuesto para NE75 (Tabla XIII). Las notaciones son las de la Figura 52.

Tabla XIV: características de la capa de baja velocidad que permite reproducir el pulso negativo después de la onda P directa.

<b>Capa</b>	<b>Espesor</b>	<b>V<sub>p</sub></b>	<b>V<sub>s</sub></b>	<b>η</b>	<b>φ</b>	<b>θ</b>	<b>d</b>
	<b>km</b>	<b>km/s</b>	<b>km/s</b>				<b>kg/m<sup>3</sup></b>
C1	0.8	3.5	1.95				1890

Hay que tener presente que el programa no toma en cuenta las pérdidas de energía por atenuación y dispersión y tiende a sobreestimar la amplitud de las fases reflejadas por lo que decidimos no incluir la capa superficial de baja velocidad en el modelo anisótropo. Sin embargo, la prueba descrita en este párrafo anterior indica que el porcentaje de

anisotropía que usamos en M2 puede ser ligeramente sobreestimado, por no tomar en cuenta las reflexiones en la capa de baja velocidad somera.

#### **IV.3.3.3. Interpretación**

El arribo de la onda P directa no tiene energía en la componente transversal de manera sistemática y cuando tiene, su amplitud es bastante inferior a la de las demás fases registradas sobre T. Esto nos permite descartar de manera confiable la inclinación del Moho debajo de NE75 (ver discusión IV.3.2.3.).

Los rasgos importantes del modelo obtenido en NE75 son dos zonas fuertemente anisótropas, una en la base de la corteza y otra en el manto subcortical y separadas por una capa de alta densidad y aparentemente isótropa. *Bohannon y Parsons* [1995] propone que la presencia de fragmentos de la placa de Farallon es muy probable a la largo de la península. Estos autores presentan perfiles de fuerza de litósfera para la Cordillera Peninsular, donde aparecen claramente las zonas débiles que constituyen la parte inferior de la corteza de la Península de Baja California por un lado, y la corteza de la placa oceánica acrecionada debajo de la Península por otro lado. La ubicación de estas dos zonas débiles y por lo tanto muy propensas a concentrar deformaciones es consistente con la de las dos zonas anisótropas de nuestro modelo para NE75 (Figura 57). Por otra parte, el hecho de que en los perfiles de *Bohannon y Parsons* [1995] la cuña del manto (M1 en tabla XIII) ubicada entre las citadas zonas aparezca como una zona comparativamente fuerte puede explicar que no haya sido un locus de deformación y que por lo tanto no exhiba anisotropía.

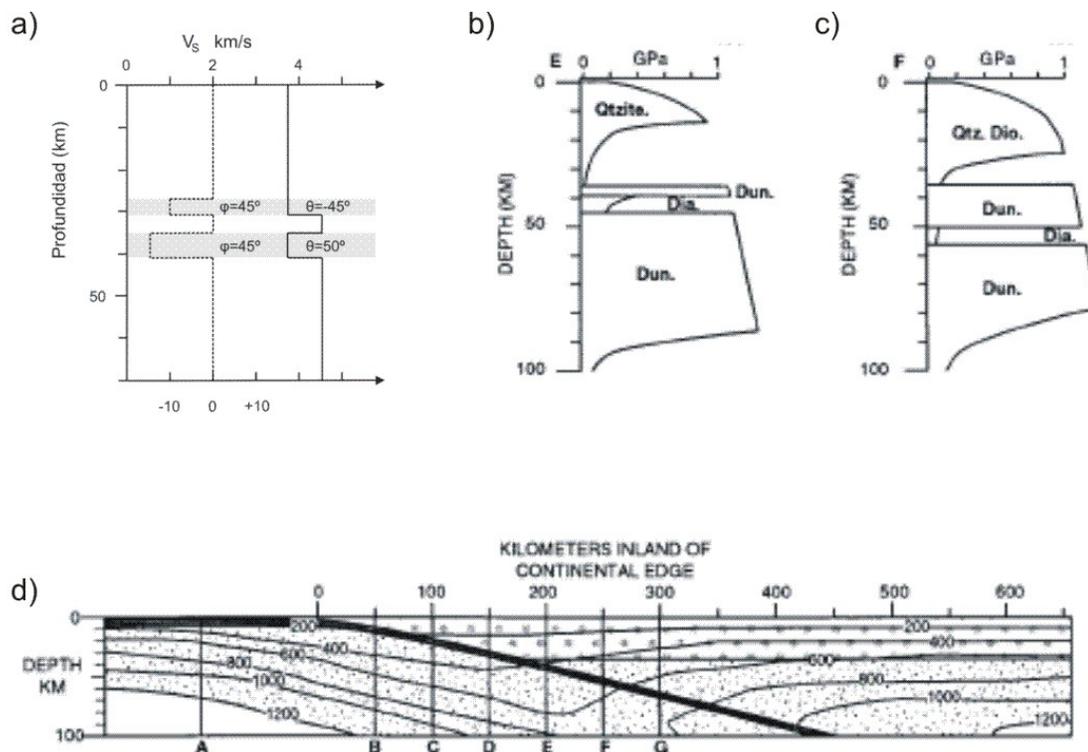


Figura 57: Comparación entre el modelo anisótropo obtenido para la litósfera somera debajo de la estación NE75 (a) y dos de los modelos de fuerza (b y c) propuestos por *Bohannon y Parsons* [1995]. d) ubicación de los perfiles (E y F, respectivamente a 200 y 250 km del la trinchera hacia el continente) descritos en b) y c) (modificada de *Bohannon y Parsons* [1995]).

Persaud et al. [2007] también observan en las FR que calcularon en NE75 energía anómala en T generada en una zona somera del manto superior que puede ser consistente con la capa M2 de nuestro modelo. Estos autores interpretan esta energía transversal como evidencia de la presencia de la placa de Farallón pero no la modelan.

La capa anisótropa ubicada en el manto (M2) tiene un eje de simetría lento, lo cual es consistente con rocas ricas en minerales como los filosilicatos que desarrollan una orientación preferencial. La anisotropía registrada en M2 puede resultar del metamorfismo de corteza oceánica o del material de la cuña del manto (Figura 58).

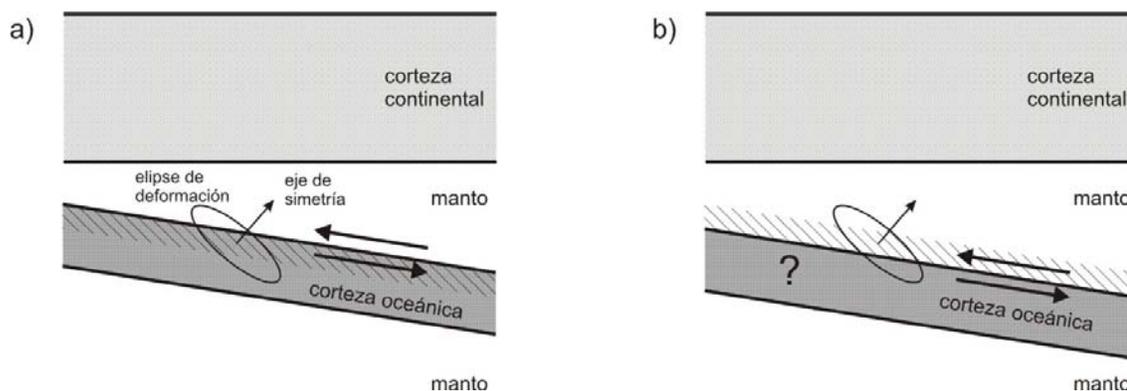


Figura 58: Posibles interpretaciones de la capa anisótropa M2 (zona rayada) ubicada en el manto. Se indica la elipse de deformación producida por cizalla entre la placa oceánica y la cuña del manto cuyo sentido es indicado por las flechas. También se grafica el eje de simetría anisótropa. a) M2 está en la corteza de la placa oceánica; b) M2 está en la cuña del manto. En este caso, el modelo no implica que la losa siga allí.

En este segundo caso, nuestro modelo no implica que la losa oceánica siga presente debajo de la PBC. El límite superior de los fragmentos de Farallón, sugeridos por los modelos de *Zhang et al.* [2007], parece estar ubicada entre 30 y 50km, lo cual no permite resolver si M2 está en la cuña del manto o en la losa. *Romo* [2002] documentó una zona conductora debajo del desierto de Vizcaíno ubicada directamente debajo de la corteza de la PBC la cual puede ser interpretada como la mezcla entre material de la cuña del manto y del prisma de acreción arrastrado junto con la placa oceánica. Es probable que los fluidos de la zona conductora en el modelo de *Romo* [2002] esten asociados con el posible metamorfismo de la capa M2 de nuestro modelo.

La capa anisótropa ubicada en la base de la corteza (C2) pudo ser producida por cizalla simple, cuyo sentido es derecho si la fuente de anisotropía son minerales anisótropos alineados (Figura 59a) e izquierdo si se trata del alineamiento de fracturas rellenas de fluidos o magma, o de vetas (Figura 59b).

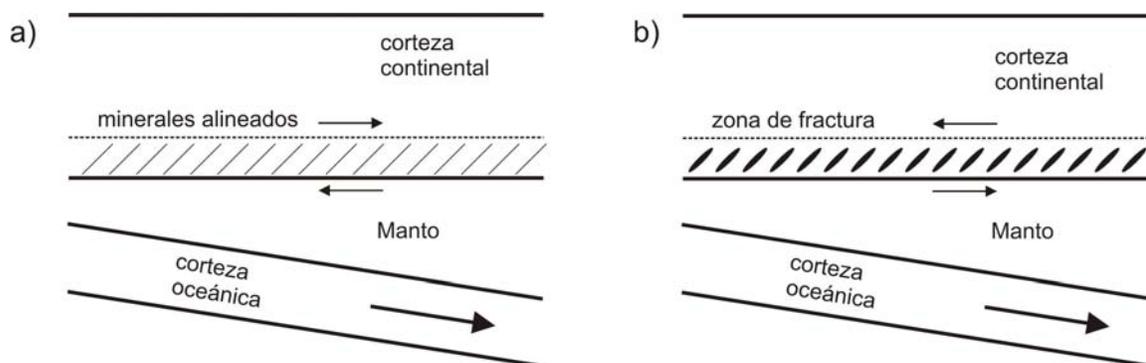


Figura 59: Fuentes de anisotropía en la corteza baja que pueden explicar el patrón anisótropo en la capa C2 de nuestro modelo para NE75: a) minerales con alineación preferencial producida por cizalla dextra; b) fracturas rellenas de fluidos producidas por cizalla izquierda.

Si suponemos que la fuente de anisotropía es el alineamiento preferencial de fracturas (Figura 59b), el régimen compresivo impuesto por la subducción de Farallón puede explicar la dirección de la cizalla en C2. El calor producido por la fricción en la interfase de subducción así como la presencia de volátiles liberados por los sedimentos arrastrados junto con la placa oceánica propiciarían la fusión de material, el cual puede ocupar fracturas y generar vetas.

Si la anisotropía en C2 es efectivamente relacionada con la subducción por un lado, y si M2 es la corteza de la placa oceánica acrecida a la PBC por otro lado, no encontramos en los primeros 40km de la litósfera evidencias de cizalla que no sea la generada por la subducción de Farallón. Esto lleva a descartar la ocurrencia de cualquier deformación significativa entre la PBC y la placa oceánica, posterior al cese del mencionado proceso tectónico y sugiere que haya ocurrido un rápido desarrollo de un acoplamiento mecánico fuerte entre estos dos elementos.

Si al contrario la fuente de anisotropía es el alineamiento preferencial de los cristales (Figura 59a), la interpretación del sentido de cizalla en C2 no es tan evidente. Para explicar que los sentidos de cizalla en C2 y M2 sean opuestos, podemos proponer que la

anisotropía en esas dos capas se desarrolló en etapas distintas separadas en tiempo. La cizalla derecha en la dirección aproximadamente SO-NE en C2 es consistente con la dirección de dispersión (rifting) continental normal a la trinchera extinta durante la etapa de protogolfo del modelo de apertura del Golfo de *Stock y Hodges* [1989].

Es posible que la anisotropía en la capa C2, teóricamente débil (Figura 57), se desarrolló como resultado de flujos en la corteza baja del batolito hacia el NE en respuesta a los procesos de extensión en el Golfo (Figura 60a) que iniciaron después del cese de la subducción. Esta hipótesis fue propuesta previamente por *Lewis et al.* [2001] y *Persaud et al.* [2007] para explicar la disminución generalizada del espesor de la corteza de la península hacia el Golfo. Se piensa que la existencia de flujos en la corteza baja desde la PBC hacia el GdC pueden explicar que la litósfera no se haya roto todavía en algunas partes del límite de placa a pesar de la gran magnitud de extensión acomodada. Sin embargo NE75 se encuentra cerca de la cuenca Guaymas donde se ha generado una gran cantidad de piso oceánico [*Aragón-Arreola et al.*, 2005] por lo que la existencia de los mencionados flujos es cuestionable. Por lo menos es poco probable que hayan ocurrido recientemente.

Suponiendo que la fuente de anisotropía en C2 es el alineamiento de minerales anisótropos, una interpretación alternativa es la ilustrada en la Figura 60b. Después del cese de la subducción, es posible que el enfriamiento y endurecimiento de la litósfera oceánica y la sutura formada con la cuña del manto hayan llevado a que la corteza inferior de la península se volviera la zona más débil. De tal manera que al inicio de la extensión, en la hipotética fase de protogolfo del modelo de *Stock y Hodges* [1989], parte de la componente extensional en la dirección normal al sistema de fallas Tosco-Abreojos haya sido acomodada por cizalla en la base de la corteza de la península, entre el sistema compuesto por la placa subducida y la cuña del manto por una parte, y la parte fuerte que representa el lado oeste del complejo batolítico.

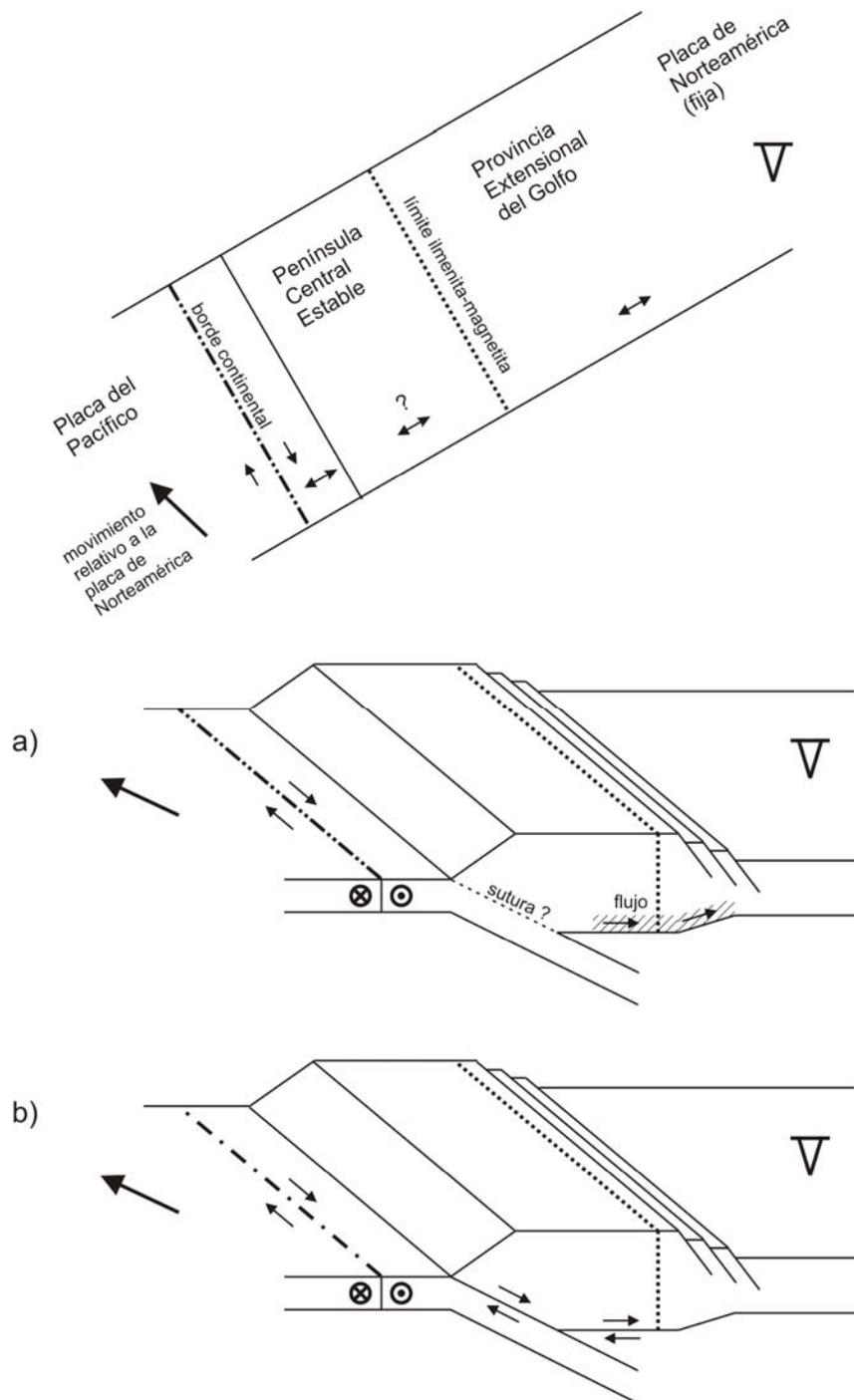


Figura 60: Posibles modelos tectónicos que explican la cizalla dextral en la corteza baja de la península: a) por flujos en la corteza baja asociados con la extensión en el Golfo, b) por retroceso del sistema compuesto por la placa subducida y la cuña del manto. La flecha grande indica el movimiento de la placa del Pacífico, oblicuo respecto al límite que comparte con la microplaca de Baja California.

En las dos últimas interpretaciones de la anisotropía de C2 la dirección SE-NO del transporte/cizalla sugerido en la corteza baja es consistente con extensión en la dirección normal a la paleotrinchera y con la existencia de una fase de “protogolfo” como se describe en el modelo de apertura en dos etapas de *Stock y Hogdes* [1989]. Otros modelos [*Fletcher y Munguía*, 2000; *Sutherland et al.*, 2006b; *Fletcher et al.*, 2006] sugieren que la apertura del GdC se hizo en una única fase caracterizada por una dirección de extensión aproximadamente NO-SE desde el Mioceno medio. Estos estudios conciernen al sur del Golfo. En cambio, NE75 está en el centro de la península. Una característica del límite de placa a lo largo del golfo es que su arquitectura misma presenta variaciones [ver reporte del taller de Margins RCL Cortés Workshop]. Por lo tanto no es imposible que los mismos mecanismos de apertura a lo largo del golfo también presenten diferencias según la zona geográfica considerada.

Finalmente, en el modelo no aparece anisotropía asociada con un posible movimiento relativo entre la placa del Pacífico y la microplaca de Baja California en la dirección NNO-SSE. La existencia de una “zona de cizalla de Baja California” fue propuesta por *Dixon et al.* [2000] para explicar los residuales en las mediciones de GPS, los cuales revelan el movimiento relativo que todavía existe entre la microplaca de Baja California y la placa del Pacífico [*Plattner et al.*, 2006]. Si esta zona existe, no registramos su efecto en las FR calculadas para NE75 lo que sugiere que no coincide geográficamente con el área de esta estación.

#### **IV.3.4. NE80**

Esta estación está ubicada en la provincia de Cuencas y Cordilleras. Se obtuvo una buena cobertura azimutal. Las FR apiladas mejor constreñidas corresponden a eventos originados en la cordillera de los Andes, las islas Fiji y el norte-noroeste del cinturón de fuego del Pacífico.

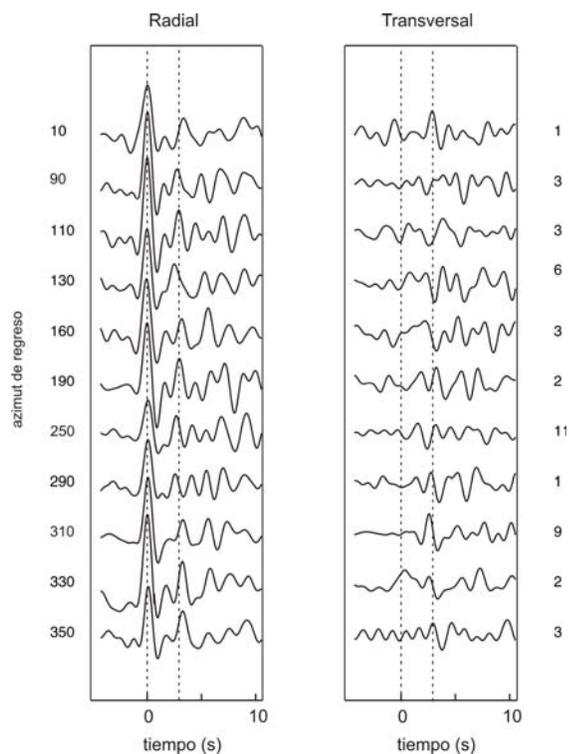


Figura 61: Funciones de receptor observadas en NE80. Las notaciones son las de la Figura 52.

Las FR se caracterizan por ser bastante complejas (Figura 61). Los máximos de las fases no presentan tiempos de arribo constantes por lo que es muy subjetivo acotar pulsos para poder posteriormente modelar sus variaciones, en particular las inversiones que experimentan su polaridad.

No pudimos modelar satisfactoriamente las FR con ninguno de los modelos sencillos que presentamos anteriormente en la sección IV.2. Un estudio de la zona con sísmica de refracción sería útil para disponer de un modelo isótropo inicial y de información previa sobre la posible presencia de interfases inclinadas que se habría de tomar en cuenta.

Una posible explicación de la complejidad del patrón que presentan las FR en NE80 es la posible inclinación de una de las interfases en la corteza o incluso del Moho. *Nourse et al.* [1994] documentaron la presencia de núcleos de complejos metamórficos en la zona de NE80 caracterizados por una dirección de extensión SO-NE. Aunque los mecanismos asociados a esta peculiar estructura no son bien conocidos todavía, los modelos desarrollados hasta la fecha incluyen zonas de cizalla que alcanzan la litósfera y levantamiento local del Moho por rebote isostático [*Wernicke y Axen*, 1988; *Buck*, 1991; *Ruppel*, 1995]. El estudio de *Di Luccio et al.* [2006] con ondas superficiales revela velocidades sísmicas altas anómalamente someras en la zona de NE80 que podrían estar relacionadas con el levantamiento del manto superior. Si existen estructuras con inclinación substancial no pueden ser tomadas en cuenta por nuestro programa.

#### **IV.3.5. NE81**

Esta estación pertenece a la provincia de Cuencas y Cordilleras. Se obtuvo buenas trazas con eventos ocurridos en la cordillera de los Andes, las islas Fiji y el norte/noroeste del cinturón de fuego del Pacífico.

##### **IV.3.5.1. Descripción de las FR observadas**

Componente radial: después de la onda P directa (R1) aparece claramente entre  $10^\circ$  y  $50^\circ$  y después entre  $250^\circ$  y  $350^\circ$  un pulso doble positivo-negativo R2-R3 aproximadamente entre 1 o 3s (Figura 62). R2-R3 aparece también para  $azr = 90^\circ$ ,  $170^\circ$  y  $190^\circ$  aunque con amplitud menor. Su tiempo de arribo aumenta gradualmente en el sentido horario. El arribo principal R4 presenta un tiempo de arribo aproximadamente constante a 3.5s.

Componente transversal: el patrón de los primeros 5s después de la onda P directa es prácticamente homogéneo entre  $10^\circ$  y  $50^\circ$  y después entre  $250^\circ$  y  $350^\circ$ . Aparecen dos pulsos positivos T1 y T2 cuyos tiempos de arribo aumentan de manera consistente al de R2-R3. La amplitud de T1 aumenta con el azimut de regreso.

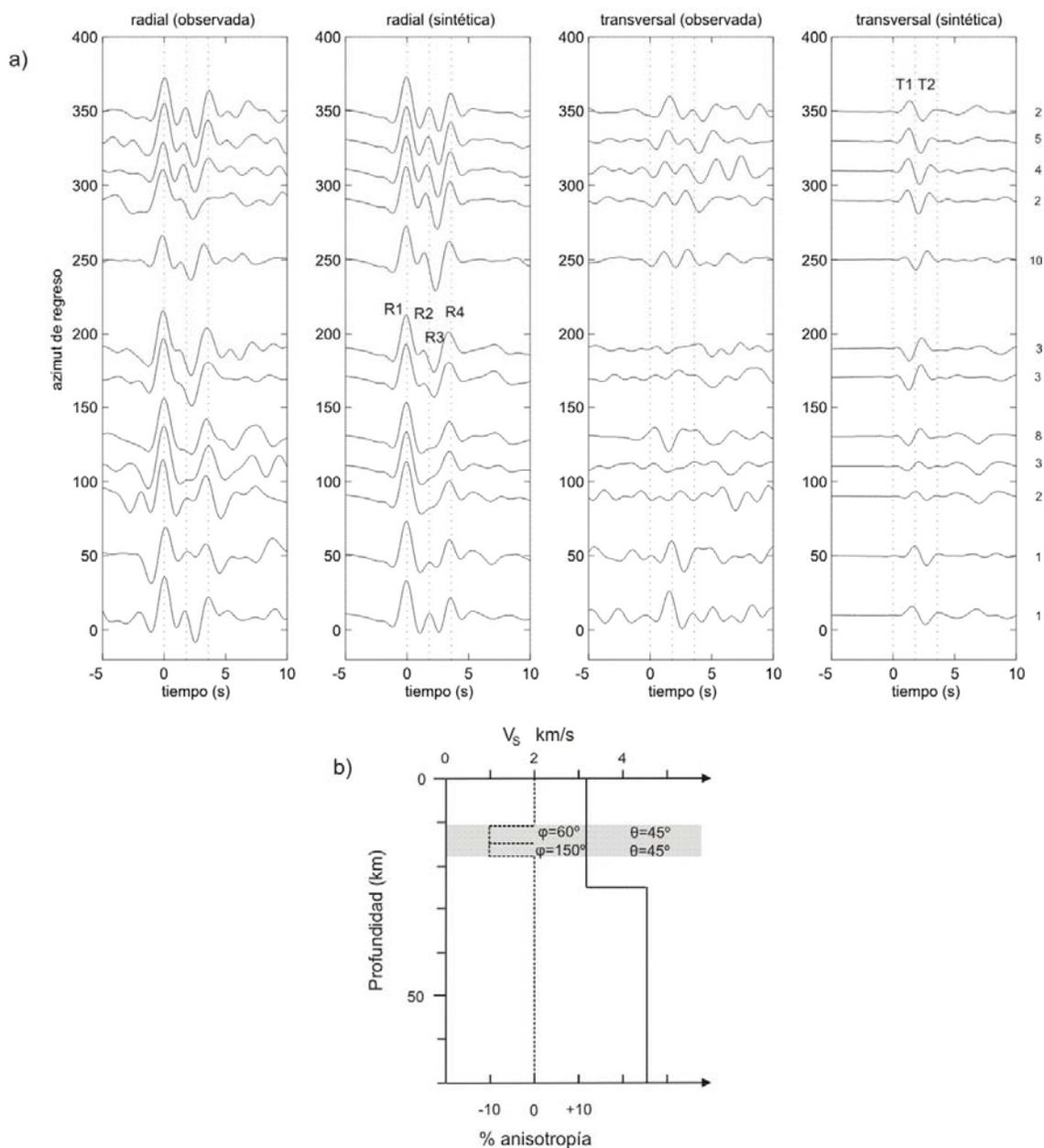


Figura 62: a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE81 (Tabla XV). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.

Al contrario, la de T2 disminuye cuando  $azr$  aumenta. Parece ocurrir un cambio de polaridad entre  $50^\circ$  y  $130^\circ$  y entre  $130^\circ$  y  $250^\circ$ . Las FR apiladas en esas direcciones son aproximadamente antisimétricas en los primeros 3s. Para las direcciones  $90^\circ$  y  $110^\circ$  la componente transversal no presenta arribos significativos en los primeros 5s.

#### IV.3.5.2. Modelo propuesto

El pulso R2 es visible en todas las direcciones por lo que se interpreta como la fase producida en el Moho. Sobre T, parecen existir dos inversiones de polaridad, entre  $50^\circ$  y  $130^\circ$  y después entre  $130^\circ$  y  $250^\circ$ . Si la anisotropía en NE81 puede ser modelada con una de las estructuras presentadas en la sección IV.2, es decir con una capa anisótropa con un eje de simetría, estos cambios de polaridad coinciden con la dirección del mencionado eje. Los rangos anteriores constriñen la dirección del eje de simetría al rango  $50^\circ$ - $70^\circ$  ( $230^\circ$ - $250^\circ$ ). Si tomamos  $60^\circ$  (promedio de  $50^\circ$  y  $70^\circ$ ) o  $240^\circ$  como azimut del eje de simetría, las trazas definidas por  $azr = 110^\circ$ ,  $170^\circ$  y  $190^\circ$  deberían de ser iguales a las trazas con  $azr = 10^\circ$ ,  $310^\circ$ , y  $290^\circ$  respectivamente, pero con el signo inverso. No es el caso. Las trazas con  $azr = 110^\circ$ ,  $170^\circ$  y  $190^\circ$  no presentan fases en los 5 primeros segundos cuando las otras muestran claramente secuencias de dos pulsos sencillos positivos.

Tabla XV: Primer modelo propuesto para NE81. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.

Capa	Espesor km	Vp Km/s	Vs km/s	H	$\phi$	$\theta$	d kg/m <sup>3</sup>
C1	11	5.8	3.2				2600
C2	4	5.8 (-10%)	3.2 (-10%)	0.5	60	45	2600
C3	3	5.8 (-10%)	3.2 (-10%)	0.5	150	45	2600
C4	5	5.8	3.2				2600
C5	3	6.9	3.9				2980
M1	$\infty$	8.1	4.6				3400

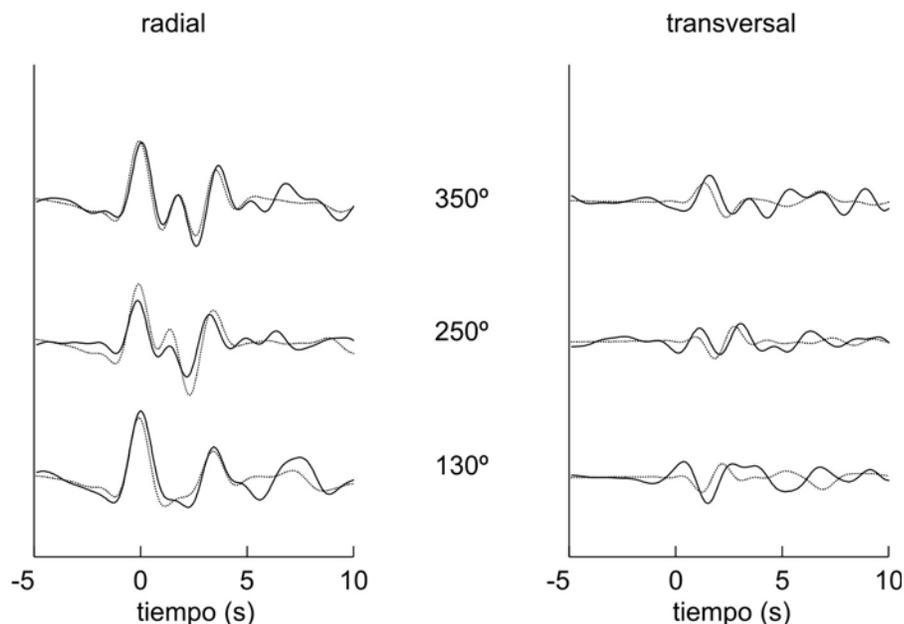


Figura 63: Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el primer modelo propuesto para NE81 (Tabla XV). Las notaciones son las de la Figura 52.

La componente transversal no posee un patrón antisimétrico con respecto a una dirección particular, por lo que la estructura anisótropa debajo de NE81 no puede ser descrita con uno de los modelos que presentamos en IV.2. Una explicación posible es que la estructura anisótropa es más complicada. Puede por ejemplo presentar variaciones laterales importantes. La estación NE81 está cerca del límite estructural entre la provincia de Cuencas y Cordilleras y la Sierra Madre Occidental por lo que esta hipótesis es plausible.

Un modelo alternativo que permite explicar a la vez la ausencia aparente de un eje de simetría y la variación del tiempo de arribo de las fases sobre R y T es el constituido por dos capas anisótropas directamente apiladas cuyos ejes de simetría tienen azimutes distintos

[Park et al., 2004]. Las variaciones en función de  $azr$  de las fases así producidas tienen un patrón parecido al de un tornillo. Bajo ciertas condiciones, este modelo permite que las fases de la componente transversal no se cancelen y que su amplitud no presente variaciones fuertes, lo que es consistente con las FR observadas en NE81. Este tipo de modelos tienen muchos parámetros libres, así que con el fin de reducir su número dimos al eje de simetría de cada capa una inclinación de  $45^\circ$ . El modelo de velocidad isotrópico inicial está basado en el de *Harder y Keller* [2000]. Dos modelos permiten un ajuste razonable de los datos. El primero (Tabla XV y Figuras 62 y 63), que preferimos, se compone de dos capas anisótropas C2 y C3 localizadas en la corteza intermedia. Sus ejes de simetría tienen azimutes perpendiculares:  $60^\circ$  en la capa superficial (C2) y  $150^\circ$  en la capa inferior (C3). Estas direcciones no son bien constreñidas, debido a la falta de trazas confiables para las ventanas  $50^\circ < azr < 110^\circ$  y  $190^\circ < azr < 250^\circ$ . Este modelo captura la mayoría de los rasgos destacados en ambas componentes de las FR. Sobre R, la fase R2-R3 aparece entre  $10^\circ$  y  $90^\circ$  y después entre  $170^\circ$  y  $350^\circ$  con un tiempo de arribo mayor conforme aumenta  $azr$  (Figura 62). Su amplitud es muy débil para  $azr = 170^\circ$  y  $190^\circ$  y desaparece por completo entre  $90^\circ$  y  $130^\circ$ , en acuerdo con los datos observados. Sobre T, la forma de onda de T1 y T2 no es perfectamente reproducida. En cambio, se modela bien dos tendencias, que son el aumento del tiempo de arribo de T1 y T2 con  $azr$  y la variación relativa de su amplitud. Además, las polaridades de T1 y T2 son correctas para  $azr = 130^\circ$  y sus amplitudes son mínimas para  $azr = 90^\circ$  y  $110^\circ$ . En cambio, el modelo genera fases para  $azr = 170^\circ$  y  $190^\circ$  que no aparecen en los datos. Una capa de baja velocidad debajo de la superficie libre genera reflexiones que mejoran el ajuste de T2. Desafortunadamente disminuye a la vez la calidad del ajuste sobre R, por lo que no incluimos esta capa en el modelo final. Sin embargo, esta prueba muestra que el ajuste podría ser substancialmente mejorado si dispusiéramos de un modelo de velocidad local detallado que permitiera tomar en cuenta el efecto de las reflexiones producidas por contrastes de velocidad adentro de la corteza.

Un rasgo interesante de este modelo es la baja velocidad ( $V_p = 5.8\text{km/s}$ ) de la corteza que permite lograr un buen ajuste de la amplitud de R4 relativamente a la de la onda P directa.

Tabla XVI: Segundo modelo propuesto para NE81. Entre paréntesis se indica el porcentaje de anisotropía.

<b>Capa</b>	<b>Espesor</b> <b>km</b>	<b>Vp</b> <b>km/s</b>	<b>Vs</b> <b>km/s</b>	<b><math>\eta</math></b>	<b><math>\phi</math></b>	<b><math>\Theta</math></b>	<b>d</b> <b>kg/m<sup>3</sup></b>
C1	3	4.5	2.5				2210
C2	1	5.8	3.2				2600
C3	3	5.8 (-10%)	3.2 (-10%)	0.5	200	30	2600
C4	3	5.8 (-10%)	3.2 (-10%)	0.5	260	30	2600
C5	15	5.8	3.2				2600
M1	$\infty$	8.1	4.6				3400

Se hizo el intento de incluir la capa de velocidad  $V_p = 6.9\text{km/s}$  en la base de la corteza de acuerdo con el modelo de *Harder y Keller* [2000]. Sin embargo, tuvimos que limitar el grosor de esta capa a unos pocos kilómetros. Por el contrario, los pulsos producidos por los dos contrastes  $5.8\text{km/s} - 6.9\text{km/s}$  y  $6.9\text{km/s} - 8.1\text{ km/s}$  ya no generan traslape y la amplitud de R4 se vuelve muy inferior a la del dato. En particular, intuitivamente intentamos hacer corresponder en nuestro modelo el contraste de velocidad con la interfase entre las dos capas anisótropas (C2 y C3 en la Tabla XV). Tal configuración lleva a que la fase R2-R3 tenga amplitud mucho más grande que R4.

En el segundo modelo que proponemos (Tabla XVI y Figuras 64 y 65) las capas anisótropas son más someras (C2 y C3), y se encuentran justo debajo de una capa de baja velocidad, isotrópica y superficial (C1). Inicialmente, los ejes de simetría en C2 y C3 tienen una inclinación de  $45^\circ$ . Una serie de pruebas muestra que con  $30^\circ$  el ajuste mejora. Las reflexiones en la capa de baja velocidad generan sobre R la fase R2-R3 y el pulso justo después de R4. Por otra parte, dichas reflexiones contribuyen, junto con los efectos de las capas anisótropas, a producir T2.

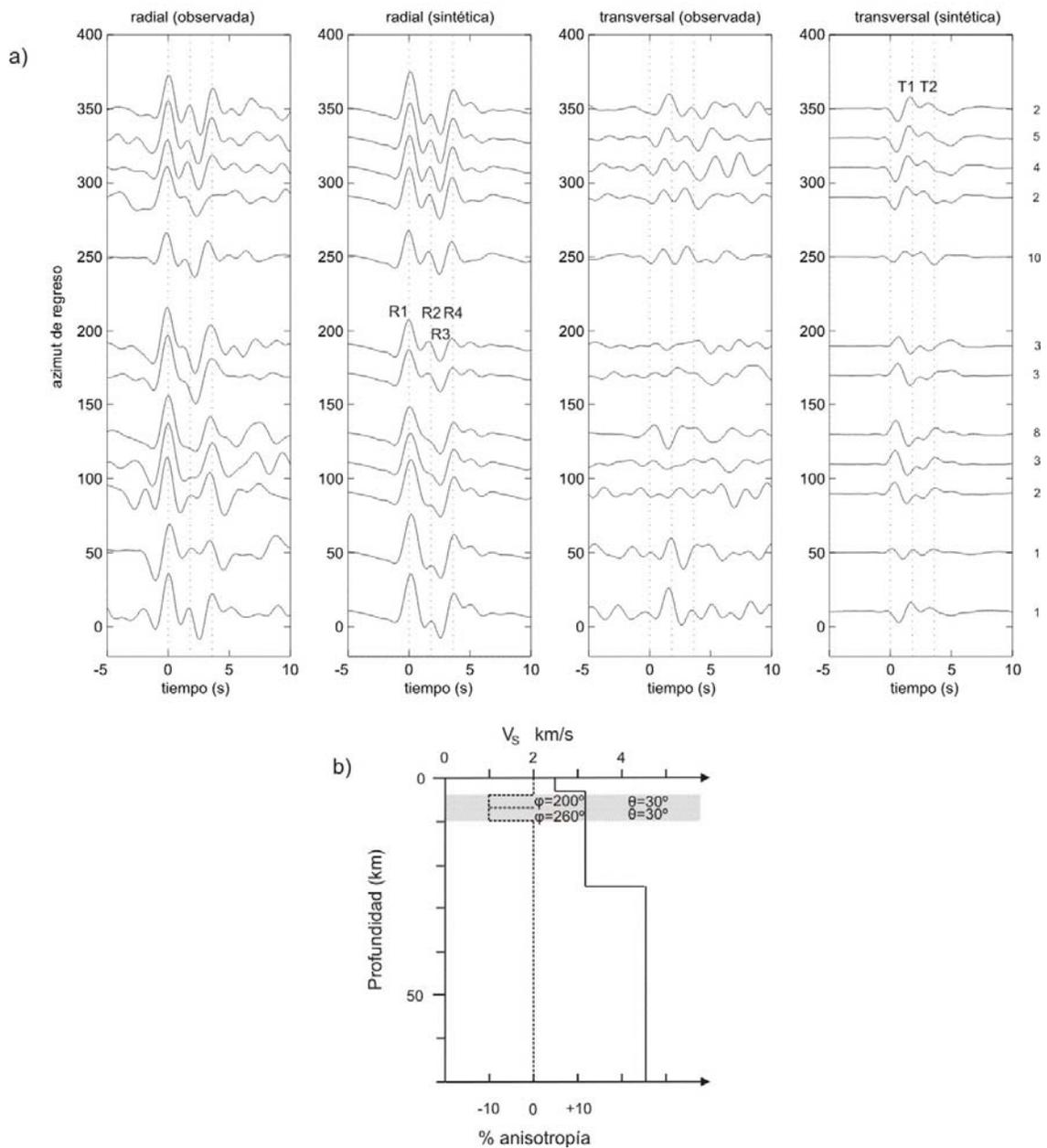


Figura 64: a) Funciones de receptor observadas (apiladas) y sintéticas calculadas con base al modelo propuesto para NE81 (Tabla XVI). Las notaciones son las de la Figura 52. b) Modelo que se usó para generar los sismogramas sintéticos graficados en esta figura.

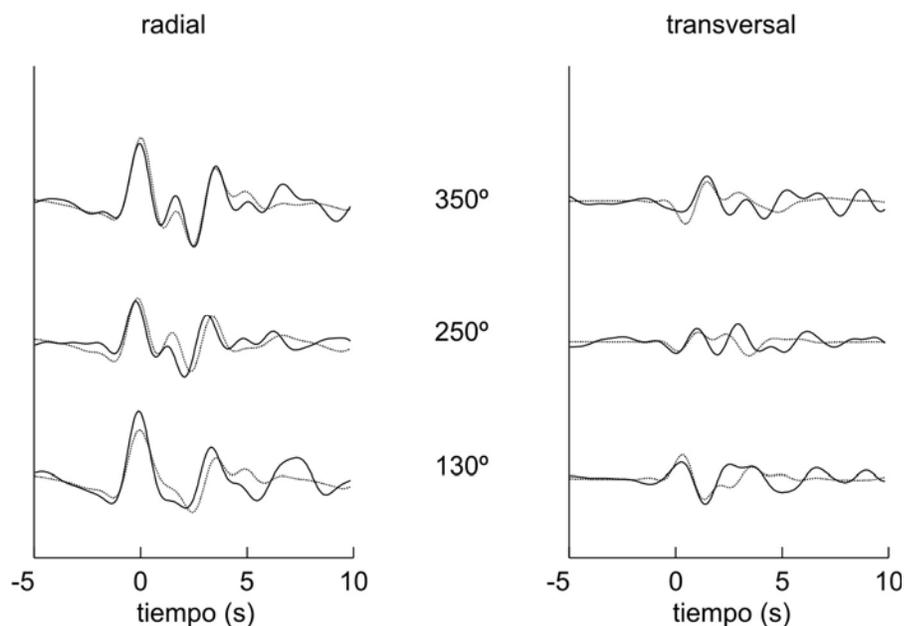


Figura 65: Detalles de algunas de las funciones de receptor observadas (líneas continuas) y sintéticas (líneas punteadas) generadas con el segundo modelo propuesto para NE81 (Tabla XVI). Las notaciones son las de la Figura 52.

Comparado con el modelo anterior, las variaciones de la componente radial no son tan bien modeladas. En particular, R2-R3 no desaparece para  $90^\circ \leq azr \leq 130^\circ$ . En cambio, el ajuste de la forma de onda sobre T es mejor con este segundo modelo. T1 y T2 son claramente generados, así que un pulso a  $\sim 0s$  (Figuras 64 y 65). A  $130^\circ$ , la mayor parte de la forma de onda también es bien reproducida por el modelo. Sin embargo, la componente transversal no se cancela para  $azr = 90^\circ, 110^\circ, 170^\circ$  y  $190^\circ$ .

#### IV.3.5.3. Interpretación

De los dos modelos anteriores preferimos el primero por ser más sencillo y por reproducir mejor las variaciones de la componente radial. Por otra parte, la ubicación de la zona anisótropa en la corteza intermedia es consistente con el cambio dúctil-quebradizo, lo que proporciona una interpretación razonable a la discrepancia entre las características anisótropas de C2 y C3 como discutiré más adelante.

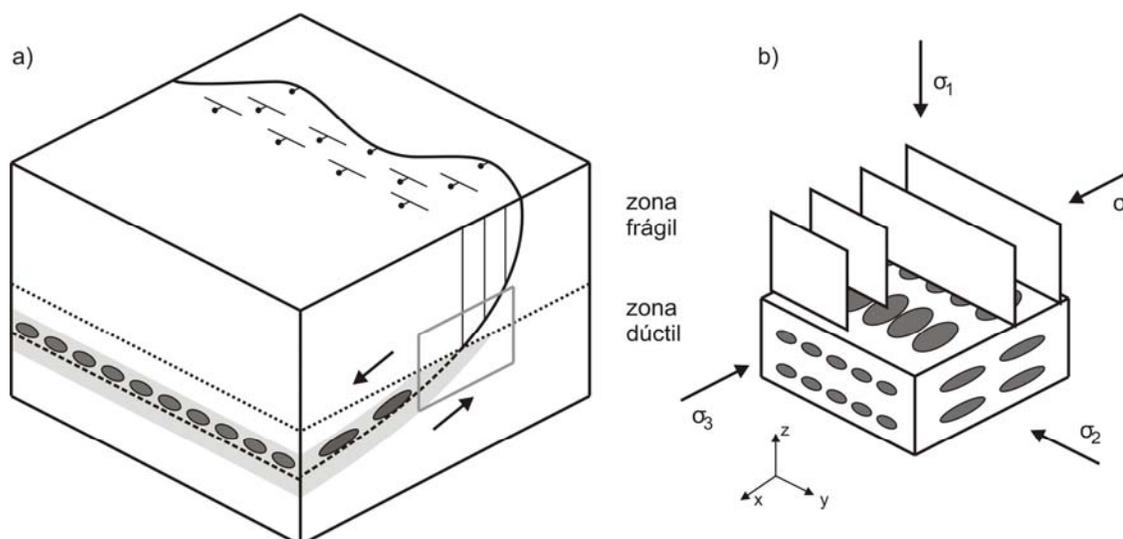


Figura 66: Posible explicación al modelo anisótropo obtenido para la corteza debajo de NE81 (modelo Tabla XV). a) Esquema que muestra la corteza cortada por una falla normal. La parte frágil de la corteza presenta fracturas y la parte dúctil está deformada en la zona de influencia de la falla. Las elipses muestran la deformación. b) Detalle de las fracturas (planos blancos) y deformaciones (indicadas por elipses) en la zona indicada por el cuadro gris en b). El eje de simetría en la zona superior es paralelo al eje compresivo mínimo  $\sigma_3$  (normal al plano de las fallas). El eje de simetría vertical es paralelo al eje compresivo máximo  $\sigma_1$  (plano de foliación de los minerales) en la zona inferior. Las direcciones x, y, z representan los ejes mayor, intermedio y menor del elipse de deformación, respectivamente.

Finalmente, nuestro modelo preferido es similar a los de *McNamara y Owens* [1993] y *Peng y Humphreys* [1997] para el norte de la provincia de Cuencas y Cordilleras en Estados Unidos. Estos autores encuentran una dirección rápida en la corteza aproximadamente perpendicular al rumbo de las cordilleras y sugieren que la fuente es el alineamiento de minerales altamente anisótropos como los filosilicatos.

En nuestro modelo, los ejes de simetría en las dos capas tienen azimutes perpendiculares. La causa puede ser un cambio abrupto de fuente de anisotropía. Dos fuentes distintas pueden desarrollarse bajo el mismo estado de esfuerzo. En particular, suponiendo extensión por una componente de cizalla pura y simple, una explicación posible es que la capa superior C2 debe su anisotropía a la apertura de las fracturas en el plano normal al eje compresivo mínimo  $\sigma_3$  y que la capa inferior C3 es anisótropa por el

alineamiento de los minerales en el plano perpendicular al eje compresivo máximo  $\sigma_1$  (Figura 66). Bajo el razonamiento anterior, el azimut de  $\sigma_3$  que es consistente con la anisotropía de nuestro modelo es OSO-ENE. Este estado de esfuerzo no es similar al actual ( $\sigma_3 // E-O$ ) inferido mediante indicadores geológicos en el área de NE81 [Suter y Contreras, 2002, y referencias mencionadas en este artículo]. En cambio, es similar a la dirección de extensión entre OSO-ENE y NE-SO que deformó intensamente la provincia de Cuencas y Cordilleras durante el Oligoceno y Mioceno temprano [Gans, 1997]. Las fracturas pudieron abrirse durante este periodo y ser inyectadas por magma por la actividad magmática aproximadamente contemporánea a la mencionada extensión [Gans, 1997]. Al terminar el tectonismo y magmatismo, la estructura anisótropa pudo congelarse. Por lo que privilegiamos este último proceso tectónico como posible fuente de anisotropía debajo de NE81. Cabe mencionar, que en nuestro modelo ni el supuesto plano de las fracturas en C2, ni el de la foliación en C3 son verticales. En lo referente a la inclinación de las fracturas, se debe ya sea a que  $\sigma_3$  no era horizontal al momento de la apertura de las mismas, lo cual puede resultar de un modo de extensión mixto incluyendo cizalla simple y pura. O bien a que el bloque que contiene C2 fue inclinado en la dirección SO-NE, posteriormente a la generación y congelamiento de la estructura anisótropa. Con respecto a la inclinación de la foliación en C3, ésta se desarrolla teóricamente en un plano perpendicular al eje de esfuerzo compresivo máximo  $\sigma_1$ . Si suponemos que  $\sigma_3$  en C3 era aproximadamente horizontal en el momento de la extensión, el azimut del plano de foliación es perpendicular a la dirección de extensión ( $\sim$  OSO-ENE) y su buzamiento es controlado por la inclinación de  $\sigma_1$ . Debido a que bajo extensión continental las magnitudes de  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  son típicamente del mismo orden, no esperamos que  $\sigma_1$  sea horizontal o vertical, lo cual puede explicar la inclinación a 45° del eje de simetría en C3. La profundidad de 15 km para este cambio de fuente anisótropa parece consistente con la profundidad típica de la transición dúctil-quebradiza.

La implicación de este modelo es que la actividad tectónica posterior al Mioceno temprano ha sido comparativamente poco intensa. De lo contrario hubiera impreso su propio patrón anisótropo. Esta conclusión es consistente con la de Gans [1997] basada en el estudio de la cinemática y fechamiento de fallas en esta zona.

#### **IV.3.6. Comparación con los resultados del capítulo anterior**

En el capítulo anterior se analizó la base de datos usada en el presente capítulo en un intento de caracterizar la anisotropía de la corteza modelando matemáticamente lo que interpretamos como birrefringencia de ondas convertidas Ps, extendiendo así el método empleado para analizar la anisotropía del manto superior (ver capítulo II). Los resultados obtenidos en el capítulo anterior se caracterizan por una fuerte dependencia de las estimaciones de los parámetros anisótropos del medio con respecto al azimut de regreso de los eventos analizados. Concluimos que por lo menos una de las suposiciones que habíamos hecho respecto a la geometría de la zona anisótropa analizada no se verificaba (ver III.3.2).

El método usado en este capítulo permite proponer estructuras complicadas y la única suposición que hacemos es que ninguna interfase tiene inclinación significativa, lo cual parece válido para las estaciones estudiadas. Los modelos obtenidos comprueban que varias de las suposiciones del capítulo anterior no eran válidas. En particular, en ningún caso las direcciones particulares están en un plano horizontal, debajo de NE71 y NE75 existe anisotropía directamente debajo del Moho que afecta la onda Ps y finalmente, en el caso de NE81 la anisotropía de la corteza está distribuida en dos capas con características distintas.

#### **IV.3.7. Comparación de la anisotropía de la corteza con la del manto superior**

Para el caso de NE81, la fábrica anisótropa en la corteza intermedia parece heredada de la extensión en el Oligoceno-Mioceno. Analizando ondas S/SmKS, una de las posibles interpretaciones fue que la anisotropía registrada en NE81 está congelada en la litósfera, también desde el mismo periodo de extensión. Esta observación sugiere que la litosfera se deformó de manera coherente.

Debajo de NE75, se modeló una capa anisótropa arriba del Moho con eje de simetría con azimut SO-NE. La fábrica anisótropa puede resultar de la cizalla entre la placa de Farallón y la microplaca de Baja California. Esta fábrica pudo ser generada también por deformaciones en la corteza baja como respuesta al hipotético periodo de extensión NE-SO del “protogolfo” [Stock *et al.*, 1989]. En ambos casos se trata de fábrica fósil. En contraste, la anisotropía del manto superior debajo de NE75 parece resultar de flujos actuales controlados por el movimiento de la placa del Pacífico y de la PBC. En este caso, la anisotropía de la corteza y la del manto parecen corresponder a dos procesos tectónicos distintos y no contemporáneos.

Finalmente, se aprovechó el algoritmo desarrollado en este capítulo para generar sismogramas sintéticos con el fin de cuantificar el posible efecto de la anisotropía de la corteza sobre ondas telesísmicas de corte. Los tiempos de retraso acumulados por una onda de corte con periodo de 6s al viajar a través de las zonas anisótropas modeladas en la corteza debajo de NE71 (C1, Tabla XII), NE75 (C2, Tabla XIII) y NE81 (C2 y C3, Tabla XV) son inferiores respectivamente a 0.1, 0.1 y 0.17s. Los tiempos de retraso promedio estimados con ondas S/SmKS en las mismas estaciones son respectivamente 1.2, 0.8 y 0.7s lo que confirma que la anisotropía registrada usando ondas S/SmKS es predominantemente la del manto superior.

#### **IV.4. Conclusiones**

Se establecieron modelos anisótropos para la corteza debajo de las estaciones NE71 (Agua Blanca) en la Provincia Transpeninsular Transcurrente, NE75 (San Ignacio) en la Península Central Estable, y NE81 (Novillo) en la Provincia de Cuencas y Cordilleras. Los modelos incluyen también la anisotropía de los primeros kilómetros del manto superior.

Los modelos tienen características contrastantes en cada estación y la anisotropía cortical en NE71, NE81 y NE75 parece predominantemente concentrada en la corteza superior, intermedia e inferior respectivamente.

Para las estaciones NE71 y NE75, los modelos encontrados indican que la anisotropía está concentrada debajo del Moho. Por otra parte, en ninguno de los tres modelos los ejes de simetría del sistema hexagonal en las capas anisótropas son horizontales. Estas dos observaciones contradicen las suposiciones hechas en el marco del método usado en el capítulo III.

En ninguna de las tres estaciones se encontraron rasgos en la funciones de receptor claramente asociados con la inclinación del Moho lo cual es consistente con estudios previos [*Persaud et al.*, 2007]

Debajo de NE71, modelamos una capa anisótropa en la corteza somera consistente con la foliación de los granitos reportada en los mapas de *Gastil* [1975]. Los primeros kilómetros debajo de la corteza presentan un patrón anisótropo consistente con la dirección rápida E-O observado para el manto superior debajo del norte de la península en el capítulo II.

En NE75 las FR permiten aislar una capa delgada fuertemente anisótropa en la corteza inferior. Si suponemos que la fuente de anisotropía es el alineamiento preferencial de los minerales, el modelo sugiere la existencia de una zona de cizalla dextral entre la corteza y el manto, en la dirección NE-SO y con sentido opuesto al de subducción de Farallón pero consistente con el posible retroceso del borde continental durante la primera fase de apertura del Golfo, como descrito por *Stock y Hodges* [1989] o con flujos en la corteza baja como consecuencia del inicio del proceso de rifting en el Golfo de California. Una interpretación alternativa es que la fuente de anisotropía consiste de vetas orientadas por cizalla en la base de la corteza durante el periodo de subducción de la placa Farallón. Por otra parte, debajo del Moho modelamos una capa anisótropa que podría ser un fragmento de corteza oceánica o una mezcla de material de la cuña del manto y sedimentos del prisma de acreción. En ambos casos, la fábrica anisótropa sugerida por el modelo es consistente con metamorfismo fósil generado durante el periodo de subducción de Farallón.

Las dos capas del modelo obtenido en NE75 con funciones de receptor presentan anisotropía fósil y no parecen correlacionadas con la anisotropía del manto superior registrada con ondas S/SmKS telesísmicas que se interpretó como debida a flujos actuales en la astenósfera.

En NE81 se propone que la anisotropía está confinada en dos capas apiladas en la corteza intermedia. La frontera entre las dos capas podría corresponder al cambio dúctil-frágil. En la capa superior la fuente de anisotropía puede ser el alineamiento preferencial de fracturas rellenas de magma endurecido. En contraste, en la capa más profunda, la anisotropía puede resultar del alineamiento de minerales intrínsecamente anisótropos. Esta configuración es consistente con el régimen extensivo durante el Oligoceno-Mioceno en la Provincia de Cuencas y Cordilleras. Este periodo de extensión podría ser también la fuente de la anisotropía registrada por las ondas telesísmicas S/SmKS (capítulo II) lo cual sugeriría una continuidad del mecanismo de deformación desde el manto superior hasta la superficie.

Los modelos obtenidos en este capítulo resaltan la importancia de considerar modelos anisótropos heterogéneos para estudiar la anisotropía de la corteza debido a que permiten tomar en cuenta el nivel de complejidad de este medio y así reproducir mejor las observaciones.

La última observación relevante es que los modelos discutidos en este capítulo sugieren contrastes en la estructura de la litosfera somera a lo largo de la PBC. Debajo de NE75 en la parte central de la PBC el modelo incluye una capa muy anisótropa debajo del Moho que podría estar relacionada con el prisma de acreción o con fragmentos de la placa de Farallón. Ambas interpretaciones sugieren que por lo menos antes del cese de la subducción la placa estuvo ubicada inmediatamente debajo de la corteza de la PBC. No modelamos una capa anisótropa similar debajo de NE71, posiblemente porque el prisma de acreción no fue arrastrado hasta esta zona, porque el aporte de sedimentos hasta la trinchera no fue suficiente o porque la placa oceánica se encuentra a una profundidad mayor de 65km,

que es la profundidad que alcanza nuestro modelo. Esta última interpretación es consistente con la zona sísmicamente rápida que aparece debajo del norte de la PBC para periodos superiores a 80s (80km) en el modelo de *Zhang et al.* [2007]. Por otra parte, se encontró mediante la modelación de las FR una zona anisótropa en la corteza inferior debajo de NE75 pero no debajo de NE71. Suponiendo que la citada capa anisótropa se debe a la cizalla impuesta por la placa Farallón durante la subducción, el que no se observe una capa similar debajo de NE71 es consistente con la idea de una placa más profunda debajo de NE71 que no afectó la corteza inferior de la PBC. Si al contrario, suponemos que la mencionada capa anisótropa refleja flujos pasados inducidos por la extensión en el GdC, la ausencia de flujos debajo de NE71 como respuesta a la extensión en la PEG desde el Mioceno medio puede explicarse por el aporte de sedimentos por el río Colorado que bastó para compensar la mencionada extensión y retrasar la ruptura de la litósfera del norte del GdC.

## V. Conclusiones generales de la tesis

Realizamos el primer mapeo de la anisotropía sísmica del manto superior y de la corteza para la región del Golfo de California, México.

Para el caso del estudio de la anisotropía del manto superior (Capítulo II), obtuvimos buenos resultados realizando un análisis de la birrefringencia sísmica que afecta las ondas de corte telesísmicas S y SmKS. Excepto debajo de algunas estaciones cercanas al límite de placas, las estimaciones de los parámetros de birrefringencia sísmica presentan una sola dirección dominante. Esta observación sugiere que la fábrica anisótropa del manto superior puede ser modelada con una sola capa homogénea y con direcciones particulares en un plano horizontal. Este último punto sugiere que la dirección de flujo en el manto superior que produce la anisotropía es predominantemente horizontal.

El estudio de la anisotropía de la corteza en las estaciones NE71 (Agua Blanca), NE75 (San Ignacio) y NE81 (Novillo) sugiere que solamente modelos en tres dimensiones son adecuados para tomar en cuenta la complejidad de la fábrica anisótropa de este medio. Con este objetivo, se realizó la modelación directa de las formas de onda de funciones de receptor calculada en las mencionadas estaciones.

El análisis de los registros de las redes permanentes NARS-Baja, RESBAN y RESNOM y también los del experimento North Baja Transect muestra que el manto superior es anisótropo debajo de todas las estaciones ubicadas en la parte norte de la región del Golfo de California y que el patrón anisótropo no es homogéneo (Capítulo II). Encontramos también evidencias de anisotropía cortical en las tres estaciones estudiadas mediante funciones de receptor que son ubicadas sobre la Península de Baja California y en la provincia de Cuencas y Cordilleras (Capítulo IV).

La hipótesis de trabajo según la cual la fuente de anisotropía principal en el manto superior es el alineamiento del olivino parece correcta debido a que conduce a una

interpretación consistente con el marco tectónico. Este resultado no es sorprendente, ya que se trata de la fuente de anisotropía tradicionalmente aceptada para la mayoría de los ambientes tectónicos (Capítulo I). En el caso particular de las estaciones próximas al límite de placas (PPXB, SAFE, ELAR), la anisotropía podría resultar parcialmente de fracturas rellenas de magma producido por el alto flujo de calor debajo del eje del rift y alineados por el estado de esfuerzo regional.

Las fuentes de anisotropía más probables en la corteza debajo de NE71 y NE81 son el alineamiento preferencial de minerales anisótrpos o de vetas. En el caso de NE75, la capa anisótropa modelada en la corteza inferior podría resultar del alineamiento preferencial de minerales anisótrpos, o bien de vetas. Ambas fuentes de anisotropía llevan a una interpretación consistente con la historia tectónica reciente en la región del Golfo de California.

Un resultado importante de nuestro análisis es la coincidencia geográfica entre las fronteras de las provincias tectónicas, indicados por rasgos geológicos, y los cambios en el patrón anisótropo del manto superior. El segundo resultado importante radica en las numerosas diferencias que observamos entre la parte norte y central de la región del Golfo de California. Esta característica ha sido reportada en varios estudios geofísicos anteriores y parece relacionada con las mismas variaciones en la morfología del límite de placas a lo largo de su eje.

Con base en los resultados obtenidos con ondas S y SmKS, podemos definir tres grupos de estaciones con características similares. El primer grupo se caracteriza por una dirección rápida ~ E-O. Incluye las estaciones ubicadas sobre la Península desde CBX (Cerro Bola) al norte hasta NE74 (Guerrero Negro) al sur, además la estación NE70 (Mexicali), lo cual coincide aproximadamente con la ubicación de la Provincias Transpeninsular Transcurrente (PTT) y la Península Central Estable (PCE). El patrón ~ E-O se observa también en California a lo largo de la antigua zona del antearco. La dirección NO-SE obtenida en NE75 (San Ignacio) contrasta con el patrón obtenido en las estaciones

sobre la parte norte de la Península. Una fuente de anisotropía que se ha propuesto para explicar el patrón regional E-O implica flujos asociados a la apertura de una ventana en la placa de Farallón al este de la paleotrinchera, tras el cese de la subducción en el Mioceno medio. La anisotropía podría resultar también de flujos inducidos por el colapso de la raíz ultramáfica del antiguo arco volcánico debajo de la Provincia Extensional del Golfo, también después del cese de la subducción. Finalmente, la fábrica anisótropa registrada podría ser la de la placa oceánica acrecionada debajo de la microplaca de Baja California o a deformaciones fósiles heredadas del periodo de subducción y conservadas en la litósfera. Los modelos directos que obtuvimos con las FR muestran que la estructura anisótropa cerca del Moho también es distinta en el norte y en el centro de la Península. Debajo de NE75 (San Ignacio), el modelo incluye una capa anisótropa debajo de la corteza continental que es consistente con la presencia de fragmentos de la placa Farallon o del prisma de acreción arrastrado junto con la placa oceánica. Debajo de NE71 en el norte de la Península no aparece ninguna zona con características similares. Por otra parte, modelamos una capa anisótropa en la corteza inferior, debajo de NE75, que no aparece debajo de NE71. Esta capa anisótropa podría resultar de las deformaciones ocurridas durante la subducción de Farallón o del proceso de extensión durante la hipotética fase de protogolfo del modelo de *Stock y Hodges* [1989].

El segundo grupo de estaciones identificado gracias al análisis de las ondas SmKS y S presenta una dirección dominante entre NO-SE y ONO-ESE. Este corresponde a la parte oeste de la Provincia Extensional del Golfo (PEG), donde se encuentra el sistema de rift e incluye las estaciones PPXB (Puerto Peñasco), SAFE (San Felipe) y ELAR (El Arroyo). Existe una buena coincidencia geográfica entre la frontera que separa la PCE de la PEG por una parte, y los cambios en el patrón anisótropo por otra parte. Esta observación sugiere que existe coherencia entre los dominios estructurales en superficie y los del manto superior. La anisotropía parece controlada predominantemente por la extensión en el límite de placas o por la cizalla generada por la microplaca de Baja California sobre la astenósfera. Es posible también que parte de la anisotropía resulte del alineamiento de fracturas rellenas de magma. Como en el caso de la península, observamos diferencias entre el norte y el sur

de la zona estudiada, en particular en la anchura de la zona de influencia del rift. Esta parece mayor en el norte, de acuerdo con estudios anteriores basados en anomalías de velocidades de ondas de superficie.

La última zona presenta una dirección rápida entre SO-NE y OSO-ENE. Incluye las estaciones NE80, NE81 y HERB por lo que coincide geográficamente con la provincia de Cuencas y Cordilleras Mexicana ubicada entre las costas de Sonora y la Sierra Madre. La anisotropía en esta región parece asociada con una fábrica producida por el pulso de extensión ocurrido durante el Oligo-Mioceno y congelada desde entonces en la litósfera. Los resultados sugieren que la extensión deformó de manera coherente la corteza y el manto superior. Otra fuente de anisotropía posible es la fábrica producida en la astenósfera por el movimiento absoluto de la placa de Norteamérica. En cambio, no hallamos rasgos asociados con la extensión NO-SE posterior al Mioceno medio que podrían ser relacionados con la apertura del Golfo o con el actual límite de placas.

## Literatura citada

- Aki, K., y P. Richards (1980), *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. Ed. W. H. Freeman and Co. 557 p.
- Alsina, D., y R. Snieder (1995), Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: constraints from SKS splitting observations, *Geophys. J. Int.*, 123: 431-448.
- Ammon, C. J. (1991), The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic P Waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81: 2505-2510.
- Anderson, M. L., G. Zandt, E. Triep, M. Fouch, y S. Beck (2004), Anisotropy and mantle flow in the Chile-Argentina subduction zone from shear wave splitting analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 31: L23608, doi:10.1029/2004GL020906.
- Angelier, J., B. Colleta, J. Chorowicz, L. Ortlieb, y C. Rangin (1981), Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico, *J. Struct. Geol.*, 3: 347-357.
- Aragón-Arreola, M., y A. Martín-Barajas (2007), Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico, *Geology*, 35(6): 571-574, DOI: 10.1130/G23360A.1
- Aragón-Arreola, M. J., M. T. Morandi-Soana, J. A. Martín-Barajas, L. A. Delgado-Argote, y A. González-Fernández (2005), Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematics implication for oblique rifting, *Tectonophysics*, 409: 19-38.
- Aranda-Gómez, J. J., C. D. Henry, y J. F. Luhr (2000), Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 1: 59-71.
- Atwater, T. (1989), Plate tectonic history of the Northeast Pacific, in D. Winterer, M. Hussong, and D. R.W., eds., *The Eastern Pacific and Hawaii*, Boulder, CO, *Geol. Soc. Am., Geology of North America*, v. N: 21-72.
- Atwater, T. y J. M. Stock (1998), Pacific-North America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update, *Int. Geol. Rev.*, 40(5): 375-402.

- Axen, G. (1995), Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment. México and United State, *Geology*, 23: 515-518.
- Axen, G. J. , W. J. Taylor, y J. M. Bartley (1993), Space-time patterns of the onset of extension and magmatism, southern Great Basin, Nevada, Utah, and California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 56-76.
- Babuška, V., y M. Cara (1991), *Seismic anisotropy in the earth*, Kluwer Academic Publishers, G. Nolet, Dordrecht. 213p.
- Backus, G. E. (1965), Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *J. Geophys. Res.*, 70: 3429-3439.
- Barruol, G., y W. Ben Ismail (2001), Upper mantle anisotropy beneath the african IRIS and Geoscope stations, *Geophys. J. Int.*, 146: 540-561.
- Barruol, G., y A. Souriau (1995), Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting: results from a test experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 22(4): 493-496.
- Bennett S., M. Oskin, y A. Iriondo (2007), Transition From Proto-Gulf Extension to Transtension, Coastal Sonora, Mexico, *Eos Trans. AGU*, 88(23), Jt. Assem. Suppl, Abstract S31A-10.
- Bird, P. (1988), Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model, *Science*, 239: 1501-1507.
- Bohannon, R.G., y T. Parsons (1995), Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 937-959.
- Brown, H. E., P. Paramo, W. S. Holbrook, D. Lizarralde, G. Kent, A. Harding, A. González, J. Fletcher, P. Umhoefer, y G. Axen (2006), Crustal structure of the southern Gulf of California and subducting Rivera plate, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41D-1607.
- Buck, R. (1991), Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, 96: 20161-20178.
- Chen, X. (1993), A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space, *Geophys. J. Int.*, 115: 391-409.

- Chen, Y.-P., L.-S. Wang, N. Mi, H. Li, D.-Y. Yu, M.-J. Xu, S.-W. Liu, C. Li, y Z. Xu (2005), Shear wave splitting observations in the Chinese Tianshan orogenic belt, *Geophys. Res. Lett.*, 32: L07306, doi:10.1029/2004GL021686.
- Clayton, R. W., y R. A. Wiggins (1976), Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 47: 151-177.
- Cochran, E. S., Y. G. Li, y J. E. Vidale (2006), Anisotropy in the Shallow Crust Observed around the San Andreas Fault Before and After the 2004 M 6.0 Parkfield Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96(4B): S364–S375, doi: 10.1785/0120050804.
- Coney, P. J. y T. A. Harms (1984), Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression, *Geology*, 12: 550 – 554.
- Couch, R.W., G. E. Ness, O. Sanchez-Zamora, G. Calderón-Riveroll, P. Doguin, T. Plawman, S. Coperude, B. Huehn, y W. Gumma (1991), Gravity Anomalies and Crustal Structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, AAPG Memoir, edited by J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit: 25-45.
- Crampin, S. (1970), The dispersion of surface waves in multilayered anisotropic media, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 21: 387-402.
- Crampin, S. (1978), Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 53: 467-496.
- Crampin, S., y J. H. Lovell (1991), A decade of shear-wave splitting in the earth's crust: what does it mean? What use can we make of it? And what should we do next?, *Geophys. J. Int.*, 107: 387-407.
- Di Luccio, F., R. W. Clayton, y P. Persaud (2006), A 3D crust and upper-mantle velocity model for the Gulf of California region from surface waves, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Dixon, T. H., F. Farina, C. deMets, F. Suarez Vidal, J. Fletcher, B. Marquez-Azua, M. Miller, O. Sanchez, y P. Umhoefer (2000), New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, II: evidence for a “Baja California shear zone”, *Geophys. Res. Lett.*, 27: 3961-3964.

- Dorsey, R. J., R. Castro, J. Fletcher, D. Lizarralde y P. J. Umhoefer (2006), Report on RCL~Cortez Workshop: Lithospheric rupture in the Gulf of California – Salton Trough region, MARGIN Newsletter, 16: 9-13.
- Eaton, D. W., A. G. Jones, y I. J. Ferguson (2004), Lithospheric anisotropy structure inferred from collocated teleseismic and magnetotelluric observations: Great Slave Lake shear zone, northern Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 31: doi: 10.1029/2004GRL020939.
- Everitt, B. S., S. Landau, y M. Leese (2001), *Cluster Analysis*, Fourth Ed., Arnold, London.
- Farra, V., L. P. Vinnik, B. Romanowicz, G. L. Kosarev y R. Kind (1991), Inversion of teleseismic S particle motion for azimuthal anisotropy in the upper mantle: a feasibility study, *Geophys. J. Int.*, 106: 421-431.
- Ferrari, L., M. López-Martínez, y J. Rosas-Elguera (2002), Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate, *Tectonics*, 21: doi:10.1029/2001TC001302.
- Fischer, K. M., M. J. Fouch, D. A. Wiens, y M. S. Boettcher (1998), Anisotropy and flow in Pacific subduction zone back-arcs, *Pure Appl. Geophys.*, 151: 463-475.
- Fletcher, J. M. y L. Munguía (2000), Active continental rifting in southern Baja California, México: Implications for plate-motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California, *Tectonics*, 19(6): 1107-1123.
- Fletcher, J. M., M. Grove, D. Kimbrough, O. Lovera y G. E. Gehrels (2006), Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: insights from detrital zircon U-PB ages from the Magdalena fan and adjacent areas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, en prensa.
- Fouch, M. J., y K. M. Fischer (1996), Mantle anisotropy beneath Northwest Pacific subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 101: 15,987-16,002.
- Fouch, M. J., K. M. Fischer, E. M. Parmentier y M. E. Wyssession (2000), Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow, *J. Geophys. Res.*, 105, B3: 6255–6276.

- Frez, J., y J. J. González (1991), Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California, American Association of Petroleum Geologists, memorio 47: 261-283.
- Gaherty, J. B., D. Lizarralde, J. A. Collins, G. Hirth, y S. Kim (2004), Mantle deformation during slow seafloor spreading constrained by observations of seismic anisotropy in the western Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228: 255-265.
- Gaherty, J., J. Collins, y C. Huerta, Cruise Report: SCOOPA II - Recovery R/V New Horizon, NSF - Margins Project, 10/1-17/2006, 8 p.
- Gans, P. B. (1997), Large-Magnitud Oligo-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwest Mexico, *Tectonics*, 16(3): 388-408.
- Gao, S., P. Davis, H. Liu, P. Slack, A. Rigor, Y. Zorin, V. Mordvinova, V. Kozhevnikov, y N. Logatchev (1997), SKS splitting beneath continental rift zones, *J. Geophys. Res.*, 102: 22,781-22,797.
- Gastil, R.G. (1969), Geologic evidence relating to the origin of the northern half of the Gulf of California, in Pan-American Symposium on the upper mantle, 1968: Mexico Univ. Nac. Autonoma Inst. Geofisica, 2, group 2: 1-5.
- Gastil, R.G. (1975), Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California, *Geology*: 361-363.
- Gastil, R.G. (1993), Prebatholithic history of Peninsular California, in Gastil, R.G., y Miller, R.H., eds., *The prebatholithic stratigraphy of peninsular California*: Geol. Soc. Am. Special Paper 279: 145-156.
- Gastil, R.G., R. P. Phillips, y E. C. Allison (1975), Reconnaissance Geology of the State of Baja California, *Geol. Soc. Am.*, 170 p.
- Gastil, G., D. Krummenacher, y J. Minch (1979), The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 839-857.
- Godfrey, N. J., N. I. Christensen, y D. A. Okaya (2000), Anisotropy of schists: Contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations, *J. Geophys. Res.*, 105: 27,991-28,007.
- González-Fernández, A., J. J. Dañobeitia, L. A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba, y R. Bartolomé (2005), Mode of extensión and rifting history of Upper Tiburón and

- Upper Delfin basins, northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 110-B1: B01313, doi: 10.1029/2003JB002941.
- González, M., y L. Munguía (2003), Seismic anisotropy observations in the Mexicali Valley, Baja California, México, *Pure Appl. Geophys.*, 160: 2257-2278.
- Grupo RESNOM (2002), Estado actual de RESNOM y sismicidad de la región noroeste de México en el periodo septiembre-diciembre de 2001, *GEOS*, Abril: 43-48.
- Hansen, S., S. Schwartz, A. Al-Amri y A. Rodgers (2006), Combined plate motion and density-driven flow in the asthenosphere beneath Saudi Arabia: Evidence from shear-wave splitting and seismic anisotropy, *Geology*, 34: 869-872
- Harder, S. y G. R. Keller (2000), Crustal structure determined from a new wide-angle seismic profile in southwestern New Mexico: New Mexico Geologic Society Guidebook, 51<sup>st</sup> field conference, southwest passage-A trip through the Phanerozoic: 75-78.
- Hartog, R., y S. Y. Schwartz (2001), Depth-dependent mantle anisotropy below the San Andreas fault system: Apparent splitting parameters and waveforms, *J. Geophys. Res.*, 106(B3): 4155–4168.
- Hausback, B. P. (1984), Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Tulsa OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section: 219-236.
- Herquel, G., P. Tapponnier, G. Wittlinger, J. Mei, y S. Danian (1999), Teleseismic shear wave splitting and lithospheric anisotropy beneath and across the Altyn Tagh fault, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21): 3225–3228.
- Hess, H.H. (1964), Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, 203: 629-631.
- Hirabayashi, K., T. K. Rockwell, S. G. Wesnowsky, M. W. Stirling, y F. Suárez-Vidal (1996), A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos Fault Baja California México, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86(6): 1770-1783.
- Ichinose, G.A., Day, S., Magistrale, H., Prush, T., Vernon, F., y A. Edelman (1996), Crustal thickness variations beneath the Peninsular Ranges, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3095-3098.

- Johnson, S.E., Tate, M.C., y Fanning, C.M. (1999), New geologic mapping and SHRIMP U-Pb data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence of a suture?, *Geology*, 27: 743–746.
- Jung, H. y S. I. Karato (2001), Water-Induced fabric transitions in olivine, *Science*, 293: 1460-1463.
- Keith, C. M., y S. Crampin (1977a) Seismic body waves in anisotropic media: reflection and refraction at a plane interface, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49: 181-208.
- Keith, C. M., y S. Crampin (1977b), Seismic body waves in anisotropic media: propagation through a layer, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49: 209-223.
- Keith, C. M., y S. Crampin (1977c), Seismic body waves in anisotropic media: Synthetic seismograms, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49: 225-243.
- Kennett, B. L. N. (1983), *Seismic wave propagation in stratified media*, Cambridge University Press, Cambridge. 342p.
- Langenheim, V. E., y R. C. Jachens (2003), Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting, *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1597, doi:10.1029/2003GL017159.
- Langston, C. A. (1977) The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 1029-1050.
- Larson, P. A., J. D. Mudie, y R. L. Larson (1972), Magnetic anomalies and fracture zone trends in the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3361-3368.
- Levin, V., y J. Park (1997), P-SH conversions in a fault-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation, *Geophys. J. Int.*, 131: 253-266.
- Levin, V., y J. Park (1998), P-SH conversions in layered media with hexagonally symmetric anisotropy: A cookbook, *Pure Appl. Geophys.*, 151: 669-697.
- Levin, V., L. Margheriti, J. Park y A. Amato (2002a), Anisotropic seismic structure of the lithosphere beneath the Adriatic coast of Italy constrained with mode-converted body waves, *Geophys. Res. Lett.*, 29(22): 2058, doi:10.1029/2002GL015438.
- Levin, V., J. Park, J. Lees, M. T. Brandon, V. Peyton, E. Gordeev, y A. Ozerov (2002b), Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions, *Tectonophysics*, 358: 233-265.

- Levin, V., A. Henza, J. Park y A. Rodgers (2006), Texture of mantle lithosphere along the Dead Sea Rift: recently imposed or inherited?, *Phys. Earth Planet. Int.*, 158: 174-189.
- Lewis, J. L., Day, S., Magistrale, H., Eakins, J., y F. Vernon (2000), Regional crustal thickness variations of the Peninsular Ranges, southern California, *Geology*, 28: 303-306.
- Lewis, J. L., S.M. Day, H. Magistrale, R. R. Castro, L. Astiz, C. J. Rebolgar, J. Eakins, F. L. Vernon, y J. N. Brune (2001), Crustal thickness of the peninsular ranges and gulf extensional province in the Californias, *J. Geophys. Res.*, 106: 13,599-13,611.
- Liu, Y., Ta-Liang, T., y Y Ben-Zion (2004), Systematic Analysis of shear wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake : shallow crustal anisotropy and lack of precursory variations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94: 2,330-2,347.
- Long, M., y R. D. Van der Hilst (2006), Shear wave splitting from local events beneath the Ryukyu Arc: Trench-parallel anisotropy in the mantle wedge, *Phys. Earth Planet. Int.*, 155: 300-312.
- Lonsdale, P. (1989), Geology and tectonic history of the Gulf of California, in the eastern Pacific Ocean and Hawaii, edited by E. L. Winterer et al., *Geol. Soc. of Am.*, Boulder, Colo: 499-521.
- Lonsdale, P. (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Gulf and peninsular province of the Californias, edited by J.P. Dauphin, and B.T. Simoneit, *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Mem.*, 47, Tulsa, Oklahoma: 87-125.
- López-Pineda, L., Rebolgar, C. J., y L. Quintanar (2007), Estimates of crustal thickness of Baja California, Sonora and Sinaloa, Mexico, using disperse surface waves, *J. Geophys. Res.*, 112: B04308, doi:10.1029/2005JB003899.
- Love, A. E. H. (1927), *A treatise on the mathematical theory of elasticity*, Dover publ., New York, 1944. 643 p.
- Mainprice, D., y P. G. Silver (1993), Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 78: 257-280.

- Margheriti, L. (1998), SKS-wave splitting and upper mantle structure: results in the Southern Apennines, *Annali Di Geofisica* 41(4): 607-616.
- Margheriti, L., C. Nostro, M. Cocco, y A. Amato (1996), Seismic anisotropy beneath the northern Apennines (Italy) and its tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 23: 2721-2724.
- Markee, A. y J. Gaherty (2006), Upper-mantle shear-velocity structure beneath the Gulf of California, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41D-1596.
- McKenzie, D. (1979), Finite deformation during fluid flow, *Geophys. J. R. Astron Soc.*, 58: 689-715.
- McNamara, D. E, y T. J. Owens (1993), Azimuthal Shear Wave Velocity Anisotropy in the Basin and Range Province Using Moho Ps Converted Phases, *J. Geophys. Res.*, 98: 12,003-12,017.
- Nakajima J., J. Shimizu, S. Hori, y A. Hasegawa (2006), Shear-wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northeastern Japan arc: A new insight into mantle return flow, *Geophys. Res. Lett.*, 33: L05305, doi:10.1029/2005GL025023, 2006.
- Nava, F. A., y J. N. Brune (1982), An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of southern California and Baja California Norte, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72: 1195-1206.
- Nourse, J. A., T. H. Anderson, y L. T. Silver (1994), Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, *Tectonics*, 13: 1161-1182.
- Oskin, M., J. M. Stock, , A. Martín-Barajas (2001), Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California, *Geology*, 29(5): 459-463.
- Özalaybey, S., y M. K. Savage (1995), Shear-wave splitting beneath western United States in relation to plate tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100: 18,135-18,149.
- Park, J. (1993), The sensitivity of seismic free oscillations to upper mantle anisotropy I. Zonal symmetry, *J. Geophys. Res.*, 98: 19,933-19,949.
- Park, J. (1996), Surface waves in layered anisotropic structures, *Geophys. J. Int.*, 126: 173-184.

- Park, J., H. Yuan, y V. Levin (2004), Subduction-zone anisotropy under Corvallis, Oregon: A serpentinite skidmark of trench-parallel terrane migration?, *J. Geophys. Res.*, 109: B10306, 10.1029/2003JB002718.
- Parson, T. (1995), The Basin and Range Province, in *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*, edited by K. H. Olsen, Elsevier, Amsterdam: 277-324.
- Peng, X., y E. D. Humphreys (1997), Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87: 745-754.
- Persaud, P., X. Pérez-Campos y R. W. Clayton (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, accepted by *Geophys. J. Int.*
- Peyton, V., V. Levin, J. Park, M. Brandon, J. Lees, E. Gordeev, y A. Ozerov (2001), Mantle Flow at a Slab Edge: Seismic Anisotropy in the Kamchatka Region, *Geophys. Res. Lett.*, 28: 379-382.
- Scherbaum, F. y J. Johnson (1992), PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, IASPEI Software Library, Vol. 5.
- Plattner, C., R. Malservisi, T. Dixon, P. LaFemina, G. Schmalzle, J. Fletcher, y F. Suarez-Vidal (2006), Implication of the Baja California (Mexico)/ Pacific coupling on the western hemisphere plate kinematics, poster presented at RCL Cortez workshop, Margins, Ensenada, Mexico, 9-13 January.
- Plomerova, J., L. Margheriti, J. Park, V. Babuska, S. Pondrelli, L. Vecsey, D. Piccinini, V. Levin, P. Baccheschi, y S. Salimbeni (2006), Seismic anisotropy beneath the Northern Apennines (Italy): Mantle flow or lithosphere fabric? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 247: 157-170.
- Polet, J. y H. Kanamori (2002), Anisotropy beneath California: shear wave splitting measurements using a dense broadband array, *Geophys. J. Int.*, 149 (2): 313–327. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01630.x
- Reyes, L. M., C. J. Rebolgar y R. Castro (2001), Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times, *Geofísica Internacional*, 40(1): 21-29.
- Ribe, N. M. (1989), Seismic anisotropy and mantle flow, *J. Geophys. Res.*, 94, 4,213-4,223.

- Ribe, N. M. (1992), On the relation between seismic anisotropy and finite strain, *J. Geophys. Res.*, 97: 8,737-8,747.
- Romo, J. M. (2002), conductividad eléctrica de la litósfera de Baja California en la región de Vizcaíno, B.C.S., tesis de doctorado, CICESE.
- Rümpker, G., T. Ryberg, y Desert Seismology Group (2003), Evidence for boundary layer mantle flow beneath the Dead Sea transform from seismic anisotropy, *Nature*, 425: 497–501.
- Ruppel, C. (1995), Extensional processes in continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100: 24,187-24,215.
- Savage, M. K. (1998), Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in new Zealand, *J. Geophys. Res.*, 103: 15,069-15,087.
- Savage, M. K. (1999), Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting?, *Review of Geophysics*, 37: 65-106.
- Savage, M. K., y A. F. Sheehan (2000), Seismic anisotropy and mantle flow from the Great Basin to the Great Plains, western United States, *J. Geophys. Res.*, 105: 13,715-13,734.
- Savage, M. K., y P. G. Silver (1993), Mantle deformation and tectonics: constraints from seismic anisotropy in the western United States, *Phys. Earth Planet. Int.*, 78: 207-227.
- Savage, M., J. Park, y H. Todd (2007), Velocity and anisotropy structure at the Hikurangi subduction margin, New Zealand from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 168: doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03086.x.
- Sawlan, M.G. (1991), Magmatic Evolution of the Gulf of California Rift, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, edited by J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 47: 301-370.
- Sawlan, M.G., y J.G. Smith (1984), Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in *Geology of the Baja California Peninsula*, edited by V.A. Frizzell, Jr., *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*: 237-251.

- Sedlock, R. L., F. Ortega-Gutierrez y R. C. Speed (1993) Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Geol. Soc. Am., special paper 278.
- Sedlock, R. L. (2003), Geology of the Baja California peninsula and adjacent areas, Geol. Soc. Am., special paper 374: 1-42.
- Severinghaus, J., y T. Atwater (1990), Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, in Wernicke, B.P., ed., Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas Nevada, Geol. Soc. Am. Memoir 176: 1-22.
- Šílený, J., y J. Plomerová (1996), Inversion of shear-wave splitting parameters to retrieve three-dimensional orientation of anisotropy in the continental lithosphere, Phys. Earth Planet. Int., 95: 277-292.
- Silver, P. G. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, Annual Rev. Earth Planet. Sci., 24: 385-432.
- Silver, P. G., y W. W. Chan (1991), Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, J. Geophys. Res., 96: 16,429-16,454.
- Silver, L. T., y B. W. Chappell (1988), The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America, Royal Society of Edinburgh Transactions, 79: 105-121.
- Silver, P., y W. Holt (2002), The Mantle Flow Field Beneath Western North America, Science, 295: 1,054-1,057.
- Silver, P. G., y M. K. Savage (1994), The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, Geophys. J. Int., 119: 949-963.
- Spencer, J. E., y W. R. Normark (1979), Tosco-Abrejos fault zone; a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico, Geology, 7(11): 554-557.
- Stock, J. M., y K. V. Hodges (1989), Pre-Pliocene extension around the gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, Tectonics, 8: 99-115.
- Stock, J. M., y J. Lee (1994), Do microplates in subduction zones leave a geological record?, Tectonics, 13: 1,472-1,487.

- Stock, J. M., A. Martín-Barajas, F. Suárez-Vidal, y M. M. Miller (1991), Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of the northeastern Baja California, México, in *Geological Excursions in the Southern California and México*, edited by M.J. Walawender and B. B. Hanan, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo: 44-67.
- Suter, M., y J. Contreras (2002), Active tectonics of Northeastern Sonora, Mexico (Southern Basin and Range Province) and the May 1887 Mw 7.4 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92: 581-589.
- Sutherland, F. H., A. J. Harding, G. M. Kent, D. Lizarralde, W. S. Holbrook, P. Umhoefer, G. Axen, J. Fletcher y A. González-Fernández (2006a), Symmetric Rifting of Cold Lithosphere in the southern Gulf of California, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41D-1606
- Sutherland, F. H., G. M. Kent, A. J. Harding, P. Umhoefer, D. Lizarralde, W. S. Holbrook, G. Axen, J. Fletcher y A. González-Fernández (2006b), Mid-Miocene to Early Pliocene upper crustal extension in the southern Gulf of California, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41D-1608.
- Symons, D.T.A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J., y W. H. Blackburn (2003), Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, *Geol. Soc. Am.*, special paper 374: 135-155.
- Synge, J. L. (1956), Flux of energy for elastic waves in anisotropic media, *Proc. Roy. Irish Acad. A.*, 58: 13-21
- Synge, J. L. (1957), Elastic waves in anisotropic media, *J. Math. Phys.*, 35: 323-335.
- Teanby, N., Kendall, J.-M., Jones, R. H., y O. Barkved (2004), Stress-induced temporal variations in seismic anisotropy observed in microseismic data, *Geophys. J. Int.*, 156: 459-466.
- Todd, V. R., S. E. Shaw, y J. M. Hammarstrom (2003), Cretaceous plutons of the Peninsular Ranges Batholith, San Diego and westernmost Imperial Counties, California: Intrusion across a Late Jurassic continental margin, *Geol. Soc. Am.*, special paper 374.

- Tommasi, A. y A. Vauchez (2001), Continental rifting parallel to ancient collisional belts : An effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 185: 199-210.
- Trampert, J., H. Paulsen, A. van Wettum, J. Ritsema, R. Clayton, R. R. Castro, C. J. Rebollar, y A. Pérez-Verti (2003), New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico, *EOS*, 84(4): 29-32.
- Tulloch, A.J., y D. L. Kimbrough (2003), Paired plutonic belts in convergent margins and the development of high Sr/Y magmatism: Peninsular Ranges batholith of Baja-California and Median batholith of New Zealand, *Geol. Soc. Am.*, special paper 374: 275-295.
- Umhoefer, P. F., R. J. Dorsey, y P. Renne (1994), Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California, *Geology*, 22: 649-652.
- Umhoefer, P. R. Dorsey, S. Willsey, L. Mayer, y P. Renne (2001), Stratigraphy and geochronology of the Comondu Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico, *Sedimentary Geology*, 144: 125-147.
- Van Benthem, S. A. C., Anisotropy and flow in the uppermantle under Mexico (2005), tesis de maestría, 41 pp., Universidad Utrecht, Utrecht, Países Bajos.
- Van Benthem, S., R. W. Valenzuela, M. Obrebski, y R. Castro (2006), Upper mantle shear wave anisotropy under stations around the southern Gulf of California, *MARGINS Rupturing Continental Lithosphere Workshop on Lithospheric rupture in the Gulf of California-Salton Trough region*, Ensenada, Baja California.
- Van der Lee, S., y G. Nolet (1997), Upper mantle S velocity structure of North America, *J. Geophys. Res.*, 102: 22,815-22,838.
- Vinnik, L.P., V. Farra, y B. Romanowicz (1989), Azimuthal anisotropy in the Earth from observation of SKS at Geoscope and NARS broadband stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79: 1,542-1,558.
- Vinnik, L. P., L. I. Makeyeva, A. Milev, y A. Yu.Usenko (1992), Global patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, 111: 433-447.

- Walker, K., A. Nyblade, S. Klemperer, G. Bokelmann, y T. Owens (2004), On the relationship between extension and anisotropy: Constraints from shear wave splitting across the East African Plateau, *J. Geophys. Res.*, 109: doi:10.1029/2003JB002866.
- Wang, Y. y D. W. Forsyth (2006), 3-D tomography of the Gulf of California extensional province by Rayleigh wave inversion, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41D-1595.
- Wernicke, B. y G. J. Axen (1988), On the role of isostasy in the evolution of normal fault system, *Geology*, 16: 848-851
- Wetmore, P.H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K.L., Schultz, P.W., y S. R. Paterson (2003), Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Range of southern and Baja California, *Geol. Soc. Am.*, special paper 374: 93-116.
- Wolfe, C. J., y P. G. Silver (1998), Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: shear wave splitting methodologies and observations, *J. Geophys. Res.*, 103: 749-771.
- Yang Y., y D. W. Forsyth (2006), Rayleigh Wave Phase Velocities, Small-Scale Convection and Azimuthal Anisotropy Beneath Southern California, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Zandt, G., H. Gilbert, T. J. Owens, M. Ducea, J. Saleeby y C. H. Jones (2004), Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California, *Nature*, 431: 41-46.
- Zhang, S., y S. I. Karato (1995), Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, *Nature*: 375, 774-777.
- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev y T. Meier (2007), Surface wave tomography of the Gulf of California, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Zollo, A. y P. Bernard, (1989), S-wave polarization inversion of the October 1979, 23:19 Imperial Valley aftershock: evidence for anisotropy and a simple source mechanism, *Geophys. Res. Lett.*, 16: 1,047-1,050.
- Zuñiga, F. R., Castro, R. R., y T. Dominguez (1995), Stress orientation and anisotropy based on shear-wave splitting observations in the Cerro Prieto fault area, Baja California, Mexico, *Pageoph*, 144: 39-57.

## Anexos

### A. Método de *Vinnik et al.* [1992]

Este método explota la relación que existe entre las componentes radial y transversal de una onda SmKS afectada por el fenómeno de partición de onda. Nótese que este método no es adecuado para estudiar la partición de ondas S. En este método suponemos que las ondas SmKS llegan con incidencia vertical y que tienen polarización lineal paralela al azimut de regreso antes de penetrar en la capa anisótropa ubicada debajo de la estación. Dicho de otra forma, no existe energía sobre la componente radial. Si la polarización isotropa es oblicua a ambos ejes rápido y lento, la energía que se propaga paralela al eje rápido se adelanta respecto a la otra parte de la energía que viaja paralela al eje lento (Figura 67). Proyectando las ondículas así producidas sobre el eje transversal y radial, tenemos que la componente radial y transversal del desplazamiento se pueden expresar por:

$$\begin{aligned} R(t) &= \cos^2(\beta)e^{i\omega t} + \sin^2(\beta)e^{i\omega(t-\delta t)} \\ T(t) &= -0.5 \sin(2\beta) \left[ e^{i\omega t} - e^{i\omega(t-\delta t)} \right] \end{aligned} \quad (60)$$

La idea del método es la de introducir un filtro  $F(t)$  que relacione la componente radial  $R(t)$  con la transversal  $T(t)$ , tal que  $T = F * R$  y  $t(\omega) = f(\omega) \times r(\omega)$  en el dominio de la frecuencia. A partir de (60), es fácil calcular las transformadas de Fourier de  $R(t)$  y  $T(t)$ . Así obtenemos la expresión del filtro en el dominio de la frecuencia:

$$f(\omega) = -0.5 \sin(2\beta) \frac{1 - e^{-i\omega\delta t}}{\cos^2(\beta) + \sin^2(\beta)e^{-i\omega\delta t}} \quad (61)$$

Bajo la aproximación de frecuencias bajas, (61) se reduce a:

$$f_{\beta, \delta t}(\omega) \approx -0.5 \sin(2\beta) i \omega \delta t \quad (62)$$

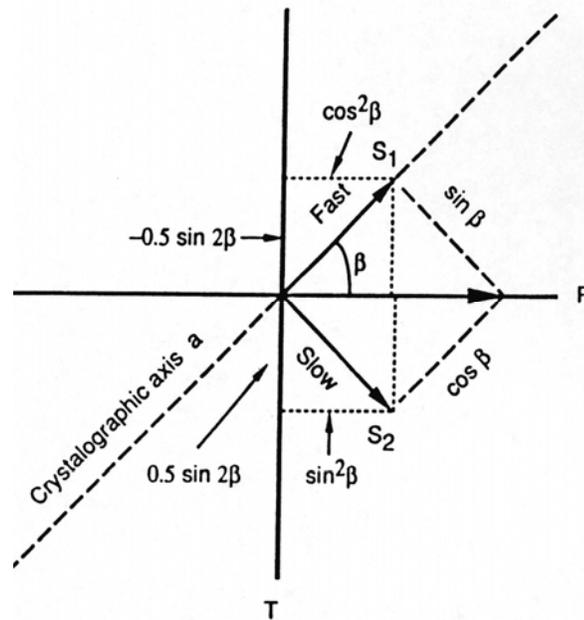


Figura 67: Relación geométrica entre los ejes radial y transversal, y la orientación del eje rápido  $a$  del olivino (tomada de *Vinnik et al.* [ 1992] ).

Se puede notar que  $T$  tiene la forma de la derivada de  $R$ . Este filtro depende de los parámetros de birrefringencia  $\beta$  (que se puede relacionar fácilmente con  $\phi$ , el azimut del eje rápido) y  $\delta t$ . En este método también se hace un barrido sobre los posibles valores de  $(\phi, \delta t)$  y se compara la componente transversal teórica calculada a partir de  $f_{\phi, \delta t}(\omega)$  y  $R_{observada}(t)$  con la componente transversal observada. Los parámetros óptimos son los que minimizan la función RMS siguiente:

$$E(\phi, \delta t) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{\text{eventos}} \frac{\int [T_{obs}(t) - f_{\phi, \delta t}(t) * R(t)]^2 dt}{\int R^2(t) dt}} \quad (63)$$

Donde  $\phi$  es el azimut del eje rápido, y  $\delta t$  el tiempo de retraso entre  $qS1$  y  $qS2$ .

## B. Lista de eventos útiles registrados por las redes permanentes

Tabla XVII: Eventos registrados por las redes permanentes y que proporcionaron buenos arribos de ondas SKS, SKKS y S. "lat" y "lon" son las coordenadas de la fuente, "Z" la profundidad en km y M la magnitud.

Fecha	Hora	Lat (°)	Lon (°)	Z (km)	M
17/11/1999	03:27:43	-6	148.8	46	5.8
28/03/2000	11:00:20	22.2	143.7	102	6.8
04/05/2000	04:21:17	-1.1	123.4	26	6.7
05/02/2002	13:27:24	-5.3	151.2	39	6.6
03/03/2002	12:08:19	36.5	70.4	226	7.4
05/03/2002	21:16:09	6	124.2	31	7.5
26/04/2002	16:06:08	13.0	144.6	86	7.1
28/06/2002	17:19:30	43.7	130.6	566	7.3
02/08/2002	23:11:39	29.3	139.0	426	6.3
19/08/2002	11:01:01	-21.7	-179.5	580	7.7
04/10/2002	19:05:48	-21.0	-179.0	621	6.3
12/10/2002	20:09:11	-8.3	-71.7	534	6.9
17/10/2002	04:23:55	-19.8	-178.4	627	6.2
22/10/2002	11:39:04	-20.6	-178.4	549	6.2
17/11/2002	04:53:53	47.8	146.2	459	7.3
04/01/2003	05:15:03	-20.6	-177.7	378	6.5
27/04/2003	22:57:44	-8.2	-71.6	559	6.0
26/05/2003	19:23:27	2.3	128.8	31	7.0
26/05/2003	23:13:27	6.7	123.7	566	6.9
16/06/2003	22:08:02	55.5	160.0	175	6.9
20/06/2003	06:19:38	-7.6	-71.7	558	7.1
27/07/2003	02:04:11	-21.1	-176.6	212	6.6
27/07/2003	06:25:32	47.2	139.2	470	6.8
27/07/2003	11:41:27	-20.1	-65.2	345	6.0
12/11/2003	08:26:43	33.2	137.1	384	6.4
03/01/2004	16:23:21	-22.2	169.6	22	7.1
17/03/2004	03:21:07	-21.1	-65.6	289	6.1
10/06/2004	15:19:57	55.7	160.0	189	6.9
15/07/2004	04:27:14	-17.7	-178.8	565	7.1

25/07/2004	14:35:19	-2.4	103.9	582	7.3
15/10/2004	04:08:50	24.5	122.6	94	6.7
07/11/2004	02:02:26	48.0	144.5	474	6.2
12/11/2004	06:36:16	-26.7	-63.3	568	6.1
17/11/2004	21:09:13	-20.1	-178.7	622	6.6
28/12/2004	21:07:36	53.2	-173.8	252	5.8
23/01/2005	20:10:17	-1.2	119.9	48	6.2
05/02/2005	03:34:26	16.0	145.8	143	6.6
05/02/2005	12:23:19	5.2	123.3	525	7.1
02/03/2005	10:42:12	-6.5	129.9	202	7.1
19/03/2005	17:34:46	-21.9	-179.6	598	6.3
21/03/2005	12:23:54	-25.0	-63.5	579	6.9

### C. Método de *Teanby et al.* [2004]

Cuando la señal  $S$  o  $SmKS$  es muy ruidosa o tiene una forma de onda mal definida, las estimaciones de los parámetros de anisotropía pueden depender de la ventana que contiene la onda  $SmKS$ . La mayor parte de los autores escogen, en tal caso, no usar la señal. *Teanby et al.* [2004] desarrollaron un método automático para intentar solucionar este problema escogiendo, dentro de un juego de varias ventanas, la solución que produce los resultados más estables. Este método lo elaboraron para el caso de ondas corticales pero en esta tesis lo ampliamos para el caso de ondas telesísmicas contaminadas por ruido y de esta manera poder integrarlas a nuestra base de datos. El método se basa en la teoría de los conglomerados [*Everitt et al.*, 2001], calculando valores de  $\phi$  y  $\delta t$  usando múltiples ventanas (Figura 68). Inicialmente, cada ventana constituye un conglomerado cuyos parámetros son  $\phi$ ,  $\delta t$  y los errores  $\sigma_\phi$  y  $\sigma_{\delta t}$  que se calculan mediante el método de *Silver y Chan* [1991]. Se comparan los valores de  $\phi$  y  $\delta t$  de todos los conglomerados y se juntan los dos con los valores más parecidos. Los nuevos parámetros del conglomerado así constituido son los valores promedio de  $\phi$ ,  $\delta t$ ,  $\sigma_\phi$  y  $\sigma_{\delta t}$ . Después se vuelven a comparar los parámetros de cada conglomerado y se van juntando hasta que quede un número menor de conglomerados, el cual se determina usando un umbral sobre la distancia entre cada conglomerado (Figura 69). El mejor conglomerado es el que tiene los errores promedio  $\sigma_\phi$

y  $\sigma_{\delta}$  más bajos y la mejor ventana es la que produce los errores individuales mínimos adentro del mejor conglomerado.

Nuestro estudio muestra que este método no funciona tan bien para las ondas telesísmicas como para las ondas locales. Aplicando el método a fases SmKS ruidosas, obtenemos valores de  $\phi$  y  $\delta t$  que no son similares a los que obtenemos a partir de observaciones de buena calidad en la misma estación. Esta discrepancia la podemos explicar como debida a la diferencia entre la fuente de ruido que afecta la lectura de la fase partida en la corteza por un lado y en el manto por el otro. En la corteza, más que el ruido, son las reflexiones y refracciones que rodean el pico de mayor energía. Estas ondas producen incertidumbre en la identificación del inicio de la fase de interés, pero mientras no traslapen con la onda S de interés no alteran su forma de onda. Por tanto barriendo los diferentes pulsos presentes en la señal usando la teoría de los conglomerados se puede reconocer y aislar el pulso de interés. En cambio, la naturaleza del ruido que afecta la lectura de las ondas telesísmicas S o SmKS es diferente. Se trata de un ruido continuo cuya frecuencia y amplitud son muy parecidas a las de las ondas de corte estudiadas por lo que tiende a oscurecer su arribo y alterar su forma de onda de manera significativa. Puesto que el método de *Silver y Chan* [1991] se basa en la forma de onda, no puede estimar los parámetros de anisotropía correctamente.

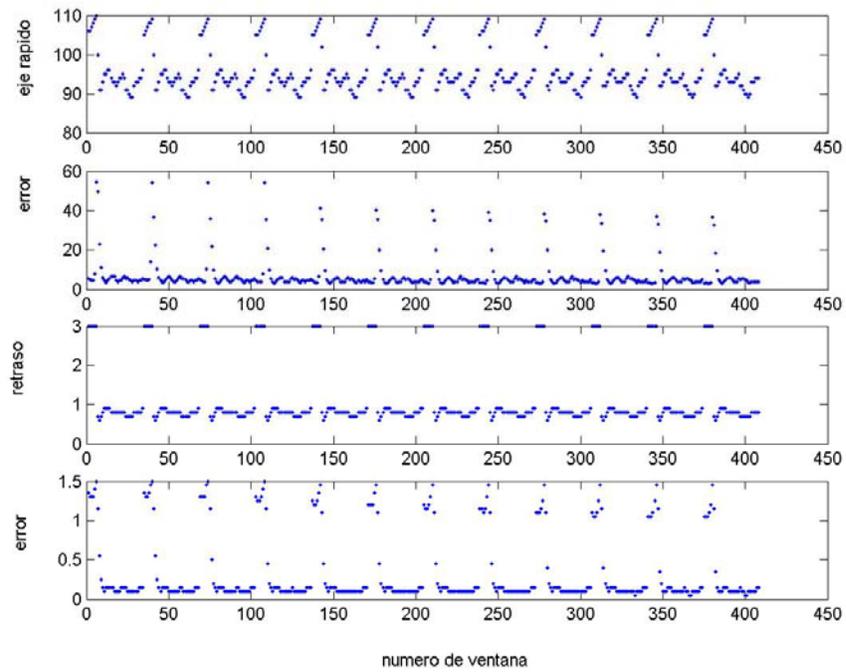


Figura 68: Parámetros de birrefringencia y errores calculados a partir de 405 ventanas.

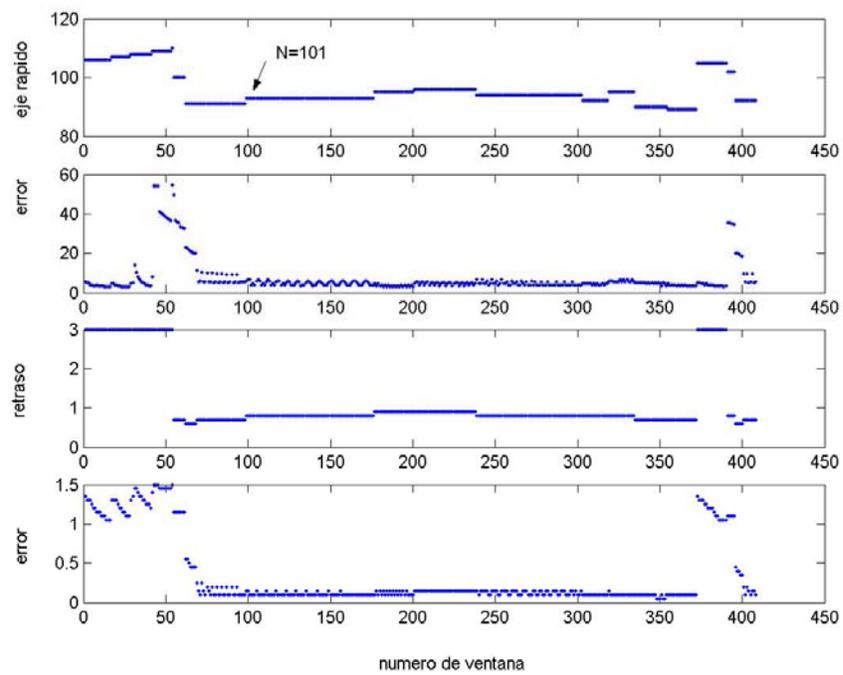


Figura 69: Conglomerados constituidos usando el método de *Teanby et al.* [2004].

## D. Estimaciones individuales de parámetros de anisotropía usando los registros de las redes permanentes

Tabla XVIII: Estimaciones individuales de los parámetros de anisotropía usando los datos de NARS-Baja, RESNOM y RESBAN. Las estaciones SPX y CBX pertenecen a RESNOM; las estaciones GUYB, HERB, BAHB y PPXB pertenecen a RESBAN. Las demás estaciones pertenecen a NARS-Baja. “azr” es el azimut de regreso. En la columna “fase”, “mixta” significa que la ventana de onda de corte usada para estimar los parámetros de anisotropía contiene una onda S y una onda tipo SmKS, las cuales traslapan. En la columna “cal” se califica la calidad de la forma de onda original y de la medición realizada: “A” indica que la forma de onda observada es buena sobre R y T, que la medición es bien constreñida ( $\sigma_\varphi < 30^\circ$ ,  $\sigma_{\delta t} < 0.5$ ) y que la diferencia entre la polarización de la onda corregida y la polarización isótropa teórica es inferior a  $20^\circ$ . No se considera buena la medición si la diferencia entre la polarización de la onda corregida y la dirección rápida es inferior a  $10^\circ$ . En el caso de las ondas S la profundidad del foco sísmico tiene que ser mayor a 200km; “B” corresponde a cualquier medición que no cumple por lo menos con una de las condiciones anteriores.

Fecha	Hora	azr(°)	Fase	Cal.	$\varphi$	$\sigma_\varphi$	$\delta t$	$\sigma_{\delta t}$
<b>NE70</b>								
26/05/03	23:13:27	293.6	SKS	A	143	7	1	0.2
25/07/04	14:35:19	300.8	SKS	A	108	5	2.1	0.4
05/02/05	3:34:26	288.0	SKS	A	61	24	0.8	0.4
15/07/04	4:27:14	240.5	S	A	78	21	0.6	0.2
17/03/04	3:21:07	130.7	S	A	88	4	1.2	0.1
21/03/05	12:23:54	132.8	S	A	96	7	1.7	0.4
12/11/03	8:26:43	306.7	SKS	B	154	26	1.3	0.6
02/03/05	10:42:12	278.0	SKS	B	74	5	2.6	0.3
10/06/04	15:19:57	319.9	S	B	88	13	1.2	0.6
26/05/03	23:13:27	293.6	SKS		lineal			
05/02/05	12:23:19	292.6	SKS		lineal			
20/06/03	6:19:38	125.9	S		lineal			
27/07/03	11:41:27	130.3	S		lineal			
16/06/03	22:08:02	319.7	S		lineal			
<b>NE71</b>								
26/04/02	16:06:08	286.0	SKS	A	79	6	2.3	0.4
26/05/03	23:13:27	292.9	SKS	A	89	10	0.8	0.2
26/05/03	23:13:27	292.9	SKKS	A	74	7	2.3	0.4
03/01/04	16:23:21	243.2	SKS	A	118	9	0.8	0.1
25/07/04	14:35:19	299.7	SKKS	A	80	4	1.5	0.1
05/02/05	12:23:19	291.9	SKS	A	80	9	0.8	0.2
05/02/05	12:23:19	291.9	SKKS	A	66	9	1.3	0.2
02/03/05	10:42:12	277.3	SKS	A	63	12	0.9	0.2

19/08/02	11:01:01	238.0	mixta	A	125	11	2.1	0.3
04/10/02	19:05:48	237.9	mixta	A	93	3	1.9	0.2
17/10/02	4:23:55	238.3	mixta	A	107	7	2.4	0.2
22/10/02	11:39:04	237.7	mixta	A	103	27	1.8	0.4
27/07/03	2:04:11	236.3	S	A	93	14	1.5	0.4
17/11/04	21:09:13	238.4	mixta	A	78	3	1.3	0.1
19/03/05	17:34:46	~238	mixta	A	93	9	1.7	0.2
20/06/03	6:19:38	125.0	S	A	117	18	0.6	0.2
27/07/03	11:41:27	129.6	S	A	102	3	1.2	0
17/03/04	3:21:07	130.7	S	A	93	9	1.6	0.2
21/03/05	12:23:54	132.0	S	A	93	5	1.8	0.2
02/08/02	23:11:39	302.3	SKS	A	82	3	1.6	0.1
26/05/03	19:23:27	285.9	SKS	B	72	20	1.2	0.5
26/05/03	19:23:27	285.9	SKKS	B	83	23	1	0.6
05/02/05	3:34:26	287.8	SKS	B	81	9	2.1	0.5
04/01/03	5:15:03	237.3	mixta	B	129	33	0.6	0.2
12/10/02	20:09:11	125.4	S	B	102	52	0.7	0.8
17/11/02	4:53:53	315.4	S	B	130	49	0.3	0.7
12/11/03	8:26:43	306.5	S	B	87	15	1.5	0.3
28/12/04	21:07:36	315.3	S	B	66	39	1.3	0.6
25/07/04	14:35:19	299.7	SKS		lineal			
12/11/04	6:36:16	133.1	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	320.0	S		lineal			
<b>NE72</b>								
28/06/02	17:19:30	318.0	mixta	A	175	16	1.3	0.2
03/01/04	16:23:21	243.1	SKS	A	96	23	0.7	0.2
25/07/04	14:35:19	298.9	SKKS	A	88	9	1.4	0.3
02/03/05	10:42:12	276.9	SKS	A	60	20	0.8	0.3
15/07/04	4:27:14	240.3	S	A	74	2	0.8	0
27/07/03	11:41:27	129.3	S	A	111	15	1	0.3
17/03/04	3:21:07	130.3	S	A	83	4	1.3	0.1
21/03/05	12:23:54	131.7	S	A	99	6	1.5	0.2
17/11/02	4:53:53	315.6	S	A	108	20	0.8	0.2
26/04/02	16:06:08	285.9	SKS	B	80	100	1.1	1.9
05/02/05	3:34:26	288.0	SKS	B	77	9	1.9	0.5
05/02/05	12:23:19	291.5	SKS	B	95	50	0.7	0.7
05/02/05	12:23:19	291.5	SKKS	B	68	12	2.1	0.5
04/01/03	5:15:03	237.4	S	B	79	5	2.3	0.7
27/07/03	2:04:11	236.3	S	B	70	9	1.9	0.7
19/03/05	17:34:46	237.5	SKS	B	57	5	1.9	0.3
02/08/02	23:11:39	302.3	SKS	B	83	14	1.9	0.7
27/07/03	6:25:32	317.4	S	B	43	44	0.8	0.6

26/05/03	19:23:27	285.5	SKS		lineal			
26/05/03	23:13:27	292.5	SKS		lineal			
19/08/02	11:01:01	237.6	S		lineal			
17/11/04	21:09:13	238.4	S		lineal			
12/10/02	20:09:11	125.0	S		lineal			
20/06/03	6:19:38	124.4	S		lineal			
12/11/04	6:36:16	132.9	S		lineal			
16/06/03	22:08:02	320.1	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	320.3	S		lineal			
28/12/04	21:07:36	315.8	S		lineal			
<b>NE73</b>								
25/07/04	14:35:19	~300	SKS	A	94	10	1.2	0.3
25/07/04	14:35:19	~300	SKKS	A	93	8	0.8	0.1
12/11/04	6:36:16	133.2	S	A	61	8	1.5	0.2
21/03/05	12:23:54	132.0	S	A	62	8	1.2	0.2
02/08/02	23:11:39	302.7	SKS	A	82	21	0.8	0.2
17/03/04	3:21:07	130.7	S	B	56	38	0.9	0.5
03/01/04	16:23:21	243.6	SKS		lineal			
26/05/03	23:13:27	292.7	SKS		lineal			
26/04/02	16:06:08	286.2	SKS		lineal			
28/06/02	17:19:30	~318	SKS		lineal			
26/05/03	19:23:27	285.7	SKS		lineal			
04/01/03	5:15:03	237.9	S		lineal			
15/07/04	4:27:14	240.9	S		lineal			
17/11/04	21:09:13	239.0	S		lineal			
02/08/02	23:11:39	302.7	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	320.7	S		lineal			
28/12/04	21:07:36	316.3	S		lineal			
<b>NE74</b>								
25/07/04	14:35:19	298.3	SKKS	A	73	18	0.8	0.2
05/02/05	3:34:26	288.7	SKS	A	43	6	1.1	0.2
12/10/02	20:09:11	125.1	S	A	167	5	2.3	0.4
03/01/04	16:23:21	244.2	pSKS	B	96	18	0.6	0.1
05/02/05	12:23:19	291.6	SKS	B	48	61	0.3	0.9
19/08/02	11:01:01	~240	mixta	B	103	50	0.4	2.6
20/06/03	6:19:38	~125	S	B	157	12	1.2	0.4
27/07/03	11:41:27	129.9	S	B	99	25	1.1	0.6
16/06/03	22:08:02	~322	S	B	36	22	0.6	0.3
28/06/02	17:19:30	~319	SKS		lineal			
26/05/03	23:13:27	~293	SKS		lineal			
27/07/03	2:04:11	238.1	S		lineal			
15/07/04	4:27:14	~243	mixta		lineal			

17/11/02	4:53:53	316.8	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	~322	S		lineal			
<b>NE75</b>								
28/06/02	17:19:30	319.5	SKKS	A	121	19	0.7	0.3
25/07/04	14:35:19	298.8	SKKS	A	100	16	0.9	0.4
04/10/02	19:05:48	240.2	mixta	A	122	19	1.1	0.3
22/10/02	11:39:04	240.2	mixta	A	139	6	1.6	0.3
27/07/03	2:04:11	238.8	S	A	107	5	1.7	0.2
17/11/04	21:09:13	240.8	mixta	A	142	5	1.3	0.3
19/03/05	17:34:46	239.8	mixta	A	110	8	1.4	0.1
21/03/05	12:23:54	133.0	S	A	100	6	1.8	0.4
02/08/02	23:11:39	303.9	SKS	A	105	5	1.2	0.2
05/02/05	3:34:26	289.3	SKS	A	92	4	1.7	0.4
17/10/02	4:23:55	240.9	mixta	B	136	11	1.5	0.5
26/05/03	23:13:27	296.1	SKS	B	107	4	1.1	0.4
15/07/04	4:27:14	243.0	S	B	110	36	0.5	0.1
17/11/02	4:53:53	317.2	S	B	141	10	1.3	0.7
17/11/02	4:53:53	317.2	SKS	B	129	14	1.2	1
26/04/02	16:06:08	286.3	SKS		lineal			
28/06/02	17:19:30	319.5	SKS		lineal			
03/01/04	16:23:21	244.8	SKS		lineal			
05/02/05	12:23:19	291.9	SKS		lineal			
05/02/05	12:23:19	291.9	SKKS		lineal			
12/10/02	20:09:11	125.7	S		lineal			
20/06/03	6:19:38	125.1	S		lineal			
27/07/03	11:41:27	130.5	S		lineal			
28/12/04	21:07:36	317.7	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	321.9	S		lineal			
16/06/03	22:08:02	321.7	S		lineal			
<b>NE80</b>								
05/02/05	3:34:26	289.6	SKS	A	39	4	0.9	0.1
15/07/04	4:27:14	242.6	mixta	A	49	5	1.2	0.3
26/05/03	19:23:27	287.7	SKS	B	70	38	0.4	0.3
26/05/03	23:13:27	294.8	SKKS	B	42	17	1.2	0.8
25/07/04	14:35:19	~302	SKKS	B	48	58	0.5	0.8
05/02/05	12:23:19	293.8	SKS	B	48	62	0.2	7
05/02/05	12:23:19	293.8	SKKS	B	39	24	0.9	0.6
20/06/03	6:19:38	127.4	S	B	180	11	1.2	0.2
17/11/02	4:53:53	316.9	S		lineal			
03/01/04	16:23:21	245.0	SKS		lineal			
26/05/03	23:13:27	294.8	SKS		lineal			
02/03/05	10:42:12		SKS		lineal			

04/01/03	5:15:03	239.6	SKS		lineal			
27/07/03	2:04:11	238.6	S		lineal			
27/07/03	11:41:27	131.9	S		lineal			
17/03/04	3:21:07	132.9	S		lineal			
12/11/04	6:36:16	135.3	S		lineal			
16/06/03	22:08:02	320.8	S		lineal			
12/11/03	8:26:43	308.3	SKS		lineal			
10/06/04	15:19:57	321.0	S		lineal			
07/11/04	2:02:26	317.6	S		lineal			
28/12/04	21:07:36		S		lineal			
<b>NE81</b>								
26/05/03	19:23:27	288.6	SKS	A	88	9	1.4	0.4
26/05/03	23:13:27	296.0	SKS	A	81	18	0.7	0.1
26/05/03	23:13:27	296.0	SKKS 1	A	61	14	0.9	0.2
26/05/03	23:13:27	296.0	SKKS 2	A	61	9	0.9	0.2
25/07/04	14:35:19	303.3	SKKS	A	109	7	0.9	0.4
02/03/05	10:42:12	279.5	SKKS	A	69	11	1.1	0.2
21/03/05	12:23:54	135.7	S	A	95	15	1.1	0.3
02/03/05	10:42:12	279.5	SKS	B	75	14	1.7	0.6
02/03/05	10:42:12	279.5	pSKS	B	68	13	1.6	0.6
20/06/03	6:19:38	128.9	S	B	5	31	0.4	0.1
16/06/03	22:08:02	321.8	S	B	45	37	0.4	0.7
03/01/04	16:23:21	~245	SKS		lineal			
25/07/04	14:35:19	303.3	PKS		lineal			
25/07/04	14:35:19	303.3	SKS1		lineal			
25/07/04	14:35:19	303.3	SKS2		lineal			
19/03/05	17:34:46	241.3	SKS		lineal			
17/11/02	4:53:53	318.0	S		lineal			
12/11/03	8:26:43	309.6	SKS		lineal			
07/11/04	2:02:26	318.8	S		lineal			
17/03/04	3:21:07	134.5	S		lineal			
10/06/04	15:19:57	322.0	S		lineal			
<b>BAHB</b>								
19/03/05	17:34:46	239.1	mixta	A	117	17	2.2	0.3
27/07/03	11:41:27	130.5	S	A	102	4	1.2	0.1
21/03/05	12:23:54	133.0	S	A	109	3	2	0.1
26/05/03	23:13:27	~295	SKS	B	89	18	1.1	0.7
27/07/03	2:04:11	238.1	S	B	110	40	0.9	0.5
20/06/03	6:19:38	125.5	S	B	69	10	1.1	0.6
16/06/03	22:08:02	321.1	S	B	92	5	4.4!!	0.5
12/11/03	8:26:43	307.7	SKS	B	76	51	0.5	2.3
03/01/04	16:23:21	244.5	SKS		lineal			

27/07/03	2:04:11	238.1	SKS		lineal			
<b>GUYB</b>								
28/06/02	17:19:30	320.6	SKS	A	86	10	1.3	0.3
26/05/03	19:23:27	287.6	SKS	A	68	9	1.3	0.3
26/05/03	23:13:27	294.9	SKS	A	72	15	1.1	0.3
26/05/03	23:13:27	294.9	SKKS	A	60	10	1.6	0.3
19/08/02	11:01:01	241.0	SKS	A	81	22	0.5	0.2
04/10/02	19:05:48	241.4	SKS	A	124	9	0.8	0.3
22/10/02	11:39:04	241.3	mixta	A	147	7	1.6	0.3
04/01/03	5:15:03	241.0	mixta	A	179	2	2.1	0.1
02/08/02	23:11:39	305.0	SKS	A	83	5	1.4	0.1
17/11/02	4:53:53	317.9	S	A	90	11	1	0.2
12/10/02	20:09:11	128.1	S	B	56	7	1.9	0.5
27/04/03	22:57:44	127.9	S	B	141	45	1.1	0.8
16/06/03	22:08:02	321.9	S	B	33	34	0.5	0.2
<b>PPXB</b>								
25/07/04	14:35:19	301.5	SKKS	A	46	5	0.9	0.2
04/10/02	19:05:48	239.2	mixta	A	103	5	2	0.3
17/10/02	4:23:55	~240	mixta	A	93	18	1.1	0.3
04/01/03	5:15:03	237.8	mixta	A	125	5	1.1	0.1
15/07/04	4:27:14	241.7	S	A	120	1	1.6	0.1
12/11/04	6:36:16	134.6	S	A	131	27	0.5	0.3
28/06/02	17:19:30	319.0	mixta	B	119	8	2.4	0.3
25/07/04	14:35:19	301.5	PKS	B	44	39	0.9	1.9
22/10/02	11:39:04	239.1	S	B	95	41	1.3	1.7
27/07/03	2:04:11	237.7	mixta	B	114	2	1.3	0
17/11/04	21:09:13	239.8	mixta	B	98	35	0.6	0.3
27/04/03	22:57:44	127.1	S	B	140	25	1	0.7
17/03/04	3:21:07	132.2	S	B	55	38	1.1	0.5
17/11/02	4:53:53	316.3	S	B	127	35	0.4	0.6
27/07/03	6:25:32	318.2	S	B	77	39	0.7	0.7
26/05/03	23:13:27		SKS		lineal			
12/10/02	20:09:11	127.3	S		lineal			
20/06/03	6:19:38	126.7	S		lineal			
27/07/03	11:41:27	131.2	S		lineal			
02/08/02	23:11:39	303.5	SKS		lineal			
02/08/02	23:11:39	303.5	SKKS		lineal			
16/06/03	22:08:02	320.3	S		lineal			
<b>HERB</b>								
17/11/1999	03:27:43	269.7	SKS	B	72	27	0.9	1.1
17/11/1999	03:27:43	269.7	SKKS	A	51	7	1.1	0.1
28/03/2000	11:00:20	296.6	SKS	A	95	36	1.9	0.7

04/05/2000	04:21:17	287.9	SKKS	A	82	18	1.3	0.8
05/02/2002	13:27:24	269.1	SKKS	B	65	17	1.1	0.5
03/03/2002	12:08:19	358.7	SKKS	B	54	26	1.9	0.9
05/03/2002	21:16:09	294.1	SKKS	A	89	28	0.9	0.8
CBX								
25/07/2004	14:35:19	299	SKKS	A	84	3	1.1	0.1
15/10/2004	04:08:50	307.3	SKS	A	93	7	0.6	0.1
05/02/2005	03:34:26	287.4	SKS	A	71	4	1.0	0.1
05/02/2005	12:23:19	291.7	SKS	A	79	2	0.7	0.1
05/02/2005	12:23:19	291.7	SKKS	B	57	14	1.1	0.3
02/03/2005	10:42:12	271.7	SKS	A	72	2	0.9	0.1
SPX								
03/03/2002	12:08:19	304.2	SKKS	B	124	62	0.8	1.1
26/04/2002	16:06:08	286.2	SKS	A	95	47	1.9	1.0
28/06/2002	17:19:30	318.2	SKS			lineal		
26/05/2003	19:23:27	285.9	SKS	A	55	3	1.8	0.1
26/05/2003	23:13:27	293	SKS	A	106	1	1.9	0.2
26/05/2003	23:13:27	293	SKKS	A	93	2	1.9	0.1
25/07/2004	14:35:19	299.5	SKKS	A	95	2	1.5	0.1
23/01/2005	20:10:17	288.3	SKKS	B	85	3	2.3	0.4
05/02/2005	12:23:19	292	SKS			lineal		
05/02/2005	12:23:19	292	SKKS			lineal		
02/03/2005	10:42:12	276.9	SKS	A	92	2	2.0	0.5

### E. Efecto de usar el método de “nivel freático” al calcular las funciones de receptor

Usando las señales de la Figura 71a calculamos funciones de receptor usando el método de “nivel freático” propuesto por Clayton y Wiggins [1976]. Damos al parámetro  $c$  valores entre  $10^{-5}$  y  $10^{-2}$ . La Figura 70 muestra que para  $c = 10^{-3}$  que es el valor que típicamente se usó en este estudio, el método empleado tiende a atenuar las componentes de baja frecuencia en la señal. Este efecto es útil para la modelación directa de las FR debido a que los sismogramas sintéticos no presentan componentes de baja frecuencia. En cambio, las amplitudes y los tiempos de arribos de las diferentes fases graficadas en la Figura 70 no están afectadas de manera significativa.

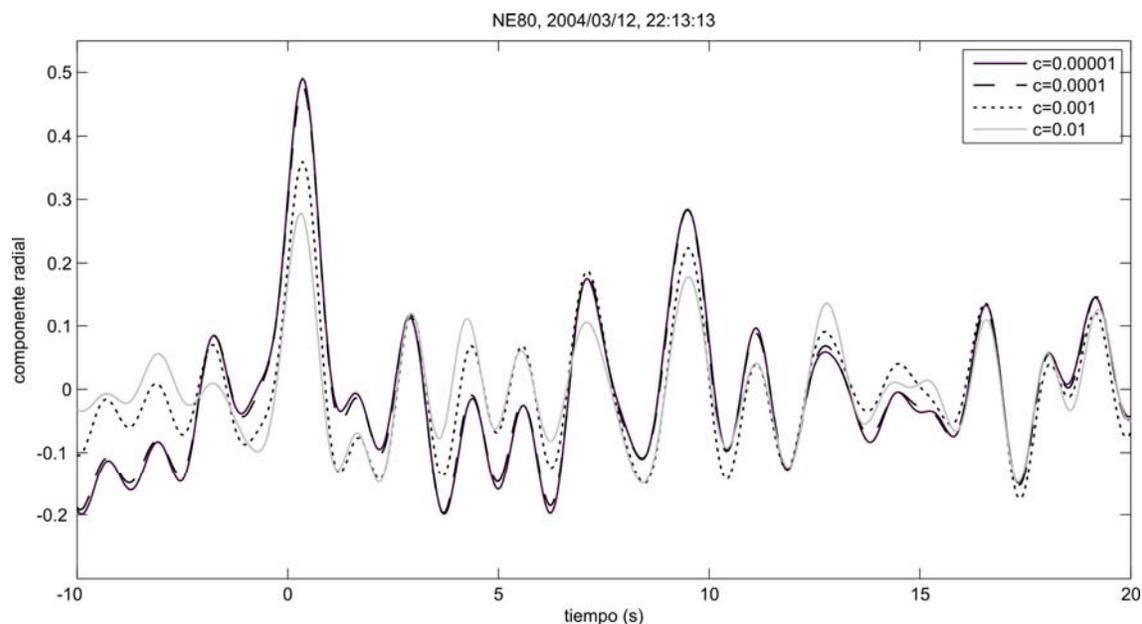


Figura 70: Efecto del parámetro  $c$  cuando se calculan funciones de receptor usando el método de “nivel freático” propuesto por *Clayton y Wiggins* [1976].

Sin embargo, cuando se usa  $c = 0.01$  la amplitud de las fases está modificada. En este estudio, se empleó este valor de  $c$  para casos de trazas que producían funciones de receptor ruidosas. Cabe mencionar que estos casos fueron pocos y que se apilaron las trazas así obtenidas siempre y cuando su forma de onda fuera consistente con la de las demás funciones de receptor del mismo grupo de azimutes de regreso.

## F. Efecto de filtrar las trazas antes de calcular las funciones de receptor

Cuando las trazas crudas presentan ruido de baja frecuencia de amplitud comparable a la de la onda P, en lugar de usar un filtro con una banda 0.05-1Hz, aumentamos la frecuencia de corte inferior a 0.2Hz. Esta operación nos permite comprobar que el arribo de la onda P tiene amplitud significativa. La Figura 70 ilustra el efecto del filtro que es menor.

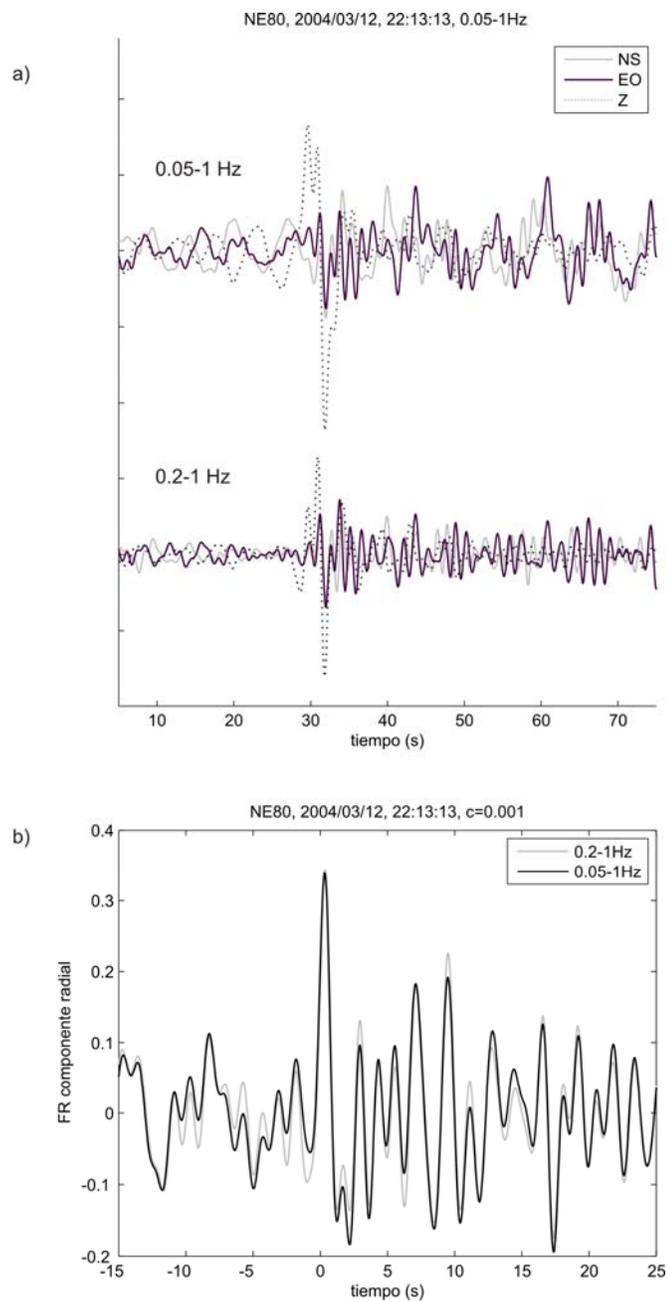


Figura 71: Efecto de filtrar las trazas antes de calcular las funciones de receptor. a) Trazas crudas filtradas con una banda 0.05-1Hz y 0.2-1Hz. b) Funciones de receptor radiales calculadas con las señales anteriores.

## G. Mediciones de birrefringencia sísmica a partir de ondas convertidas Ps

Tabla XIX: Estimaciones de birrefringencia sísmica en la estación NE71, NE75 y NE80. El nombre del archivo sigue el formato estación-año-mes-día-hora-minuto para describir el evento. Z es la profundidad del hipocentro, M es la magnitud,  $\Delta$  es la distancia epicentral, AZR es el azimut de regreso. Los parámetros  $\varphi$  y  $\delta t$  son las estimaciones de la dirección rápida en la corteza y del tiempo de retraso. Los errores  $\varphi$  y  $\delta t$  suelen ser muy grandes por lo que no los indicamos. En la columna "cal" se califica la calidad de la forma de onda original y de la medición realizada: "A" indica una forma de onda observada buena sobre R y T y una medición de buena calidad, es decir que la señal corregida presenta una polarización lineal y que las proyecciones de la onda corregida en las direcciones lenta y rápida son parecidas; "B" indica una forma de onda mal definida y una medición que no cumple con los requisitos descritos anteriormente. Si un mismo evento se repite para la misma estación significa que se usaron dos tipos de ondas de compresión (P, pP, PcP, PP) para obtener las funciones de receptor y hacer las estimaciones de parámetros anisótropos.

Archivo	Z (Km)	M	$\Delta$ (°)	AZR (°)	$\varphi$ (°)	$\Delta t$ (s)	Cal
<b>NE71</b>							
NE710405281238	17	6.3	111.4	10.8	64	0.95	B
NE710305140603	41	6.7	53.0	90.2	22	0.5	B
NE710309220445	10	6.6	42.1	95.1	50	0.9	A
NE710411211141	14	6.3	51.6	94.8	7	0.3	B
NE710212231346	33	6	31.1	111.0	lineal		
NE710409091633	25	6	34.0	105.9	lineal		
NE710412142320	10	6.8	33.5	103.9	lineal		
NE710210122009	534	6.9	57.9	125.6	167	0.4	B
NE710304272257	559	6.0	58	125.4	117	0.7	B
NE710306200619	558	7.1	57.5	125.0	178	0.4	B
NE710307271141	345	6.0	70.8	129.7	lineal		
NE710403170321	290	6.1	71.2	130.7	137	0.8	B
NE710209240357	119	6.3	76.8	140.3	178	0.45	B
NE710408011944	10	5.8	45.2	185.0	lineal		
NE710308211212	28	7.2	103.4	225.2	74	0.4	A
NE710308211212	28	7.2	103.4	225.2	101	0.55	A
NE710305041315	62	6.7	85.5	230.0	lineal		
NE710210170423	627	6.2	78.8	238.3	92	0.45	A
NE710305191043	563	6.0	77.8	239.9	85	0.65	B
NE710310150219	582	6.0	77.7	240.1	64	0.55	A
NE710403122213	271	6.0	73.6	239.6	86	0.7	B
NE710503191734	598	6.3	81.5	237.9	88	0.5	B
NE710503301741	588	6.2	82.0	237.6	lineal		
NE710404091523	228	6.5	85.9	252.0	92	0.55	A

NE710502081448	206	6.8	86.5	251.1	82	0.95	B
NE710502081448	206	6.8	86.5	251.1	138	0.25	A
NE710410080827	36	6.8	88.9	256.5	88	0.4	B
NE710301200843	33	7.3	89.8	257.6	128	0.3	A
NE710206172126	33	6.7	86.3	252.9	142	0.25	A
NE710502051223	525	7.1	112.7	291.9	176	0.55	A
NE710502050334	143	7.0	88.5	287.8	119	0.3	A
NE710502050334	143	7.0	88.5	287.8	lineal		
NE710305262313	566	6.9	111.5	292.9	180	0.25	A
NE710305261923	31	7.0	110.0	285.9	lineal		
NE710204261606	86	7.1	91.1	286.0	129	0.25	A
NE710208022311	426	6.3	86.5	302.3	lineal		
NE710305260924	68	7.0	79.5	309.2	lineal		
NE710311120826	384	6.4	85.6	306.5	lineal		
NE710411281832	39	7.0	75.0	311.4	lineal		
NE710412061415	35	6.8	75.0	311.3	lineal		
NE710410081436	105	6.5	109.4	308.0	lineal		
NE710206281719	566	7.3	83.4	318.0	lineal		
NE710307270625	470	6.8	76.5	317.3	lineal		
NE710402102033	65	5.6	36.7	329.7	84	0.65	B
NE710210231127	4	6.7	37.6	337.1	149	0.25	B
NE710211032212	4	8.5	37.5	337.4	139	0.35	B
NE710309271133	16	7.3	95.9	344.9	173	0.15	B
<b>NE75</b>							
NE750405281238	17	6.3	115.1	13.8	93	0.50	B
NE750305140603	41	6.7	50.4	88.2	59	0.50	B
NE750309220445	10	6.6	39.2	91.7	144	0.55	B
NE750411211141	14	6.3	48.6	82.8	176	0.45	B
NE750502141805	11	5.8	48.6	92.7	93	0.55	A
NE750210122009	534	6.9	53.2	125.7	172	0.30	A
NE750304272257	559	6.0	53.3	125.5	3	0.25	A
NE750306200619	558	7.1	52.8	125.1	5	0.40	A
NE750307271141	345	6.0	65.9	130.5	7	0.45	A
NE750403170321	290	6.1	66.3	131.5	4	0.35	B
NE750503211223	579	6.9	70.4	133.0	83	0.85	B
NE750504111454	129	6.1	48.2	130.3	9	0.50	A
NE750506132244	116	7.8	63.2	133.3	9	0.40	A
NE750404080457	10	6.4	64.7	166.6	176	0.75	A
NE750305041315	62	6.7	84.8	232.0	125	0.40	A
NE750210041905	621	6.3	79.9	240.2	45	0.55	B
NE750210170423	627	6.2	78.8	240.9	lineal		
NE750305191043	563	6.0	78.0	242.5	143	0.50	B
NE750307270204	212	6.6	78.1	238.8	136	0.45	B
NE750310150219	582	6.0	77.9	242.7	65	0.35	B
NE750401251143	129	6.7	73.8	241	105	0.25	A

NE750503191734	598	6.3	80.8	239.8	51	0.35	B
NE750503301741	588	6.2	81.3	239.4	74	0.45	B
NE750206172126	33	6.7	87.6	254.7	104	0.60	B
NE750204261606	86	7.1	94.9	287.3	47	0.45	B
NE750206281719	566	7.3	88.4	319.5	155	1.00	B
NE750211170453	459	7.3	77.1	317.2	136	0.90	B
NE750305260924	68	7.0	84.3	310.9	115	0.75	A
NE750306162208	175	6.9	66.4	321.7	156	0.65	A
NE750307270625	470	6.8	81.5	319.0	137	0.90	A
NE750404111806	41	6.1	80.2	313.3	156	0.80	A
NE750406040148	72	5.6	45.7	320.7	174	0.70	B
NE750406101519	189	6.9	66.3	321.9	115	0.40	B
NE750411281832	39	7.0	79.9	313.2	115	0.65	A
NE750412061415	35	6.8	79.9	313.1	115	0.70	A
NE750210231127	4	6.7	42.7	337.7	169	0.65	A
NE750211032212	4	8.5	42.5	337.9	4	0.70	A
NE750402102033	65	5.6	41.8	331.0	34	0.70	B
<b>NE80</b>							
NE800405281238	17	6.3	111.9	13.9	156	0.55	A
NE800305140603	41	6.7	49.9	91.1	176	0.3	B
NE800309220445	10	6.6	38.9	95.9	1	0.4	B
NE800411211141	14	6.3	48.4	95.9	176	0.3	A
NE800212231346	33	6	27.8	112.8	39	0.45	B
NE800409091633	25	6	30.7	107.3	62	0.75	B
NE800412142320	10	6.8	30.2	105.1	134	0.5	B
NE800304272257	559	6	54.8	127.8	100	0.65	A
NE800306200619	558	7.1	54.3	127.4	95	0.75	A
NE800403170321	289	6.1	68.1	132.9	111	0.5	A
NE800411120636	568	6.1	73.6	135.3	99	0.6	A
NE800506132244	115	7.8	65.1	134.9	114	0.55	A
NE800407081954	10	6	55.3	184.0	154	0.45	B
NE800407112346	12	6.1	52.3	197.4	105	0.5	A
NE800301040515	378	6.5	80.7	239.6	160	0.3	A
NE800303141254	274	6.4	76.9	240.7	57	0.6	B
NE800307270204	212	6.6	80.2	238.6	111	0.1	B
NE800401251143	129	6.7	75.8	240.6	114	0.3	B
800401251143PP	129	6.7	75.8	240.6	100	0.5	B
NE800407150427	565	7.1	79.8	242.6	96	0.35	B
NE800411172109	622	6.6	81.2	240.6	90	0.4	A
NE800305191043	563	6.0	79.9	242.3	115	0.25	A
NE800310150219	582	6.0	79.8	242.5	132	0.2	A
NE800403122213	271	6.0	75.7	242.1	90	0.2	B
NE800404140133	143	6	76.7	240.0	121	0.3	A
NE800502050334	143	7.0	91.8	289.6	47	0.5	A
NE800305260924	68	7.0	82.6	310.8	38	0.9	B

NE800311120826	384	6.4	88.8	308.3	46	0.85	A
NE800410150408	94	6.7	104.0	309.7	62	0.75	A
NE800412061415	35	6.8	78.1	312.8	103	0.65	A
NE800411281832	39	7.0	78.1	313.0	129	0.7	A
NE800307270625	470	6.8	79.4	318.8	85	0.7	A
NE800406040148	72	5.6	43.6	318.5	52	0.7	A
NE800211170453	459	7.3	75	316.9	50	0.7	A
NE800306162208	175	6.9	64.2	320.8	62	0.7	A
NE800406101519	189	6.9	64.1	321.0	76	0.7	A
NE800412282107	252	5.8	49.3	315.9	100	0.95	B
NE800211032212	4	8.5	37.5	337.4	61	0.6	B
NE800401270950	75	5.6	40.4	323.6	123	0.7	B
NE800402102033	65	5.6	39.3	328.9	67	0.8	B
NE800404052124	187	6.6	113.2	357.1	159	0.55	A
NE800309271133	16	7.3	97.8	347.1	153	0.4	A
NE800310010103	10	6.7	97.7	347.2	159	0.5	A

## H. Método de Park

El método desarrollado por *Park* [1996] está limitado a medios anisótropos con simetría hexagonal. La ventaja de este método es que el azimut y la inclinación del eje de simetría en las capas anisótropas se toman en cuenta directamente en la formulación. La restricción del método de *Park* [1996] al sistema hexagonal no es una limitación fuerte para nuestro estudio, ya que este tipo de simetría se usa típicamente para modelar la anisotropía en la corteza y en el manto.

Consideremos un medio estratificado y llamemos  $\hat{w}$  al vector que define la dirección del eje de simetría. Las propiedades elásticas del medio son constantes en cada capa encima del semi espacio pero la orientación de  $\hat{w}$  puede variar de una capa a otra. Expresemos las propiedades elásticas en función de la profundidad como  $\Lambda(z)$ , donde  $\Lambda_{ijkl}$  es el tensor esfuerzo-deformación de orden 4. Si el eje de simetría es horizontal, podemos expresar la dependencia azimutal de las velocidades de ondas  $P$  y  $SV$  al cuadrado para propagación horizontal, en términos del ángulo  $\xi$  a partir de  $\hat{w}$ , como lo describen las fórmulas de *Backus* [1965] y *Park* [1993]:

$$\begin{aligned}\rho\alpha^2(\xi) &= A + B \cos(2\xi) + C \cos(4\xi) \\ \rho\beta^2(\xi) &= D + E \cos(2\xi)\end{aligned}\quad (64)$$

En un medio isótropo,  $B = C = E = 0$  y  $A = \lambda + 2\mu$  y  $D = \mu$ , donde  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé. *Park* [1993] mostró cómo estas relaciones se pueden generalizar a otras orientaciones de  $\hat{w}$ . Suponemos un planeta plano, con  $z = 0$  en la superficie libre, y  $z$  dirigido hacia el centro de la tierra. Suponemos también una onda plana de la forma:

$$U(x, t) = u(x) \exp[i(\vec{k} \cdot x - \omega t)] \quad (65)$$

En cada capa, el tensor elástico se puede expresar:

$$\Lambda = A\Lambda_A + B\Lambda_B + C\Lambda_c + D\Lambda_D + E\Lambda_E \quad (66)$$

Donde:

$$\begin{aligned}\Lambda_A &= I \otimes I \\ \Lambda_B &= W \otimes I + I \otimes W \\ \Lambda_c &= 8W \otimes W - I \otimes I \\ \Lambda_D &= (13)I \otimes I + (14)I \otimes I - 2I \otimes I \\ \Lambda_E &= 2[(13)\Lambda_B + (14)\Lambda_B - 2\Lambda_B] + \Lambda_D\end{aligned}\quad (67)$$

Donde  $\otimes$  es el producto tensorial y  $W = \hat{w} \otimes \hat{w} - \frac{1}{2}I$ , donde  $I$  es el tensor identidad. La permutación  $(ij)$  indica el intercambio de los índices  $i$  y  $j$ , por ejemplo  $\{(13)I \otimes I\}_{ijkl} = \delta_{kj}\delta_{il}$ . Un tensor isótropo  $\Lambda^{(0)}$  contiene solamente términos proporcionales a los tensores isótropos  $\Lambda_A$  y  $\Lambda_D$ , y tampoco depende de  $\hat{w}$ . En coordenadas cartesianas, en una capa, la ecuación del momento es:

$$\rho\delta_i^2 u_i = \Lambda_{ijkl} u_{k,il} \quad (68)$$

Consideramos una solución de onda plana de la forma:

$$U(x, t) = u_0 \exp[i(\vec{k} \cdot x - \omega t)] \quad (69)$$

Con  $k$  real. La solución es un vector propio de la matriz de Christoffel  $C = \hat{k} \cdot \Lambda \cdot \hat{k}$  usando la ecuación:

$$(k^2 C - \rho\omega^2 I) \cdot u_0 = 0 \quad (70)$$

Donde  $k = |\vec{k}|$  y  $\hat{k} = \vec{k}/k$ . Suponemos que  $\vec{k} \cdot \hat{w} = \cos \xi$ . Así:

$$\begin{aligned}
\hat{k} \cdot \Lambda_A \cdot \hat{k} &= \hat{k} \otimes \hat{k} \\
\hat{k} \cdot \Lambda_B \cdot \hat{k} &= (\hat{k} \otimes \hat{w} + \hat{w} \otimes \hat{k}) \cos \xi - \hat{k} \otimes \hat{k} \\
\hat{k} \cdot \Lambda_C \cdot \hat{k} &= 8 \hat{w} \otimes \hat{w} \cos^2 \xi - 4(\hat{k} \otimes \hat{w} + \hat{w} \otimes \hat{k}) \cos \xi + \hat{k} \otimes \hat{k} \\
\hat{k} \cdot \Lambda_D \cdot \hat{k} &= I - \hat{k} \otimes \hat{k} \\
\hat{k} \cdot \Lambda_E \cdot \hat{k} &= 2 \hat{w} \otimes \hat{w} + I \cos 2\xi - 2(\hat{k} \otimes \hat{w} + \hat{w} \otimes \hat{k}) \cos \xi + \hat{k} \otimes \hat{k}
\end{aligned} \tag{71}$$

Las ondas  $P$ ,  $SV$  y  $SH$  pueden acoplarse en cada interfase en un medio estratificado con un eje de simetría general  $\hat{w}$ . Todas las ondas que se propagan hacia arriba y hacia abajo comparten el mismo número de onda horizontal. Escribimos  $k/\omega = p\hat{x} + v\hat{z}$  donde  $p$  y  $v$  son las lentitudes horizontal y vertical respectivamente. En un medio anisótropo general, hay tres ondas ascendentes y tres descendentes. Fijando el valor de  $p$ , la relación de Christoffel tiene seis soluciones posibles para  $v$ , las que se determinan resolviendo el problema de valores propios cuadrático:

$$(p^2 T - \rho I + vpS + v^2 R) \cdot u = 0 \tag{72}$$

Donde

$$\begin{aligned}
T &= (A - B + C - D + E) \hat{x} \otimes \hat{x} + (D + (2w_x^2 - 1)E)I \\
&\quad + (8w_x^2 C + 2E) \hat{w} \otimes \hat{w} + (B - 4C - 2E)w_x (\hat{w} \otimes \hat{x} + \hat{x} \otimes \hat{w}) \\
S &= (A - B + C - D + E)(\hat{x} \otimes \hat{z} + \hat{z} \otimes \hat{x}) + 4w_x w_z EI \\
&\quad + 16w_x w_z C \hat{w} \otimes \hat{w} + (B - 4C - 2E) \\
&\quad \times [w_z (\hat{w} \otimes \hat{x} + \hat{x} \otimes \hat{w}) + w_x (\hat{w} \otimes \hat{z} + \hat{z} \otimes \hat{w})] \\
R &= (A - B + C - D + E) \hat{z} \otimes \hat{z} + (D + (2w_z^2 - 1)E)I \\
&\quad + (8w_z^2 C + 2E) \hat{w} \otimes \hat{w} + (B - 4C - 2E)w_z (\hat{w} \otimes \hat{z} + \hat{z} \otimes \hat{w})
\end{aligned} \tag{73}$$

Definiendo  $\tilde{T} = R^{-1} \cdot (p^2 T - \rho I)$  y  $\tilde{S} = pR^{-1} \cdot S$  podemos escribir (72) de otra forma:

$$(\tilde{T} + v\tilde{S} + v^2 I) \cdot u = 0 \tag{74}$$

Este sistema de  $3 \times 3$  puede ser solucionado usando un sistema de  $6 \times 6$ :

$$(\tilde{T} - v\tilde{I}) \cdot \tilde{U} = \left( \begin{bmatrix} -\tilde{S} & -\tilde{T} \\ I & 0 \end{bmatrix} - v \begin{bmatrix} I & 0 \\ 0 & I \end{bmatrix} \right) \cdot \begin{bmatrix} v u \\ u \end{bmatrix} \tag{75}$$

Al resolver (75), obtenemos tres ondas ascendentes y tres ondas descendentes. Para solucionar la ecuación de movimiento en un apilamiento de capas con propiedades

constantes, se usa la igualdad de las condiciones de frontera en cada interfase, en términos de desplazamiento y tracción. Definimos el vector  $f(z)$  para cada onda plana asociada con un vector propio  $u$  y un valor propio  $v$  de la matriz del sistema (75). Dejando el factor de propagación  $\exp[i(\vec{k} \cdot x - \omega t)]$  implícito:

$$f^T(z) = [u_x, u_y, u_z, T_{zx}, T_{zy}, T_{zz}] \exp[i\omega v z] \quad (76)$$

Las componentes de la tracción pueden ser expresadas como una combinación lineal de los vectores  $\hat{z}, \hat{w}, \vec{k}$  y  $u$ :

$$\begin{aligned} \hat{z} \cdot \Lambda : \varepsilon = & [(\vec{k} \cdot u)(A - B + C - 2D + 2E) \\ & + (\vec{k} \cdot \hat{w})(u \cdot \hat{w})(B - 4C - 4E)]\hat{z} \\ & + [u_z(D - E) + 2(u \cdot \hat{w})w_z E]\vec{k} \\ & + [\omega v(D - E) + 2(\vec{k} \cdot \hat{w})w_z E]u \\ & + \{(\vec{k} \cdot u)w_z(B - 4C - 4E) + 8(\vec{k} \cdot \hat{w})(u \cdot \hat{w})w_z C \\ & + 2[(\vec{k} \cdot \hat{w})u_z + \omega v(u \cdot \hat{w})]E\}\hat{w} \end{aligned} \quad (77)$$

Donde el factor de fase  $\exp[i(\vec{k} \cdot x - \omega t)]$  es implícito.

Consideremos un apilamiento de  $K$  capas anisótropas elásticas sobre un semi espacio isótropo. Debajo de la superficie libre  $z = z_0 = 0$ , la base de la capa  $k$  está a la profundidad  $z_k$ . Las propiedades elásticas de la capa  $k$  son determinadas por su eje de simetría  $\hat{w}_k$  y sus parámetros elásticos  $A^{(k)}, B^{(k)}, C^{(k)}, D^{(k)}, E^{(k)}$ . Suponemos que la dependencia oscilatoria es  $\exp[i\omega(px - t)]$  con una lentitud horizontal fija  $p$  y una frecuencia  $\omega$ . En la capa  $k$ , el vector de desplazamiento-tracción  $f^{(k)}(z)$  del movimiento de onda

$$f^{(k)T} = [u_x(z), u_y(z), u_z(z), T_{zx}(z), T_{zy}(z), T_{zz}(z)] \quad (78)$$

puede ser expresado como combinación lineal de vectores de desplazamiento-tracción asociados con las soluciones de (75). Para propiciar estabilidad numérica, el factor exponencial de las ondas ascendentes (hacia  $z$  negativo) en la capa  $k$  está referenciado con respecto a  $z_k$ . Es decir que tienen una dependencia respecto a  $z$  proporcional a  $\exp[i\omega v(z - z_k)]$ . El factor exponencial de las ondas descendentes (hacia  $z$  positivo) está referenciado con respecto a  $z_{k-1}$ . Si  $E^{(k)}$  es una matriz cuyas columnas representan los

vectores de desplazamientos-esfuerzos de las soluciones de (75), y  $c$  es un vector que define la combinación lineal de estas soluciones en la capa, con referencia en su límite superior o inferior, entonces:

$$f^{(k)}(z) = E^{(k)} \cdot Y^{(k)}(z) \cdot c^{(k)} \quad (79)$$

Para  $z_{k-1} \leq z \leq z_k$ . Juntamos las tres ondas ascendentes en las tres primeras columnas de  $E^{(k)}$  y las tres descendentes en las tres últimas columnas. La matriz  $Y^{(k)}$  es diagonal:

$$Y^{(k)}(z) = \text{diag}\{e^{i\omega v_1(z-z_{k-1})}, e^{i\omega v_2(z-z_{k-1})}, e^{i\omega v_3(z-z_{k-1})}, e^{i\omega v_4(z-z_k)}, e^{i\omega v_5(z-z_k)}, e^{i\omega v_6(z-z_k)}\} \quad (80)$$

La partición de las soluciones de (75) en grupos de ondas ascendentes y descendentes motiva la partición de  $E^{(k)}$  y  $Y^{(k)}$  en submatrices de  $3 \times 3$  y  $c^{(k)}$  en un subvector de  $3 \times 1$  para distinguir entre reflexión y transmisión y para separar lo relacionado a los esfuerzos de lo relacionado a los desplazamientos. Debido a que el vector de desplazamiento-esfuerzo tiene que ser continuo en las interfases, en  $z_k$  tenemos que:

$$\begin{bmatrix} E_{11}^{(k)} & E_{12}^{(k)} \\ E_{21}^{(k)} & E_{22}^{(k)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Y_d^{(k)}(z_k) & 0 \\ 0 & I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_d^{(k)} \\ c_a^{(k)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_{11}^{(k+1)} & E_{12}^{(k+1)} \\ E_{21}^{(k+1)} & E_{22}^{(k+1)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} I & 0 \\ 0 & Y_a^{(k+1)}(z_k) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_d^{(k+1)} \\ c_a^{(k+1)} \end{bmatrix} \quad (81)$$

Donde los subíndices ‘d’ y ‘a’ indican descendentes y ascendentes, respectivamente. La suma de los vectores de desplazamiento-esfuerzos involucrados en la condición de frontera pueden ser acomodados en grupos de ondas que se acercan a la interfase definida por  $z_k$  y ondas que salen de ella. Este arreglo puede ser usado para obtener una expresión simple de la reflexión y transmisión de las ondas que inciden en esta interfase:

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} c_d^{(k+1)} \\ c_a^{(k)} \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} E_{11}^{(k+1)} & -E_{12}^{(k)} \\ E_{21}^{(k+1)} & -E_{22}^{(k)} \end{bmatrix}^{-1} \times \begin{bmatrix} E_{11}^{(k)} & -E_{12}^{(k+1)} \\ E_{21}^{(k)} & -E_{22}^{(k+1)} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} Y_d^{(k)}(z_k) & 0 \\ 0 & Y_a^{(k+1)}(z_k) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} c_d^{(k)} \\ c_a^{(k+1)} \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} T_d^{(k)} & R_{ad}^{(k)} \\ R_{du}^{(k)} & T_a^{(k)} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} c_d^{(k)} \\ c_a^{(k+1)} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (82)$$

A partir de este momento, el cálculo recursivo de las matrices  $\hat{R}_{da}^{(k)}$  y  $\hat{T}_d^{(k)}$  que representan los coeficientes generalizados de reflexión y de transmisión siguen de *Chen* [1993] y *Kennett* [1983]. Los coeficientes generalizados son calculados de manera recursiva desde la capa superior hacia la interfase con el semi espacio isótropo, por lo que es suficiente hacer los cálculos para  $k = 1$ , que es la interfase en la base de la capa más somera. Los vectores de

coeficientes  $c_a^{(1)}$  y  $c_d^{(2)}$  de las ondas que salen de la interfase  $z = z_1$  se expresan en término de los vectores de coeficientes que llegan a esta interfase:

$$\begin{aligned} c_a^{(1)} &= R_{da}^{(1)} \cdot c_d^{(1)} + T_a^{(1)} \cdot c_a^{(2)} \\ c_d^{(2)} &= T_d^{(1)} \cdot c_d^{(1)} + R_{ad}^{(1)} \cdot c_a^{(2)} \end{aligned} \quad (83)$$

Forzar la condición de frontera en la superficie libre, (82) nos da para  $z_0 = 0$ :

$$0 = E_{21}^{(1)} \cdot c_d^{(1)} + E_{22}^{(1)} \cdot Y_a^{(1)}(0) \cdot c_a^{(1)} \quad (84)$$

Lo que es equivalente a:

$$c_d^{(1)} = -(E_{21}^{(1)})^{-1} \cdot E_{22}^{(1)} \cdot Y_a^{(1)}(0) \cdot c_a^{(1)} = \hat{R}_{ad}^{(0)} \cdot c_a^{(1)} \quad (85)$$

Sustituyendo (85) en (83) obtenemos la formula para los coeficientes generalizados de reflexión y transmisión:

$$\begin{aligned} c_a^{(1)} &= (1 - R_{da}^{(1)} \cdot \hat{R}_{ad}^{(0)})^{-1} \cdot T_a^{(1)} \cdot c_a^{(2)} = \hat{T}_a^{(1)} \cdot c_a^{(2)} \\ c_d^{(2)} &= (T_d^{(1)} \cdot \hat{R}_{ad}^{(0)} \cdot \hat{T}_a^{(1)} + R_{ad}^{(1)}) \cdot c_a^{(2)} = \hat{R}_{ad}^{(1)} \cdot c_a^{(2)} \end{aligned} \quad (86)$$

Los coeficientes generalizados de reflexión y refracción en la capa más profunda se calculan de manera recursiva, usando  $\hat{R}_{ad}^{(1)}$  para calcular  $\hat{T}_a^{(2)}$ ,  $\hat{R}_{ad}^{(2)}$  ...etc. Los coeficientes de las ondas planas en la capa somera son obtenidos a partir de la onda incidente en la base del apilamiento usando (85) y:

$$c_a^{(1)} = \hat{T}_a^{(1)} \cdot \hat{T}_a^{(2)} \cdot \dots \cdot \hat{T}_a^{(K)} \cdot c_a^{(K+1)} \quad (87)$$

El movimiento de partículas en la superficie es una combinación lineal de estas ondas. Debido a que las submatrices de reflexión y transmisión en (82) tienen factores de propagación y de fase que dependen de la frecuencia  $\omega$ , la respuesta de transmisión del medio debe de ser calculada para cada frecuencia discreta de la transformada de Fourier de la ondícula incidente en la base del apilamiento. El movimiento de partícula en la superficie se obtiene calculando la transformada de Fourier inversa.

## I. Prueba comparativa de los dos métodos

A continuación se muestra un ejemplo de sismogramas sintéticos obtenidos con el programa basado en *Keith y Crampin* [1977a, 1977b, 1977c] y con el basado en *Park* [1996] para la misma estructura.

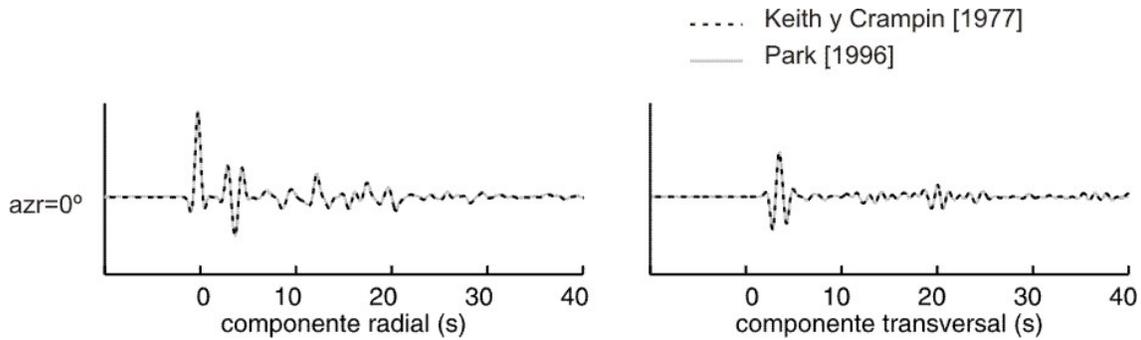


Figura 72: Prueba comparativa entre los métodos de *Keith y Crampin* [1977] y *Park* [1996]. Los sismogramas sintéticos fueron calculados con base al modelo para la estación NE75 (ver Tabla XIII).

Solamente se grafica los sismogramas sintéticos obtenidos para el azimut  $0^\circ$ . Para los demás azimutes el acuerdo es igual que en la Figura 72. Las trazas son casi idénticas.

## J. Relación entre los coeficientes de Love y los parámetros anisótropos

Consideremos un medio anisótropo con simetría hexagonal y con eje de simetría vertical ( $e_3$ ). Entonces, los coeficientes  $A$ ,  $C$ ,  $F$ ,  $L$ , y  $N$  [*Love*, 1927] pueden ser expresados a partir de las componentes isotrópicas de un modelo con velocidades promedio de ondas  $P$  ( $V_p$ ) y  $S$  ( $V_s$ ) y la densidad  $\rho$ , y las componentes anisótropas, las cuales son el rango de velocidades de las ondas  $P$  ( $dV_p$ ) y  $S$  ( $dV_s$ ) y el parámetro  $\eta$  propio al tipo de roca considerado [*Farra et al.*, 1991]. De esta manera podemos definir:

$$\frac{C}{\rho} = \left( V_p + \frac{dV_p}{2} \right)^2 \quad (88)$$

$$\frac{A}{\rho} = \left( V_p - \frac{dV_p}{2} \right)^2 \quad (89)$$

$$\frac{L}{\rho} = \left( V_s + \frac{dV_s}{2} \right)^2 \quad (90)$$

$$\frac{N}{\rho} = \left( V_s - \frac{dV_s}{2} \right)^2 \quad (91)$$

$$F = \eta(A - 2L) \quad (92)$$

## K. Rotación de un tensor

Para tomar en cuenta los ángulos que existen entre la dirección con la cual incide la onda P en la base del apilamiento y los ejes de simetría que definen las capas anisótropas del modelo estudiado, se necesita rotar los tensores de cada capa anisótropa. En el caso del método de *Park* [1996], el azimut y la inclinación de los ejes de simetría en cada capa anisótropa están incluidas en la formulación. Si  $U = u_{ij}$  es la matriz de rotación convencional para un vector, el tensor resultante de esta rotación se obtiene con la expresión siguiente:

$$R(T_i) = T_{rotación} \times T_i \times T_{rotación}' \quad (93)$$

con

$$T_{rotación} = \begin{bmatrix} u_{11}^2 & u_{12}^2 & u_{13}^2 & 2u_{12}u_{13} & 2u_{13}u_{11} & 2u_{11}u_{12} \\ u_{21}^2 & u_{22}^2 & u_{23}^2 & 2u_{22}u_{23} & 2u_{23}u_{21} & 2u_{21}u_{22} \\ u_{31}^2 & u_{32}^2 & u_{33}^2 & 2u_{32}u_{33} & 2u_{33}u_{31} & 2u_{31}u_{32} \\ u_{21}u_{31} & u_{22}u_{32} & u_{23}u_{33} & u_{22}u_{33} + u_{23}u_{32} & u_{23}u_{31} + u_{21}u_{33} & u_{21}u_{32} + u_{22}u_{31} \\ u_{31}u_{11} & u_{32}u_{12} & u_{33}u_{13} & u_{32}u_{13} + u_{33}u_{12} & u_{33}u_{11} + u_{31}u_{13} & u_{31}u_{12} + u_{32}u_{11} \\ u_{11}u_{21} & u_{12}u_{22} & u_{13}u_{23} & u_{12}u_{23} + u_{13}u_{22} & u_{13}u_{21} + u_{11}u_{23} & u_{11}u_{22} + u_{12}u_{21} \end{bmatrix} \quad (94)$$

## L. Lista de eventos usados para obtener las funciones de receptor apiladas

Tabla XX: Lista de los eventos usados para obtener las FR apiladas. Para cada una de las tres estaciones, se indican los eventos que proporcionaron buenas funciones de receptor, la distancia epicentral  $\Delta$  y el azimut de regreso (*azr*). La X indica que el evento no fue registrado, la señal cruda no es de buena calidad, la FR obtenida es de mala calidad o que no es consistente con las demás FR obtenidas para azimutes de regreso parecidos.

Origen		Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	M	NE71		NE75		NE81	
Fecha	Hora					$\Delta$ (°)	azr (°)	$\Delta$ (°)	azr(°)	$\Delta$ (°)	azr(°)
2002/04/26	16:06:07	13.1	144.6	86	7.1	91.1	286.0	94.9	287.3	X	
2002/06/17	21:26:23	-12.6	166.4	33	6.7	86.3	252.9	87.6	254.7	X	
2002/06/28	17:19:30	43.8	130.7	566	7.3	83.4	318.0	88.4	319.5	X	
2002/08/02	23:11:39	29.3	139.0	426	6.3	86.5	302.3	x		X	
2002/09/24	03:57:22	-31.5	-69.2	119	6.3	76.8	140.3	71.7	141.6	X	
2002/10/04	19:05:49	-21.0	-179.0	621	6.3	80.1	237.9	79.9	240.2	X	
2002/10/12	20:09:11	-8.3	-71.7	534	6.9	57.9	125.6	53.2	125.7	X	
2002/10/17	04:23:56	-19.8	-178.4	627	6.2	78.8	238.3	78.8	240.9	X	
2002/10/22	11:39:04	-20.6	-178.4	549	6.2	79.2	237.7	x		X	
2002/10/23	11:27:19	63.5	-147.9	4	6.7	37.6	337.1	42.7	337.7	42.3	335.7
2002/11/03	22:12:41	63.5	-147.4	4	8.5	37.5	337.4	42.5	337.9	42.2	335.9
2002/11/17	04:53:53	47.8	146.2	459	7.3	72.1	315.4	77.1	317.2	77.8	318.0
2002/11/20	21:32:31	35.4	74.5	33	6.3	112.5	350.8	x		X	
2002/11/21	02:53:15	12.4	-82.2	7	5.8	36.5	114.3	x		30.3	117.1
2002/12/23	13:46:11	17.0	-85.6	33	6	31.1	111	x		25.0	113.1
2003/01/04	05:15:04	-20.6	-177.7	378	6.5	78.7	237.3	x		81.9	241.3
2003/01/20	08:43:06	-10.5	160.8	33	7.3	89.8	257.6	91.5	259.1	X	
2003/03/14	12:54:12	-17.4	-175.2	274	6.4	74.9	238.2	x		X	
2003/04/27	22:57:45	-8.2	-71.6	559	6.0	58.0	125.4	53.3	125.5	X	
2003/05/04	13:15:19	-30.5	-178.2	62	6.7	85.5	230.0	84.8	232	X	
2003/05/14	06:03:36	18.3	-58.6	41	6.7	53	90.2	50.4	88.2	X	
2003/05/19	10:43:23	-18.0	-178.7	563	6.0	77.8	239.9	78.0	242.5	81.3	244
2003/05/26	09:24:33	38.9	141.6	68	7.0	79.5	309.2	84.3	310.9	85.4	312.1
2003/05/26	19:23:28	2.4	128.9	31	7.0	110.0	285.9	x		116.0	288.6
2003/05/26	23:13:30	6.8	123.7	566	6.9	111.5	292.9	115.7	293.1	117.6	296.0
2003/06/16	22:08:02	55.5	160.0	175	6.9	63.5	320.6	66.4	321.7	66.9	321.8
	06:19:39	-7.6	-71.7	558	7.1	57.5	125.0	52.8	125.1	51.4	128.9

2003/06/20											
2003/07/27	02:04:11	-21.1	-176.6	212	6.6	78.2	236.3	78.1	238.8	X	
2003/07/27	06:25:32	47.2	139.2	470	6.8	76.5	317.3	81.5	319.0	X	
2003/07/27	11:41:27	-20.1	-65.2	345	6.0	70.8	129.7	65.9	130.5	X	
2003/08/21	12:12:50	-45.1	167.1	28	7.2	103.4	225.2	x		X	
2003/09/06	02:08:14	-4.6	-106.0	10	6.1	37.5	163.7	x		33.4	174.1
2003/09/22	04:45:36	19.8	-70.7	10	6.6	42.1	95.1	39.2	91.7	36.5	95.5
2003/09/27	11:33:25	50.0	87.8	16	7.3	95.9	344.9	100.8	356.6	99.8	348.7
2003/10/01	01:03:25	50.2	87.7	10	6.7	95.2	345.0	100.7	346.7	99.7	348.8
2003/10/15	02:19:44	-17.8	-178.7	582	6.0	77.7	240.1	77.9	242.7	81.2	244.2
2003/11/12	08:26:44	33.2	137.1	384	6.4	85.6	306.5	x		91.6	309.6
2003/12/01	01:38:32	42.9	80.5	10	6.0	104.2	347.6	x		x	
2004/01/25	11:43:12	-16.8	-174.2	129	6.7	73.8	238.0	73.8	241	77.1	242.5
2004/02/10	20:33:51	59.4	-152.0	65	5.6	36.7	329.7	41.8	331.0	41.8	328.8
2004/03/12	22:13:14	-15.6	-175.1	271	6.0	73.6	239.6	x		77.1	244.1
2004/03/17	03:21:08	-21.1	-65.6	290	6.1	71.2	130.7	66.3	131.5	65.3	134.5
2004/04/05	21:24:04	36.5	71.0	187	6.6	111.8	354.0	116.4	356.5	x	
2004/04/08	04:57:50	-36.3	-97.8	10	6.4	x		64.7	166.6	65.7	169.6
2004/04/09	15:23:35	-13.2	167.2	228	6.5	85.9	252.0	87.2	253.8	90.4	255.3
2004/04/11	18:06:12	42.9	144.8	41	6.1	75.3	311.4	80.2	313.3	x	
2004/04/14	01:33:05	-17.9	-174.6	143	6	74.7	237.5	x		78.0	241.9
2004/05/28	12:38:44	36.2	51.6	17	6.3	111.4	10.8	115.1	13.8	112.8	16.4
2004/06/04	01:48:03	54.5	-163.9	72	5.6	40.7	318.4	45.7	320.7	x	
2004/06/08	08:55:53	17.5	-83.5	10	5.9	x		x		26.5	109.6
2004/06/10	15:19:58	55.7	160.0	189	6.9	61.2	320.0	66.3	321.9	66.8	322.0
2004/07/01	09:20:44	54.1	-35.3	10	5.6	x		x		58.1	41.9
2004/07/08	19:54:34	-25.1	-116.0	10	6	x		x		54.0	187.1
2004/07/11	23:46:12	-20.3	-126.9	12	6.1	52.7	193.0	49.1	197.6	51.6	200.8
2004/07/15	04:27:15	-17.7	-178.8	565	7.1	77.0	241.1	77.9	242.9	x	
2004/08/01	19:44:47	-13.4	-112.2	10	5.8	44.9	174.9	x		41.2	183.7
2004/08/10	01:47:33	36.4	70.8	207	6.0	111.9	354.2	x		x	
2004/08/15	03:41:17	-6.2	-107.2	10	5.6	x		x		35.0	175.7

2004/09/09	16:33:22	17.8	-81.6	25	6	34	105.9	x		x	
2004/09/18	07:07:48	23.1	-67.6	10	5.7	43.4	88.9	x		38.0	88.8
2004/10/08	08:27:53	-11.0	162.2	36	6.8	88.9	256.5	90.5	258.0	93.6	259.5
2004/10/08	14:36:06	13.9	120.6	105	6.5	109.4	308.0	x		x	
2004/10/15	04:08:50	24.5	122.7	94	6.7	100.8	307.7	x		x	
2004/11/07	02:02:26	48.0	144.5	474	6.2	73	316.1	x		78.7	318.8
2004/11/17	21:09:13	-20.1	-178.7	622	6.6	79.1	238.4	79.2	240.8	x	
2004/11/21	11:41:08	15.7	-61.7	14	6.3	51.6	94.8	48.6	82.8	x	
2004/11/28	02:35:13	-26.5	-113.8	10	6.6	57.9	177.8	53.5	181.1	x	
2004/11/28	18:32:14	43.0	145.1	39	7.0	75.0	311.4	79.9	313.2	x	
2004/12/06	14:15:12	42.9	145.2	35	6.8	75.0	311.3	79.9	313.1	x	
2004/12/14	23:20:13	19.0	-81.4	10	6.8	33.5	103.9	x		x	
2005/01/18	06:59:04	57.1	-33.8	10	5.7	59.7	38.6	x		x	
2005/02/05	03:34:26	16.0	145.9	143	7.0	88.5	287.8	92.4	289.3	x	
2005/02/05	12:23:19	5.3	123.3	525	7.1	112.7	291.9	x		x	
2005/02/08	14:48:22	-14.3	167.3	206	6.8	86.5	251.1	87.7	252.8	x	
2005/02/14	18:05:59	15.8	-61.7	11	5.8	x		48.6	92.7	x	
2005/02/14	23:38:09	41.7	79.4	22	6.1	105.6	348.1	x		x	
2005/03/19	17:34:46	-21.9	-179.6	598	6.3	81.5	237.9	80.8	239.8	84.1	241.3
2005/03/21	12:23:54	-25.0	-63.5	579	6.9	75.3	132.0	70.4	133.0	69.8	135.7
2005/03/30	17:41:57	-22.5	-179.8	588	6.2	82.0	237.6	81.3	239.4	84.6	240.9
2005/04/11	14:54:07	-7.3	-77.9	129	6.1	53.0	130.2	48.2	130.3	47.2	137.4
2005/06/02	10:56:02	-24.2	-67.0	196	6.1	x		76.6	134.9	66.8	137.7
2005/06/13	22:44:34	-20.0	-69.2	116	7.8	x		63.2	133.3	62.3	136.5