



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
CIENCIAS FÍSICAS Y ASTRONÓMICAS-MENCIÓN GEOFÍSICA

TOMOGRFÍA TELESÍSMICA DE ONDA P EN LA REGIÓN DE AYSÉN

Profesor Guía: Dr. Mathew Robert Miller
Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción

Tesis para optar al título profesional de Geofísica de la Universidad
de Concepción

BEGOÑA FERNANDA PARRAGUEZ LANDAETA
CONCEPCIÓN - CHILE 2011

Director de Tesis : Dr. Matthew R. Miller

Comision : Dr. Matthew Miller

Dr. Andres Tassara

Dr. Arturo Belmonte

*Dedicado a Maria Iveth Landaeta Berkhoff y
Elsa Berkhoff Stoedtner (Q.E.P.D)*

Agradecimientos

Quiero comenzar dando gracias a todas las personas que directa o indirectamente provocaron en mí un estímulo para iniciar, desarrollar y finalizar la presente Tesis. Valoro profundamente su compañía y cariño.

El pilar más importante que me sostuvo y motivó, durante estos siete años de estudio en Concepción, es mi madre y amiga María Iveth Landaeta Berkhoff, quien sin duda cree en mis capacidades y entusiasmo por desarrollar Ciencia. Gracias por tu esfuerzo, alegría, “fortaleza” y amor incondicional. Sin duda esta tesis te la dedico a ti y a mi gran abuela Elsa Berkhoff Stoedtner.

No puedo dejar de nombrar a mi bella familia Diego, Elsa, Kike, Chani e Ignacia que a pesar de la distancia siempre estuvieron junto a mí. Gracias por enseñarme que la perseverancia y el esfuerzo son el camino para lograr los sueños.

Durante el paso por la Universidad encontré (o quizás me encontraron) amigos que hoy y siempre formaran parte de mi familia de la vida, Paloma Cociña, María Belén Pedrero, Patricia Torres, Romilda Vialard, Paz Marquez y Cecilia Donoso presenciaron gran parte de mi desarrollo profesional y personal, acompañándome en momentos de pena y levantándose con bellas alegrías y risas. Gracias por su paciencia y compañía, siempre estarán conmigo en mi corazón, fotos y recuerdos.

Gracias Gonzalo Sepúlveda por acompañarme en el viaje que me motivo a estudiar de la región de Aysén, sin aquel no hubiera pensado en complementar los recuerdos de un bello lugar con la Geofísica.

Me gustaría agradecer a mi profesor guía “Matt” por su continua dedicación, estímulo, confianza y sentido del humor. Valoro la posibilidad de compartir a diario la oficina con él, siempre manteniendo un grato ambiente de trabajo y la disposición de responder cualquier duda o comentario.

Finalmente, agradezco al Departamento de Geofísica por brindarme las herramientas y apoyo necesario para realizar la tesis. Su ayuda hoy por hoy me da la posibilidad de estudiar uno de los lugares más bellos que he conocido en mi vida, la Patagónica Chilena.

Resumen

Tectónicamente la región de Aysén es considerada de gran interés científico, ya que en ella subducta un segmento de la Dorsal de Chile, creado de la divergencia de las placas oceánicas Nazca y Antártica. El lugar de intersección entre la dorsal y la Fosa Chile-Perú es denominado Punto Triple Chileno (PTC), el cual es generado hoy en día por el segmento limitado entre las fallas transformantes Darwin-Taitao, cuya subducción se inicio hace ~ 0.3 Ma bajo la Península de Taitao (Cande y Leslie, 1986).

Manifestaciones de la subducción de la dorsal (segmentos de ella y ventanas astenosféricas) son estudiadas mediante la “Tomografía Telesísmica de onda P”, constituido principalmente por la determinación de tiempos de viaje relativos entre estaciones de la red que a su vez son relativos a un modelo de referencia de velocidad, en este caso IASPEI91. Los puntos recién nombrados, son utilizados por el proceso de inversión perturbando el modelo de velocidad teórico propuesto. Este proceso finaliza obteniendo las imágenes que exponen la distribución de la anomalía de lentitud en la región.

Para su generación se utilizó dos redes sísmicas independientes, desplegadas entre el 20 de enero, 2004 y 02 de junio, 2006. Las imágenes se generan utilizando 238 eventos sísmicos, 3957 rayos y 80 estaciones.

Las placas en cuestión, presentan características importantes que controlan y generan la ventana astenosférica. Bajo esta zona se observaron dos ventanas: La primera relacionada con la subducción del segmento de dorsal hace 3 Ma, ubicada entre las fallas transformantes Taitao-Tres Montes cuya anomalía de baja velocidad se encuentra desplazada hacia el sur de la proyección del modelo y se ubica entre los 50-150 [km] de profundidad, y la segunda generada hace 6 Ma ubicada entre las fallas transformantes Tres Montes y Esmeralda, situada entre los 100-250 [km] de profundidad y levemente desplazada hacia el noreste de las proyecciones del modelo geodinámico planteado por Cande y Leslie (1986).

Las imágenes resuelven la placa de Nazca, mostrando una baja anomalía de lentitud (alta velocidad), cuya estimación del espesor es aproximadamente 60-70 [km] concordando con lo observado en imágenes tomográficas de otras zonas de subducción en el mundo. Se estima que el ángulo de subducción final en el manto relacionado con la baja anomalía de

lentitud de la placa en cuention disminuye a medida que nos acercamos al PTC. La placa Antártica no es bien resuelta ya que la mayoría de las estaciones se ubican sobre y al norte de la ventana de 6 Ma.

Diversas anomalías son correlacionadas con la geología del lugar: Bahía Murta (Basaltos de inundación con edades jóvenes); Pto. Sánchez y Península Tres Montes (actividad termal); Mesetas Chile Chico y Lago Buenos Aires (lavas concordantes con la generación de la ventana de 10-12 Ma y ubicadas bajo la ventana de 6 Ma); Volcanes Hudson, Macá y Cay, entre otros.

Las Mesetas Lago Buenos Aires presentan edades y composición de lavas concordantes con la generación de la ventana astenosférica de 10-12 Ma aun cuando no se encontrara desarrollada esta ventana bajo ellas. Planteándose la existencia de una ramificación de esta la cual abasteció a las mesetas en cuestión.

Mediante la observación de las imágenes (perfiles Sur-Norte, Oeste-Este y en profundidad) se identifican estos brazos, que en este caso proviene de la ventana generada hace 6 Ma, que asciende y expande hacia el norte del lago Gral. Carrera-Buenos Aires. Esta anomalía de baja velocidad se ubica al este de los volcanes Hudson, Maca y Cay, generando un potencial lugar donde afloraran basaltos con edades y composición coherentes con la generación de dicha ventana.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos.	4
1.3. Planteamiento y organización del trabajo.	5
2. Geología de la región de Aysén	7
2.1. Geografía	7
2.2. Tectónica	8
2.3. Magmatismo	10
2.4. Manifestaciones de la existencia de la ventana astenosférica	11
3. Fundamentos de Tomografía	17
3.1. Introducción	17
3.2. Teoría Tomográfica	18
4. Procesamiento de datos	23
4.1. Introducción	23
4.2. Creación de carpetas principales y ordenamiento de datos	23
4.3. Modificación del header y Ttimes	23
4.4. Asignación de calidad y unión de redes	24
4.5. Función de transferencia, definición de T_0 y T_s , filtro y corte de las señales	28
4.6. Restricciones sobre algunas estaciones	30
4.7. Correlación	32
4.8. Creación de los archivos para la inversión	38
4.9. Revisión de los archivos para la tomografía y su error asociado	39
4.9.1. Selección de eventos	40
4.9.2. Selección de estaciones por error.	40
4.10. Determinación de la grilla 3-D	41
4.11. Inversión tomográfica	42
5. Análisis de las imágenes tomográficas	53

6. Conclusiones y Discusión	77
A. Eventos	III
B. Datos	XI
C. Imágenes obtenidas por la división del set original.	XIX
Bibliografía	1

Índice de figuras

1.1.	Características sismotectónicas de la región (Extraído de Haghipour, 2002).	2
2.1.	Distribución de Lavas Neógenas de main (gris) y post (negro) Plateau. Las mesetas de interés se nombran y enmarca en cuadros. SSVZ: Zona Volcánica Sur; AVZ: Zona Volcánica Austral. Obtenida de Gorrington et al, 2000.	12
2.2.	Modelo de evolución espacial y temporal de la ventana astenosférica desde los 10 Ma hasta la actualidad (Modificación Espinoza Gorrington et al, 1997). En cada imagen se observa la Fosa Chile-Perú (línea continua con triángulos negros), las fallas transformantes (líneas segmentadas en negro) delimitan a las ventanas astenosféricas generadas mostrando en gris claro su proyección en superficie. Observar el desplazamiento del Punto Triple Chileno (PTC) hacia el norte y la inconsistencia del modelo geodinámico con las afloraciones de volcanismo de tras arco en las mesetas Chile Chico y Lago Buenos Aires.	13
2.3.	Mapa de la anomalía de Bouguer en los Andes del Sur y Patagónicos. Murdie, 2000. .	15
3.1.	Esquema base de la tomografía telesísmica. En la imagen superior los sismos son identificados por círculos anaranjados, los rayos sísmicos se detallan con líneas continuas negras (la flecha indica su dirección), los triángulos azules representan los sismómetros. En ella podemos visualizar la forma en que viajan los rayos hacia las estaciones a través de diversas estructuras. En la figura inferior, podemos observar como grupos de rayos provenientes de telesismos atraviesan la Tierra y en particular la estructura rosada. El tiempo que tarda la onda en llegar a la superficie esta condicionado por las estructuras de la Tierra y las anomalías por la que cruza (volumen rosado), atrasando o adelantando el tiempo medido.	18
3.2.	Esquema de variación temporal entre estaciones	21
4.1.	Modelo de velocidad IASPEI91 (Kennett y Engdahl, 1991). La línea negra corresponde a la velocidad de onda P y la gris la velocidad de onda S. Los colores dejan en manifiesto las capas en el interior de la tierra: Rojo, corteza; Naranja fuerte, manto superior; Naranja medio, zona de transición manto superior-inferior; Naranja pálido, manto inferior; Amarillo fuerte, Capa D"; Amarillo medio, núcleo externo; Amarillo pálido, núcleo interno. En la ordenada se detalla la velocidad en kilómetros por segundo y en la abscisa la profundidad en kilómetros y nombres de las zonas.	25

- 4.2. Ejemplos calidad de los eventos sísmicos registrados en la región de Aysén. Se aprecian los eventos desde su mejor calidad (1) a la más deficiente (4) en orden descendiente. Cada uno de ellos se encuentra centrado en el valor teórico predicho para la onda P y la señal es filtrada con un pasa banda Butterword cuyas frecuencias se corte son $(0.4/2)$ [Hz]. En la abscisa obtenemos el tiempo en segundos y en la ordenada la amplitud en metros por segundo. 27
- 4.3. Sismograma del evento 2005290192302, estación Península Tres Montes (TRES). Observamos su respectivos tiempos $T_1(P)$, T_0 y $T_s = -0,94$ [s] (diferencia entre ambos). . . . 30
- 4.4. Visualización de los pasos aplicados para encontrar el mejor tiempo de correlación para el evento 2005252195521. Caso I: Centrado en T_0 ; Caso II: Centrado en T_6 y Caso III: Centrado en T_7 36
- 4.5. Comparación entre la estación que posee mayor correlación con las restantes. En este caso se esquematiza el proceso y se muestran solo tres casos del evento 2005252195521. En el título de cada imagen se especifica el evento, la estación de máxima correlación con otra (estación) del evento con sus respectivo coeficiente de correlación. En el margen superior derecho de cada una se observan las estaciones usadas bajo el modo relativo ya que son graficadas relativo a T_7 , cada una asociada al color de la señal. La ventana donde se encontró la correlación es $[3,8, 6,2]$ [s], en el eje de la abscisa se observa el tiempo en segundo y en la ordenada la amplitud en metros por segundos. 37
- 4.6. Visualización de los eventos sísmicos utilizados y desplegados en el globo terráqueo. Las estrellas rojas señalan los eventos y la circunferencias negra señala los 30° de distancia entre el centro de la red y los eventos. 43
- 4.7. Distribución de estaciones en la región de Aysén y cantidad de ondas P utilizadas en el estudio. Las estrellas identifican las estaciones y su color se relaciona con la cantidad de rayos sísmicos registrados. La barra de la derecha pone en manifiesto la graduación de colores asociada a la cantidad de ondas P registradas por cada estación utilizada para tomografía telesísmica. 44
- 4.8. Cantidad de rayos registrados aptos para la realización de la tomografía telesísmica en la región de Aysén. 45
- 4.9. Grilla del modelo 3-D de lentitud. En ella podemos ver como están distribuidos los nodos que posteriormente se utilizan en la inversión de datos. 46
- 4.10. Comparación de parámetros (aplanamiento y suavizado) para el perfil 8-8'. Imagen superior: Aplanamiento: $0.3 \left[\frac{km^2}{s} \right]$, Suavizado: $6 \left[\frac{km^3}{s} \right]$. Imagen inferior: Aplanamiento: $2 \left[\frac{km^2}{s} \right]$, Suavizado: $40 \left[\frac{km^3}{s} \right]$. La primera imagen muestra manifestaciones superficiales (260,440) [km] de la anomalía baja de lentitud las cuales son explicadas con la geología del lugar (MCC y MLBA). En la segunda estas características no se aprecias ya que los parámetros generan una imagen mas difusa sin presencia de rasgos de menor escala, representándose de manera general la placa de Nazca y la ventana astenosférica. 50

4.11. Perfiles Sur-Norte perpendiculares a las fallas transformantes que limitan a los segmentos de Dorsal de Chile, corresponde a 9 imagenes que describen la zona de estudio. Cada perfil se encuentra dividido por segmentos de 100 [km] (colores negro y gris alternados). En la parte inferior izquierda posicionamos la región de estudio en América del Sur. Los triángulos rosas muestran a los volcánes de la zona (ZVS), los segmentos rojos continuos corresponden a los respectivos segmentos de Dorsal de Chile, las líneas segmentadas rojas son sus fallas transformantes, el achurado del mismo color ejemplifica las proyecciones en superficie de las ventanas astenosféricas (3-6-10 Ma), la línea negra segmentada esquematiza el sistema de fallas activas Liquiñe-Ofqui y la línea negra continua con triángulos del mismo color muestra la fosa Chile-Perú.	51
4.12. Perfiles Este-Oeste paralelos a las fallas transformantes que limitan a los segmentos de Dorsal de Chile, corresponde a 12 imágenes que describen la zona de estudio aproximadamente desde la Fosa Chile-Perú hasta el limite oeste del país, cada perfil se encuentra dividido por segmentos de 100 [km] (colores negro y gris alternados). En la parte inferior izquierda posicionamos la región de estudio en América del Sur. Los triángulos rosas muestran a los volcanes de la zona (ZVS), los segmentos rojos continuos corresponden a los respectivos segmentos de Dorsal de Chile, las líneas segmentadas rojas son sus fallas transformantes, el achurado del mismo color ejemplifica las proyecciones en superficie de las ventanas astenosféricas (3-6-10 Ma), la línea negra segmentada esquematiza el sistema de fallas activas Liquiñe-Ofqui y la línea negra continua con triángulos del mismo color muestra la fosa Chile-Perú.	52
5.1. Perfiles Norte-Sur 1-1', 2-2' y escala de anomalía de la lentitud.	62
5.2. Perfiles Norte-Sur 3-3', 4-4' y escala de anomalía de la lentitud.	63
5.3. Perfiles Norte-Sur 5-5', 6-6' y escala de anomalía de la lentitud.	64
5.4. Perfiles Norte-Sur 7-7', 8-8' y escala de anomalía de la lentitud.	65
5.5. Perfil Norte-Sur 9-9' y escala de anomalía de la lentitud.	66
5.6. Perfiles Oeste-Este A-A', B-B' y escala de anomalía de la lentitud.	67
5.7. Perfiles Oeste-Este C-C', D-D' y escala de anomalía de la lentitud.	68
5.8. Perfiles Oeste-Este E-E', F-F' y escala de anomalía de la lentitud.	69
5.9. Perfiles Oeste-Este G-G', H-H' y escala de anomalía de la lentitud.	70
5.10. Perfiles Oeste-Este I-I', J-J' y escala de anomalía de la lentitud.	71
5.11. Perfiles Oeste-Este K-K', L-L' y escala de anomalía de la lentitud.	72
5.12. Perfil Profundidad 50 [km] y escala de anomalía de la lentitud.	73
5.13. Perfiles Profundidad 100 [km], 150 [km] y escala de anomalía de la lentitud.	74
5.14. Perfiles Profundidad 200 [km], 250 [km] y escala de anomalía de la lentitud.	75
5.15. Perfiles Profundidad 300 [km], 350 [km] y escala de anomalía de la lentitud.	76
C.1. Perfiles Sur-Norte 1-1': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XX
C.2. Perfiles Sur-Norte 2-2': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXI

C.3. Perfiles Sur-Norte 3-3': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXII
C.4. Perfiles Sur-Norte 4-4': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXIII
C.5. Perfiles Sur-Norte 5-5': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXIV
C.6. Perfiles Sur-Norte 6-6': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXV
C.7. Perfiles Sur-Norte 7-7': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXVI
C.8. Perfiles Sur-Norte 8-8': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXVII
C.9. Perfiles Sur-Norte 9-9': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXVIII
C.10. Perfiles Oeste-Este A-A': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXIX
C.11. Perfiles Sur-Norte B-B': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXX
C.12. Perfiles Sur-Norte C-C': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXI
C.13. Perfiles Sur-Norte D-D': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXII
C.14. Perfiles Oeste-Este E-E': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXIII
C.15. Perfiles Sur-Norte F-F': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXIV
C.16. Perfiles Sur-Norte G-G': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXV
C.17. Perfiles Sur-Norte H-H': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXVI
C.18. Perfiles Sur-Norte I-I': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXVII
C.19. Perfiles Sur-Norte J-J': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXVIII
C.20. Perfiles Sur-Norte K-K': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XXXIX
C.21. Perfiles Sur-Norte L-L': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XL
C.22. Perfiles Profundidad 50 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLI
C.23. Perfiles Profundidad 100 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLII

C.24.Perfiles Profundidad 150 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLIII
C.25.Perfiles Profundidad 200 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLIV
C.26.Perfiles Profundidad 250 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLV
C.27.Perfiles Profundidad 300 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLVI
C.28.Perfiles Profundidad 350 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.	XLVII

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Los Andes Patagónicos poseen una zona geológica y tectónica interesante para el ámbito científico. A los 46°09' S, las placas Nazca y Antártica (ambas placas oceánicas) se encuentran divergiendo, lugar donde se crea corteza joven proveniente del manto superior, creando la Dorsal de Chile y sus respectivas fallas transformantes. Éstas a su vez, son subductadas (alternadamente) bajo la placa Sudamericana (placa continental) (Cande y Leslie, 1986; Murdie, 2000). El punto de intersección entre la dorsal de Chile y el continente sudamericano es denominado Punto Triple Chileno (PTC). La evolución de la Patagonia Chilena comenzó en el Jurásico, varios millones de años antes de que comience la subducción de la dorsal (Suárez et al., 2000).

A través de estudios paleogeográficos, anomalías magnéticas y geología se ha podido reconstruir el pasado de la interacción entre las placas. Hoy en día estas placas oceánicas poseen características diversas tanto en edad, velocidad, orientación (Cande y Leslie, 1986). Nazca, con su desplazamiento oblicuo y ángulo de subducción, aporta a la generación el sistema de falla Liquiñe-Ofqui, la cual contiene una gran porción de la sismicidad desde los 38° S hasta el Punto Triple de Chile (Lange, 2007). Al sur de este punto la placa Antártica es subductada lentamente y con un ángulo menor a la anterior, provocando una muy baja sismicidad (Heintz, 2005).

En la Figura 1.1 podemos apreciar la sismicidad en el sur de Chile controlada aparentemente por el ángulo de subducción. En ella podemos observar las dorsales del Pacífico Oriental y la de Chile, ambas con sus respectivas fallas transformantes y su velocidad de separación. La intersección de la dorsal de Chile con el continente genera el punto triple, detallado en el recuadro naranja. Levemente al sur de este punto y en el continente se genera la falla de Liquiñe-Ofqui (Línea roja) desde el golfo de Penas (Istmo Ofqui; 46°S) hasta el Liquiñe (40°S). Se detallan las tres placas en cuestión, Nazca (Nz) con una velocidad de convergencia de $84\left[\frac{mm}{año}\right]$, Antártica (Ant) cuya velocidad es de $20\left[\frac{mm}{año}\right]$ (Heintz, 2005) y sudamericana (Sud). A la izquierda del continente podemos observar la línea unida a triángulos rojos correspondiente a la fosa de Chile-Perú. Entre ambos podemos observar diversos círculos y rombos de

Modelos numéricos termales y dinámicos para la subducción de la Dorsal de Chile han manifestado la concordancia con la ventana astenosférica, evidenciando que una vez subductado en el Punto Triple, este continúa separándose pero con una tasa menor (Daniel y Kuszniir, 2001).

El método geofísico utilizado para evaluar la situación de subducción de la Dorsal de Chile y sus respectivas fallas transformantes, cuyo fin es conocer, estudiar y entender la dinámica de subducción y asociarla a manifestaciones superficiales en la región de Aysén, este corresponde a la tomografía telesísmica.

La tomografía es un método de prospección relativamente moderno caracterizado por ser de tipo inverso, es decir, disponiendo de numerosos eventos telesísmicos (lejanos a la zona de estudio) y de un modelo de velocidades, IASPEI91 (Kennett y Engdahl, 1991), ambos necesarios para determinar el tiempo de viaje de los rayos y sus respectivas trayectorias. De esta manera, comparamos estos tiempos entre estaciones que registran un mismo evento sísmico, pudiendo proyectar sus trayectorias y obtener la distribución de la velocidad relativa en el interior de la Tierra. La proyección se basa en la reconstitución del parámetro mediante la suma de diversos valores de velocidades a lo largo de una determinada trayectoria, concordante con el tiempo manifestado en los sismogramas.

Las imágenes generadas muestran la zona de estudio vista desde 28 perfiles distintos, distribuidos en Sur-Norte, Oeste-Este y profundidad. En ellas se manifiesta clara correlación entre sucesos geológicos y sus respectivas manifestaciones superficiales con la geometría y existencia de la ventana astenosférica.

Para el desarrollo del presente estudio se necesitó contar con conocimientos previos de *bash* y SAC, Seismic Analysis Code (Goldstein et al., 2003; Goldstein y Snoke, 2005). A medida que avanzó el análisis se utilizaron los programas para el posicionamiento del tiempo calculado teóricamente para el arribo de la onda P, TTIMES (Buland, 1983; Morozov, 1998), cálculo de correlación cruzada para múltiples canales, MCCC+ (VanDecar y Crosson, 1990) e inversión tomográfica (Bostoch y VanDecar, 1995; VanDecar, 1991; Tilmann, 2001).

El estado científico en la región de Aysén manifiesta un claro interés de diversos grupos de la geociencia ya que han desplegado sus instrumentos en la zona. Los datos obtenidos para esta tesis se formaron de la unión de dos redes sísmicas. La primera a cargo de investigadores de las universidades de Chile y Florida, desplegada entre las fechas 6 de Diciembre de 2004 y 2 de Junio de 2006 y la segunda, encargada de las universidades Cambridge, Tokio y Concepción en el periodo 20 Enero de 2004 y 16 Noviembre de 2005.

Una de las ventajas de estudiar ésta alejada y extrema región de la Patagonia Chilena radica en las condiciones como línea activa de creación y expansión de la dorsal de Chile. Esto ayuda a conocer el estado de la Dorsal de Chile antes, durante y posterior a la subducción. A su vez, la configuración de las placas simplifica considerablemente la geometría del problema.

1.2. Objetivos.

A continuación se detallarán los objetivos técnicos y analíticos planteados para la tomografía tele-sísmica en la región de Aysén.

Objetivos técnicos:

- Crear la capacidad de desenvolverse frente a grandes volúmenes de datos, considerando múltiples cambios al set original (filtros, cortes, reordenamiento, entre otros).
- Obtener habilidades de reconocimiento de sismogramas filtrados, arribos de ondas P y sismos locales.
- Perfeccionar la destreza de programación en lenguaje bash y de comprensión de csh y Fortran. A su vez, manejar el entorno Linux y comandos UNIX.
- Conocer y utilizar el programa de correlación cruzada de múltiples canales para obtener los tiempos de viaje relativos (MCCC+).
- Desarrollar el método de inversión tomográfica, creando habilidades de entendimiento, compilación y tratamiento de archivos y datos.
- Obtener imágenes tomográficas en diversos perfiles para conocer la estructura interna de velocidad en la zona de estudio, mediante mapas generados mediante GMT (Generic Mapping Tools).

Objetivos analíticos:

- Recaudar información de correlación cruzada de múltiples canales y tomografía telesísmica.
- Compilar y comprender la información geológica y geofísica para explicar los procesos superficiales relacionados con la dinámica de la región.
- Identificar en las imágenes tomográficas características predominantes de la tectónica y geología de la región. En particular manifestaciones de las placas (Nazca y Antártica), ventana astenosférica, basaltos de Murta, Mesetas de la zona, volcanes, afloraciones adakíticas, termas, entre otros.

1.3. Planteamiento y organización del trabajo.

La siguiente tesis propone el planteamiento del estudio de la tomografía telesísmica mediante seis capítulos que a continuación de detallan.

En el capítulo primero introduce el problema planteando la actualidad de geotectónica de la región de Aysén, junto a diversas manifestaciones superficiales que avalan la existencia de la ventana astenosférica. Seguido, se detallan características generales de la tomografía telesísmica expresando ser un proceso de inversión el cual requiere de un modelo de velocidades de referencia y datos del tiempo de arribo de las ondas P. Posteriormente se detallan los objetivos técnicos y analíticos.

El capítulo segundo deja en manifiesto características geográficas, tectónicas y geológicas de la región de Aysén. Se detallan manifestaciones de la generación de la ventana astenosférica con sus características, ubicación y edad para poder correlacionarla con las imágenes tomográfica obtenidas.

El capítulo tercero se detalla aspectos generales de tomografía junto a la teoría que lo rige, especificándose las definiciones de tiempo de viaje relativo, discretización y correcciones de la ecuación principal.

En el capítulo cuarto se exponen todas las modificaciones necesarias para llegar a obtener las imágenes tomográficas. En general se preparan los sismogramas para extraer el tiempo de máxima correlación y poder determinar el tiempo de viaje relativo, existen diversas restricciones sobre los sismogramas y eventos que son detalladas en extenso. Posteriormente se crean los archivos necesarios para la inversión de acuerdo al formato especificado. Existen restricciones sobre algunas estaciones (GPS descompuestos y distancia entre pares de estaciones) y eventos (ubicación de sismos en enjambres detectados) por lo cual el set de datos es disminuido. Continuamos especificando la red de nodos (3-D) para definir el modelo de velocidades bajos la zona de estudio y así poder ejecutar la inversión de los datos. Finalmente se generan los perfiles tomográficos en las direcciones Norte-Sur, Este-Oeste y en profundidad, los cuales son avalados por el métodos de división aleatoria del set original.

En el capítulo quinto se plantea el análisis de las imágenes creadas en sus diversos perfiles. Se muestran tres grupos: el primero corresponde a 9 imágenes que toman perfiles Sur-Norte, el segundo grupos son 12 perfiles Oeste-Este y finalmente 7 imágenes en profundidad. Las 28 figuras generadas se disponen de tal manera de poder observar manifestaciones en ambas placas y en los lugares geológicamente interesantes. Se detalla cada una de ellas considerando la interacción de los tres perfiles.

Finalmente, el capítulo sexto plantea las conclusiones y discusiones del estudio de la tomografía telesísmica en el punto triple Chileno. En el se responde a los objetivos planeados en la sección 1.2 y se hace énfasis en las características propias de las imágenes.

El anexo A, expone la totalidad de los eventos usado para la inversión tomográfica detallando características generales de cada uno (sigla, nombre, latitud, longitud, elevación y período de inicio y

fin de las mediciones).

El anexo B, detalla la forma de obtención de los datos proveniente de las redes XJ e YJ, ambas independientes y desplegadas en la región en periodos similares. A su vez, se exponen características iniciales y generales de cada una de ellas (estaciones, cantidad de rayos y eventos registrados).

El anexo C, muestra las imágenes generadas de la división del set de datos original para corroborar las estructuras manifestadas en ellas y obtener una estimación de la resolución de estas. Se exponen paralelamente los perfiles para compararlas y observar sus manifestaciones.

Capítulo 2

Geología de la región de Aysén

La etimología del topónimo “Andes” presumiblemente proviene del Quechua “anti” cuyo significado es cresta elevada, a su vez puede provenir de “Antisuyo” palabra que designa una de las partes del imperio Inca en dirección a la cordillera. La procedencia española es dudosa y se cree que proviene de anden, aunque pudo ser modificada para referirse a los cultivos en los valles por terrazas o andenes.

El principal rasgo morfotectónico en la zona de estudio corresponde a la cordillera de los Andes Patagónicos, los procesos que ocurren en ella están principalmente dominados por la continua subducción de las placas Nazca y Antártica. A su vez, se adhiere la subducción de la Dorsal de Chile la cual modifica el volcanismo de arco y manifiesta diversas características propias de la aparición de la ventana astenosférica.

A continuación se realiza la descripción de la zona de estudio indagando en la geografía, tectónica, magmatismo y manifestaciones que avalan la existencia de la ventana astenosférica.

2.1. Geografía

Los Andes del sur entre los 37°S y los ~44°S presentan estructuralmente una cordillera de la costa, valle longitudinal o depresión intermedia, cordillera principal y tras-arco. A partir de los ~43.5°S estas se sumergen bajo el océano Pacífico, dejando descubierta la cordillera principal y tras-arco los cuales alcanzan alturas promedio de 2000 [m.s.n.m], teniendo montes que alcanzan 3700 [m.s.n.m] (San Valentín). Los Andes Patagónicos (~43°S, 49°S) y en particular la zona de estudio, posee el último volcán de la Zona Volcánica Sur (ZVS), llamado Hudson (45°54'S, 72°58'W; Gutiérrez et al, 2005). Seguido de él, cesa la aparición de volcanes, aproximadamente durante 350 [km] producto de la subducción de la Dorsal de Chile. Su reaparición se efectúa en el volcán Lautaro a los 49°S, donde inicia la Zona Volcánica Austral (ZVA).

Los glaciares ocurrieron aproximadamente hace 7 Ma (Thon-That et al, 1999) los cuales presentaron su máximo avance hace 1.5-1.1 Ma en dirección Este. Los desplazamientos de hielos provocaron aislamientos de mesetas basálticas y la profundización de valles hasta 1000 [m] cuya razón se estima en 1 [cm/año] (Singer et al, 2004). Las cumbres más altas corresponden a los Montes San Valentín,

Zeballos y San Lorenzo. Estos actúan como una barrera orográfica, presentando hacia el Oeste un clima Templado a Frío lluvioso con temperaturas promedio fluctuantes entre los 7 [°C] y 9 [°C] con precipitaciones anuales que superan los 2000 [mm] (Blisniuk et al., 2005). Al este de dichas cumbres el clima cambia de Andino a Estepa fría progresivamente, su temperatura promedio es de 6 [°C] y sus precipitaciones son de 300 [mm/año]. Al igual que el clima, la flora posee características distintas, al oeste tenemos un bosque húmedo caracterizado por árboles tipo Ñire, Coigüe y Lengua. Al este encontramos pequeños arbustos Calafate y Duraznillo sumado a extensas pampas de coironales.

2.2. Tectónica

La cordillera de los Andes Patagónico se creó y continúa su formación bajo la continua subducción de la corteza oceánica, aproximadamente hace unos 180 Ma en el Jurásico medio (Pardo Casas y Molnar, 1987; Larson, 1991; Suárez y De la Cruz, 1997; Álvarez y Ramos, 1999), cuando se inició la ruptura de Gondwana. Los Andes Patagónicos manifiestan un cambio morfológico a los 46.3°S llamado Punto Triple Chileno (Folguera y Ramos, 2002), que representa la interacción entre las placas Nazca, Antártica divergiendo y formando la Dorsal de Chile. A su vez, ellas subductan bajo la placa continental Sudamericana en la fosa de Chile-Perú (Herron et al., 1981).

La placa de Nazca, en su límite superior es separada con la placa Cocos (Dorsal Galápagos) a los 3°N y en su límite sur con la placa Antártica (Dorsal de Chile), enfrenta al continente Sudamericano con dirección N79 cuya velocidad de subducción corresponde a ~ 85 [mm/año], su edad es variable 0 Ma en el punto triple y 50-60 Ma a los 20°S (DeMets et al., 1990). El ángulo de subducción varía con la latitud, entre los 33°S y 39°S se estima un promedio de 25 [°] (Tassara y Yáñez, 2003) y a la altura del Punto Triple Chileno su ángulo es desconocido.

La placa Antártica presenta una dirección EW, es lentamente subductada con una velocidad relativa de 20 [mm/año] y un ángulo poco profundo (15-20[°]; Tassara y Yáñez, 2003). En el punto triple la placa es joven y envejece hacia el sur del continente una edad de 24 Ma (Cande y Leslie, 1986; Pardo Casas y Molnar, 1987).

La Dorsal de Chile comenzó su subducción hace aproximadamente 14 Ma y el segmento actual hace 0.3 Ma (Cande y Leslie, 1986). La razón de divergencia entre las placas aproximadamente es 67-70 [mm/año] (Bangs et al., 1992).

De acuerdo a lo anteriormente dicho el punto triple manifiesta una migración general hacia el norte. Sin embargo, cuando son subductadas las fallas transformantes este punto migra circunstancialmente hacia el sur. Hoy en día se encuentra ubicado al noroeste de la península Tres Montes (Cande y Leslie, 1986).

A través de la reconstrucción de la dinámica de las placas, se estima que han sido subductadas al menos dos dorsales oceánicas (o segmentos de ellas) en los periodos de Paleoceno-Eoceno y

Neógeno-Cuaternario (Cande y Leslie, 1986). Los cambios en la placa sudamericana (límite occidental del continente) se deben a la aproximación, colisión y subducción de las dorsales oceánicas debido a su movimiento transversal y su edad variable.

La subducción de dorsales proporciona condiciones variadas para entender la dinámica en función: balance de fuerzas entre las placas que colisionan (Liu et al., 1995; Chemenda et al., 2000), fricción entre placas, oblicuidad de convergencia (Cande y Leslie, 1986; Tikoff y Teyssier, 1994; Somoza, 1998), la edad y el espesor (Middleton y Wilcock, 1994). Estas últimas definen la variación en la densidad del fondo marino determinando la flotabilidad o boyantes que tendrá al ser subductada, condicionando la profundidad de la placa al hundirse en el manto.

La primera subducción bajo la placa Sudamericana corresponde a una dorsal de edad Jurásica superior Cretácico (¿hasta Eoceno?) que separó las placas de Farallón y Aluk (Phoenix) (Folguera y Ramos, 2002), situada en un comienzo al noroeste de la placa sudamericana con una orientación NE-SW, colisionando inicialmente una placa joven en norte y más envejecida en el sur del continente. Cande y Leslie (1986) plantean de acuerdo al desplazamiento en dirección sur, la dorsal comienza su subducción en la Patagonia a los 42°S en torno a los 52 Ma (Eoceno inferior) y en Tierra del Fuego a los 42 Ma (Eoceno medio).

Luego de ser subductada en su totalidad la dorsal Phoenix, estos autores sugieren que una nueva dorsal es subductada bajo la placa sudamericana, con orientación NW-SE alrededor de los 14 Ma (Mioceno medio). Esta dorsal separa la placa de Nazca con la Antártica y forman un nuevo punto triple que es trasladado hacia el norte hasta alcanzar la posición de hoy en día, 46.30°S. Esta dorsal intersecta a la placa Sudamericana prácticamente paralela, razón por la que el punto triple avanzó con mayor velocidad hacia el norte (Cande y Leslie, 1986).

Es importante mencionar, que no se han podido verificar con paleoconfiguraciones oceánicas otras subducciones de dorsales en los Andes Patagónicos. Sin embargo, científicos sugieren la posibilidad de subducción de un segmento de dorsal en el Cretácico superior de 85 Ma (Ramos et al, 1994), ya que han encontrado rocas adakíticas de dicha edad las cuales son asociadas al choque de la dorsal de Chile (Ramos et al, 1991).

Entre los 46°-49°S se define la ventana volcánica (gap volcánico) cuya característica principal corresponde al cese del volcanismo activo. Este fue formado producto de la subducción de la dorsal de Chile, generando una ventana astenosférica la cual presenta manifestaciones como el campo volcánico basáltico de tras arco alcalino perteneciente a las Lavas del Plateau de la Patagonia (Espinoza et al, 2001; Lagabrielle et al, 2004).

Uno de los factores que influyen en la creación del sistema estructural activo a lo largo del arco volcánico cuaternario de más de 1200 [km] de longitud, comenzando en Liquiñe (Región de los Ríos) y finalizando en el Golfo de Penas en el Istmo Ofqui (Región de Aysén), es la oblicuidad de subducción de la placa Nazca. Este sistema de fallas es llamado “Liquiñe-Ofqui” (Cembrano y Hervé, 1993),

caracterizada por movimientos dextrales (hacia la derecha) generada por la forma de convergencia de la placa de Nazca y su acoplamiento con la placa Sudamericana (Lavenu y Cembrano, 1999).

Al sur de Este punto, podemos ver una deformación extensional (adelgazamiento cortical), se sugiere la creación de una ventana astenosférica producto de la subducción de la dorsal de Chile (Muerdie et al, 1993; Suárez et al, 2000; Folguera et al, 2000). La velocidad de subducción de la placa Nazca es mayor a la Antártica, ocasionando una ventana astenosférica en el extremo final de esta placa (Lagabrielle et al, 2000). Al aparecer esta ventana, la astenósfera asciende y acerca las convección térmica del manto a la superficie, provocando variaciones en la geoquímica de la zona (Thorkelsen, 1996).

2.3. Magmatismo

Los Andes Patagónicos presentaron en el periodo neógeno dos intervalos de actividad magmática importantes: En el Mioceno inferior, se caracterizó por ser de tipo andesítico esporádico (magmatismo de arco) y en el Mioceno superior Plioceno por variados pulsos basálticos alcalinos con limitada aparición de rocas félsicas (magmatismo de tras arco; Espinoza et al., 2005).

La zona de subducción de tipo “normal”, donde se hunde una placa litosférica oceánica (fría y de baja densidad) bajo la placa continental (más densa), genera un volcanismo de arco calco-alcalino (Grove et al., 2003).

Los magmas son generados a través de fusión parcial de la cuña mantélica ubicada sobre la placa en subducción. Los componentes de la litosfera oceánica sufren un sucesivo aumento de presión y temperatura teniendo como resultado una serie de reacciones metamórficas. Sus principales efectos son la deshidratación importante de la placa que subduce, la suma de una fase fluida rica en H_2O , CO_2 y en elementos traza de elevado radio iónico a la cuña mantélica (ubicada sobre la zona de Benioff). La adición de estos fluidos en esta zona logran disminuir el punto de fusión (solidus) de dicha parte del manto (Davies y Stevenson, 1992; Grove et al, 2002, entre otros).

En contraste, cuando es subductada una dorsal oceánica activa (corteza joven, caliente y de alta flotabilidad) el magmatismo tipo MORB es interrumpido por que dicha corteza alcanza la temperatura de la astenósfera que la envuelve, impidiendo que la litosfera sea engrosada. El efecto de este proceso es la creación de una ventana astenosférica que comunica el manto de la cuña con la astenósfera bajo la placa subductada (Thorkelson, 1996; Thorkelson y Breitsprecher, 2005).

Es importante notar que la subducción de una dorsal oceánica activa tiene como consecuencias importantes, la creación de la ventana astenosférica formada a poca profundidad, frenando la fusión del manto (cuña) y por ende suspende el volcanismo calco-alcalino de arco sobre la ventana (Espinoza et al, 2005). A través de dicha ventana, sube el material astenosférico provocando fusión por descompresión, calentando y adelgazando la corteza encima de ella, generando un régimen extensivo en el continente, la fusión del manto litosférico y de la corteza próxima a él. Finalmente, da lugar a la extrusión de magmas

basálticos en la zona de tras-arco. La generación de esta ventana modifica el gradiente geotermal local, generando un afloramiento y/o subsidencia termal. De manera similar, es posible asociar a la subducción de una dorsal oceánica a la fusión de la misma, resultando un magmatismo adakítico sobre la zona de subducción.

2.4. Manifestaciones de la existencia de la ventana astenosférica

A continuación se expondrá una serie de lugares asociados directamente a las consecuencias de subducción de la Dorsal de Chile y sus fallas transformantes.

Luego de la colisión del segmento de Dorsal de Chile de edad $\sim 10-12$ Ma (Figura 2.2; Guivel et al, 2006) entre los 46° y 50° se inicia las apariciones de grande volúmenes de magmas basaltitos alcalinos ubicados hacia el este de la deformación de la cordillera. Dada la migración del Punto Triple Chile hacia el norte (Modelo del Slab Windows; Ramos y Kay, 1992), se espera que el magmatismo se encuentre distribuido hacia el noreste concordante al desplazamiento de la dorsal bajo el continente. Se interpreta su origen como consecuencia de la colisión y subducción de la Dorsal de Chile (Ramos y Kay, 1992; Gorrington et al, 1997; Espinoza et al, 2005; Guivel et al, 2006). Este fenómeno es denominado como la provincia magmática de las Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia (LNPP, Gorrington et al, 1997). Existen dos etapas, la primera corresponde al Mioceno medio-Plioceno inferior llamada Main Plateau (12-4 Ma) donde se desarrollan las mesetas mediante lavas planares y el segundo llamado Post Plateau (3 Ma a <0.1 ka) caracterizado por deposiciones sobre las lavas mencionadas.

Meseta Chile Chico (MCC), se encuentra ubicada al oeste de la Meseta Lago Buenos Aires (MLBA), ambas presentan similares periodos de actividad magmática durante sus inicios (basaltos main Plateau). Estas edades concuerdan con mesetas que pertenecen a las Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia como lo son las mesetas: Belgrano, de la Muerte y Central (Gorrington et al, 2004). Durante el post Plateau manifiestan afloraciones de edades menores a 4-3 Ma, se estima que su formación se debe a fundidos de la corteza oceánica, fundidos o fluidos de sedimentos corticales subductados y componentes de magmatismo heredado o almacenado en la base de la corteza (Figura 2.1; Gorrington y Kay, 2001; Espinoza et al., 2005).

Mediante la geoquímica es posible analizar las lavas de dichas mesetas, determinando un origen por fusión parcial de un manto astenosférico primitivo, prácticamente inalterado, el autor sugiere una profundidad de la fuente de 60-70 [km](Espinoza et al., 2005). Se plantea que su origen proviene de la generación de ventana(s) astenosférica(s) (Ramos y Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; Espinoza et al, 2005), y algunas presentan contaminación cortical producto del ascenso de material magmático (Espinoza et al, 2005). Gorrington et al. (2003) plantean que los orígenes del magma tienen un moderado grado de cristalización fraccionada que se genera de un manto astenosférico tipo OIB (Basaltos de Islas Oceánicas).

Considerando el modelo geodinámico planteado por Gorrington et al. (1997), expone que durante la subducción del segmento de dorsal de 10 Ma se presenta actividad magmatica en MLBA y MCC aun

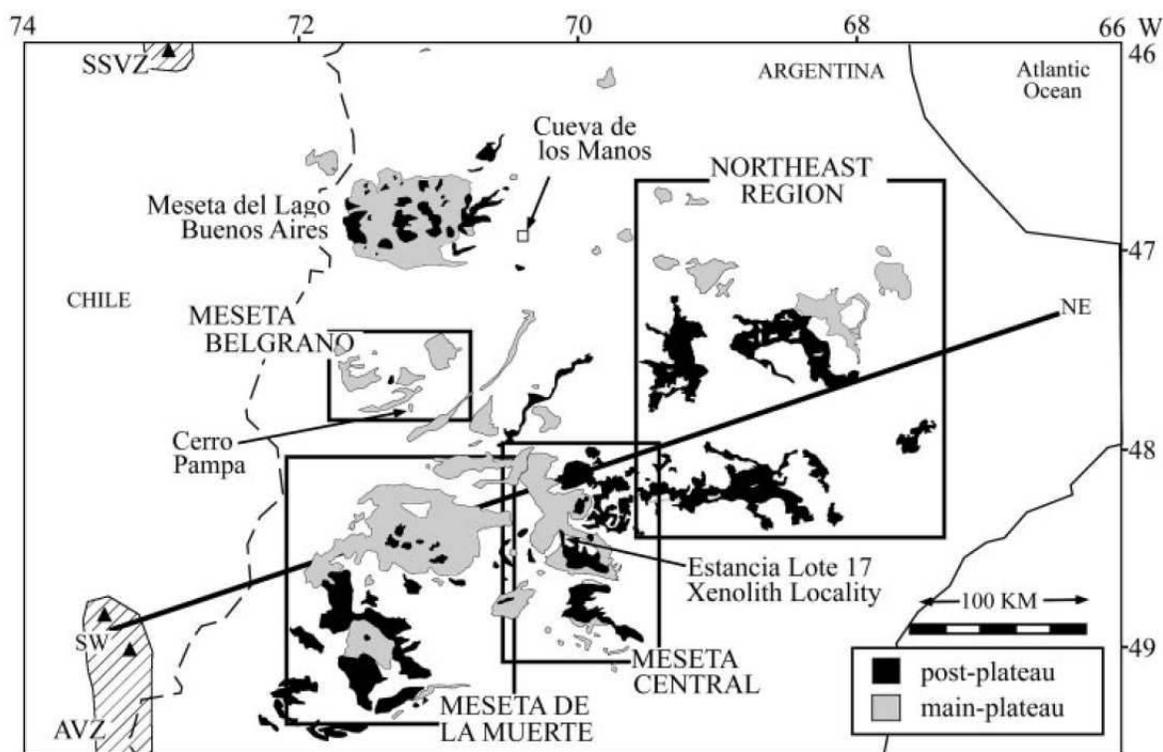


Figura 2.1: Distribución de Lavas Neógenas de main (gris) y post (negro) Plateau. Las mesetas de interés se nombran y enmarca en cuadros. SSVZ: Zona Volcánica Sur; AVZ: Zona Volcánica Austral. Obtenida de Gorrington et al., 2000.

cuando no existe el posicionamiento de la ventana bajo ellas. Como se aprecia en la Figura 2.1 y 2.2 podemos ver que no existe correlación entre la proyección de la ventana astenosférica en superficie y la posición de dichas mesetas (Lagabrielle et al., 2004). La signatura geoquímica de las lavas de las mesetas se consideran equivalentes a las asociadas a la generación de la ventana astenosférica (Gorrington et al., 2003).

Sin embargo, no es posible explicar dicho proceso mediante la subducción del segmento de dorsal de 10 Ma y la generación de la ventana astenosférica. Pero, es coherente considerar dicho modelo geodinámico (Figura 2.2; Gorrington et al., 1997) con el inicio del magmatismo (~ 6 Ma) bajo el Lago Gral. Carrera Buenos Aires (LGCBA), ya que se encontraba en desarrollo la ventana astenosférica generada por la subducción del segmento de la Dorsal de Chile de 6 Ma (Ramos y Kay, 1992; Lagabrielle et al., 2004; Cande y Leslie, 1986). Durante el post Plateau se manifiestan pulsos volcánicos cuyas edades fluctúan entre 3.3 -0.1 Ma (Singer et al., 2004; Espinoza et al., 2005).

Variaciones en las edades de las mesetas entre el main y post Plateau se aprecian claramente en

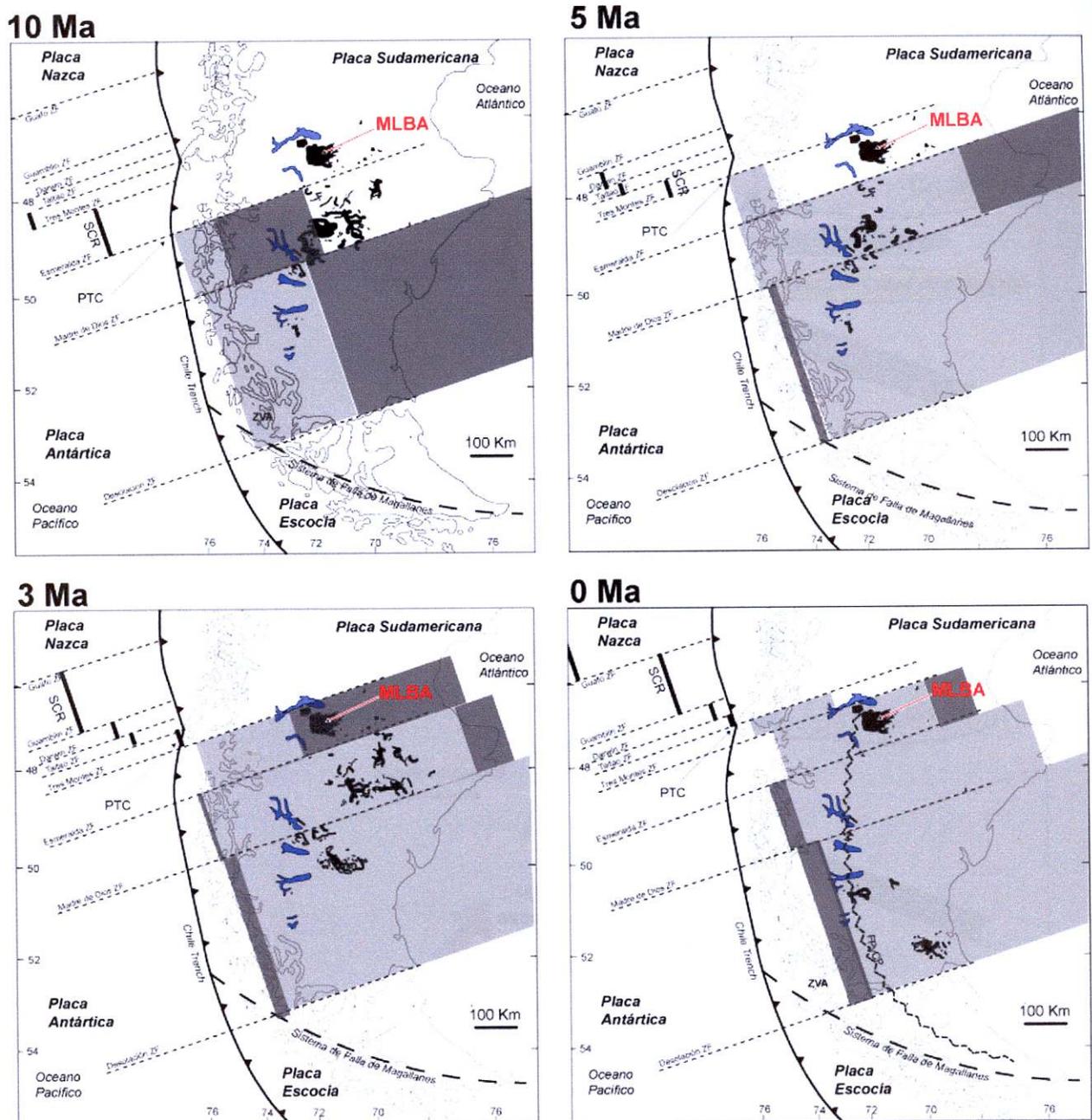


Figura 2.2: Modelo de evolución espacial y temporal de la ventana astenosférica desde los 10 Ma hasta la actualidad (Modificación Espinoza Goring et al, 1997). En cada imagen se observa la Fosa Chile-Perú (línea continua con triángulos negros), las fallas transformantes (líneas segmentadas en negro) delimitan a las ventanas astenosféricas generadas mostrando en gris claro su proyección en superficie. Observar el desplazamiento del Punto Triple Chileno (PTC) hacia el norte y la inconsistencia del modelo geodinámico con las afloraciones de volcanismo de tras arco en las mesetas Chile Chico y Lago Buenos Aires.

la geoquímica de la Meseta Lago Buenos Aires (MLBA) la cual presenta al sureste de ella una edad aproximada de 12 Ma y al oeste 5.8 Ma, concordando con las dos últimas ventanas astenosféricas generadas por la subducción de la Dorsal de Chile.

Los basaltos de Murta corresponde a una de las manifestaciones más importantes de la existencia de la ventana ya que su posición geográfica se aproxima a la proyección del centro de la ventana astenosférica propuesta por Cande y Leslie (1986), su lava corresponde al tipo intraplaca y está relacionada con la apertura de la ventana astenosférica (Lagabrielle et al., 2004; Demant et al., 2007). Su ubicación corresponde a 46°27'S, 72°43'W y la edad estimada corresponde a 0.9, 0.21, 0.3 Ma (Espinoza et al., 2005).

Durante el mioceno existe magmatismo el cual generó plutones centrales de Batolito Patagónico entre los 42°S y 55°S (BNP, Pankhurst et al., 1999), cuerpos subvolcánicos en el tras-arco (diorita, Cerro Indio (47°6'S, 71°53'W) y Negro del Ghío (47°7'S, 71°52'W); 18-13 Ma; Ramos, 2002) que fueron desplazados de su lugar de emplazamiento, debiéndose considerar la intensa actividad glacial desde el mioceno medio (~7 Ma).

En el Cerro Pampa (47°55'S; Figura 2.1) se encuentra una de las mejores exponentes de la adakita, la cual fue generada por la fusión de una corteza oceánica joven de edad aproximada entre 2-4 Ma (Kay et al., 1993; Ramos et al., 2004; Motoki et al., 2003). Se emplaza al este del arco volcánico inactivo producto de la subducción del segmento de dorsal hace 12 Ma (Ramos et al., 2004). Existen otras dos localidades, Puesto Nuevo (48°59'S, 72°12'W) y Chaltén (49°25'S) generada por la colisión del segmento de dorsal mencionado. Sus edades concuerdan consistentemente con la colisión de la dorsal: Chaltén (14.5 Ma), Puesto Nuevo (13.12 Ma) y Cerro Pampa (11.39 Ma), generándose de acuerdo a la migración hacia el norte del Punto Triple Chileno.

Es importante mencionar que para su generación no basta la fusión de las cortezas oceánicas joven y caliente sino que también es necesario un aporte térmico desde el manto astenosférico (Ramos et al., 2004).

En la zona de estudio podemos destacar los volcanes Macá, Cay y Hudson, siendo los más cercanos a la subducción de la Dorsal de Chile y ubicados al noroeste del LGCBA. El volcán Macá, ubicado en la comuna de Cisnes, Aysén, cuya ubicación corresponde a 45°05'S, 73°10'W y altura de 2960[m], el volcán Cay ubicado a 15 [km] al noreste del Macá y a 230[km] de la fosa Chile-Perú, su ubicación es 45°03'S, 72°59'W. Ambos volcanes poseen lavas calco-alcalinas. El volcán Hudson ubicado a los 45°54'S 72°58'W es el más austral del segmento sur y con erupciones recientes.

Como se menciona el volcanismo calco-alcalino de arco cesa en los entornos a la proyección de la ventana astenosférica, generando la extrusión en el tras arco de magmas basálticos (Dickinson y Synder, 1979; Thorkelson, 1994)

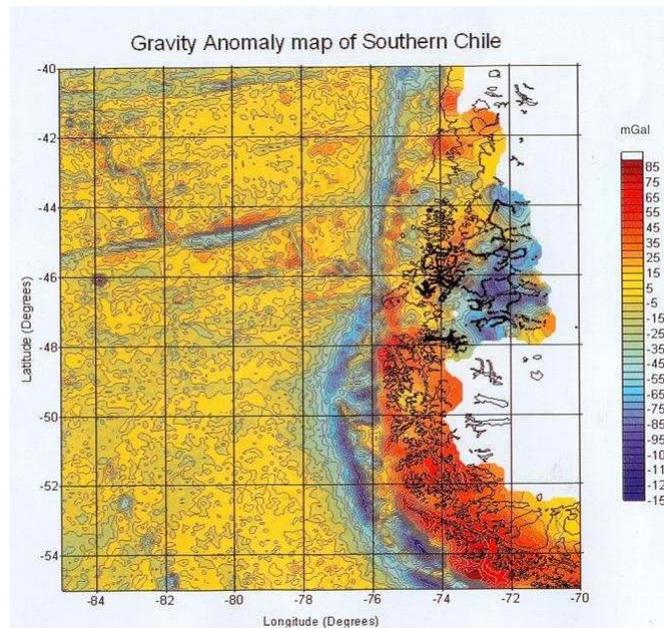


Figura 2.3: Mapa de la anomalía de Bouguer en los Andes del Sur y Patagónicos. Murdie, 2000.

Mediante diversos métodos de prospección se ha estudiado el Lago Gral. Carrera Buenos Aires y sus alrededores. Murdie y Russo (1999), demostraron que bajo el lago mencionado existe una fuerte anisotropía del manto, esto se evidencia mediante las polarizaciones de las ondas S, las cuales indican presencia de manto activo bajo la zona.

Medidas del flujo calórico muestran una producción anormalmente elevada de $1000 \left[\frac{mW}{m^2} \right]$ (Murdie et al, 1999; Hanza y Muñoz, 1996). Se cree que los alzamientos de distintos cuerpos plutónicos y en varias mesetas cercanas a LGCBA se han producido por alteraciones en el gradiente geotérmico producto de la subducción de la dorsal y de la creación de la ventanas astenosférica (Morata et al, 2002). En las localidades de Bahía Murta, Península Tres Montes y Puerto Sánchez se observan yacimientos termales (Paz Marques Schulz, habitante de la zona) manifestando anomalías térmicas relacionadas con las ventanas de 3 Ma y 6 Ma.

En el 2000, Murdie midió la anomalía de Bourguer en la región dejando al descubierto una anomalía negativa de gran de longitud de onda, de origen profundo y bajo moho indicando un manto anormalmente caliente y menos denso que un manto normal, el cual se prolonga al norte del Lago Gral. Carrera Buenos Aires (Figura 2.3).

Capítulo 3

Fundamentos de Tomografía

3.1. Introducción

La tomografía en sismología es un método de prospección relativamente moderno el cual involucra procesos inversos para determinar imágenes de la estructura interna de la Tierra. Su etimología proviene del griego *tomos*: cortar, detener, seccionar y *grapho*: documento, registro escrito, dibujo. Es decir, tomografía en geofísica corresponde al procedimiento para lograr una imagen 3-D de la Tierra.

Para llegar a la construcción de tal imagen, no podemos prescindir de los sismos (campo cercano y lejano) o de explosiones, quienes proporcionan rayos que cruzan por el interior de la Tierra hasta los sismómetros dispuestos como redes en superficie. El camino o trayectoria que sigue cada uno de estos depende exclusivamente del medio por el cual atravesó. De esta manera, los registros contienen información de las características físicas del entorno desde su generación hasta el sensor, permitiendo estudiar la estructura interna de la Tierra utilizando el tiempo de viaje de cada rayo.

En la Figura 3.1 podemos apreciar como dos rayos sísmicos provenientes de un mismo evento poseen trayectorias levemente distintas, las cuales son condicionadas por la estructura de la Tierra y anomalías de velocidad dispersas en ella. Esto provoca un retardo o adelanto del arribo de las ondas.

La tomografía se denomina no-lineal cuando se consideran cambios en las trayectorias de los rayos sísmicos. En nuestro caso es lineal, ya que al pasar el rayos por uno de los nodos del modelo no varía su dirección con respecto al cálculo inicial hecho por el modelo de velocidad.

Los comienzos de esta técnica fueron en el ámbito de la medicina empleando rayos X, atravesando órganos internos y obteniendo imágenes 2-D o 3-D del cuerpo humano. En geofísica se utilizó por primera vez por Aki, Christofferson y Husebye en 1976 (Aki et al, 1977), empleando datos telesísmicos. Aki y Lee en 1976 mejoraron el método de inversión dividiendo la región de estudio en celdas individuales cada una con una velocidad constante, esta aproximación propone el uso un sistema matricial.

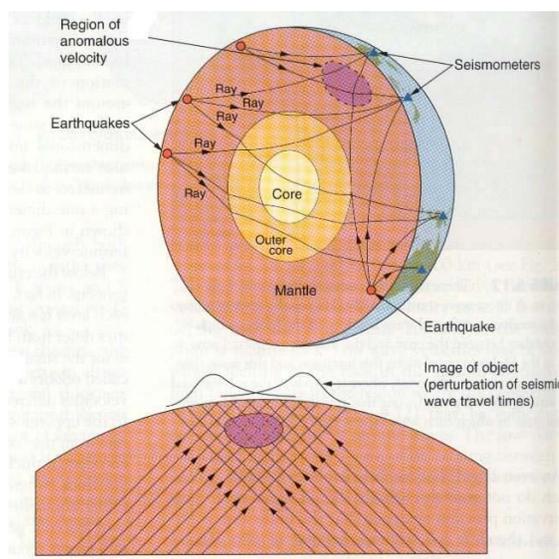


Figura 3.1: Esquema base de la tomografía telúrica. En la imagen superior los sismos son identificados por círculos anaranjados, los rayos sísmicos se detallan con líneas continuas negras (la flecha indica su dirección), los triángulos azules representan los sismómetros. En ella podemos visualizar la forma en que viajan los rayos hacia las estaciones a través de diversas estructuras. En la figura inferior, podemos observar como grupos de rayos provenientes de telosismos atraviesan la Tierra y en particular la estructura rosada. El tiempo que tarda la onda en llegar a la superficie esta condicionado por las estructuras de la Tierra y las anomalías por la que cruza (volumen rosado), atrasando o adelantando el tiempo medido.

Usando métodos iterativos los primeros resultados fueron obtenidos por Clayton y Comer, 1984.

En el presente capítulo se expondrá el fundamento físico-matemático de la tomografía telúrica, método utilizado para lograr comprender la distribución relativa de velocidades en la región de Aysén, Chile.

3.2. Teoría Tomográfica

La tomografía trabaja como un problema de inversión, es decir, la variación del tiempo de viaje es usando para estimar la estructura de velocidades considerando perturbaciones en la lentitud (recíproco de la velocidad), relativas a un modelo de velocidades de la Tierra (Tilmann, 2001).

Esta técnica asume que las perturbaciones del modelo de referencia son pequeñas, por lo que el frente de ondas puede ser aproximado a un rayo cuyo modelo es unidimensional e imperturbable. Los rayos son generados por el modelo de referencia y son fijos, es decir, no se recalculada su trayectoria

al pasar por los nodos. Dada esta restricción, el la inversión es lineal.

Clayton en 1984, define la tomografía como la reconstrucción de un campo de distribución de una magnitud física mediante el desarrollo de una integral de línea a través de su trayectoria. El fundamento matemático fue propuesto en 1917 por Johan Radon, matemático austriaco, quien postula que es posible reconstruir funciones bidimensionales a través del desarrollo de una integral de línea.

En sismología se ajustan estas definiciones si perturbamos la ecuación de tiempo de viaje alrededor de un modelo de velocidades de referencia, en este caso IASPEI91 (Kennett y Engdahl, 1991). El campo de distribución es la perturbación de la lentitud (slowness; inverso de la velocidad), y las observaciones son las desviaciones del tiempo observado respecto al calculado en el modelo.

Los rayos sísmicos se ajustan al principio de Fermat, ya que la trayectoria entre el hipocentro y el sensor corresponde al camino óptico mínimo en comparación a otras trayectorias geoméricamente muy cercanas. Este argumento avala en nuestro estudio el uso de un modelo de velocidades de referencia teórica (Nolet, 1987).

Se define t_{i*} como el tiempo que tarda en llegar el rayo sísmico desde su hipocentro hasta el sensor a través de la trayectoria L_i , equivalente a decir, la integral de la lentitud o del inverso de la velocidad a lo largo del camino del rayo:

$$t_{i*} \approx \int_{L_i} \frac{1}{\alpha(r)} ds \quad (3.1)$$

Esta aproximación es acertada, si y sólo si, la longitud de onda, λ , es mucho menor al intervalo de distancia en que varia la velocidad de onda α , (Nolet, 1987). Notar que la trayectoria del rayo (L_i) es definida por el modelo de referencia.

Las diferencias del medio provocan variaciones en los tiempos de llegada, forma y/o amplitud de la onda. La comparación entre el modelo de velocidad y su respectiva perturbación con el conjunto de ondas registradas, genera la posibilidad de reproducir las anomalías del campo de velocidad de onda P.

El tiempo de viaje relativo entre los datos y el modelo de velocidad, se expresa como:

$$t_i = t_{i*} - t_{ri}$$

$$t_i = \int_{L_i} \frac{1}{\alpha(r)} ds - \int_{L_i} \frac{1}{\alpha_r(r)} ds \quad (3.2)$$

donde t_{ri} , es el tiempo de viaje obtenido mediante cálculos del modelo de referencia y $\alpha_r(r)$ es la velocidad de onda P predicha por el modelo de velocidad.

Se define el tiempo de viaje relativo entre las estaciones j e i como:

$$\Delta t_{ij} = t_i - t_j$$

$$\Delta t_{ij} = \left(\int_{L_i} \frac{1}{\alpha(r)} ds - \int_{L_i} \frac{1}{\alpha_r(r)} ds \right) - \left(\int_{L_j} \frac{1}{\alpha(r)} ds - \int_{L_j} \frac{1}{\alpha_r(r)} ds \right) \quad (3.3)$$

$$i = 1, 2, \dots, n-1; \quad j = i+1, i+2, \dots, n$$

De la minimización del error en el sistema de ecuaciones 3.3, se obtiene el tiempo de viaje relativo optimizado para las estaciones. Considerando n estaciones y t_i el tiempo asociado a la i -ésima estación, debe cumplirse que la suma total de estos tiempos de arribo relativos de todas las estaciones presentes en la red sea cero

$$\sum_{i=1}^n t_i = 0 \quad (3.4)$$

El sistema planteado (ecuación 3.3) se resuelve analíticamente mediante mínimos cuadrados. La estimación del error asociado al tiempo t_i , se calcula mediante la desviación estándar del residuo asociado a el rayo i -ésimo.

$$\sigma_i^{res} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left[\sum_{j=1}^i res_{ji}^2 + \sum_{j=i+1}^n res_{ij}^2 \right]} \quad (3.5)$$

donde

$$res = \Delta t_{ij} - (t_i - t_j)$$

Discretizando el parámetro de tiempo de viaje relativo de la ecuación 3.3, obtenemos:

$$\Delta t_{ij} \approx \sum_j P_{ij} \Delta S_j \quad (3.6)$$

$P_{ij} = \frac{\partial t_i}{\partial S_j} [\frac{s}{m}]$ corresponde a la derivada de Fréchet del i -ésimo rayo a través del nodo j . Observando sus unidades de medida podemos cerciorar que corresponde al inverso de la velocidad.

$\Delta S_j[m]$ corresponde al elemento de línea en el j-ésimo nodo.

Es importante mencionar que entre pares de estaciones, las ondas sísmicas no son del todo coherentes ya que son distintas trayectorias y cada una tiene una forma de onda distinta (condicionada por la fuente, camino y ruido). Esto se traduce en errores en la predicción en los tiempos.

En la ecuación 3.6 y Figura 3.2 podemos apreciar estas diferencias.

$$\Delta t_{12} + \Delta t_{23} \neq \Delta t_{13} \quad (3.7)$$

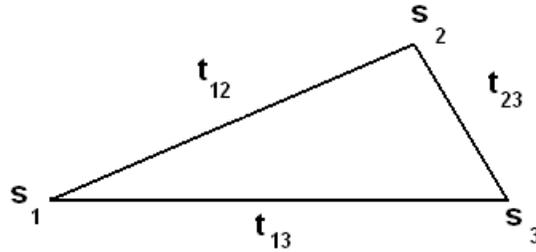


Figura 3.2: Esquema de variación temporal entre estaciones

Es importante considerar, que el tiempo de viaje relativo (ecuación 3.2) puede manifestar dependencia de factores como:

- Estructuras superficiales ubicadas bajo las estaciones: Los rayos sísmicos llegan a superficie con un ángulo de incidencia bajo. Esto provoca que los rayos no se crucen, generando una mala resolución en superficie. Los tiempos de viaje son independientes del backazimut, es decir, solo depende del ángulo de incidencia, θ , y del término estático propio de cada una de las estaciones.

La corrección del tiempo de viaje es:

$$\Delta t_c = \frac{c}{\cos(\theta)} \quad (3.8)$$

- Error en la ubicación de Hipocentro: Δt_h , corresponde a la corrección para mejorar pequeños errores ($\ll 100[Km]$) producto de la localización de hipocentro.
- Elevación de las estaciones: Δt_e , es la corrección para evitar diferencias temporales producto de la elevación de las estaciones con respecto al nivel del mar. Esta supone que toda estación se encuentra sobre una corteza formada únicamente por granito (roca abundante en la corteza continental) cuya velocidad de onda P se estima en $\alpha = 4,8[\frac{Km}{s}]$ (Biot, 1962). El valor calculado es único y propio de cada estación.

Redefiniendo la anomalía de tiempo de viaje, considerando las correcciones recién expuesta, se obtiene:

$$\Delta t_i \approx \Delta t_c + \Delta t_h + \Delta t_e + \sum_j P_{ij} \Delta S_j \quad (3.9)$$

Las correcciones (Δt_c , Δt_h) y la lentitud (P_{ij}) provienen de la solución de la ecuación (3.9), realizada simultáneamente para todos los rayos y considerando la minimización del error (Método de Gradientes Conjugados (Scales, 1987)).

Capítulo 4

Procesamiento de datos

4.1. Introducción

A lo largo del presente estudio, el procesamiento de datos ha involucrado la mayor cantidad de tiempo. Esto se debió a la dificultad de enfrentar la creación y ejecución de script en bash, la comprensión de script en csh, el gran volumen de datos, la revisión visual de las miles de llegadas de la onda P y el entendimiento de los programas ya creados de correlación cruzada MCCC+ (VanDecar y Crosson, 1990) e inversión tomográfica (Bostock y VanDecar, 1995; VanDecar, 1991; Tilmann, 2001).

En las secciones se expondrá el detalle de cada modificación efectuada en los datos:

4.2. Creación de carpetas principales y ordenamiento de datos

Los archivos de datos descargados desde IRIS para la red YJ se encuentran organizados por estaciones teniendo en su interior un listado de archivos en formato miniseed correspondientes a la cantidad de eventos que registró dicha estación. Estos son convertidos a formato SAC (programa rseed) y son reordenados por evento. El almacenamiento es efectuado mediante el archivo entregado por IRIS, de donde se extraen sus características generales. Este reordenamiento es necesario para poder encontrar el tiempo de viaje relativo entre pares de estaciones.

Para verificar la información se busco dentro de cada carpeta y para cada una de las estaciones la existencia de más de un archivo con el mismo canal (Norte (N), Este (E) y Vertical (Z)). Esto es necesario para verificar si las componentes presentan brechas durante el evento sísmico. En tal caso, los sismogramas no son incluidos en el estudio y son movidos a una carpeta para múltiples sismogramas ubicada dentro de la misma.

4.3. Modificación del header y Ttimes

Cada sismograma cuenta con un header el cual contiene toda la información referente a él: número de puntos, intervalo de medición, fecha, red, estación, latitud y longitud de la estación, azimut, backazimut,

magnitud, entre otros. En cada carpeta se modificó el header, mediante la información contenida en el archivo enviado por IRIS.

Dejamos en blanco las variables temporales $T_0 - T_9$, para posteriormente introducir en ellas valores como por ejemplo, el tiempo de llegada teórico de la onda P calculado por el modelo de referencia IASPEI91 ó el tiempo de mejor correlación que determinaremos mas adelante. Incluimos en él la latitud, longitud, profundidad del evento y la magnitud en las variables (*EVLA*, *EVLO*, *EVDP* y *USER7*), respectivamente. Modificamos el *LOVROK true*, para poder sobrescribir el archivo original y *IZTYPE io* para que el tiempo de origen del evento comience en el inicio del archivo. Finalmente corremos el macro que modifica todos los respectivos archivos de los eventos.

Una vez renovado el header, creamos enlaces simbólicos del modelo de referencia de la velocidad (IASPEI91) en cada carpeta. Este plantea un modelo unidimensional de la estructura de velocidades en profundidad, suponiendo una Tierra con simetría esférica (Figura 4.1).

La predicción del arribo de las ondas P se realiza mediante el programa “ttimes”, el cual requiere del modelo de velocidades. El tiempo predicho para el arribo de la onda P es almacenado en la variable T_1 en el header (propio de cada estación).

4.4. Asignación de calidad y unión de redes

Inicialmente la forma de selección de los eventos de la red YJ, consiste en la clasificación visual de ellos a partir de la forma de onda que posean. Para esto se usó el siguiente criterio:

- De manera individual se observó el conjunto de sismogramas correspondientes a cada evento y en ellos se buscó al menos 4 estaciones que sean similares en forma y período propio de la onda P para eventos telesísmicos (período 0.5-2.5 [s]). Esta forma de selección no contempla restricciones sobre la amplitud de la onda ya que solo requerimos identificar aquella parte de los sismogramas que sean concordantes.
- De acuerdo a la visualización de las señales se le asocio un valor [1, 2, 3, 4] de acuerdo a la coherencia que presenta el conjunto de sismograma, considerando la mas alta coherencia igual a 1 hasta llegar a 4 (eventos sin posibilidad de ser analizados). Esta estimación es una impresión visual de la correlación entre señales.

La interpretación de la calidad de la señal se ciñe de acuerdo a la cuadro expuesta a continuación.

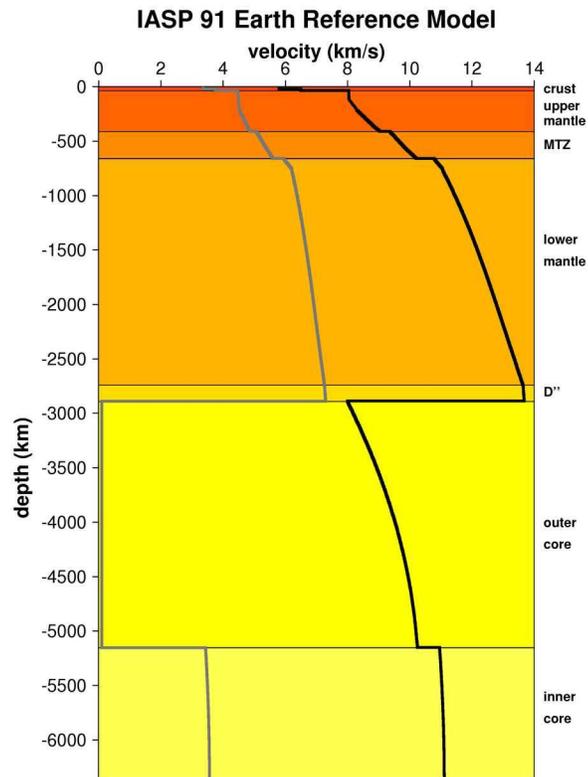


Figura 4.1: Modelo de velocidad IASPEI91(Kennett y Engdahl, 1991). La línea negra corresponde a la velocidad de onda P y la gris la velocidad de onda S. Los colores dejan en manifiesto las capas en el interior de la tierra: Rojo, corteza; Naranja fuerte, manto superior; Naranja medio, zona de transición manto superior-inferior; Naranja pálido, manto inferior; Amarillo fuerte, Capa D''; Amarillo medio, núcleo externo; Amarillo pálido, núcleo interno. En la ordenada se detalla la velocidad en kilómetros por segundo y en la abscisa la profundidad en kilómetros y nombres de las zonas.

Calidad	Características:
1	Señal limpia de ruido, ventana a correlacionar (3 a 4 segundos) y muy alta similitud
2	Señal con leve ruido, ventana a correlacionar (2 a 3 segundos) y alta similitud
3	Señal con alto ruido, ventana a correlacionar (< 2 segundos) y mediana similitud
4	Señal muy ruidosa, sin venta a correlacionar clara y sin similitud en su forma.

Cuadro 4.1: Calidad de la señal, red YJ

Visualizando la Figura 4.2 nos creamos una idea de los parámetros de calidad definidos en el cuadro 4.1 mediante la observación de 4 eventos distintos escogidos aleatoriamente dentro de sus respectivos niveles. Estos eventos se encuentran centrados en el tiempo predicho de la onda P, observándose las señales levemente desfasadas producto de la estimación teórica.

- Una vez finalizada esta clasificación fueron utilizados aquellos eventos cuya validez sea menor a 4. Los eventos que no satisfagan la condición anterior se eliminan del set de datos a utilizar.

El script creado para determinar de la calidad, muestra para cada evento todas las estaciones sin media ni tendencia lineal, se le aplica un filtro pasa banda Butterworth cuyas frecuencias de corte son 0.4 y 2 [Hz] usando 4 polos y 2 pasos. Luego se centra la imagen en T_1 , valor correspondiente a la predicción teórica del arribo de la onda P. Cada evento y sus señales son inspeccionados visualmente otorgándole la calidad ad hoc al cuadro 4.1. Una vez finalizado, se obtiene un archivo de texto el cual contiene el evento y su respectiva calidad asignada.

El archivo obtenido para la clasificación de los eventos de la red YJ posee las siguientes características:

Calidad	# Eventos
1	42
2	101
3	283
4	372
Total	798

Cuadro 4.2: Resumen archivo calidad red YJ.

Análogamente, se tiene el archivo que contiene la calidad de los eventos de la red XJ, observándose en el siguiente cuadro:

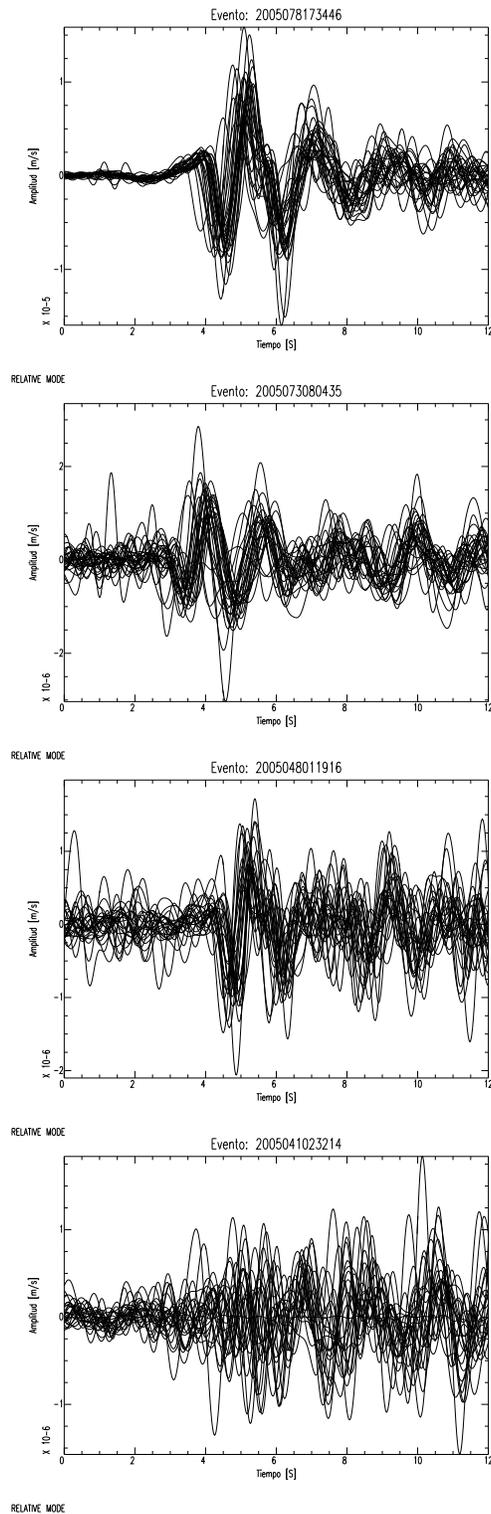


Figura 4.2: Ejemplos calidad de los eventos sísmicos registrados en la región de Aysén. Se aprecian los eventos desde su mejor calidad (1) a la más deficiente (4) en orden descendiente. Cada uno de ellos se encuentra centrado en el valor teórico predicho para la onda P y la señal es filtrada con un pasa banda Butterword cuyas frecuencias se corte son $(0.4 \ 2)[\text{Hz}]$. En la abscisa obtenemos el tiempo en segundos y en la ordenada la amplitud en metros por segundo.

Calidad	# Eventos
1	76
2	102
3	96
4	16
Total	290

Cuadro 4.3: Resumen archivo calidad red XJ.

Ambos archivos son comparados extrayendo todos los eventos que al menos presenten en una de las redes un valor menor a 4 (almacenándose en un archivo de texto). Así, podemos eliminar incertezas producto de la arbitrariedad de las elecciones.

La unión de ambas redes registran sismos desde el 20 de enero 2004 hasta 02 de junio 2006, considerando solo aquellos eventos cuya calidad sea menor a 4. De esto, se obtiene los siguientes resultados:

	Cantidad
Eventos	570
Rayos (Z)	13.630
Estaciones	113

Cuadro 4.4: Set de datos (Unión de ambas redes)

4.5. Función de transferencia, definición de T_0 y T_s , filtro y corte de las señales

Una vez unidas ambas redes, se procede a extraer la respuesta de los respectivos instrumentos en cada señal. Para esto utilizamos la función de transferencia, correspondiendo a un modelo matemático que relaciona la señal de entrada con la de salida. El desarrollo de ésta, requiere de las soluciones del numerador (ceros) y denominador (polos), para así eliminar la influencia de los sensores y obtener sismogramas con el verdadero movimiento del suelo.

De la página de IRIS se obtienen los polos y ceros de cada sensor de la red YJ, en el caso de la red XJ se tienen con anterioridad almacenándose. Estos se verifican para corroborar si corresponden a la totalidad de las estaciones.

El próximo procedimiento recae en todos los archivos, ya que definiremos un valor teórico para el tiempo inicial de la correlación de las señales, a su vez, calculamos el tiempo de corrimiento con

4.5. FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA, DEFINICIÓN DE T_0 Y T_s , FILTRO Y CORTE DE LAS SEÑALES

respecto al tiempo teórico predicho por el modelo IASPEI91.

Utilizando SAC, leemos las estaciones de cada evento y las desplegamos en pantalla para buscar un sismograma con la forma de onda que represente adecuadamente a las estaciones (bajo ruido, forma clara y general). En él definimos T_0 como el tiempo de inicio de la correlación. Es importante mencionar que este valor será utilizado como referencia para las restantes estaciones de dicho evento y solo se define en una de las señales desplegadas en pantalla. La ubicación de T_0 puede no ser muy precisa, ya que será usada como referencia en la determinación del tiempo de máxima correlación (se consideró un máximo de 0.3 [s] de libertad).

Seguido a esto, se extrae el valor T_0 y T_1 (llegada teórica de la onda P) asociados a la estación escogida. Posteriormente, se calcula el valor T_s , diferencia entre el tiempo de inicio de la correlación (estimación visual) y la predicción teórica del arribo de la onda P.

$$T_s = T_0 - T_1 \quad (4.1)$$

Ya que esta estación representa el evento, el valor de T_s se asume igual para las estaciones restante. Seguido, recalculamos el valor de T_0 para todos los sismograma debido a que poseen distintos valores de T_1 . Esta modificación nos ayudará posteriormente a encontrar el tiempo de máxima correlación entre todas las estaciones del evento.

Se expone como ejemplo el evento 2005290192302 (Figura 4.3) mostrando una de sus estaciones, Península Tres Montes (TRES). En ella se observan los tiempos recién definidos $T_1(353,99[s])$ (P, tiempo teórico predicho por el modelo para el arribo de la onda P), $T_0(353,05[s])$ (tiempo estimado por el usuario para el inicio de la correlación) y $T_s(0,94[s])$ (diferencia temporal entre la predicción y la observación de los tiempos recién mencionados) valor exclusivo para esta estación.

El siguiente punto consiste en cortar y filtrar definitivamente los sismogramas en torno a T_0 , valor definido anteriormente en cada sismograma.

Para cada uno de los eventos, leemos sus estaciones mediante SAC y procedemos a quitarle la media y tendencia lineal, los extremos de la señal son suavizados a cero mediante el caso por defecto (Hanning, ancho 0.05), la señal es cortada en torno a T_0 teniendo un margen de ± 100 segundos. Los archivos son guardados con un nombre temporario antes de seguir el procesamiento. Seguido, leemos el archivo recién creado y aplicamos un filtro pasa banda Butterworth cuyas frecuencias de corte se encuentran entre 0.4 y 2 [Hz] usamos 4 polos y 2 pasos. A este segmento del sismograma original se le aplican los mismos procedimientos antes nombrados: se remueve la media, la tendencia lineal y suavizamos los extremos. Los archivos resultantes son guardados con el prefijo "tomo_" seguido de su nombre original, representando a los segmentos de sismogramas filtrados y aptos para realizar la correlación.

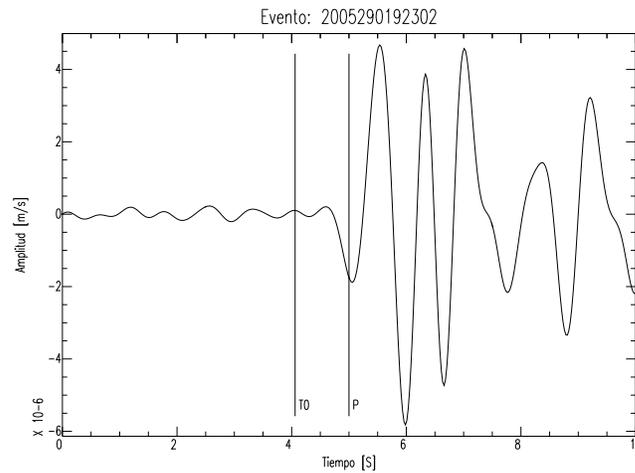


Figura 4.3: Sismograma del evento 2005290192302, estación Península Tres Montes (TRES). Observamos su respectivos tiempos $T_1(P)$, T_0 y $T_s = -0,94[s]$ (diferencia entre ambos).

4.6. Restricciones sobre algunas estaciones

Las condiciones de algunas estaciones se deben al hecho de tener defectuoso el GPS, distancia entre las estaciones menores a 5 [km] y la ubicación defectuosa del parámetro T_0 . Estas limitaciones deben ser analizadas para evitar imprecisiones en la determinación de los tiempos de máxima correlación, en el arribo de múltiples rayos provenientes de un mismo frente de onda sísmico y la alta tasa de ruido.

Una de las estaciones que presenta limitaciones es Río Caro, ya que tiene problemas en su GPS en los períodos: 8 de Febrero-22 Febrero de 2004 y 20 Enero-31 Diciembre de 2005. Es por esto que los sismogramas registrados durante estos intervalos de tiempo son extraídos del set de datos.

La siguiente limitación recae sobre la distancia entre pares de estaciones. Es importante discutir, que una onda sísmica en la realidad no es propagada como un rayo infinitamente delgado y con trayectoria rectilínea, al contrario, viaja como un frente de onda en todas las direcciones enfrentándose a diversos obstáculos que difractan y reflejan su energía. Cada uno de estos genera un nuevo frente denominado secundario, el cual puede ser considerado como una nueva fuente puntual. Si nuestros sensores se encuentran a distancias menores a 5 [km] estamos registrando en nuestros sismogramas ondas que pasan por la misma zona de Fresnel. Como se usan eventos lejanos a la red, estos frentes pueden llegar distanciados en el tiempo y pudiesen ser consideramos como eventos disímiles.

Se calculan las distancias entre las estaciones utilizando el programa OCTAVE, donde seleccionamos dos estaciones con sus respectivas coordenadas geográficas. Se calcula la distancia entre dos puntos a través del círculo máximo del globo terrestre considerando el radio de la tierra $R=6317$ [km]. Las ecuaciones utilizadas corresponden a la fórmula de Haversine:

$$\begin{aligned}
\Delta lat &= lat_2 - lat_1 \\
\Delta long &= long_2 - long_1 \\
R &= 3671 \text{ [km]} \\
a &= \text{sen}^2\left(\frac{\Delta lat}{2}\right) + \cos(lat_1) \cdot \cos(lat_2) \cdot \text{sen}^2\left(\frac{\Delta long}{2}\right) \\
c &= 2 \cdot \text{atan2}\left(\frac{\sqrt{a}}{\sqrt{1-a}}\right) \\
\Rightarrow d &= R \cdot c
\end{aligned}$$

La distancia recién calculada se almacena en un documento de texto solo para aquellos pares cuya distancia sea menor a 5 [km]. En el siguiente cuadro se detallan cada uno de ellos.

Estaciones	Distancia [km]	Estaciones	Distancia [km]	Estaciones	Distancia[km]
TRANA-TRANB	0	BAYO-RIES	2.1278	BAYO-JARA	2.9204
AMG01-IDA01	0.25875	BMU01-MURT	2.2212	BAYO-VASQ	3.0225
FICA1-RIES	0.65935	JARA-RIES	2.2862	LTQ01-TRANA	3.2428
JEI01-JEI02	1.1591	HECT-MALV	2.2987	LTQ01-TRANB	3.2428
JEI01-LAJE	1.2850	BAYO-CAVE1	2.5136	CAVE1-JARA	4.2973
JEI02-LAJE	1.3436	FICA2-VERD	2.5203	LEON-MRF01	4.4932
FICA1-JARA	1.6421	CHB01-PUCH	2.5238	FICA2-RIES	4.5150
AGU01-PUAG	1.8586	CAVE1-FICA1	2.6783	COC01-ELCO	4.5814
BAYO-FICA1	2.0272	CAVE1-FICA2	2.6854	FICA1-VASQ	4.8999
CAVE1-RIES	2.1110	LUNA-RMG01	2.7388		

Cuadro 4.5: Pares de estaciones cuyas distancias entre ellas son menores a 5 [km]

Para cada par de estaciones del cuadro 4.5, fue verificado el tiempo de registro de cada una. En este caso, todas coincidieron en el intervalo de medición por lo que debemos seleccionar una de ellas para evitar registrar rayos que provengan de la misma zona de fresnel. En general este inconveniente se debe a la unión de dos redes independientes.

Haciendo un listado de aquellos eventos que tienen ambas estaciones obtuvimos 208 casos que deben ser analizados individualmente bajo este punto de vista. Es por esto, que se compara los pares con respecto a uno de referencia representativo del evento. En cada caso, vemos todas las señales de dicho sismo y escogemos una estación la cual represente una señal con clara ventana de correlación y bajo nivel de ruido. Se destaca que la red total que se utiliza esta compuesta de variados sismómetros con diversos comportamientos, privilegiándose aquellos ubicados sobre roca madre, otorgando menor nivel de ruido a la señal.

La comparación de estos tres sismogramas cumple con seleccionar aquella señal que se asemeje mayormente a la de referencia.

4.7. Correlación

A continuación, entramos de lleno en el procedimiento de la correlación, herramienta estadística para la comparación entre series de tiempo que nos ayuda a determinar el tiempo en que ambas presentan igual forma, así podemos definir con mayor certeza la diferencia temporal entre pares de estaciones.

Todos los sismogramas de cada evento tienen definido T_0 , tiempo calculado para el inicio de la correlación. Este es usado como referencia para obtener el tiempo de máxima correlación.

Para poder realizar la correlación, necesitamos definir algunos parámetros insertos en el script `mccrc` (Multi Channel Cross-Correlation Run Commands). Este se implementará dos veces, con parámetros distintos para precisar la obtención de aquel tiempo aumentando a 2000 iteraciones.

MCCRC1, parámetros para las mil primeras iteraciones:

```

% .mccrc : optional file to set MCCC default parameters
% MCCC first looks for this in the local and then home directory
% if not found in either, the variables default to values shown in ( ).
t0      % sac variable from which to read initial picks (t0)
4.1     % window length in seconds (3.0)
1.9     % inset length in seconds (1.0)
0.5     % taper length in seconds (1.0)
2.0     % 1st level shift length in seconds (1.0)
0.2     % 2nd level shift length in seconds (0.1)
0.1     % 3rd level shift length in seconds (0.05)
100.0   % sample rate for interpolation (100.0)

```

Cuadro 4.6: Parámetros para la correlación “mccrc1”, mil primeras iteraciones.

En el cuadro 4.6, podemos ver los parámetros que controlan la correlación de las mil primeras iteraciones. Se especifica que el tiempo de inicio para la búsqueda del tiempo de mayor correlación es T_0 , se toma una ventana de 1.9 [s] antes y 4.1 [s] después de este tiempo (esta ventana considera entre 2 y 12 ciclos de la onda P), el suavizado en los extremos es de 0.5[s]. En el intervalo temporal recién definido (6 [s]) se realiza un barrido considerando 3 tipos de saltos: El primero es una ventana de 2 [s], el segundo de 0.2 [s] y finalmente 0.1 [s] para las últimas iteraciones.

El cuadro 4.7 define el intervalo temporal como: 0.2 [s] antes y 2.2 [s] después del tiempo especificado como inicio T_6 . Este intervalo de 2.4 [s] registra entre 1 y 5 períodos de la onda P, mientras que el suavizado en los extremos es de 0.2 [s]. Las ventanas de barrido especificadas para la búsqueda del mejor tiempo de correlación son: 1 [s], 0.1 [s] y 0.05 [s].

MCCRC2, parámetros para las mil iteraciones restantes:

```

% .mccrc : optional file to set MCCC default parameters
% MCCC first looks for this in the local and then home directory
% if not found in either, the variables default to values shown in ( ).
t6 % sac variable from which to read initial picks (t0)
2.2 % window length in seconds (3.0)
0.2 % inset length in seconds (1.0)
0.2 % taper length in seconds (1.0)
1.0 % 1st level shift length in seconds (1.0)
0.1 % 2nd level shift length in seconds (0.1)
0.05 % 3rd level shift length in seconds (0.05)
100.0 % sample rate for interpolation (100.0)

```

Cuadro 4.7: Parámetros para la correlación de las restantes mil iteraciones, `mccrc2`.

Comenzamos el proceso de correlación con los parámetros `mccrc1` (cuadro 4.6), corriendo el programa de correlación Multi Channel Cross-Correlation Plus, `mccc+` (VanDecar y Crosson, 1990). Especificamos en dicha línea el tiempo de inicio de la correlación es T_1 , tiempo encontrado para la mejor correlación T_6 y las señales a leer.

Seguido, creamos un macro para observar la primera correlación. Esto se lleva a cabo leyendo los archivos, centrándolos todos en T_6 con un margen de $[T_6 - 4, T_6 + 8]$ [s]. Por otro lado activamos los colores para diferenciar las estaciones y graficamos todas las señales sobrepuestas relativas al valor mencionado. Esto nos ayuda a crear una idea del tiempo estimado para la mejor correlación obtenido mediante las primeras 1000 iteraciones.

Continuamos con los parámetros de `mccrc2`, cuyas características ya son mencionadas en el cuadro 4.7. Luego, ejecutamos `mccc+` para realizar las siguientes 1000 iteraciones especificando el tiempo de inicio para la correlación T_6 (valor obtenido luego de realizar las mil primeras iteraciones), el tiempo resultante se almacena en T_7 y se especifican las señales para la correlación.

Análogamente, verificamos visualmente los resultados de la correlación, centrando los archivos en T_7 con un margen de $[T_7 - 4, T_7 + 8]$ segundos. Activamos los colores y graficamos relativo a este valor.

Para crear una idea del método utilizado, consideraremos un evento de calidad mediana (calidad: 2, ver definición en cuadro 4.1) como es el caso de 2005252195521. En la Figura 4.4, se muestra en la primera imagen todas las estaciones centradas en el tiempo T_0 , el cual corresponde a la predicción visual del inicio del segmento apto para la correlación. En la segunda las estaciones están centradas en T_6 , tiempo calculado por la correlación luego de 1000 iteraciones y finalmente la tercera correspondiente al caso final de correlación centrada en T_7 .

Una vez realizada la correlación, para cada uno de los eventos obtenemos tres archivos (los cuales son renombrados con los siguientes nombres) especificando su contenido a continuación:

Tomox.txt: Documento de texto que contiene datos de: estación, tiempo determinado por el usuario para comenzar la correlación (T_0); T_s ($T_0 - T_1$), diferencia temporal entre el tiempo de comienzo de la correlación y el tiempo teórico de arribo de la onda P; r , coeficiente de correlación propio de cada estación obtenido de la correlación del sismograma (una estación) con el promedio de la totalidad de las estaciones centradas en el tiempo de mejor correlación (VanDecar y Crosson, 1990).

Tomopwr.txt: Documento de texto el cual almacena la correlación existente entre pares de estaciones. Las columnas corresponden a las estaciones y al coeficiente de correlación entre ambas.

Tomores.txt: Documento de texto que recopila el residuo temporal de todos los pares de estaciones.

A continuación, realizamos un ciclo donde comparamos la estación que obtiene el mayor coeficiente de correlación una a una con las restantes, mostrando en pantalla sus respectivos coeficientes y sus imágenes sobrepuestas diferenciadas en color. Este proceso se realiza para las estaciones de cada evento, teniendo un total de $n - 1$ imágenes.

Enseguida preguntamos en pantalla si las estaciones son adecuadas para la correlación. De ser negativa la respuesta, se detalla que estaciones se desean eliminar las cuales deben ser escritas en consola. Los parámetros a considerar son: la extensión de la ventana a correlacionar, el nivel de ruido, la similitud entre señales y el posicionamiento del tiempo de correlación. Las estaciones descartadas son renombradas y no serán incluidas nuevamente en el proceso de correlación.

Simplemente para esquematizar el proceso, en la Figura 4.5 se compara la señal de mejor correlación con las restantes. Se considera el evento, 2005252195521, y las estaciones: TRANB, PENI, HOP01 y ELCO.

Las condiciones tomadas para eliminar eventos y señales corresponden a

Eventos:

1. Eventos con señales que no poseen parecido alguno.
2. Eventos con menos de 4 señales utilizables para la correlación.
3. Coeficiente de correlación menor a 0.8 aun cuando posea los 4 sismogramas como mínimo, ya que introduce error en la estimación del tiempo de máxima correlación.

Señales:

1. Señales con amplitud en torno al ruido (10^{-7} [s]), ya que buscamos el tiempo de máxima correlación en una señal definida y no en una aleatoria.
2. La llegada de la onda P, propuesta por el modelo de velocidad IASPEI91, se encuentra adelantada o atrasada con respecto a la señal. GPS defectuoso.
3. No existe señal (sismogramas vacíos). La estación no almacenó información de aquel evento.

Finalizado el proceso de correlación, obtenemos los tiempo de llegada relativo de todos los sismos y los documentos generados por el programa de correlacion contienen toda la información que requerimos para realizar la inversión tomográfica del set de datos.

El error asociado a la determinación del tiempo de arribo de la onda P es calculado observacionalmente. Facilitando el proceso y detallando el caso fundamental, tomamos dos eventos cuya distancia sea menor o igual a 1 grado y que a su vez tengan dos estaciones en común. Calculamos para el primer (1) y segundo (2) evento la diferencia entre los tiempos de llegada de onda P en ambas estaciones (A, B). Posteriormente, calculamos su diferencia y obtenemos el error asociado al arribo de la onda P. Definimos estas variables mediante una distribución Gaussianas independientes, donde T_{ij} es el tiempos de llegada de la onda P generada por el sismo i -ésimo a la estación j -ésima.

Matemáticamente se expresa (Rilley, 2000):

$$\begin{aligned} Err &= [(T_{1A} - T_{1B}) - (T_{2A} - T_{2B})] \\ Err &\sim [\alpha (\mu_{1A} - \mu_{1B}; \sigma_{1A}^2 + \sigma_{1B}^2) - \beta (\mu_{2A} - \mu_{2B}; \sigma_{2A}^2 + \sigma_{2A}^2)] \end{aligned}$$

$$Err = z + \sigma_z^2 \sim \gamma ((\mu_{1A} - \mu_{1B}) - (\mu_{2A} - \mu_{2B}); \sigma_{1A}^2 + \sigma_{1B}^2 + \sigma_{2A}^2 + \sigma_{2A}^2) \quad (4.2)$$

Donde μ_{ij} son los valores de tiempo de llegada de onda P provenientes del evento i a la estación j , σ_{ij} la desviación estandar de dicho valor y α, β y γ constantes.

Asumiendo que el error asociado a cada estación es el mismo, $\sigma_{1A} = \sigma_{1B} = \sigma_{2A} = \sigma_{2A} = \sigma$, y despejando el error σ^2 de la ecuación 4.2, obtenemos:

$$\begin{aligned} \sigma_z^2 &= \sigma_{1A}^2 + \sigma_{1B}^2 + \sigma_{2A}^2 + \sigma_{2A}^2 = 4\sigma^2 \\ \sigma &= \sqrt{\frac{\sigma_z^2}{2}} = \frac{\sigma_z}{2} \end{aligned}$$

Mediante el presente cálculo se obtiene el error asociado a la predicción del tiempo de arribo de la onda P, correspondiendo a 0.22171 [s].

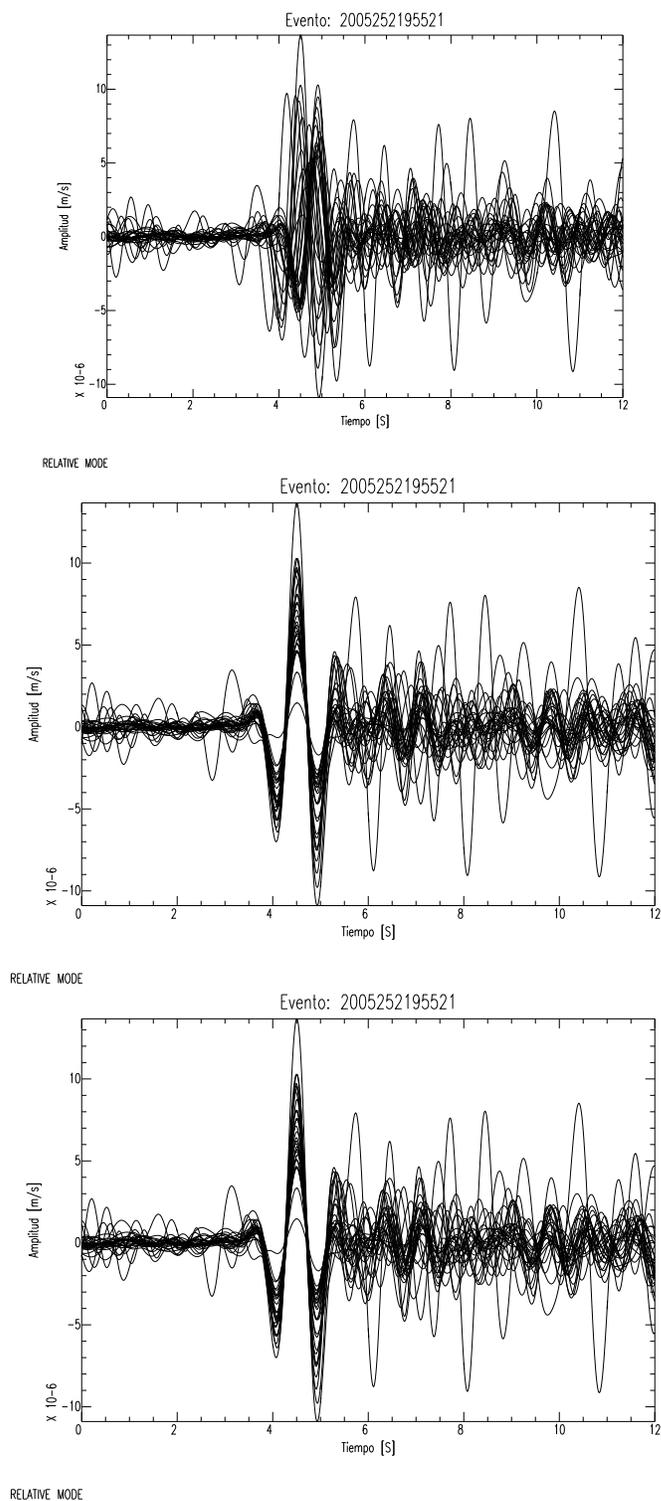


Figura 4.4: Visualización de los pasos aplicados para encontrar el mejor tiempo de correlación para el evento 2005252195521. Caso I: Centrado en T_0 ; Caso II: Centrado en T_6 y Caso III: Centrado en T_7 .

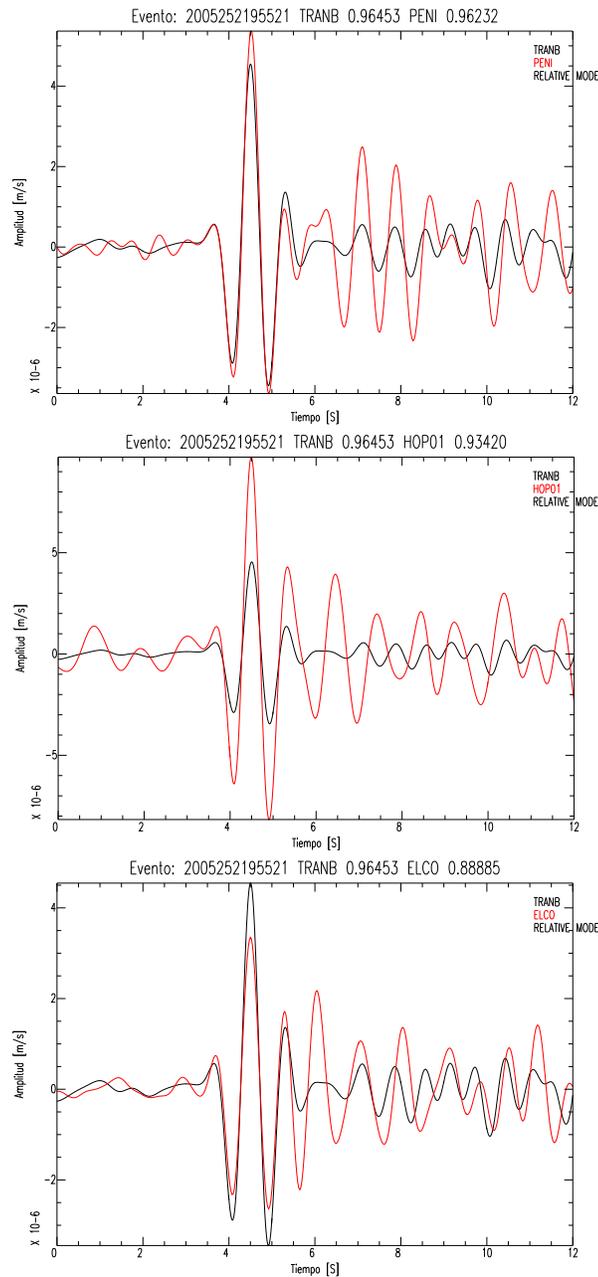


Figura 4.5: Comparación entre la estación que posee mayor correlación con las restantes. En este caso se esquematiza el proceso y se muestran solo tres casos del evento 2005252195521. En el título de cada imagen se especifica el evento, la estación de máxima correlación con otra (estación) del evento con sus respectivos coeficientes de correlación. En el margen superior derecho de cada una se observan las estaciones usadas bajo el modo relativo ya que son graficadas relativo a T_7 , cada una asociada al color de la señal. La ventana donde se encontró la correlación es $[3,8, 6,2][s]$, en el eje de la abscisa se observa el tiempo en segundos y en la ordenada la amplitud en metros por segundos.

4.8. Creación de los archivos para la inversión

Para realizar la inversión tomográfica se requieren 5 archivos de texto los cuales contendrán toda la información necesaria para obtener las imágenes de la región en estudio. Estos archivos presentan un formato fijo el cual es necesario reproducir para poder realizar la inversión a través de su código Fortran.

A continuación se detalla cada uno de ellos:

La creación de archivo *ref.tstat* el cual extrae de todas las estaciones: el nombre, latitud, longitud y elevación [km].

```
AGU1 -45.15080 -73.50890 0.050
```

Cuadro 4.8: Ejemplo de una línea del archivo *ref.tstat*

Ante la generación de este archivo, se observó que los nombres de las estaciones deben tener un máximo de 4 caracteres, es por esto que se modificaron algunos nombres como lo muestra el cuadro 4.9:

Cambio en el nombre de la estación (de 5 a 4 caracteres).			
AGU01/AGU1	COY01/COY1	ISM01/ISM1	RPR01/RPR1
AMG01/AMG1	CTS01/CTS1	JEI01/JEI1	RRS01/RRS1
BAK01/BAK1	FICA1/FIC1	JEI02/JEI2	SAD01/SAD1
BMU01/BMU1	FICA2/FIC2	LPL01/LPL1	TRANA/TRAA
CAL01/CAL1	FNL01/FNL1	LSR01/LSR1	TRANB/TRAB
CAVE1/CAV1	HOP01/HOP1	LTQ01/LTQ1	VCC01/VCC1
CHB01/CHB1	HUM01/HUM1	MEL01/MEL1	VMG01/VMG1
CHC01/CHC1	IBJ01/IBJ1	MRF01/MRF1	VOH01/VOH1
CHN01/CHN1	IDA01/IDA1	PLM01/PLM1	YNG02/YNG2
COC01/COC1	IMG01/IMG1	RMG01/RMG1	

Cuadro 4.9: Renombramiento de estaciones

Para la creación del archivo *ref.teqs* necesitamos: nombre del evento sin sus dos primeros dígitos, el caracter PDE, año, mes, día, hora, segundos, decimales, latitud, longitud, profundidad del evento y caracter MB. Los espacios y uniones se especifican en el cuadro 4.10.

```
04023064954 PDE 20040123064954358406S139719W 600 MB
```

Cuadro 4.10: Ejemplo de una de las líneas del archivo *ref.teqs*

El siguiente archivo es *ref.trays* se genera detallando: un contador correlativo a los rayos, nombre del evento sin sus dos primeros dígitos, estación, tiempo observado, el error del tiempo observado relativo al teórico, correlación, take off, azimut, tiempo de arribo de la onda P teórico, y los caracteres “0.00000 P”.

1 04023064954 CHAC -1.8088 0.00972 .92862 0.4054233.985350 459.6800 0.00000 P

Cuadro 4.11: Ejemplo de una de las línea del archivo *ref.trays*

El siguiente archivo, es *ref.tcale* el cual contiene el nombre del evento sin sus dos primeros dígitos y las restantes columnas de ceros con seis decimales.

04023064954 0.000000 0.000000 0.000000 0.000000

Cuadro 4.12: Ejemplo de una de las línea del archivo *ref.tcale*

El ultimo documento es *ref.tcals* contiene la estación, una columna de ceros con 5 decimales y la cantidad de eventos que registró dicha estación (equivalente a los rayos sísmicos).

AGU1 0.00000 187

Cuadro 4.13: Ejemplo de una de las línea del archivo *ref.tcals*

4.9. Revisión de los archivos para la tomografía y su error asociado

Los archivos *ref's* recién confeccionados contienen la información base para el proceso de inversión tomográfica. Sin embargo, realizamos revisiones en ellos para llegar al set de datos óptimo para el estudio.

Se detallan los sucesivos cambios a continuación:

4.9.1. Selección de eventos

El siguiente desarrollo trae consigo la selección de los eventos ubicados en una misma zona independiente del tiempo, en este caso se definen 5 grupos donde existe alta densidad sísmica: Ecuador, America Central, Tonga, Isla Sandwish y Perú.

La importancia de esta selección radica en que estas zonas entregaran gran cantidad de rayos que poseen trayectorias similares (producto de la cercanía de los eventos sísmicos). Para evitar esto se seleccionó aquellos eventos separados a una distancia ~ 4 [km], para que sus rayos lleguen a la región de estudio distanciados por al menos ~ 10 km. A su vez, priman aquellos eventos con mayor coeficiente de correlación y la cantidad de estaciones que registraron dicho eventos.

En el siguiente cuadro podemos ver las características de cada grupo:

Zona	Total Eventos	Eventos seleccionados	Latitud [°]	Longitud [°]
Perú	15	9	$-14 < \phi < -18$	$-70 < \theta < -77$
América central	65	21	$-5 < \phi < 18$	$-105 < \theta < -81$
Tonga	163	24	$-34 < \phi < -14$	$-175 < \theta < 175$
Ecuador	13	6	$-7 < \phi < 0$	$-81 < \theta < -75$
Isla Sandwish	34	14	$-65 < \phi < -55$	$-30 < \theta < -20$

Cuadro 4.14: Características generales de los grupos con alta densidad sísmica.

Los eventos eliminados que no cumplen las condiciones ya detalladas corresponden a 159. El error inicial asociado a la determinación del arribo de la onda P corresponde a $0,22171[s]$, sin embargo, al recalcular el error posterior a la eliminación de los eventos mencionados obtenemos $0,19962[s]$, una disminución del 9.97 por ciento.

En resumen, luego de la eliminación se obtienen las siguientes características del set datos:

	Cantidad
Eventos	281
Rayos	5091
Estaciones	98
Error [s]	0.19962

Cuadro 4.15: Resumen Pre-eliminar del volumen de datos

4.9.2. Selección de estaciones por error.

Cuando se calculó el error asociado a las elecciones de las ondas P, se pudo observar que existen algunas estaciones que presentan alto error, aun cuando la correlación en dichos eventos se encuentra dentro de los márgenes aceptados ($r > 0,8$). En estos casos, el error se debe principalmente a su GPS. Varias de las estaciones presentan una señal coherente con la señal de máxima correlación, pero no el

posicionamiento del arribo de la onda P. Estas ultimas son eliminadas del set de datos, destacando que al recalcular la condición impuesta que la suma de total de los tiempos sea optimizada, evitamos incrementar considerablemente el error asociado a estos arribos.

Las estaciones en las que se desconfía son 18. Como se eliminan estaciones sísmicas, se observan todos los eventos que posean menos de 4 estaciones y se eliminan del set de datos.

En la Figura 4.6 podemos visualizar sobre el globo los eventos sísmicos seleccionados para realizar la tomografía en la región de Aysén.

Finalmente, nuestro set de datos y los archivos *ref's* se modifican, por consiguiente se obtiene el siguiente estado del set de datos:

	Cantidad
Eventos	238
Rayos	3957
Estaciones	80
Error [s]	0.07547

Cuadro 4.16: Set de datos luego de la eliminación de estaciones por alto error.

4.10. Determinación de la grilla 3-D

La unión de las dos redes proporcionó una extensión del área de estudio y una mayor densidad de rayos sísmicos (con respecto a cada red). La determinación de la grilla para el modelo de lentitud 3-D, está directamente ligada al modelo de referencia de velocidad, IASPEI91 (Kennet y Engdahl, 1991; Figura 4.1) y a la densidad de rayos, ya que en lugares donde existe mayor cantidad de estaciones aspiramos a tener una mejor resolución. La concentración de rayos en cada estación se puede apreciar directamente en la Figura 4.7 y la cobertura de ellos en superficie se aprecia en la Figura 4.8.

Se planificó la red nodal para el modelo tridimensional de la lentitud (recíproco de la velocidad) considerando: 55 nodos para la latitud, 85 nodos para la longitud y 36 nodos para la profundidad, en total se tienen 168.300 nodos distribuidos en la red. La separación entre nodos de define a continuación y posteriormente se visualiza en la Figura 4.9:

Latitud:

$\Delta 0.5^\circ$: 41° a 42° y 51° a 52°

$\Delta 0.2^\circ$: 42° a 43° y 50° a 51°

$\Delta 0.1^\circ$: 43° a 50°

Longitud:

$\Delta 0.5^\circ$: 76.6° a 77.6° y 69.6° a 70.6°

$\Delta 0.2^\circ$: 75.6° a 76.6° y 70.6° a 71.6°

$\Delta 0.1^\circ$: 71.6° a 75.6°

Los nodos radiales:

$\Delta 10$ km: 10 [km] a 300 [km].

$\Delta 20$ km: 300 [km] a 400 [km].

4.11. Inversión tomográfica

El método utilizado para la inversión tomográfica fue desarrollado por VanDecar y Crosson (1990), Bostock y VanDecar (1995), y posteriormente por Tilmann (2001). Este mediante los tiempos de arribos de ondas P provenientes de telesismos y un modelo de velocidades de referencia, ambos necesarios para poder inferir, mediante procesos inversos, características de la estructura interna bajo la región de Aysén.

La realización de dicho proceso inverso requiere de un modelo de velocidades, en este caso utilizamos IASPEI91 (Kennett y Engdahl, 1991) el cual predice los tiempos de llegada de los rayos generados desde su hipocentro al sensor. Este modelo unidimensional resume características globales de las estructuras internas de velocidades de ondas P y S, considerando un radio terrestre promedio de 6371 km y suponiendo una Tierra esférica (Figura 4.1).

Se menciona que es indistinto utilizar otro modelo de velocidades (ejemplo, PREM) ya que se realizan estimaciones de velocidades relativas entre pares de estaciones, es decir, perturbamos el modelo de velocidad de acuerdo a la diferencia temporal entre pares de estaciones, no se perturban los tiempos absolutos de cada estación. Si utilizamos un modelo que posee mayor velocidad en sus capas se requiere perturbar menos el modelo para llegar a satisfacer la diferencia de tiempo entre estaciones.

Una herramienta necesaria para el desarrollo de estos cálculos es Fortran, ya que el código del programa de inversión se encuentra escrito en este lenguaje. Se presentará un detalle de los procedimientos utilizados para la compilación de los programas y posteriormente la creación de las imágenes tomográficas de la región en estudio.

Comenzamos creando una carpeta, la cual contendrá todos los programas de la inversión junto a los scripts necesarios para su funcionamiento. Posteriormente, se definen los nodos del modelo de lentitud tal como se mencionó en la subsección 4.10 (Figura 4.9).

Los archivos en lenguaje Fortran necesarios para compilar se encuentran en las carpetas de inversión, las cuales son compiladas mediante Makefile, requiriendo la modificación del nombre del proyecto, chl. Cada vez que se modifiquen el número de nodos es necesario recompilar estas carpetas. Los programas usados son: Spline: realiza mediante una spline la interpolación entre anomalías; Derivadas parciales: calcula la derivada de Fréchet de cada rayo en cada nodo por el cual pasa; Parametrización de modelo de velocidades: Genera el modelo 3-D de lentitud usando el modelo de velocidad, IASPEI91, y de la red de nodos; Iteraciones: realiza las iteraciones de la inversión de datos.

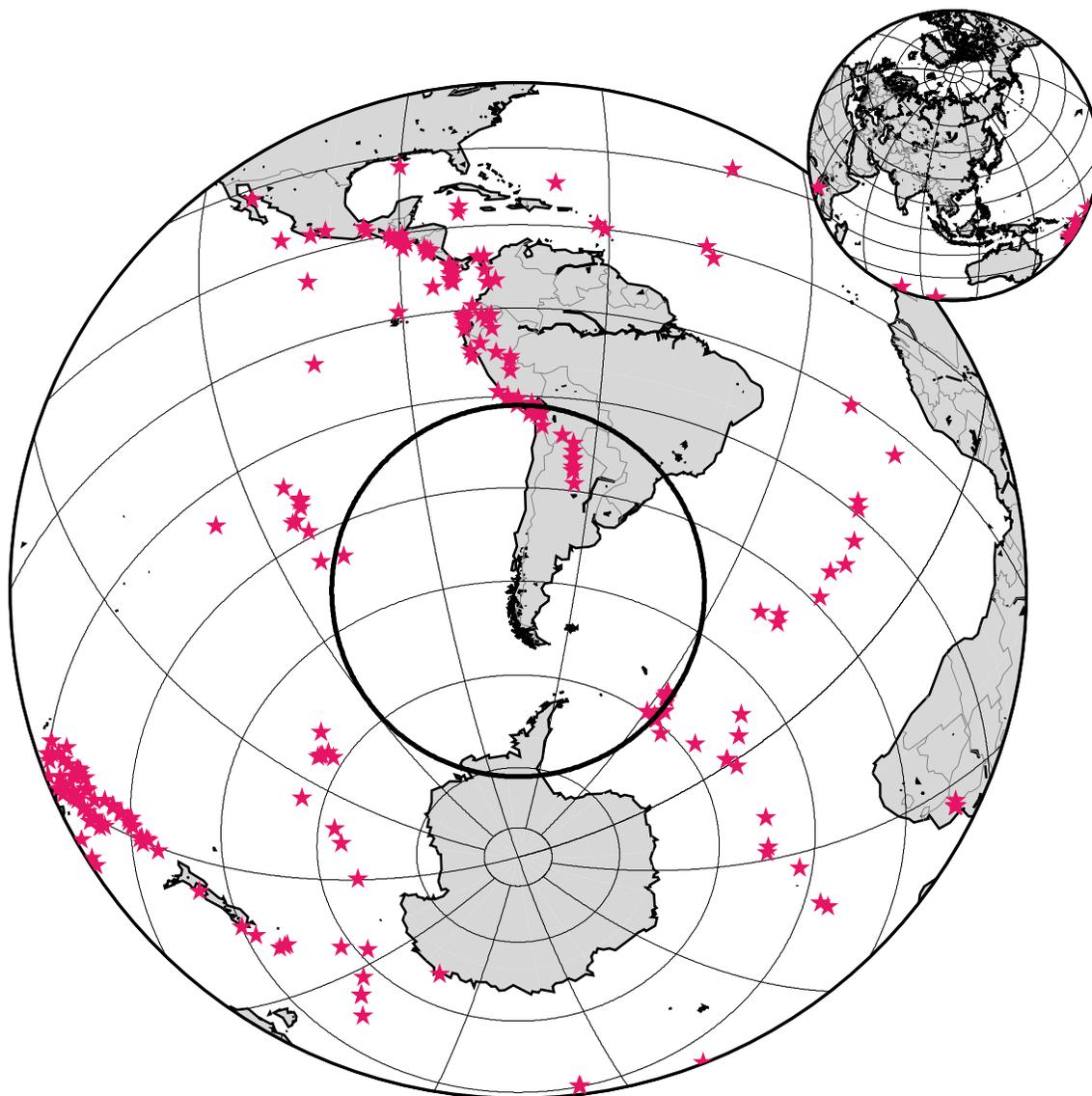


Figura 4.6: Visualización de los eventos sísmicos utilizados y desplegados en el globo terráqueo. Las estrellas rojas señalan los eventos y la circunferencias negra señala los 30° de distancia entre el centro de la red y los eventos.

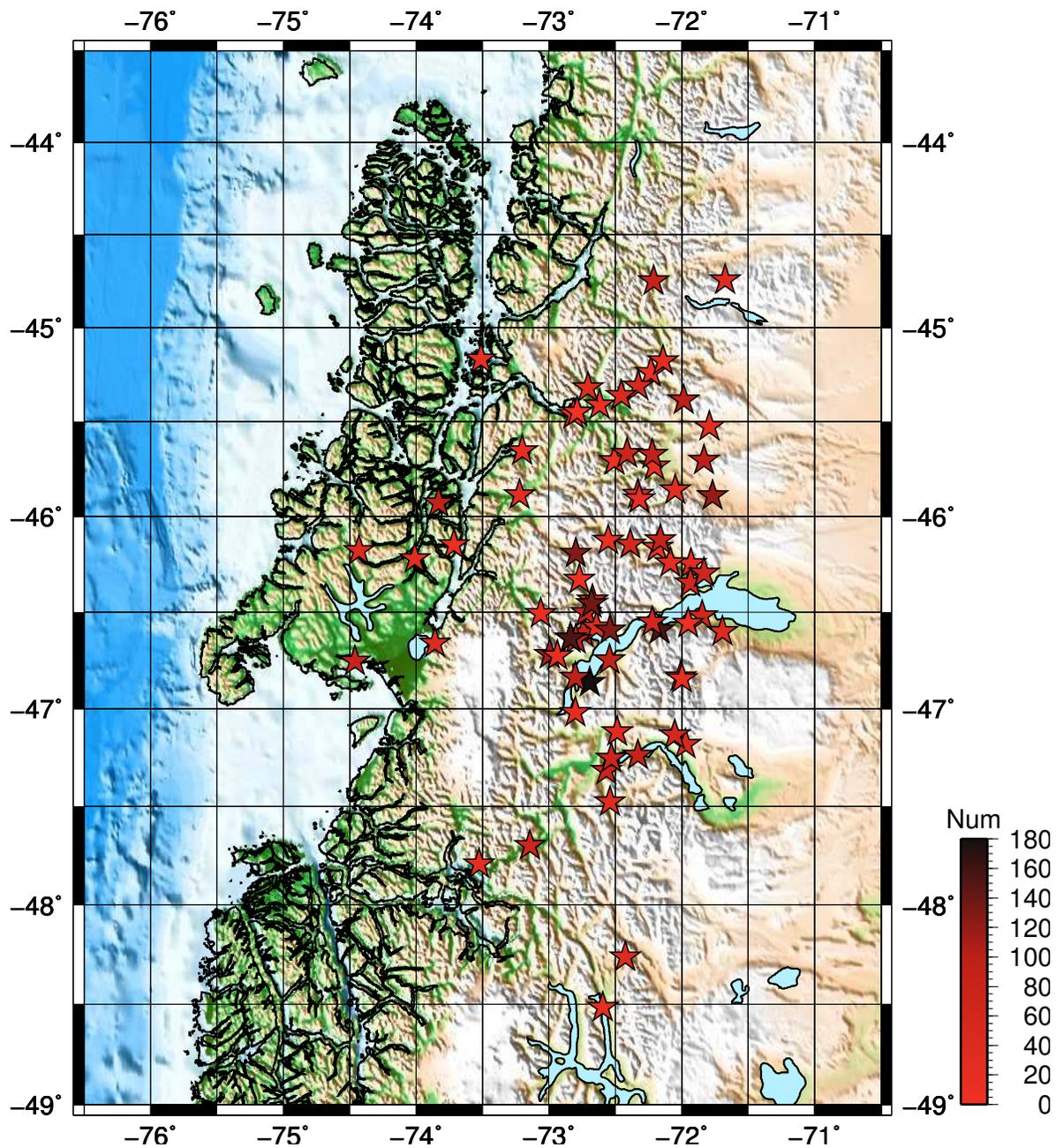


Figura 4.7: Distribución de estaciones en la región de Aysén y cantidad de ondas P utilizadas en el estudio. Las estrellas identifican las estaciones y su color se relaciona con la cantidad de rayos sísmicos registrados. La barra de la derecha pone en manifiesto la graduación de colores asociada a la cantidad de ondas P registradas por cada estación utilizada para tomografía telesísmica.

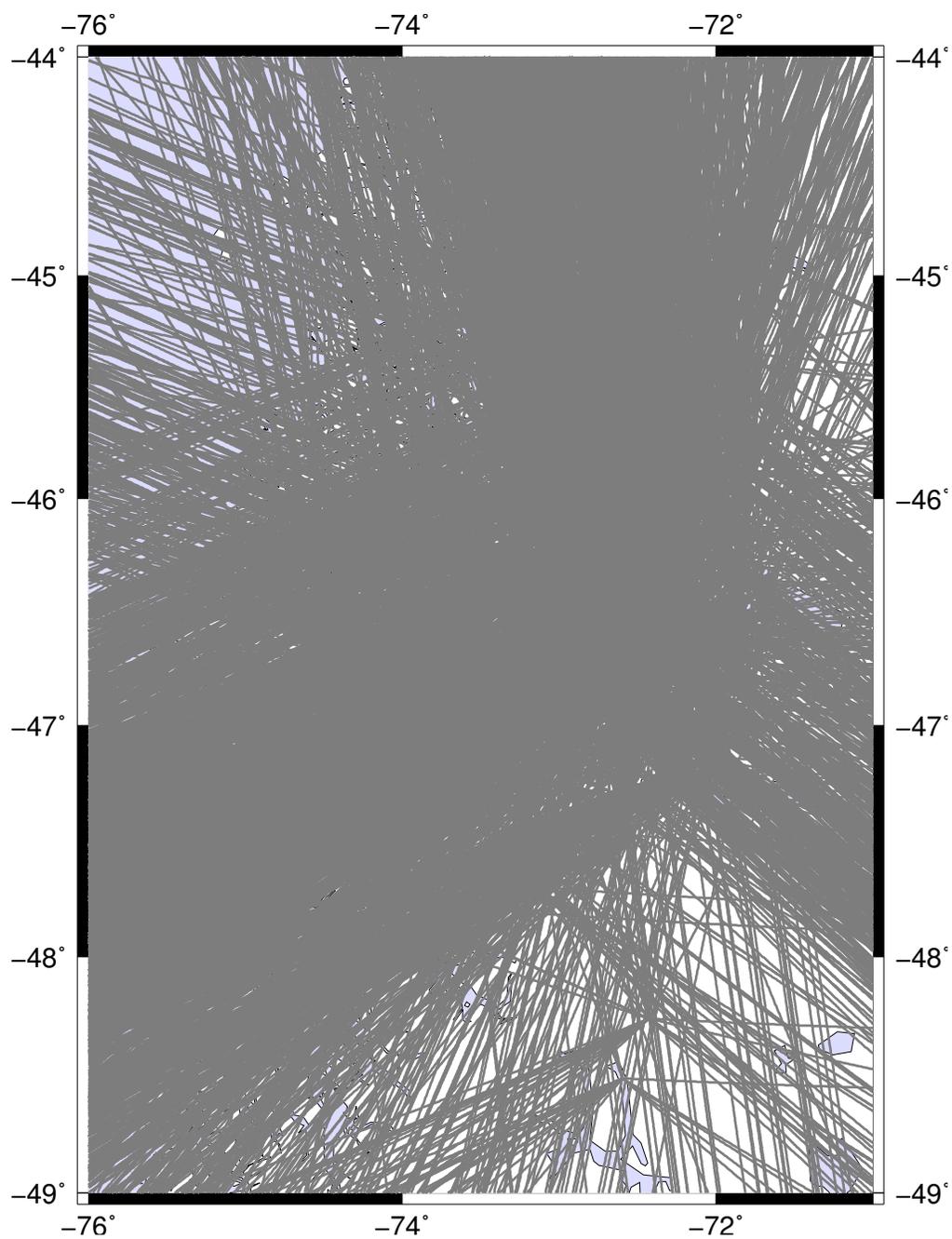


Figura 4.8: Cantidad de rayos registrados aptos para la realización de la tomografía telesísmica en la región de Aysén.

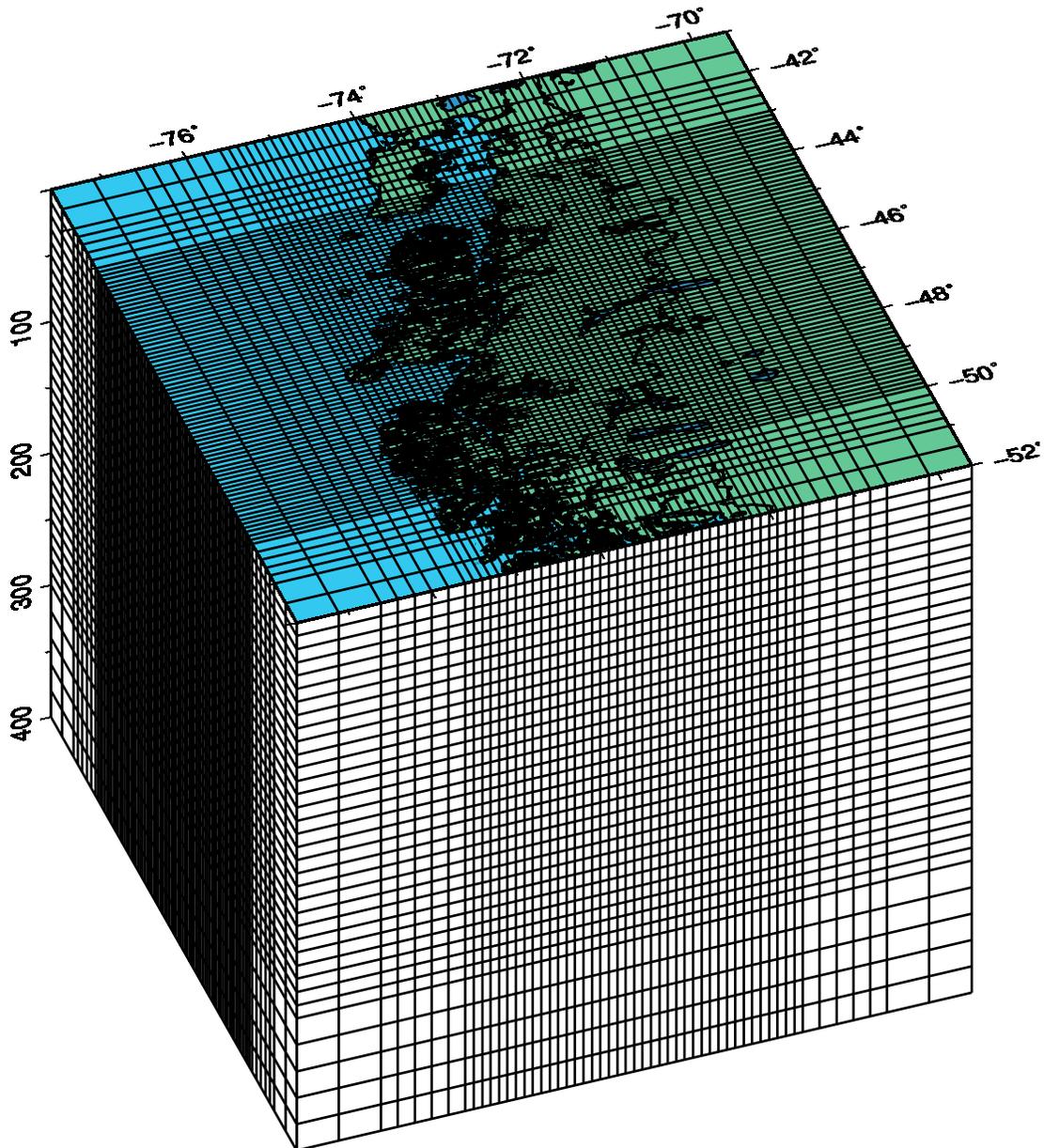


Figura 4.9: Grilla del modelo 3-D de lentitud. En ella podemos ver como están distribuidos los nodos que posteriormente se utilizan en la inversión de datos.

El programa de inversión requiere los siguientes archivos para su desarrollo:

CHL_0.par: Este archivo contiene el nombre del experimento CHL_30_HYPO_PERT. Siendo 30 el parámetro asociado a la primera derivada (aplanamiento, $0.3 \left[\frac{km^2}{s} \right]$), considerandose un rango entre $0.01-10 \left[\frac{km^2}{s} \right]$ cuyas restricciones se comentan mas adelante), las velocidades utilizadas: $4,8 \left[\frac{km}{s} \right]$ velocidad del granito usada para la corrección por elevación (Biot, 1962) y $5,8 \left[\frac{km}{s} \right]$ para los rayos que llegan a las estaciones justo bajo el nivel del mar (IASPEI91) y el tipo de onda usada, en este caso ondas P.

MAGIC	tomo parameter file
EXPERIMENT	CHL_30_HYPO_PERT (relative to EXPERIMENT DIR)
VELOCITY	4.8 5.8
WAVETYPE	P

Cuadro 4.17: Archivo CHL_30.par considerando un parámetro de aplanamiento $0.3 \left[\frac{km^2}{s} \right]$.

model.0: Corresponde al modelo de referencia inicial de lentitud (3-D), el cual esta definido en cada uno de los nodos de la región. Este archivo se caracteriza por tener todas las perturbaciones cero y estar basado en IASPEI91.

iasp91_P.vel: Corresponde al modelo de velocidades IASPEI91 (1-D; Kennett y Engdahl, 1991) para las ondas P.

telin.su.0: Controla los parámetros de la inversión como: aplanamiento (primera derivada), suavizado (segunda derivada), amortiguamiento de las condiciones de borde, perturbaciones del hipocentro, escalas (amplitud, del tiempo de viaje), formato de lectura (binario), entre otros.

part_modXX.0: Archivo con las derivadas de Fréchet correspondientes a todos los rayos del set.

ref.tcale, ref.tcals, ref.trays ref.teqs, ref.sta: Ya son mencionados en la subsección 4.8

La inversión genera los siguientes archivos:

hitcnt.0: Documento que contiene la información de la densidad de los rayos en cada nodo.

model.1: Contiene información de las perturbaciones en lentitud de cada nodo que define el modelo.

ref.tcals.1: Informa de las correcciones de la estructura superficial que se utilizan en la ecuación (ecuación 3.8 y usada en la ecuación 3.9).

ref.tcalle.1: Contiene las perturbaciones del hipocentro expresadas en kilómetros (usada en la ecuación 3.9).

res.ini.1: Posee el tiempo de viaje residual (en segundos) antes de realizar al inversión de cada rayo.

res.las.1: En su interior están los tiempos de viaje residual (en segundos) luego de la inversión de los datos. Este punto se desarrolla tantas veces como modificaciones al archivo telin.su.0 existan.

La ecuación 3.9 es solucionada simultáneamente considerando el suavizado (primera derivada) y aplanamiento (segunda derivada) de los rayos, de tal manera que ambas sean minimizadas y sujeta al cálculo de perturbación del hipocentro. Estudios anteriores (VanDecar y Crosso, 1990; Tilmann, 2001), han analizado las distribuciones de velocidad físicamente posible en la Tierra, concluyendo que la relación entre la primera y segunda derivada corresponde a un factor $20[km^{-1}]$.

En el cuadro 4.18 se manifiestan las pruebas realizadas detallando diversos parámetros. En el caso de CHL_05, indica que el factor para la primera derivada es de $0.05 \left[\frac{km^2}{s} \right]$ y para la segunda derivada es $1 \left[\frac{km^3}{s} \right]$. Se manifiesta el error r.m.s inicial propio de la diferencia temporal entre el valor predicho por el modelo de velocidad IASPEI91 (1-D) y el valor observado, y el r.m.s final asociado a la sustracción entre el tiempo predicho por el modelo tomográfico (3-D) y el valor observado.

Test	Aplanamiento	$\frac{km^2}{s}$	Suavizado	$\frac{km^3}{s}$	r.m.s _{inicial} [s]	r.m.s _{final} [s]
CHL_01	0.01		0.2		0.308323	0.035954
CHL_05	0.05		0.1		0.308323	0.049512
CHL_10	0.10		0.2		0.308323	0.086944
CHL_20	0.20		0.4		0.308323	0.123795
CHL_30	0.30		0.6		0.308323	0.131208
CHL_40	0.40		0.8		0.308323	0.135039
CHL_50	0.50		1		0.308323	0.137139
CHL_100	1		20		0.308323	0.145181
CHL_200	2		40		0.308323	0.154344
CHL_300	3		60		0.308323	0.160356
CHL_500	5		100		0.308323	0.169983
CHL_1000	10		200		0.308323	0.188559

Cuadro 4.18: Pruebas realizadas considerando distintos parámetros de aplanamiento y suavizado. Se rigen por la conjetura expuestas por los VanDecar y Crosson (1990) y Tilmann (2001), la cual detalla que la razón existente entre la primera y segunda derivada es de $20[km^{-1}]$. Se destaca el experimento CHL_30 ya que sopesa el error asociado al método, con las estructuras existentes en las imágenes.

Se puede corroborar que una vez realizada la inversión no se cuenta con la misma cantidad de rayos, ya que aquellos que posean 1.5σ (desviaciones estándar) de la distribución de residuos son rechazados por el modelo. Recordemos que la variación de los parámetros mencionados (telin.su.0) cambia sustancialmente los cálculos de la inversión y sus futuras imágenes.

Las estimaciones con respecto al error en la predicción de la onda P corresponden a 0.07547[s], luego de la inversión de los datos considerando una trayectoria 3-D de los rayos sísmicos se estima un error 0.131208[s].

En la siguientes Figura 4.10 podemos ver como el aplanamiento y suavizado condicionan fuertemente las imágenes obtenidas. Cuan mayor es el suavizado se pierde la capacidad de resolver estructuras internas de pequeña escala, en contraste si disminuimos esta variable se genera una imagen con gran cantidad de estructuras. En la imagen se expone un mismo perfil con dos pares de parámetros distintos, así observamos las variaciones en ellas.

A continuación se generan las imágenes propias de la tomografía utilizando scripts en bash y comandos escritos en Fortran, se crean 12 Oeste-Este paralelo a las fallas transformantes (N80E) y 9 perfiles Sur-Norte perpendiculares al anterior. La líneas que los componen son segmentos grises y negros cada uno de 100 [km] y en cada extremo de los perfiles se detalla el nombre de él (letra o numero; 1-1', A-A', etc). En las Figuras 4.11 y 4.12 se muestran los perfiles Sur-Norte y Oeste-Este ambos sobre el mapa de la región de estudio.

Los perfiles en profundidad son 7 imágenes (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350 [km]) en ellos se muestran las anomalías de 3 porciento en colores rojo, blanco, azul (al igual que en los casos anteriores) y el mapa de la región se encuentra demarcado en negro.

Con el fin de verificar la confiabilidad de las imágenes, se genera a partir del set de datos original dos grupos cuyos rayos son divididos aleatoriamente. La idea radica en desarrollar nuevamente la inversión y sus respectivas imágenes, para comparar ambas e identificar estructuras predominantes en ellas, así podemos identificar cuales son los rasgos confiables en cada uno de los perfiles. Esto se realiza para numerosos parámetros de suavizado (1, 10, 20, 30, 40, 50, 100, 200, 300, 400, 500) y para las 5 divisiones aleatorias del set de datos (A-B, C-D, E-F, G-H, I-J).

Las imágenes resultantes de la división del set orginal se muestran en el capítulo C, detallando la cantidad de evento, rayos y estaciones de cada uno de los grupos. Las imágenes se exponen organizadas por perfiles, así se facilita la observación y distinción de estructuras comunes en ellas.

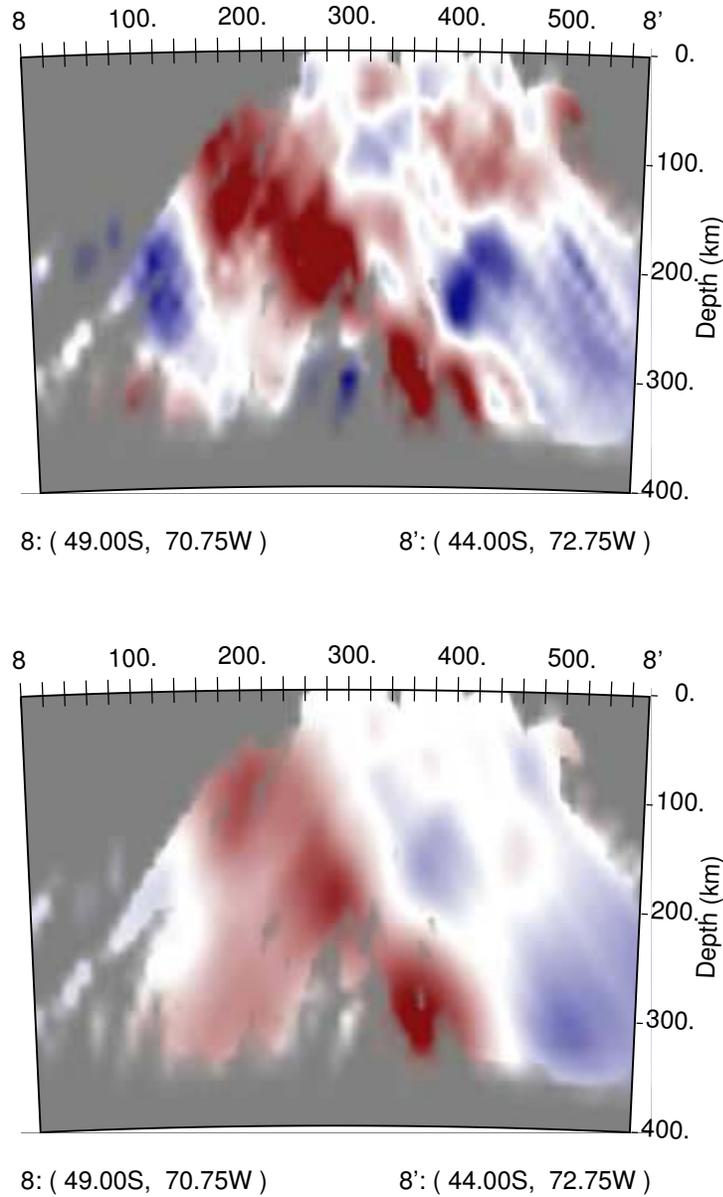


Figura 4.10: Comparación de parámetros (aplanamiento y suavizado) para el perfil 8-8'. Imagen superior: Aplanamiento: $0.3 \left[\frac{km^2}{s} \right]$, Suavizado: $6 \left[\frac{km^3}{s} \right]$. Imagen inferior: Aplanamiento: $2 \left[\frac{km^2}{s} \right]$, Suavizado: $40 \left[\frac{km^3}{s} \right]$. La primera imagen muestra manifestaciones superficiales (260,440) [km] de la anomalía baja de lentitud las cuales son explicadas con la geología del lugar (MCC y MLBA). En la segunda estas características no se aprecian ya que los parámetros generan una imagen mas difusa sin presencia de rasgos de menor escala, representándose de manera general la placa de Nazca y la ventana astenosférica.

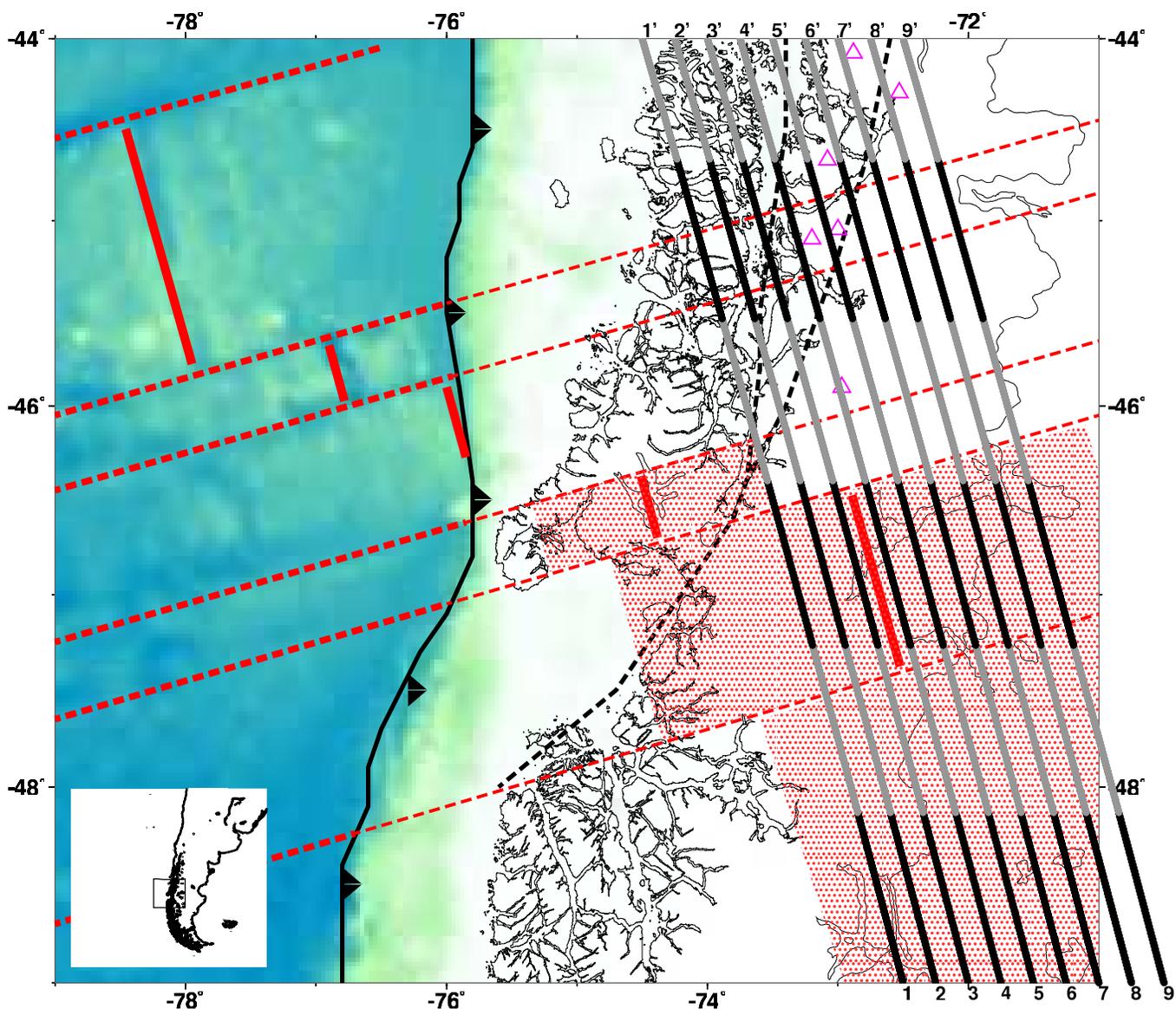


Figura 4.11: Perfiles Sur-Norte perpendiculares a las fallas transformantes que limitan a los segmentos de Dorsal de Chile, corresponde a 9 imágenes que describen la zona de estudio. Cada perfil se encuentra dividido por segmentos de 100 [km] (colores negro y gris alternados). En la parte inferior izquierda posicionamos la región de estudio en América del Sur. Los triángulos rosas muestran a los volcanés de la zona (ZVS), los segmentos rojos continuos corresponden a los respectivos segmentos de Dorsal de Chile, las líneas segmentadas rojas son sus fallas transformantes, el achurado del mismo color ejemplifica las proyecciones en superficie de las ventanas astenosféricas (3-6-10 Ma), la línea negra segmentada esquematiza el sistema de fallas activas Liquiñe-Ofqui y la línea negra continua con triángulos del mismo color muestra la fosa Chile-Perú.

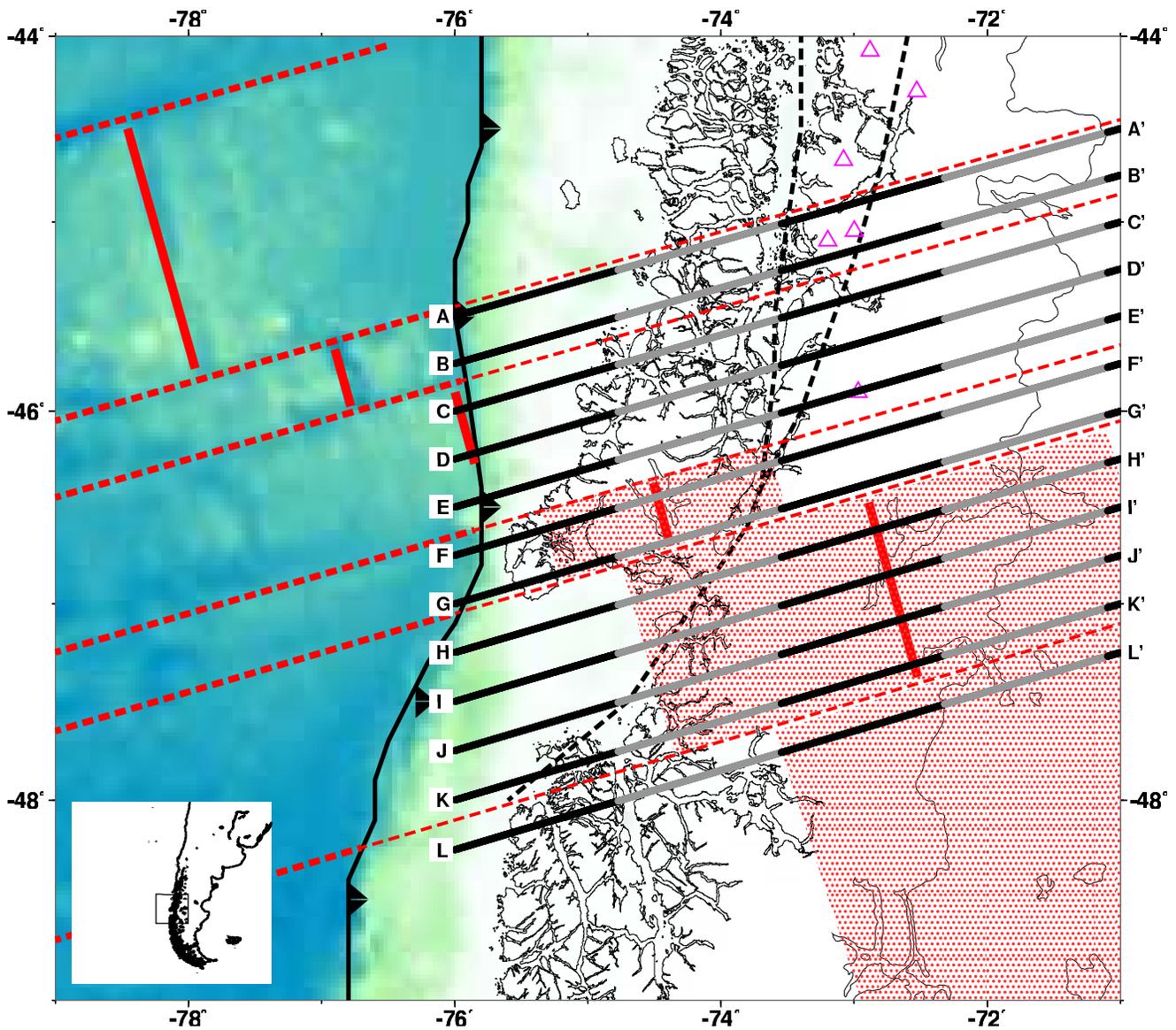


Figura 4.12: Perfiles Este-Oeste paralelos a las fallas transformantes que limitan a los segmentos de Dorsal de Chile, corresponde a 12 imágenes que describen la zona de estudio aproximadamente desde la Fosa Chile-Perú hasta el límite oeste del país, cada perfil se encuentra dividido por segmentos de 100 [km] (colores negro y gris alternados). En la parte inferior izquierda posicionamos la región de estudio en América del Sur. Los triángulos rosas muestran a los volcanes de la zona (ZVS), los segmentos rojos continuos corresponden a los respectivos segmentos de Dorsal de Chile, las líneas segmentadas rojas son sus fallas transformantes, el achurado del mismo color ejemplifica las proyecciones en superficie de las ventanas astenosféricas (3-6-10 Ma), la línea negra segmentada esquematiza el sistema de fallas activas Liquiñe-Ofqui y la línea negra continua con triángulos del mismo color muestra la fosa Chile-Perú.

Capítulo 5

Análisis de las imágenes tomográficas

Luego de un extenso trabajo uniendo diversas áreas como la programación, sismología y geología, se obtuvo 27 imágenes tomográficas clasificadas en tres grupos: Perfiles Oeste-Este paralelo a las fallas transformantes N80W (Figura 4.12), Sur-Norte perpendiculares a los perfiles anteriores (Figura 4.11) y profundidad.

A su vez, es importante mencionar que este análisis es validado ya que al dividir el set de datos original en dos grupos aleatorios estos son capaces de representar las estructuras dominantes y entregarnos una estimación de la resolución de ellas. Las imágenes mencionadas se exponen en el anexo C en donde se agrupan por perfil para ser comparadas con facilidad.

Para iniciar el análisis es importante saber que las imágenes manifiestan anomalías relativas de lentitud producto de perturbaciones en los nodos del modelo de referencia (IASPEI91) hasta un tres por ciento de él, en consecuencia su valor no puede ser convertido a uno absoluto (recordar que nuestro estudio utiliza tiempos relativos entre estaciones y no tiempos absolutos). El color gris en las imágenes representa aquellos lugares donde no pasan rayos sísmicos ($0,01 \left[\frac{\text{rayos}}{\text{km}^2} \right]$, sin resolución), el rojo expresa anomalías altas de lentitud (baja velocidad), azul las bajas anomalías (alta velocidad) y por último el blanco aquellos lugares donde la lentitud no es perturbada.

En la interpretación tenemos que considerar el requisito impuesto por la inversión tomográfica sobre las imágenes generadas, restringiendo para cada profundidad la suma total de las anomalías a cero, por lo tanto si existen zonas cuya densidad de rayo es baja el modelo tratará de elevar los porcentajes variando la intensidad de las anomalías (colores rojo, blanco y azul) de todo el plano de tal manera que pueda ajustar la condición a cero. Dado el volumen finito de los nodos (168.300) y que el cálculo de la inversión supone que todas las perturbaciones están en el volumen de los nodos, es posible encontrar en los bordes de las imágenes la compensación necesaria para dichas anomalías externas al volumen de nodos.

Comenzamos el análisis de las imágenes considerando los puntos principales expuestos en el capítulo

segundo y se describe cada uno de ellos mencionando los perfiles utilizados e indicando las características observadas de acuerdo a las imágenes.

- Placa Antártica:

Es complejo observar con claridad la placa Antártica, debido a que la red se extiende mayormente al norte y sobre las ventanas astenosféricas (3 y 6 Ma) debido a la accesibilidad en la región. Esto provoca que las observaciones de la placa tengan una baja resolución.

Los primeros tres perfiles Sur-Norte (1-1', 2-2', 3-3') muestran una zona con baja anomalía de lentitud (alta velocidad) que podría relacionarse con la placa mencionada. Sus manifestaciones se exhiben desde los inicios de los perfiles hasta $\sim 120-140$ [km] y no superan los 100 [km] de profundidad, producto del bajo cruce de rayos. Las imágenes 4-4', 5-5', 6-6', 7-7', 8-8' y 9-9 muestran poca resolución superficial y baja anomalía de lentitud entre las profundidades 50-300 [km]. Es posible que las nueve imágenes mencionadas muestren parte de la placa Antártica justo al límite con la ventana astenosférica de 6 Ma (Cande y Leslie, 1986). Este límite se plantea a los 140 [km] y se proyecta en profundidad bajo esta posición apreciándose desde el sexto perfil en adelante.

Con respecto a los perfiles Oeste-Este que atraviesan la placa en análisis, se observa que las imágenes H-H' e I-I', no muestran clara evidencia de la placa, existiendo baja resolución en superficie. Para distancias entre 80-150 [km] del perfil y profundidades 150-270 [km] se observa una leve presencia de bajas anomalías. Mientras que en las imágenes J-J' y K-K', con zonas de baja anomalía de lentitud entre los 140-180 [km] (superficie) y 100-250 [km] de profundidad plantean una insipiente presencia de la placa Antártica. Finalmente, el perfil L-L' presenta anomalía de baja lentitud (alta velocidad) con baja resolución que podría asociarse a la placa Antártica a los 140-200 [km] y en profundidad bajo una proyección vertical hasta 240-280 [km].

Los perfiles en profundidad (50-250 [km]) muestran la placa en cuestión prácticamente sin resolución, manifestando leves anomalías rápidas velocidad (azul; baja lentitud) al sur de la falla transformante Esmeralda atribuibles a la placa Antártica. Esta característica persiste hasta los 300 [km] magnificando su intensidad de anomalía producto de la escases en el cruce de rayos.

- Placa Nazca:

Los perfiles generados muestran la placa de Nazca relativamente resuelta producto de una mayor concentración de rayos, implicando mayor resolución.

Los perfiles Sur-Norte 1-1', 2-2', 3-3', 4-4' y 5-5' muestran una zona de alta velocidad (baja lentitud; color azul intenso) atribuida a esta placa. Desde los 280 [km] en adelante y hasta profundidades ~ 240 [km], su ubicación es concordante con el modelo geodinámico planteado por Cande y Leslie (1986). Los tres últimos perfiles (3-3', 4-4' y 5-5) dan a conocer una placa con diversos afloramientos que surgen hacia la superficie provenientes de la ventana generada por la subducción del segmento de

dorsal hace 6 Ma, un ejemplo de esto es 3-3' a los 240-260 [km] cuyo brote se inicia a los 120 [km] de profundidad. Desde el perfil 6-6' a 9-9' se muestra la placa interrumpida por un brazo oblicuo (de dimensiones mayores a los afloramientos anteriores) proveniente de la ventana astenosférica. La posición de este brazo se mantiene en los perfiles, empezando en la ventana aproximadamente a los 320 [km], profundidad 150 [km] y finalizando a los 400 [km], profundidad 80 [km]. Superficialmente se observa a partir los 400 [km] de los perfiles mencionados.

Las imágenes Oeste-Este ayudan bastante en la interpretación y visualización de la placa A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E' muestran anomalías de baja lentitud ó alta velocidad aproximadamente a los 140 [km] con profundidad 100 [km] mejorando su resolución a medida que nos dirigimos hacia el este.

Es posible observar en el perfil D-D' el cambio en el comportamiento de las anomalías a los 240 [km] (aproximadamente en el límite de la falla Liquiñe-Ofqui) donde se ha propuesto por diversos autores el acoplamiento entre las placa Nazca y Sudamericana.

En las figuras F-F' y G-G' se puede ver posterior a la generación la ventana astenosférica de 3 Ma la placa de Nazca a partir de los 160 [km] cuya profundidad máxima es difícil de definir pero se estima de manera robusta entre 100-140 [km].

Es posible aproximar el ángulo de la baja anomalía de lentitud (alta velocidad) asociado a la placa Nazca tomando como referencia la estimación hecha por Lange et al. (2007) entre los 41.5°S-43.5°S de la zona de Wadati-Benioff hasta los 125 [km] de profundidad. Considerando este límite inferior como referencia para el inicio de este ángulo se obtiene de la visualización de los perfiles Oeste-Este (A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'):

Perfil	Ángulo [°]
A-A'	Sin resolución
B-B'	~ 50
C-C'	~ 47
D-D'	~ 44
E-E'	~ 40

Cuadro 5.1: Aproximación del ángulo de la anomalía de baja lentitud asociada a la placa de Nazca.

El espesor de la baja anomalía de lentitud asociada a esta placa se estima entre 60-70 [km]. De acuerdo al estudio de tomografía global en el sur de Japón (Zhao et al., 1992) se observó una gran similitud en el espesor de la anomalía de baja lentitud (velocidad alta) relacionada con la subducción de la placa Filipina, cuya aproximación del espesor de la anomalía se estima en 80 [km].

Los perfiles en planta generan una idea más global de la placa, los perfiles a 50, 100, 150 [km] de profundidad presentan una zona de baja anomalía de lentitud entre las falla transformante Tres Montes y Guamblin entre los 74.5°S y 72.5°S asociada a la subducción de la placa Nazca.

- Ventana astenosférica:

La subducción de segmentos de la Dorsal de Chile y de sus respectivas fallas transformantes bajo la placa Sudamericana, generan profundos impactos tectónicos y geológicos; la apertura de la ventana astenosférica, generación de magmatismo basáltico y adakítico, el cese del volcanismo de arco, aflojamientos termales, entre otros.

La zona de estudio cuenta con tres ventanas astenosféricas generadas por la subducción de tres segmentos de la Dorsal de Chile los cuales empezaron su subducción hace 3 Ma, 6 Ma y 10-12 Ma, resolviendo de manera satisfactoria las primeras dos ventanas.

Ventana astenosférica de 3 Ma:

Las manifestaciones de la ventana generada por la subducción del segmento de 3 Ma se aprecia en los perfiles Oeste-Este, teniendo como restricción su baja resolución hacia el Oeste. Los perfiles D-D', E-E', F-F' y G-G' manifiestan entre 80-120 [km] una anomalía de alta lentitud (baja velocidad) en superficie que se extiende levemente al oeste y en profundidad hasta 240 [km]. La imagen G-G', se encuentra en el límite sur de la ventana 3 Ma y da a conocer a los 180 [km] una zona anómala de alta velocidad superficial, atribuyéndose a la cota sur de la ventana (46.5°S, 73.7°W) o a evidencias provenientes de la ventana generada por el segmento subductado hace 6 Ma. El perfil H-H' ya fuera de la ventana propuesta por Cande y Leslie (1986), muestra entre los 100-180 [km], 30-170 [km] de profundidad, una alta anomalía que se traduce en una extensión hacia el sur de dicha ventana la cual no se ve manifestada en el perfil I-I'.

Los perfiles en profundidad muestran tanto en 50, 150 [km] una zona de alta lentitud (baja velocidad) desplazada al sur con respecto al modelo geodinámico (Cande y Leslie, 1986). Finalmente desde los 200 [km] de profundidad no se observan manifestaciones de ésta, por lo que se estima que su profundidad máxima fluctua entre 150-200 [km].

Ventana astenosférica de 6 Ma:

La ventana de 6 Ma se aprecia claramente en los nueve perfiles Sur-Norte (1-1', 2-2', 3-3', 4-4', 5-5', 6-6', 7-7', 8-8' y 9-9'). Las imágenes mencionadas muestran una alta anomalía de lentitud iniciadas bajo las proyecciones superficiales 140-300 [km] con profundidades entre 80-250 [km], extendiéndose hasta profundidades ~320 [km] (bajo los 400 [km] de los perfiles), mostrando un desplazamiento hacia el noreste.

Los perfiles Oeste-Este que registran la ventana corresponden a las imágenes H-H', I-I', J-J', K-K' y L-L', quienes presentan escasa resolución superficial hasta los 220 [km] del perfil, sin embargo en dicha

posición para los perfiles H-H', I-I', L-L' existen manifestaciones superficiales de altas anomalías de lentitud (baja velocidad) generadas por la ventana astenosférica. Mediante estas imágenes se postula entorno a los 220 [km] prolongándose hacia el noreste (de acuerdo a la resolución este de los perfiles) entre las profundidades 100-250 [km] la clara existencia de esta ventana, considerando que a medida que se avanza hacia el sur (perfil L-L') esta ventana va perdiendo resolución, se hace menos profunda ubicándose en el último perfil desde los 280 [km] hacia el este entre 50-200 [km] de acuerdo a lo permitido por la resolución.

En profundidad la existencia de la ventana (6 Ma) no se aprecia en la imagen 50 [km], existe un punto de baja anomalía de velocidad a los 46.8°S, 73°W (afloramiento de esta ventana) ubicado al sur del LGCBA cerca de Puerto Bertrand, lugar de una alta anomalía de lentitud observada en los perfiles 2-2' y 3-3'. Las imágenes a 100, 150, 200, 250 [km] de profundidad evidencian esta ventana mas profunda que la de 3 Ma. Los restantes perfiles (300, 350 [km]) no aporta información respecto a la ventana de 6 Ma ya que al parecer no alcanza dichas profundidades.

Ventana astenosférica de 10-12 Ma:

La ventana de 10-12 Ma no es resuelta en las imágenes (Sur-Norte, Oeste-Este y Profundidad) ya que la mayoría de las estaciones son desplegadas sobre la ventana de 6 Ma y localidades al norte de esta.

- Meseta Chile Chico (MCC):

Esta meseta presenta edades correspondientes al main y post Plateau (ver Figura 2.1 al oeste de la MLBA). Sin embargo, la presencia del segmento de dorsal subductado hace 6 Ma bajo ella ha dejado en manifiesto rocas con edades concordantes con la apertura de esta ventana. En el perfil 7-7' (Sur-Norte) se observa a los 270-290 [km] afloramientos asociada a la ventana astenosférica de 6 Ma en superficie, este se evidencia en el perfil de profundidad 50-100 [km] bajo esta meseta. La MCC se encuentra entre los perfiles H-H' e I-I', exhibiéndose en ellos una alta anomalía de lentitud (baja velocidad) cercana a la superficie en los 340-350 [km] de los perfiles.

Lo anterior es corroborado con las dataciones realizadas que demuestran edades adecuadas al paso de estas ventanas (Espinoza et al., 2005) cuyo origen proviene de basaltos generados de una fuente astenosférica.

- Meseta Lago Buenos Aires (MLBA):

La MLBA se observa en el perfil 7-7' en torno a los 270-290 [km] mostrando una alta anomalía de lentitud asociada al mismo afloramiento de la ventana astenosférica que transmite esta anomalía a la meseta Chile Chico. Perfiles 8-8' y 9-9' no esclarecen evidencias superficiales producto de la falta de resolución (límite con Argentina y de las redes). Las imagenes I-I' y J-J' (perfiles Oeste-Este) presentan

entre los 330-400 [km] del perfil a 50 [km] de profundidad una alta anomalía de lentitud que se extiende hacia el este. Esta anomalía se observa de manera aislada en el perfil 50 [km] de profundidad (46.6°S, 71.9°W) mostrando esta conexión con la ventana astenosférica de 6 Ma (100, 150, 200, 250 [km]).

Las lavas con edades mayores fueron generadas por la creación de la ventana de 10 Ma al sur de esta meseta (Figura 2.2).

- Cerro Indio y Negro:

Se aprecia en K-K' (perfil Oeste-Este) a los 320 [km] del perfil con profundidades \sim 240 [km] la presencia de una alta anomalía originada por la ventana astenosférica de 6 Ma. En las figuras 6-6' y 7-7' a los 180 [km] del perfil y profundidad 30 [km], adherido al apoyo de la imagen 50 [km] de profundidad se ve una alta anomalía de lentitud (baja velocidad) asociada a manifestaciones de la ventana en desarrollo (6 Ma) o a demostraciones de brazos provenientes de la ventana de 10-12 Ma. Dada su ubicación en el límite de las ventanas es complejo definir su procedencia, considerando sus edades 13-16 Ma (Ramos, 2002), se puede estimar que la generación de estos proviene de flujos emanados por la ventana de 10-12 Ma. Sin embargo esto no excluye la posibilidad que bajo estos cerros existan manifestaciones de la ventana de 6 Ma.

- Cerro Pampa:

Exponente de la adakita (47°55'S) aclara su presencia en el perfil Sur-Norte 7-7' a los 200 [km] (con baja resolución en los primeros 15 [km]), luego una intensa anomalía de alta lentitud asociada a la ventana astenosférica cuya profundidad correspondiente es \sim 170 [km]. Dada la posición limítrofe entre ambas ventanas (6 Ma y 10-12Ma) y su edad, concuerdan con magmas generados por la apertura de la ventana de 10-12 Ma. Al igual que el caso anterior (Cerro Indio y Negro) existe evidencia de anomalías bajas de velocidad bajo este cerro que posiblemente no son manifestadas en superficie.

- Volcán Hudson:

Volcán más extremo de su segmento (ZVS), los perfiles 3-3' y 4-4' manifiestan su existencia. El primero a los 360 [km] plantea en la zona superficial (hasta 50 [km]) la presencia de una alta anomalía rodeada de una zona muy intensa de baja lentitud. El perfil 4-4' conecta ésta zona con un afloramiento (300-330 [km] del perfil) proveniente de la ventana astenosférica de 6 Ma. La imagen E-E' (Oeste-Este) no muestra resolución superficial (240-270 [km]) bajo este volcán, sin embargo de manera oblicua a su ubicación (aproximadamente 300 [km] del perfil, 100 [km] de profundidad) se presenta una alta anomalía de lentitud que podría relacionarse con él.

Para el perfil de profundidad 50 [km] se aprecia que la anomalía de alta lentitud se encuentra desplazada hacia el este del volcán. En la imagen 100 [km] de profundidad se observa un brazo proveniente de la ventana astenosférica de 6 Ma que se une a esta anomalía, pasando a través de Bahía Murta hacia Hudson.

- Volcán Cay y Macá:

Observando las posiciones de los volcanes en los perfiles 5-5' y 6-6' (~ 450 [km] en superficie) se aprecia bajo ellos una alta anomalía de lentitud (baja velocidad) hasta los 80 [km] de profundidad. El perfil Oeste-Este B-B' muestra un claro ejemplo de fundidos producto de la subducción de una placa (en este caso Nazca), aun con baja densidad de rayos en superficie (220-250 [km]) a los 30 [km] de profundidad se puede ver una alta anomalía de lentitud asociada posiblemente a la zona de fundidos de dichos volcanes.

Se aprecia que esta anomalía presenta dos direcciones: la primera relacionada con estos volcanes y la segunda hacia el este considerandose una zona de interes (mencionada mas adelante).

- Basaltos de Murta:

Esta localidad ($46^{\circ}27'S$, $72^{\circ}43'W$) ha sido estudiada por diversos investigadores (Demant et al, 1994; 1998; Corgne et al, 2001; Espinoza et al, 2005) ya que la datación de sus rocas presentaría evidencias directas de la ventana astenosférica generada por la subducción del segmento de dorsal hace 6 Ma. El perfil 4-4' nos muestra superficialmente entre los 300-320 [km] la existencia de una anomalía positiva de lentitud (baja velocidad) la cual proviene directamente de la ventana astenosférica (260 [km] superficie, 130 [km] de profundidad). Observando G-G' y H-H' en torno a las 260 [km] se ve el afloramiento generado de la ventana hacia la superficie, concordando con perfiles anteriores y coincidiendo como las afloraciones de Basaltos de Murta cuyas edades fluctúan entre 0.21-0.90 Ma (Espinoza et al., 2005).

Mediante los perfiles en profundidad se aprecia la ventana astenosférica la cual abastece en superficie a los basaltos de Murta (50 [km]). Se observa un pulso de baja velocidad ($46.7^{\circ}S, 73^{\circ}W$) el cual se expande hacia el noreste de la anomalía concordando con la ubicación de Bahía Murta.

Espinoza et al. (2005), plantea que los basaltos de Murta son una consecuencia de la generación de la ventana astenosférica, producto de la subducción del segmento limitado por las fallas transformantes Esmeralda y Tres Montes. Manifestando que su geoquímica es similar a los basaltos oceánicos de dorsal y a una parte de la composición de los magmas del Volcán Hudson.

Se aprecian manifestaciones geotermales superficiales (aguas termales) en las localidades de El Engaño cerca de Bahía Murta y en Puerto Sánchez.

- Imágenes de profundidad en detalle:

Mediante la visualización de las imágenes en profundidad se obtiene una impresión mas regional de la zona de estudio. El perfil mas profundo (350 [km]) prácticamente no contiene densidad de rayos siendo difícil de interpretar. El siguiente perfil 300 [km], muestra grandes contrastes en los valores de las anomalías aun cuando presenta mayor resolución que la imagen anterior no presenta razgos importantes.

Por medio de los perfiles de profundidad (200-250-300 [km]) y las imágenes A-A', B-B', C-C', D-D' podemos observar que la placa de Nazca se encuentra unida hasta los 300 [km] de profundidad (límite de resolución). Los perfiles H-H' y L-L' más los perfiles de profundidad mencionados no resuelven la placa Antártica.

El perfil 250 [km] presenta una alta anomalía de lentitud (rojo) ubicada entre la proyección de la ventana de 6 (fallas transformantes Tres Montes y Esmeralda) con extensión hacia el noroeste de la red, sin clara definición de la ventana de 6 Ma.

El límite inferior de la ventana astenosférica de 6 Ma a los 200 [km] de profundidad se encuentra posicionada entre las proyecciones establecidas por el modelo geodinámico propuesto por Cande y Leslie (1986), desplazado hacia el noreste con claros límites entre las fallas transformantes Tres Montes y Esmeralda y 73.8°W , 70.3°W .

Se aprecia en el perfil 150 [km] de profundidad la aparición del límite inferior de la ventana 3 Ma (baja anomalía de velocidad) ubicada entre las fallas transformantes Taitao-Tres Montes y 75.5°W , 73.8°W , sus dimensiones son mayores a las propuestas por el modelo geodinámico expandiéndose levemente hacia el norte y sur. A su vez, se observa la ventana de 6 Ma coherente con el perfil anterior.

Desde el perfil 100 [km] hacia superficie se observan características de dimensiones mucho menores. Se expone la evidencia de un brazo cuyo origen deriva de la ventana astenosférica generada hace 6 Ma, ubicado aproximadamente desde los 46.5°S , 72.8°W hasta 45.2°S , 72.4°W el cual conecta la anomalía propia de la ventana con una zona ubicada al este de los volcanes Macá y Cay (45°S , 72°W), este brazo pasa aproximadamente bajo Bahía Murta y Hudson hasta llegar al punto mencionado. No es posible afirmar sobre un posible brazo ubicado en el límite este de la red ya que la densidad de rayos es baja impidiendo resolver satisfactoriamente dicha zona. Claramente se observan las dos ventanas astenosféricas en las posiciones ya definidas y al norte de la ventana de 3 y 6 Ma se visualiza una zona de baja anomalía de lentitud relacionada con la subducción de la placa Nazca.

Finalmente el perfil más superficial (50 [km]) muestra sólo la ventana astenosférica de 3 Ma (entre los límites mencionados) siendo el perfil anterior (100 [km] de profundidad) el que muestra la manifestación más superficial de la ventana de 6 Ma. En torno a la zona 45°S , 72°W se observan tres pulsos: el primero relacionado con la anomalía de los volcanes Macá y Cay (45.2°S , 72.8°W), el segundo al norte del anterior posiblemente relacionado con el volcán Mentolat (44.5°S , 72.5°W) y la tercera sin evidencia geológica precisada. Esta última postula como un posible lugar donde podrían aflorar basaltos de inundación relacionados con la ventana astenosférica de 6 Ma mediante el brazo ya mencionado.

Haciendo una analogía con la generación de la ventana astenosférica de 10-12 Ma podemos observar mediante la Figura 2.1 y 2.2 que las mesetas Chile Chico y Lago Buenos Aires presentan edades coherentes con la generación de esa ventana aun cuando la proyección de ella no se encuentra bajo las mesetas, más bien se ubican al noreste de la ventana (10-12 Ma). La signatura de gran parte de las lavas de la MCC y MLBA son equivalente a las que se consideran asociadas a la ventana astenosférica

(Gorring et al., 2003). Es por esto, si nos extrapolamos a la ventana de 6 Ma la manifestación ubicada a los 45°S, 72°W podría ser una posible ubicación de basaltos con edades acordes a la ventana de 6 Ma.

Esta zona 45°S, 72°W ubicada en el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 2.3; Murdie et al, 2000) muestra una baja anomalía relacionandose con un manto menos denso y anormalmente caliente.

En la Península Tres Montes existen afloraciones termales en superficie relacionada directamente con la generación de la ventana astenosférica producto de la subducción de un segmento de la Dorsal de Chile hace aproximadamente 3 Ma.

Apoyando al análisis recién planteado se exponen las imágenes tomográficas generadas en el presente estudio. Inicialmente se muestran los perfiles Sur-Norte, seguidos de los Oeste-Este y finalmente los perfiles en profundidad. Se expone la escala de perturbación manifestando baja lentitud de onda P (alta velocidad) en color azul, alta lentitud de onda P en rojo (baja velocidad), en blanco lugares sin perturbación y en gris aquellos lugares que no presentan densidad de rayos.

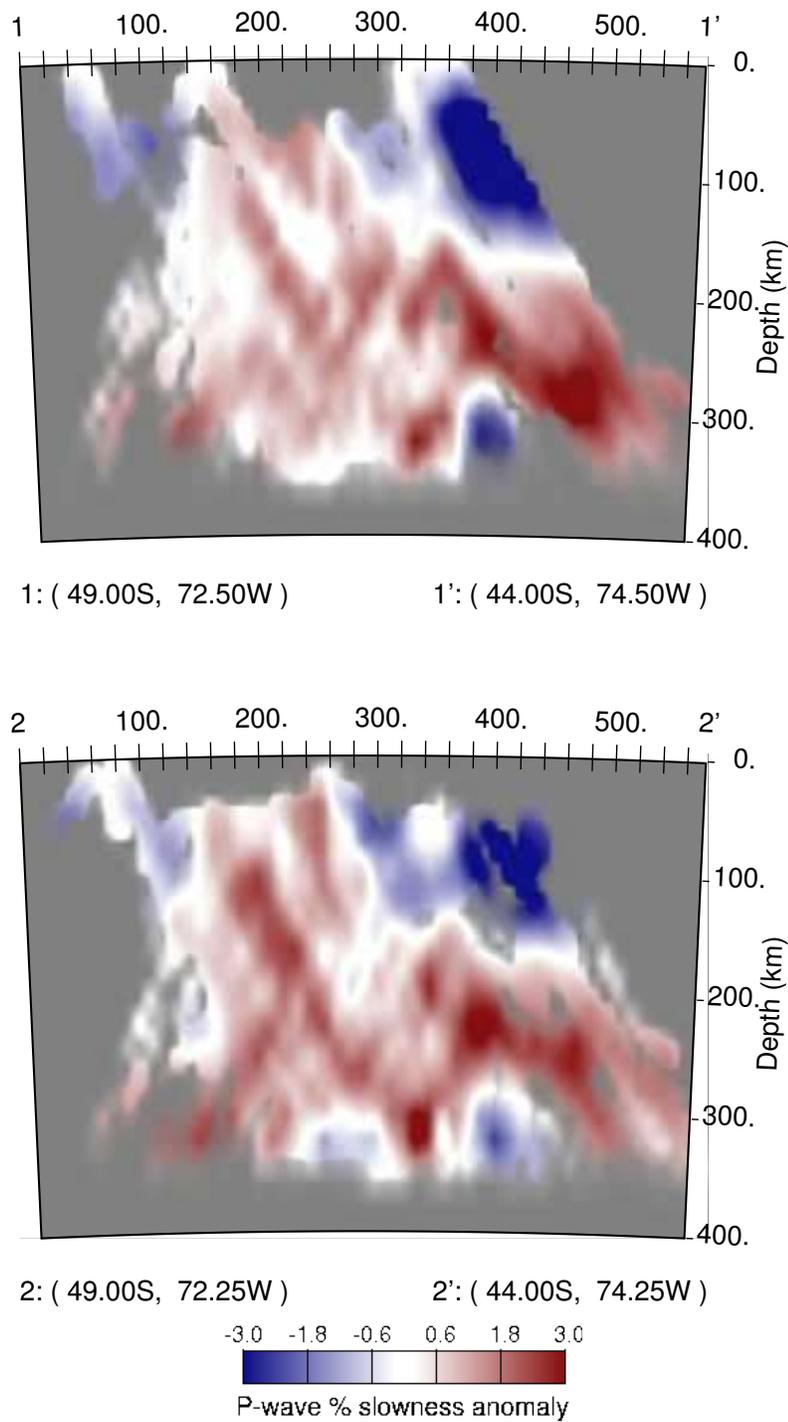


Figura 5.1: Perfiles Norte-Sur 1-1', 2-2' y escala de anomalía de la lentitud.

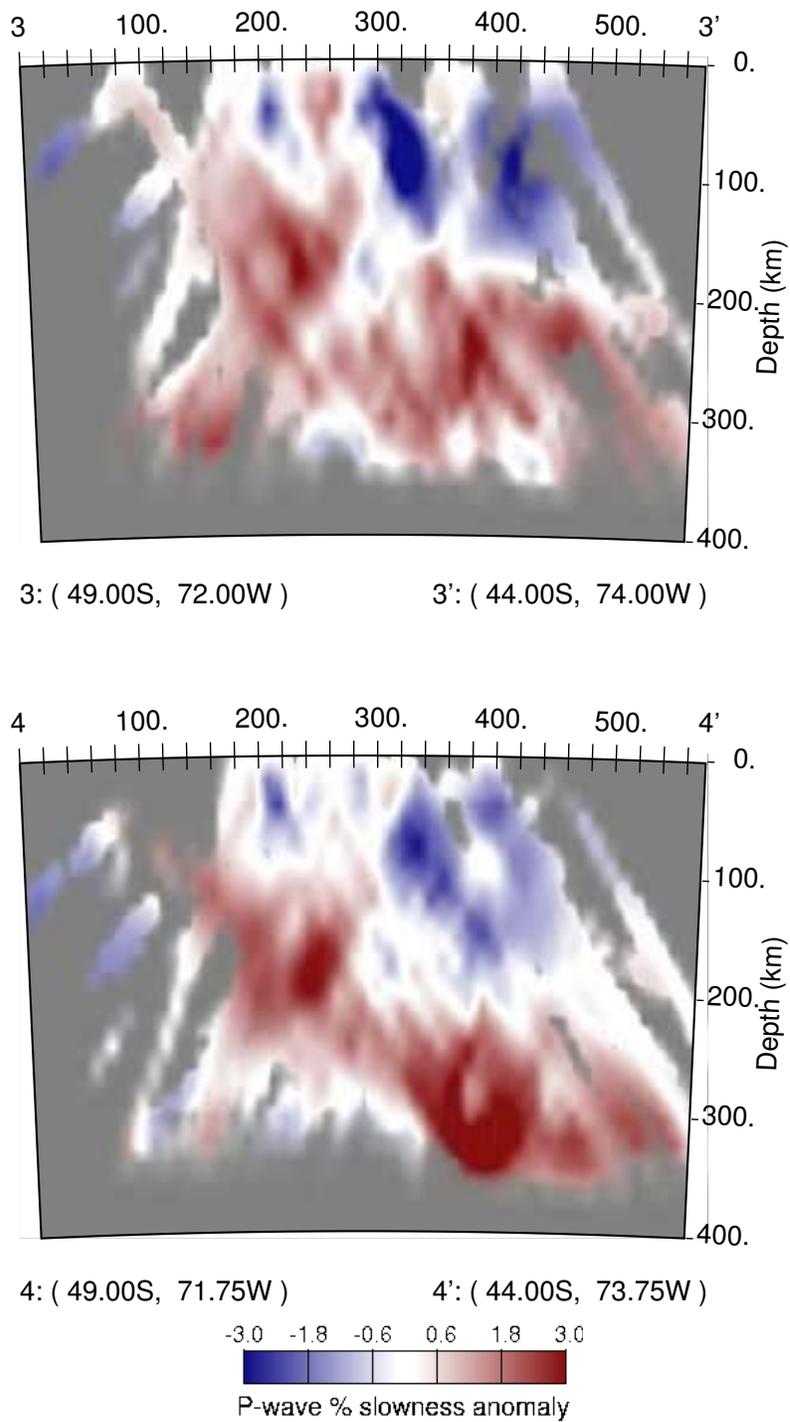


Figura 5.2: Perfiles Norte-Sur 3-3', 4-4' y escala de anomalía de la lentitud.

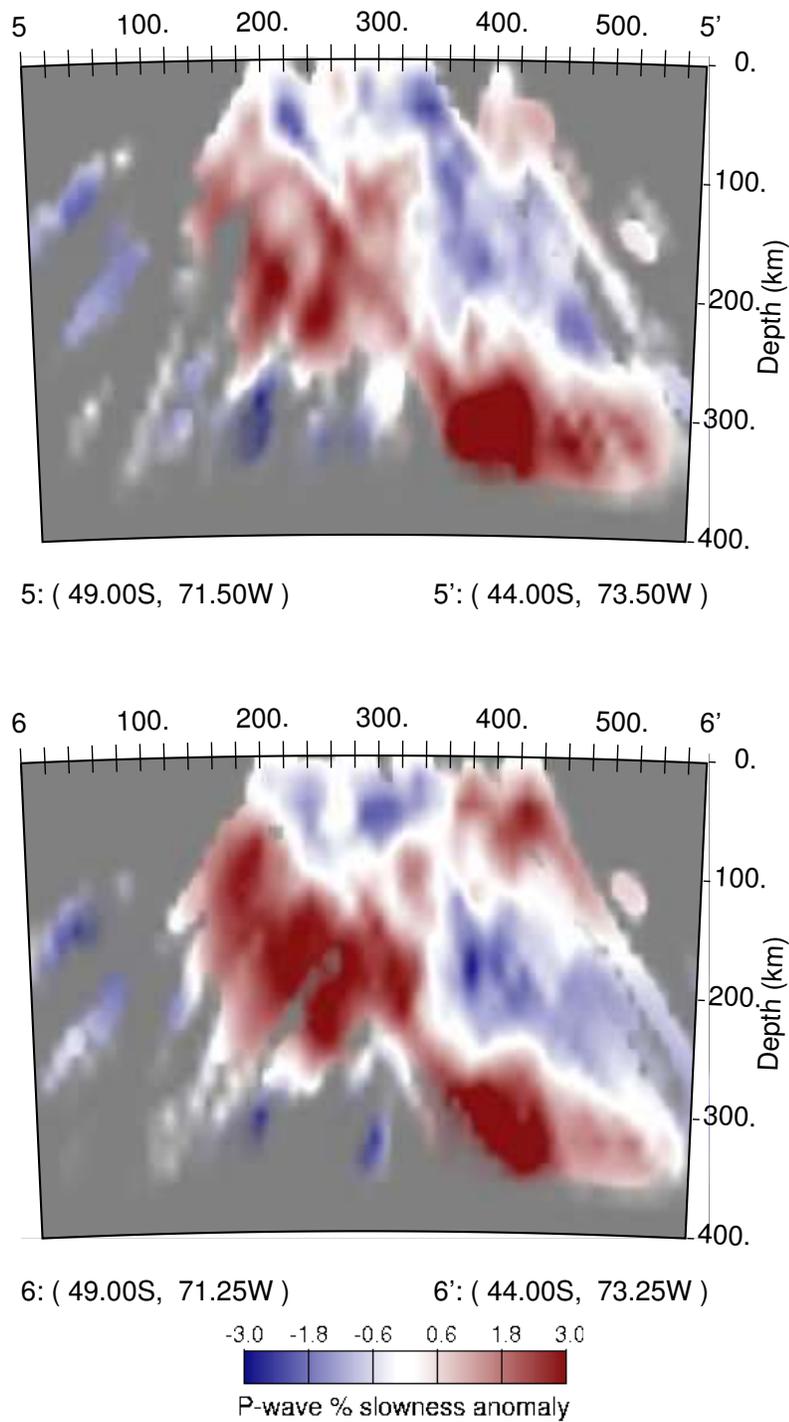


Figura 5.3: Perfiles Norte-Sur 5-5', 6-6' y escala de anomalía de la lentitud.

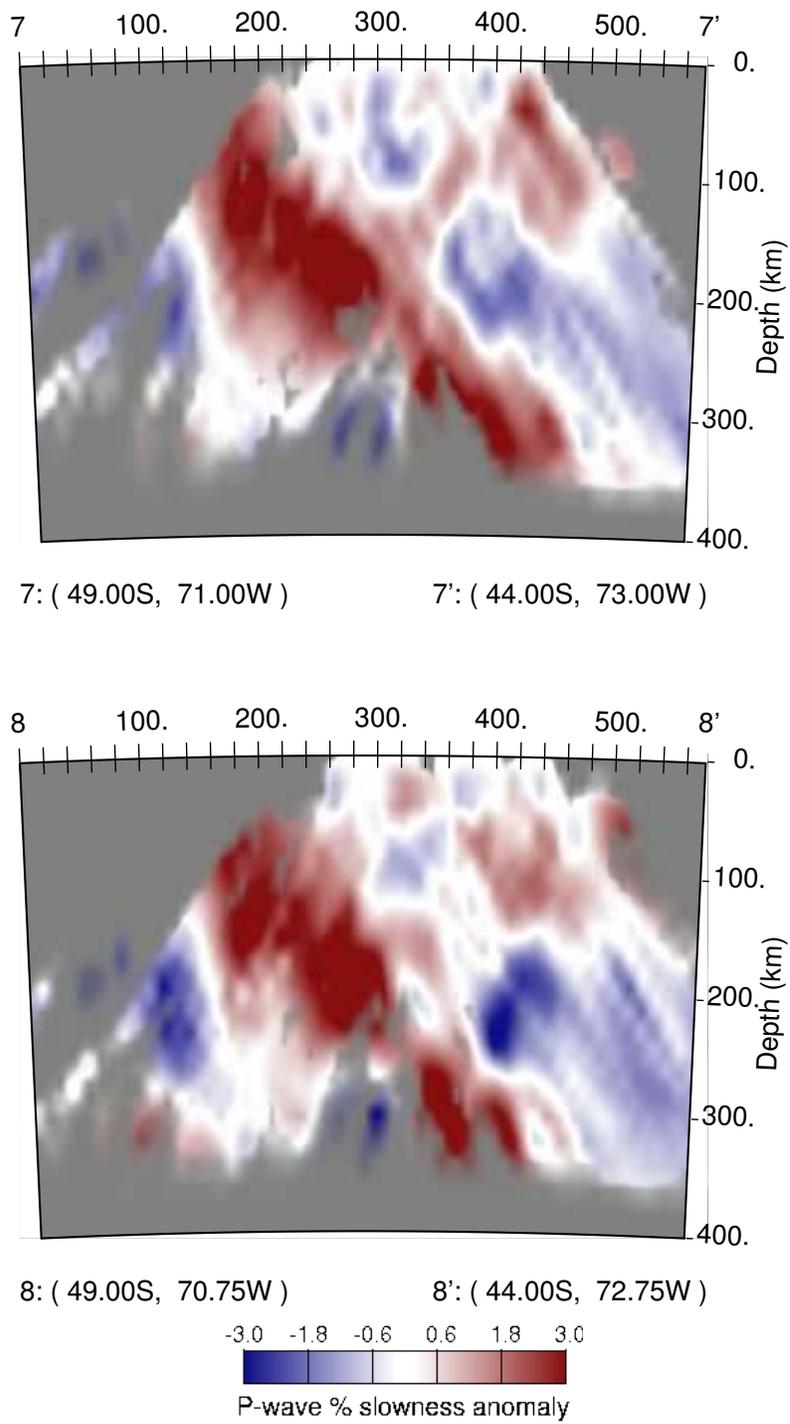


Figura 5.4: Perfiles Norte-Sur 7-7', 8-8' y escala de anomalía de la lentitud.

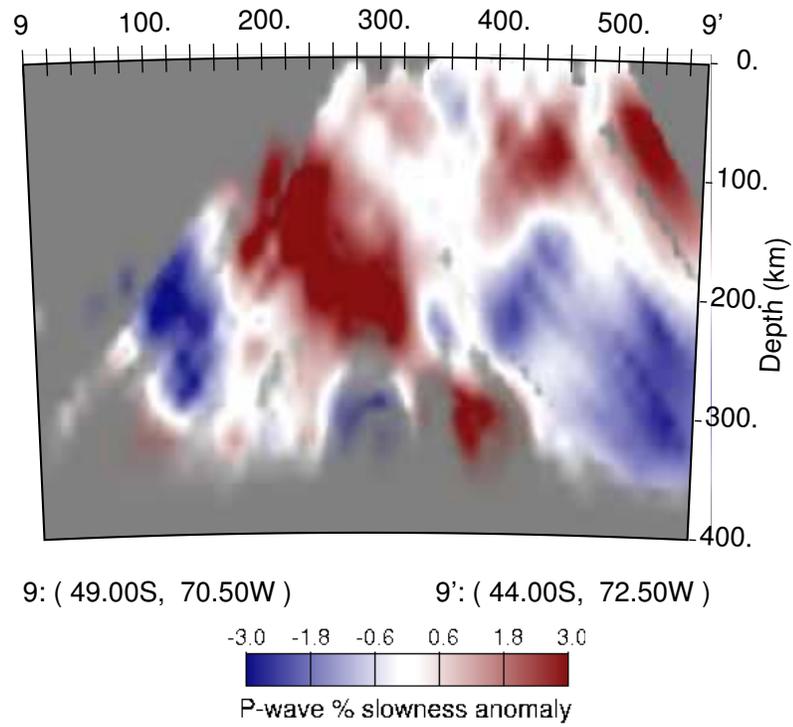


Figura 5.5: Perfil Norte-Sur 9-9' y escala de anomalía de la lentitud.

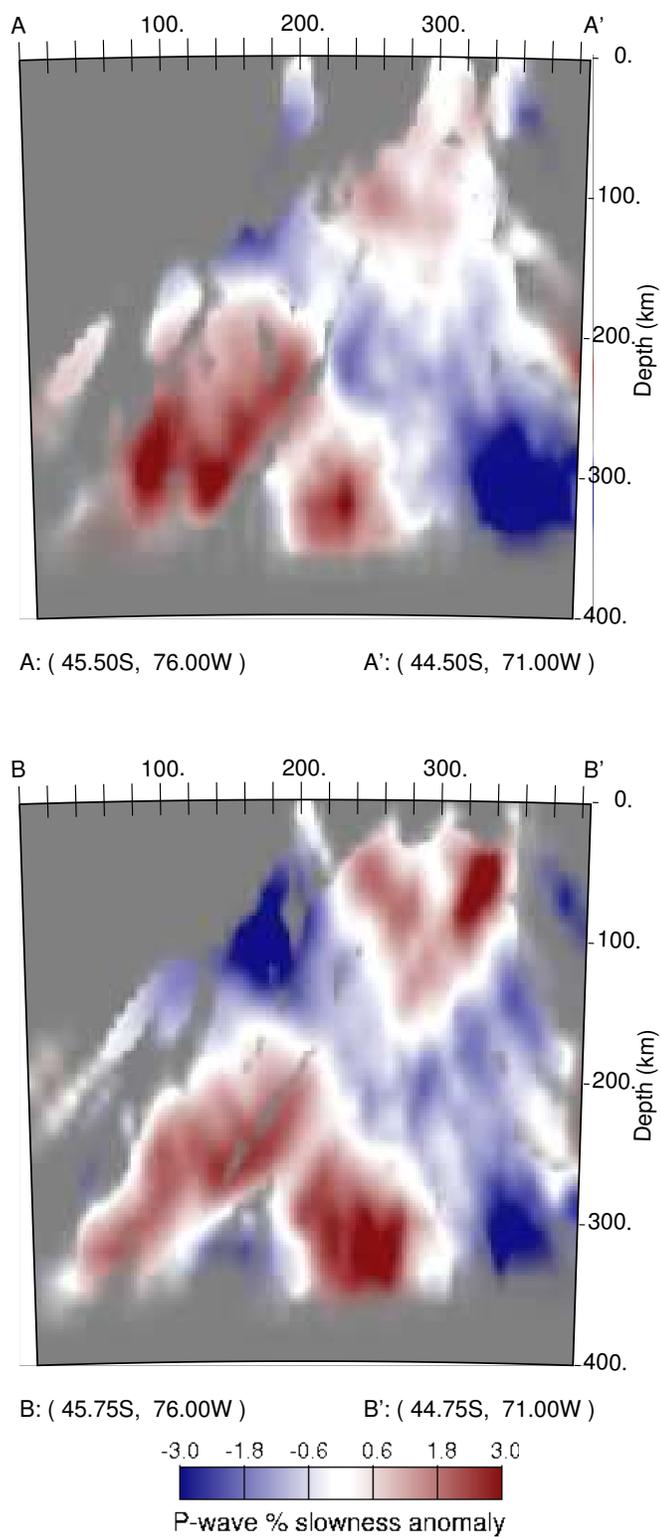


Figura 5.6: Perfiles Oeste-Este A-A', B-B' y escala de anomalía de la lentitud.

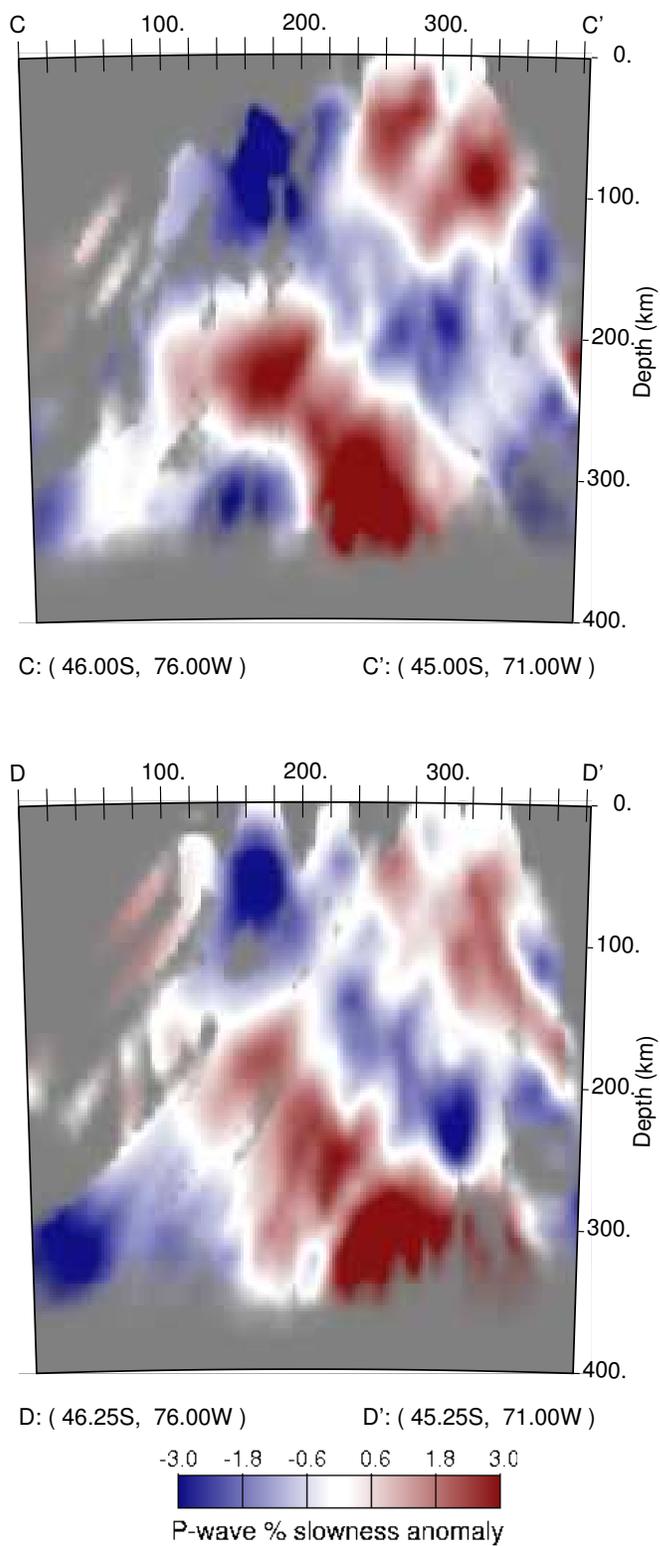


Figura 5.7: Perfiles Oeste-Este C-C', D-D' y escala de anomalía de la lentitud.

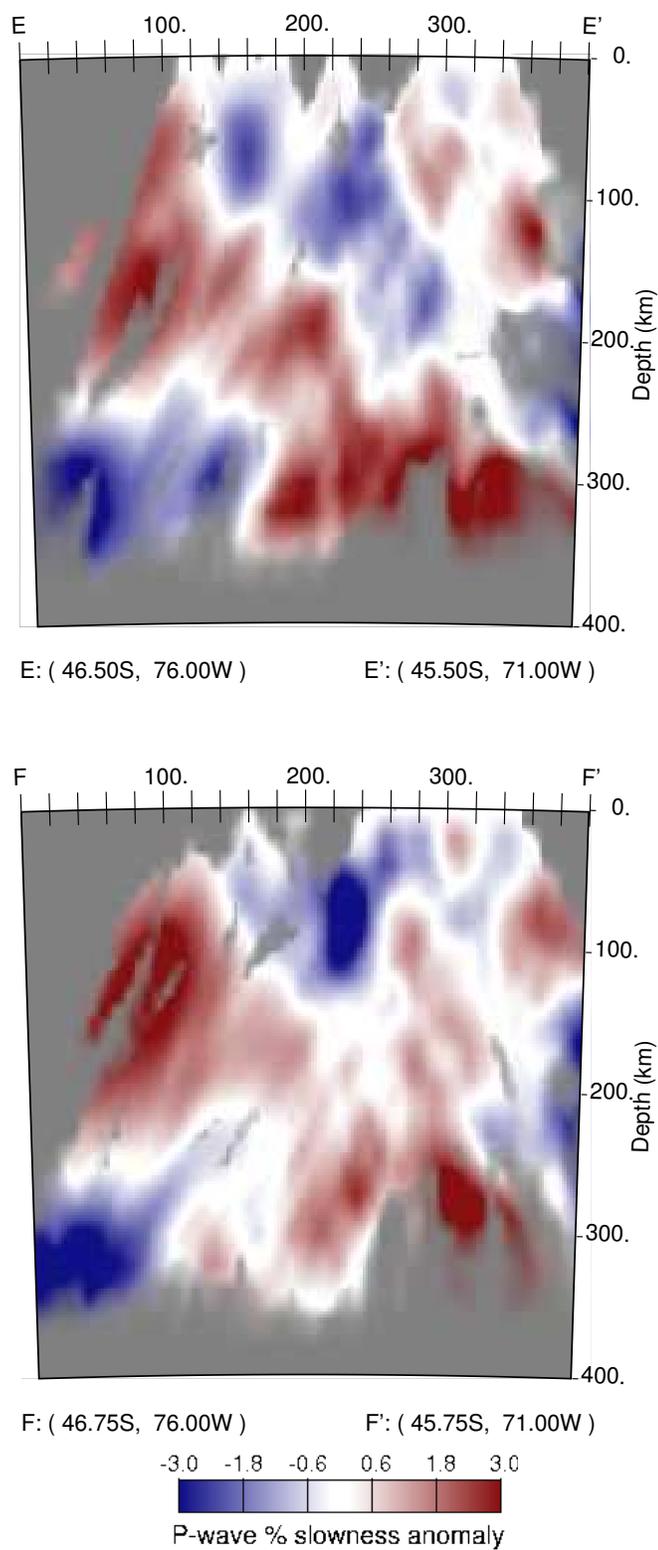


Figura 5.8: Perfiles Oeste-Este E-E', F-F' y escala de anomalía de la lentitud.

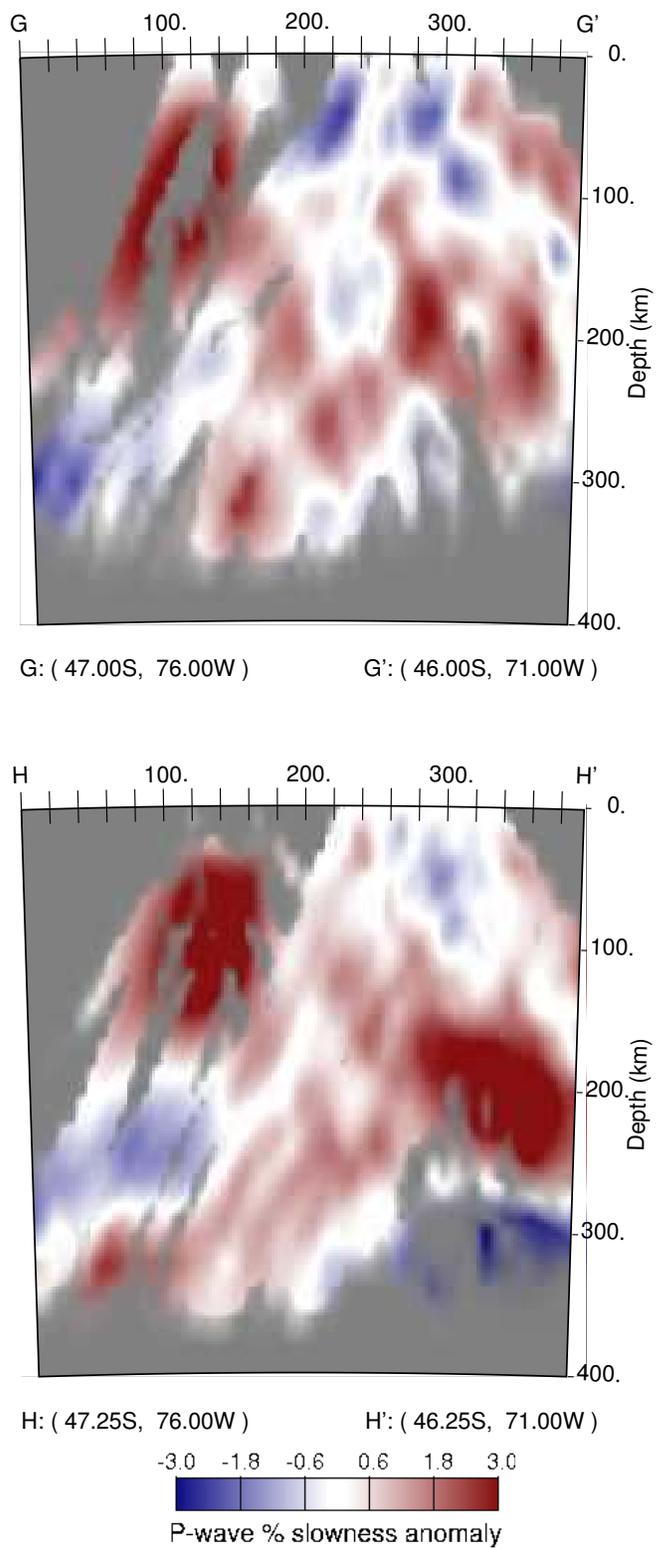


Figura 5.9: Perfiles Oeste-Este G-G', H-H' y escala de anomalía de la lentitud.

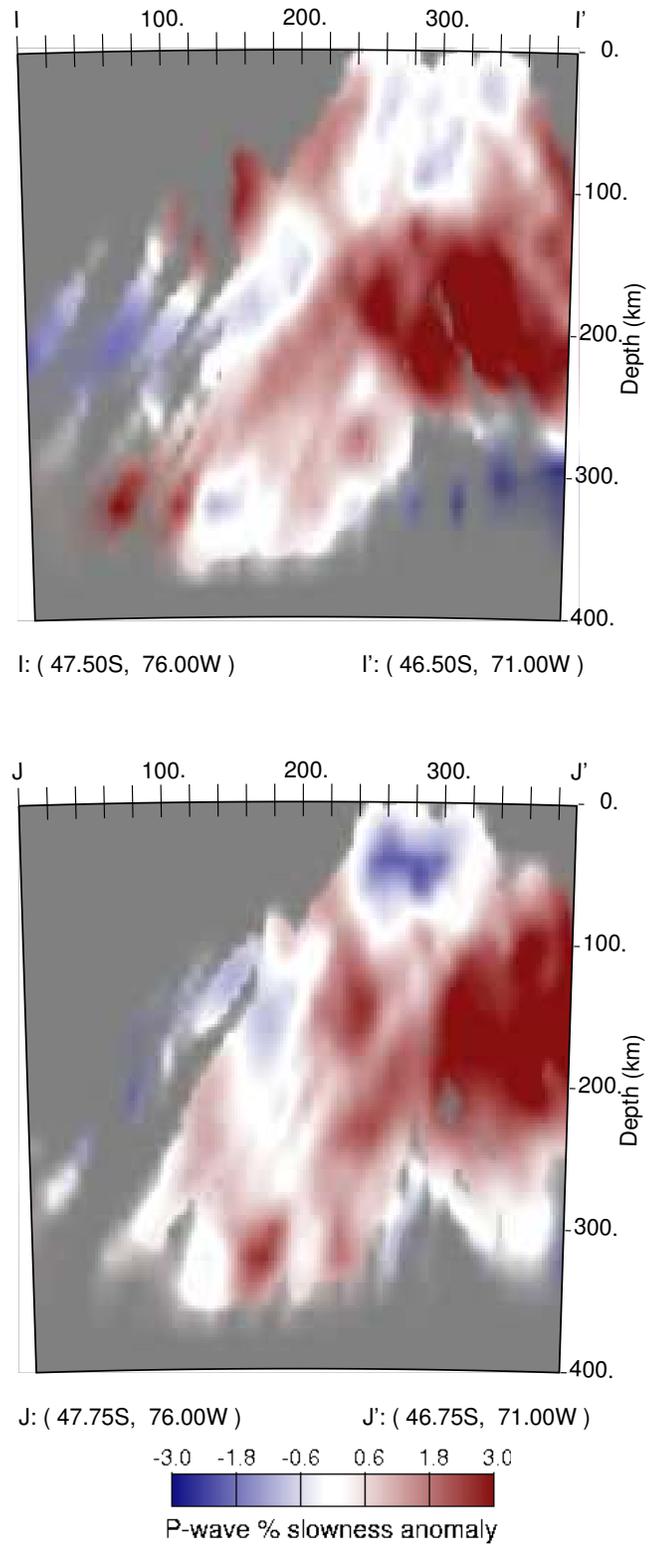


Figura 5.10: Perfiles Oeste-Este I-I', J-J' y escala de anomalía de la lentitud.

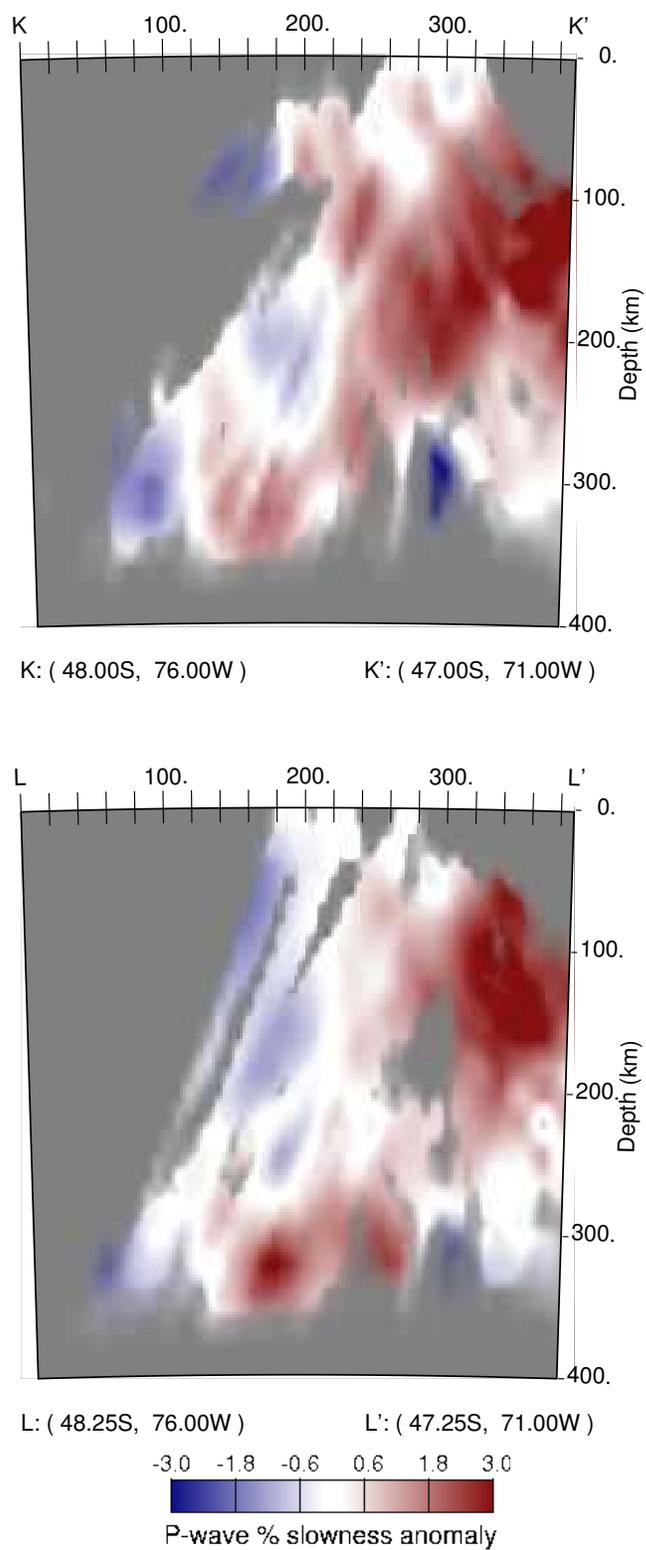


Figura 5.11: Perfiles Oeste-Este K-K', L-L' y escala de anomalía de la lentitud.

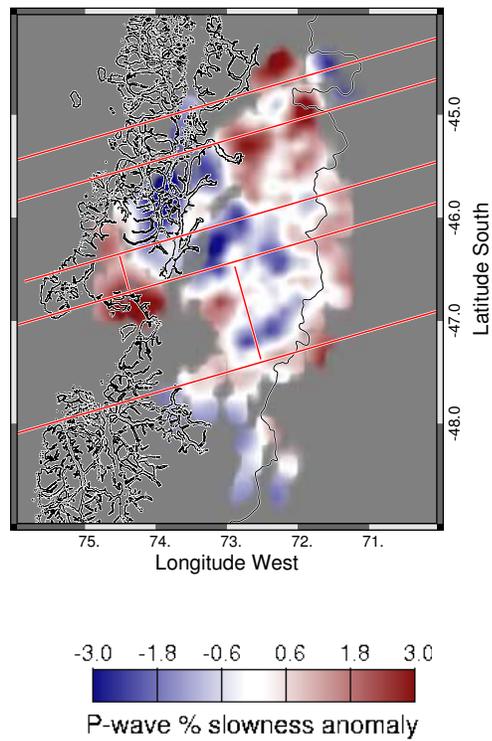


Figura 5.12: Perfil Profundidad 50 [km] y escala de anomalía de la lentitud.

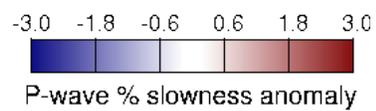
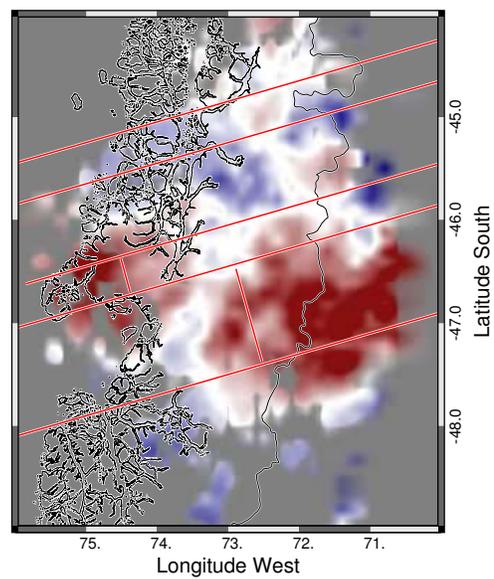
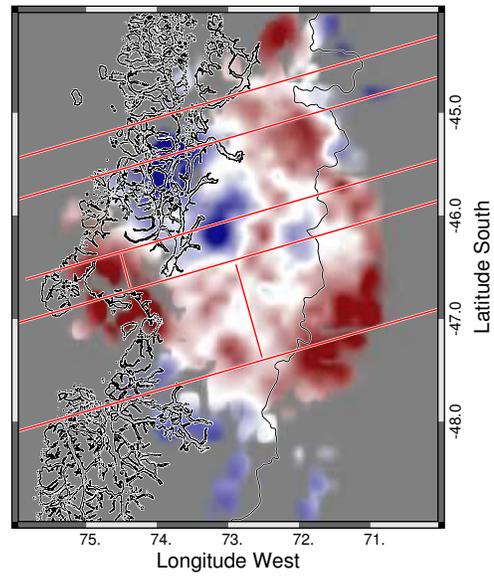


Figura 5.13: Perfiles Profundidad 100 [km], 150 [km] y escala de anomalía de la lentitud.

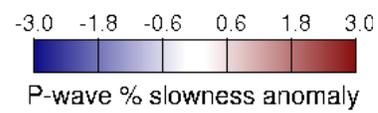
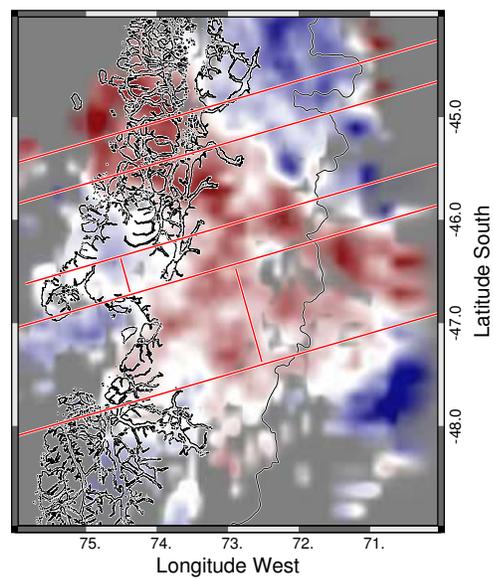
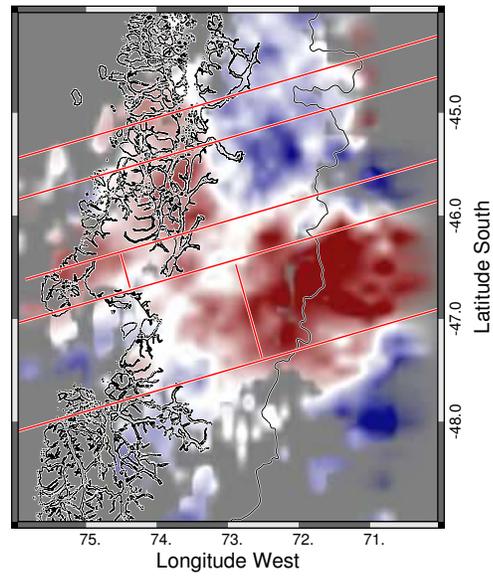


Figura 5.14: Perfiles Profundidad 200 [km], 250 [km] y escala de anomalía de la lentitud.

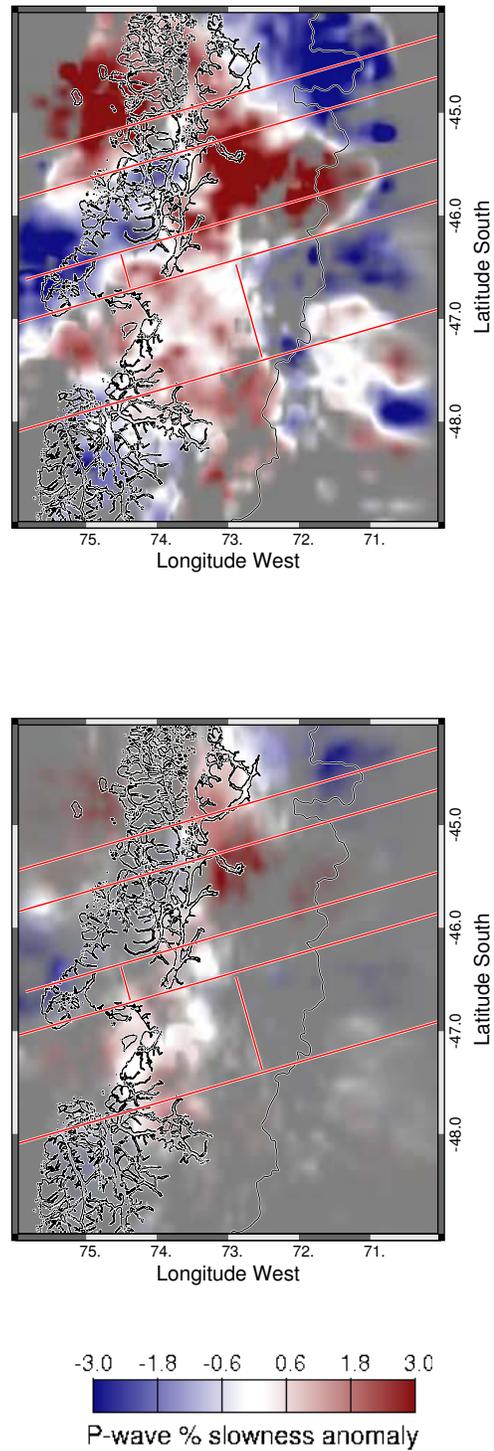


Figura 5.15: Perfiles Profundidad 300 [km], 350 [km] y escala de anomalía de la lentitud.

Capítulo 6

Conclusiones y Discusión

La unión de dos redes sísmicas independientes ha generado la posibilidad de conocer la región de Aysén, en particular las características de la subducción de la Dorsal de Chile y la generación de las ventanas astenosféricas de 3 y 6 Ma mediante el estudio de la tomografía telesísmica de onda P.

Se observará que las imágenes creadas presenta una resolución mucho mayor a los trabajos realizado con anterioridad (Russo et al., 2011; Miller, Tesis Doctoral).

Mediante el desarrollo del capítulo cuarto se pudo responder el total de los objetivos técnicos planteados en la sección 1.2, ya que se logró tratar un volumen de datos considerable mediante diversos scripts en bash adjuntados en el DVD de la tesis. La utilización del programa de MCCC+ (VanDecar y Crosson, 1990) fue exitoso ya que la determinación de tiempo de referencia para el inicio de la correlación fue acertado en la mayoría de ellas (las fallidas se deben principalmente a errores en los GPS de los sensores). Para la inversión tomográfica se utilizó los programas de Bostoch y VanDecar, (1995), VanDecar, (1991) y Tilmann, (2001), requiriendo archivos con estructuras definidas y procesamiento secuencial de los scripts y programas.

A continuación se plantean las principales conclusiones obtenidas de las imágenes tomográficas, las cuales responden a los objetivos analíticos expuesto en la sección 1.2:

Las manifestaciones de la placa Antártica presentan una baja resolución en los tres tipos de perfiles. Los perfiles Sur-Norte muestran su límite con la ventana astenosférica de 6 Ma aproximadamente entre los 120-140 [km] del perfil proyectándose en profundidad. En general, la escases de cruces de rayos genera la debil resolución presentada en las imágenes.

La placa de Nazca es resuelta con mas detalles ya que la mayoría de las estaciones se encuentra ubicada sobre la ventana astenosférica de 6 Ma y hacia el norte de ésta. Los perfiles Sur-Norte presentan la placa a distancias mayores a 280 [km] (línea del perfil) asociando a ella una zona de baja anomalía de lentitud (alta velocidad), la cual concuerda con el límite norte de la ventana de 6 Ma propuesta

por Cande y Leslie (1986). Desde esta posición en adelante se observan diversos brazos provenientes de esta ventana los cuales afloran en superficie manifestándose en lugares como Bahía Murta (basaltos de inundación (0.4-0.9 Ma) y termas), Pto. Sánchez (termas) y Volcanes Hudson. Los perfiles Oeste-Este muestran la anomalía de baja lentitud asociada a la placa en cuestión, observando (de acuerdo a lo que la resolución permite) las manifestaciones de ella luego de la generación de la ventana de 3 Ma.

El ángulo de la baja anomalía de lentitud asociada a la subducción de la placa de Nazca disminuye a medida que nos dirigimos al sur de la red. Mediante la utilización de las estimaciones hechas por Lange et al.,(2007) para la zona de Wadati-Benioff entre los 41.5°S y 43.5°S hasta los 125 [km] de profundidad, es posible utilizar sus datos en profundidad para poder estimar en ángulo asociada a nuestra anomalía, el perfil B-B' muestra una estimación de $\sim 50[^\circ]$ (al norte de la red) y en el perfil D-D' a $\sim 40[^\circ]$.

El espesor de la anomalía de baja lentitud asociada a la placa oceánica Nazca es de aproximadamente 60-70 [km], mostrando concordancia con imágenes generadas por tomografía global de la placa oceánica Filipina en el sur de Japon (Zhao et al., 1992).

Las imágenes esclarecen evidencias de las ventanas astenosféricas generadas hace 3 y 6 Ma. La primera se encuentra limitada en profundidad entre los $\sim 50 - 150[km]$, ubicada entre las fallas transformantes Taitao-Tres Montes (levemente expandida hacia el norte y sur) y entre 75.5°W, 73.8°W. La ventana de 6 Ma, se observa entre los 100-200 [km] de profundidad (mas profunda que la anterior), su anomalía de alta de lentitud se encuentra desplazada hacia el noreste de la proyección realizada por los científicos Cande y Leslie (1986) con claros límites entre las fallas transformantes Tres Montes y Esmeralda y 73.8°W, 70.3°W. A medida que nos dirigimos al sur esta ventana pierde profundidad y se acentúa hacia el norte.

La ventana de 6 Ma muestra un brazo ubicado en el perfil 150 [km] de profundidad desde 46.5°S, 72.8°W hasta 45.2°S, 72.4°W observado una conexión entre la anomalía de baja velocidad con una zona ubicada al este de los volcanes Macá y Cay (45°S, 72°W) pasando en profundidad por Bahía Murta y el volcán Hudson. En el perfil 50 [km] se aclaran las ideas mostrando tres pulsos al rededor de 45°S, 72°W: El primero relacionado con los volcanes Macá y Cay (45.2°S, 72.8°W), el segundo ubicado al norte del anterior, relacionado con el volcán Mentolat y el tercero y final ubicado al este de la primera (45°S, 72°W) la cual no es relacionada con alguna estructura geológica precisada.

Esta tercera zona es de especial particularidad ya que es posible compárala con las MCC y MLBA las cuales se ubicaban al norte de las ventana generada hace 10-12 Ma, presentando manifestaciones magmáticas de edades concordantes con ella, razón por la cual generó discordancia en los modelo geodinámicos.

Planteando y evidenciando la existencia de brazos generados desde la ventana astenosférica de 6 Ma hacia el norte, ya que el ángulo de la placa Nazca favorece la prolongación de la ventana en esa dirección, podemos justificar dicha anomalía como un potencial lugar donde podrian aflorar basaltos de inundación de edades y composición característica de la ventana de 6 Ma.

Esta ramificación de la ventana astenosférica es avalada por el estudio realizado por Murdie et al., (2000) donde el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 2.3) muestra una gran zona de baja anomalía proyectada desde el posicionamiento de la ventana astenosférica de 6 Ma hacia el norte incluyendo los 45°S, 72°W. Esto propone que la zona de baja velocidad ubicada bajo los 45°S, 72°W es anormalmente caliente y de baja densidad (Murdie et al., 2000).

Finalmente, luego del análisis planteado en el capítulo quinto y las conclusiones recién expuestas, se exponen los trabajos futuros:

- Realizar pruebas sintéticas para confirmar las estructuras generadas a través del proceso de inversión tomográfica.
- Replantear los límites de los segmentos de dorsal y sus respectivas fallas transformantes para observar si los modelos geodinámicos expuestos por Brietsprecher y Thorkelson (2009). Así observaremos si dichos modelos concuerdan con las ubicaciones estimadas de las ventanas astenosféricas de 3 y 6 Ma.
- Refinar conceptos geológicos entorno a la zona de estudio, con especial énfasis en la potencial zona de afloración de basaltos de inundación.
- Publicar los resultados de la investigación.

Anexo A

Eventos

En el presente se detalla el grupo de eventos finales utilizados para el estudio de la Tomografía telesísmica de onda P, para conocer las consecuencias de la subducción de la Dorsal de Chile. Inicialmente la unión de las dos redes desplegadas en la región de Aysén registraron 579 eventos aptos para el análisis. Posteriormente este valor se redujo bajo diversas restricciones: visuales (Calidad Sección 4.4), restricciones sobre estaciones (Sección 4.6), correlación (Sección 4.7) y revisión de los archivos ref's (Sección 4.9), finalmente obteniendo 238 eventos.

En el siguiente cuadro se da a conocer cada uno de ellos junto a sus características principales.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2004023064954	-58.406	-139.719	6.0	5.0
2004025114310	-16.845	-174.169	129.0	6.2
2004027160036	-17.819	-71.137	56.0	5.0
2004032114114	-31.948	179.660	362.0	5.9
2004035051843	-26.109	-63.423	551.0	5.5
2004035115945	8.318	-82.953	29.0	5.7
2004037191131	18.170	-102.845	27.0	5.2
2004038234057	13.513	-44.830	10.0	5.6
2004054160445	-14.822	-175.545	15.0	6.1
2004056165230	-20.776	-174.979	55.0	5.2
2004056202706	-16.338	-73.194	33.0	5.3
2004058061431	-34.094	-112.492	10.0	5.3
2004059052352	-18.590	-12.634	10.0	5.8
2004072221309	-15.578	-175.073	244.0	5.8
2004077032106	-21.126	-65.631	290.0	6.1
2004088084111	-1.038	-78.399	4.0	5.1
2004095180434	-3.425	-12.277	10.0	5.2

Cuadro A.1: Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2004099102257	-55.677	-27.874	35.0	5.6
2004105013305	-17.848	-174.559	143.0	5.7
2004115074411	-21.899	-174.822	8.0	5.8
2004115114542	-22.192	-11.898	26.0	5.3
2004115230022	-28.985	-112.289	10.0	5.3
2004120005721	10.805	-85.995	10.0	5.6
2004124051240	14.461	-90.726	124.0	5.1
2004124193316	-18.044	-172.550	50.0	5.8
2004126045752	-58.182	-11.385	10.0	5.4
2004128012642	-21.988	170.276	14.0	5.7
2004134201747	-36.791	-20.816	10.0	5.2
2004143062808	-20.901	-174.216	10.0	5.4
2004147035259	-8.294	-74.174	155.0	5.0
2004148151137	-14.199	-14.427	10.0	5.1
2004148204927	-52.618	18.626	10.0	5.1
2004153155239	0.706	-79.744	23.0	5.2
2004154085037	-32.875	-179.447	43.0	5.9
2004161225208	-51.603	139.615	10.0	5.8
2004179125150	-40.921	43.306	10.0	5.6
2004193234612	-20.252	-126.928	12.0	6.1
2004198235819	-65.651	-179.574	10.0	5.4
2004199121753	-54.720	143.787	10.0	5.2
2004207140109	-17.628	-69.107	156.0	5.3
2004214190310	-63.659	-166.211	10.0	6.1
2004220114913	17.286	-95.078	101.0	5.8
2004231090310	16.489	-94.677	64.0	5.8
2004236005713	-24.820	-13.590	10.0	5.4
2004247092502	-17.139	-179.210	536.0	5.4
2004252110018	-15.153	-173.429	12.0	5.6
2004253163321	17.759	-81.550	25.0	5.8
2004236005713	-24.820	-13.590	10.0	5.4
2004247092502	-17.139	-179.210	536.0	5.4
2004252110018	-15.153	-173.429	12.0	5.6
2004252154023	-52.157	-4.966	10.0	5.2
2004253163321	17.759	-81.550	25.0	5.8
2004255215238	-57.976	-25.342	63.0	5.8
2004262070748	23.106	-67.614	10.0	5.7
2004272134326	-13.236	-15.060	10.0	5.4
004272152953	-52.515	28.016	10.0	5.9
2004272192502	-52.433	26.563	10.0	5.3

Cuadro A.2: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2004272213218	-15.690	-74.529	27.0	5.4
2004275194605	-22.424	173.269	10.0	5.4
2004277042844	-16.171	173.191	37.0	5.3
2004286145910	-28.855	-12.702	10.0	5.2
2004286145910	-28.855	-12.702	10.0	5.2
2004289185229	-55.544	-1.556	10.0	5.300
2004302204522	-7.014	-80.253	64.0	5.400
2004316091145	-16.978	-69.583	144.0	5.200
2004317063616	-26.705	-63.319	568.0	5.800
2004318073318	-26.748	-63.361	573.0	5.300
2004320090656	4.695	-77.508	15.0	6.600
2004322210424	-20.062	-178.668	627.0	5.200
2004322210913	-20.068	-178.710	622.0	5.900
2004327202623	-46.676	164.721	10.0	6.400
2004333023513	-26.525	-113.834	10.0	5.600
2004338145914	-34.439	179.320	157.0	5.300
2004341162628	-18.481	-178.076	439.2	5.300
2004349232013	18.958	-81.409	10.0	6.200
2004354082348	9.38	-78.82	58.1	5.5
2004358145904	-49.312	161.345	10.0	6.5
2004359133943	-20.358	-178.668	614.5	5.2
2005003175928	-50.659	161.866	10.0	5.6
2005008184503	-55.299	-27.956	10.0	5.7
2005012084003	-0.878	-21.194	10.0	5.7
2005016082504	-25.528	-176.299	16.0	6.0
2005018212032	-22.905	179.037	588.9	5.3
2005022025707	22.27	-63.649	526.8	5.2
2005024232326	-1.364	-80.785	16.9	5.5
2005024232650	-1.398	-80.91	10.0	5.4
2005028154645	-1.089	-81.157	10.0	5.4
2005029063746	-56.809	-141.032	10.0	5.2
2005030070649	-0.793	81.065	28.6	5.4
2005032092102	-21.714	-179.458	580.1	5.1
2005038142351	-59.888	-27.08	118.3	5.2
2005041023214	5.268	-82.627	10.0	5.3
2005041165319	-23.097	169.219	9.0	6.0
2005045180559	15.775	-61.744	11.6	5.6
2005047202752	-36.32	-16.558	10.0	6.0
2005048011916	-56.132	-27.418	102.7	5.3
2005048204257	-1.768	-81.046	10.0	5.2
2005049152539	-23.667	-177.295	64.0	5.4

Cuadro A.3: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2005052000456	-30.124	-176.828	10.0	5.2
2005053181931	4.597	-85.321	26.2	5.2
2005053231417	-65.71	133.289	10.0	5.7
2005055045550	-20.885	-113.677	10.0	5.5
2005059012454	-34.923	-107.865	10.0	5.1
2005060140511	-56.635	-141.557	10.0	5.1
2005060235701	-24.964	-112.124	10.0	5.0
2005063213550	-22.434	-176.49	100.1	5.3
2005066071723	11.371	-85.936	85.3	5.1
2005072150811	-40.18	173.577	141.2	5.5
2005073080435	-45.07	166.75	10.0	5.5
2005074001521	11.239	-86.067	30.0	5.4
2005076133737	15.144	-91.381	197.4	5.5
2005077093449	-22.231	-176.31	118.3	5.2
2005078150242	-20.407	-174.337	18.0	5.9
2005078173446	-21.893	-179.547	598.7	5.9
2005080122354	-24.983	-63.47	579.1	6.1
2005080124312	-24.725	-63.507	570.1	5.9
2005082135917	-55.475	-1.54	10.0	5.6
2005089174157	-22.459	-179.754	588.7	5.8
2005091073658	11.935	-86.385	112.9	5.0
2005100174140	-7.573	-76.296	134.5	5.4
2005101170853	-21.975	170.612	68.0	6.0
2005102024026	14.078	-91.163	92.9	5.2
2005103035818	-29.673	-177.756	53.9	5.6
2005106224116	-17.647	-69.663	118.7	5.6
2005111033924	5.014	-76.269	102.6	5.2
2005115023245	-27.093	-176.53	32.2	5.5
2005117132535	-55.472	-28.008	50.6	5.2
2005123191139	-14.922	-74.623	31.4	5.6
2005124144926	-57.954	-25.593	59.4	5.4
2005125191220	5.723	-82.837	10.0	5.9
2005125234153	5.082	82.406	10.0	5.7
2005128195119	-35.122	17.266	10.0	5.2
2005136035414	-32.589	-179.353	34.0	6.2
2005138203029	14.708	-89.582	42.1	5.2
2005140124042	-24.529	178.84	565.3	5.4
2005141051135	-3.286	-80.987	39.5	5.9
2005158053416	-62.43	-161.496	10.0	5.3
2005158162003	-10.702	-74.239	125.7	5.2

Cuadro A.4: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2005163192624	-56.293	-27.075	94.1	5.8
2005165012212	-18.719	-174.715	144.1	5.7
2005169233034	-24.083	-111.762	10.0	5.3
2005170020106	-23.949	-111.983	10.0	5.6
2005172100352	-1.744	-77.815	162.6	5.0
2005178113545	18.781	-107.298	20.0	5.8
2005185113605	-42.283	42.37	10.0	5.7
2005185193800	-23.738	-111.705	10.0	5.2
2005192120135	-23.818	-111.68	10.0	6.0
2005192230601	-27.001	-176.322	10.0	5.5
2005194120613	-17.847	-70.109	79.9	5.6
2005204085143	-30.254	-178.068	10.0	5.7
2005206194516	-56.027	-27.76	84.8	5.5
2005207141136	-15.345	-72.962	110.5	5.8
2005211110349	-61.474	154.249	10.0	5.3
2005215110315	11.247	-85.541	14.0	6.0
2005216102712	-26.634	-114.504	10.0	5.9
2005216121120	-59.768	-25.886	45.3	5.7
2005218073629	-17.357	-69.484	140.3	5.4
2005218095613	-19.614	-175.85	205.4	5.3
2005219021746	-47.09	33.62	10.0	5.7
2005219112029	-8.019	-80.026	33.2	5.2
2005223090846	-22.677	169.509	10.0	5.7
2005226023940	-19.78	-68.98	113.8	5.7
2005233094950	-3.999	-104.025	10.0	5.0
2005236170745	10.078	-103.548	10.0	5.1
2005237230918	-23.66	-179.977	530.7	5.1
2005242140244	15.022	-60.636	54.6	5.0
2005243012448	-59.36	-27.104	10.0	5.3
2005246123822	-49.93	8.955	10.0	5.4
2005248073731	-56.41	-142.392	10.0	5.7
2005252195521	-56.038	-27.905	142.8	5.7
2005255211503	-17.417	-177.32	383.9	5.3
2005274215409	-23.609	-63.632	547.4	5.4
2005276140619	9.469	-77.904	35.5	5.3
2005278100722	-20.535	-174.277	15.0	6.0
2005278231010	-50.222	161.671	10.0	5.3
2005286043225	-56.698	-155.784	10.0	5.5
2005290192302	-17.775	-69.486	123.0	5.6
2005302040556	-45.214	96.898	8.0	6.1
2005304021028	-5.852	-78.704	40.0	5.4

Cuadro A.5: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2005306030918	-30.39	178.169	36.0	5.8
2005311221101	-56.079	-27.35	113.6	5.4
2005313113313	-1.024	-76.943	248.3	5.4
2005317023435	-31.438	-179.717	231.2	5.1
2005321041630	-28.814	-62.855	607.7	5.0
2005326232735	8.979	-74.267	145.9	5.3
2005339121956	-6.224	29.83	22.0	6.4
2005345044231	15.302	-45.862	10.0	5.3
2005346045047	-22.167	-176.472	139.7	5.2
2005347031606	-15.265	-178.571	10.0	6.1
2005349044533	-16.152	-70.856	137	5.0
2005350102458	12.252	-89.521	34.7	5.5
2005354183437	-25.484	179.484	527.7	5.1
2005355143239	6.623	-82.748	10.0	5.9
2005356122002	-54.719	-135.868	10.0	5.6
2005357214728	-1.386	-77.517	192.9	5.8
2005364182643	7.529	-82.266	10.0	5.8
2006002040606	-20.746	-178.879	620.3	5.1
2006002061049	-60.934	-21.575	10.0	6.4
2006002221340	-19.926	-178.178	582.9	6.5
2006003004049	-19.819	-178.026	586.8	5.2
2006003122813	13.71	-90.117	82.3	5.0
2006004083232	28.164	-112.117	14.0	6.1
2006006033958	6.635	-82.337	7.4	5.9
2006020085352	31.066	-41.422	10.0	5.5
2006023205044	6.864	-77.793	14.0	6.1
2006033124843	-17.747	-178.39	597.5	5.9
2006035091705	1.093	-90.554	15.3	5.5
2006039050453	-54.562	143.829	10.0	5.6
2006041041421	27.798	-90.126	10.0	5.3
2006048024142	-23.021	172.414	54.8	5.1
2006051105423	18.272	-100.675	56.8	5.3
2006053221909	-21.311	33.549	16.4	6.2
2006053222902	-21.276	33.48	10.0	5.9
2006054011758	-21.231	32.709	10.0	5.3
2006054012342	-21.403	33.377	13.6	5.2
2006054022209	-21.349	33.481	16.2	5.1
2006054040404	-54.592	1.612	10.0	5.3
2006055141545	-18.039	-179.526	622.9	5.8
2006057041842	-15.268	-176.264	34.1	5.8

Cuadro A.6: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Profundidad[km]	Magnitud
2006064052831	-3.381	-76.907	113.7	5.2
2006064080756	-20.117	-175.660	205.8	6.0
2006066071050	-40.133	78.555	10.0	5.2
2006068095953	-59.541	-29.659	10.0	5.5
2006074141948	-21.1549	33.584	7.0	5.7
2006079173724	-21.016	175.344	30.0	6.2
2006079173806	-23.796	179.893	521.6	5.3
2006091051529	-29.620	-177.143	10.0	5.3
2006099162745	12.984	-88.908	64.0	5.0
2006109084246	-45.261	97.071	21.5	5.0
2006116014603	-57.481	147.568	10.0	5.6
2006120035128	-59.651	-26.156	24.4	5.4
2006121022441	-28.457	-176.851	37.2	5.7
2006121022541	-28.256	-176.903	35.0	5.4
2006121074759	8.165	-82.881	13.0	5.1
2006121074803	8.097	-82.922	35.5	5.6
2006122064052	8.129	-82.893	23.6	5.1
2006124020854	-58.258	157.926	10.0	5.3
2006126022931	-24.976	179.675	517.9	5.3
2006136103923	-31.809	-179.306	152.0	6.8
2006149052039	59.589	26.234	44.4	5.2

Cuadro A.7: Continuación. Eventos utilizados para la inversión tomográfica.

Capítulo B

Datos

Introducción

La tomografía telesísmica de onda P, requiere de rayos sísmicos provenientes de eventos lejanos que arriban a sensores replegados en la región de estudio. Son necesario los datos, ya que en dicha zona no existe gran densidad de eventos sísmicos producto de la edad de la placa oceánica subductada (Heintz et al., 2005).

En el actual capitulo es detallada la forma de obtención de los datos para cada red y posteriormente se manifiestan las características generales de cada una de ellas.

Adquisición de los datos

La recopilación de los datos sísmicos registrados en la región de Aysén se obtienen de dos redes, XJ e YJ, desplegadas por distintos grupos de estudio en la misma zona. Las estaciones sísmicas registraron entre las fechas 20 de enero, 2004 y 02 de junio, 2006 y la unión de ambas generará la posibilidad de conocer de manera mucho mas acabada las variaciones de velocidad relativas en la región, cuyo fin radica en corroborar la existencia de la ventana astenosférica, su geometría y sus diversas manifestaciones en superficie.

A continuación se detalla la forma de obtención de cada una de las redes:

YJ

Se accedió a la pagina de IRIS, <http://www.iris.edu/>, directamente a la sección de petición de datos donde se especificó la red que se desea bajar, YJ, el intervalo de tiempo que estuvo desplegada (6 de Diciembre ,2004 / 2 de Junio, 2006), la distancia minima entre el evento y las estaciones ($30^\circ \approx 3300[Km]$) y restringimos la magnitud de cada sismo mayor o igual a 5, $M \geq 5$, para asegurar su registro en las estaciones y se especifica una rango para el parámetro del rayo (lentitud horizontal) [0.041, 0.115] para asegurarnos que sean telesísmos y que venga onda P en sus registros.

Se recibió un listado `events2request_slowness_0.041_0.115_fin.txt` el cual presenta el siguiente formato:

```
2006 (150) 05 30 10 23 02.4 -16.6489 -70.8479 115.3 5.2 2006150102302 2.25858 29.2799 0.079 ISCCD/NEIC
```

Indicando el año, día juliano, mes, día, hora, minuto, segundo, latitud, longitud, profundidad, magnitud, nombre, backazimut, distancia en grados del epicentro al centro de la red (`gcarc`), lentitud horizontal y catalogos globales que lo contienen. Las variables backazimut, distancia epicentro-red y lentitud son estimaciones con respecto al centro de la red (no a una estación específica).

Se seleccionan los eventos de acuerdo a su latitud, longitud, y catalogo que lo contienen, luego se envió un correo electrónico, el cual especifica la estación, la red, tiempo de inicio del evento, tiempo de fin (correspondiente a una hora de medición, así nos aseguramos de obtener la forma de onda en los registros) y la banda que deseamos con sus componentes, BHZ BHE BHN.

```
AGU01 YJ 2006 06 02 11 12 48.0 2006 06 02 12 12 48.0 3 BHZ BHE BHN
```

Finalmente, se traspasaron los datos (69.7 Gb) a través de `gftp` durante aproximadamente un mes en formato `reedseed`. El método usado plantea que cuanto mayor es la cantidad de rayos que cruzan la zona de estudio, mayor es la resolución que se obtiene, es por esto que el volumen de datos es elevado.

XJ

Los datos de la red XJ desplegados entre 20 Enero de 2004 y 16 Noviembre de 2005, se tienen desde el inicio de esta tesis (60.3 Gb) ya que corresponden a la información de la tesis Doctoral de Matthew R. Miller, profesor guía del presente estudio. Los datos ya se encuentran en formato SAC, con el header modificado e incluyen el arribo de ondas P y S. También se cuenta con un listado de calidad de cada evento necesario para extraer solo aquellos sismos con características apropiadas para la tomografía.

Información de las redes

YJ

La red YJ, corresponde al proyecto Chile Ridge Subduction Project, a cargo de los investigadores Ray Russo, Universidad de Florida y Diana Comte, Universidad de Chile. Esta fue desplegada entre el 06 de Diciembre de 2004 y 2 de Junio de 2006 y cuenta con un total de 63 estaciones. Los sismogramas pedidos en IRIS corresponden a aquellos sismómetros que midieron en banda ancha y en la componente Z.

En el siguiente cuadro se resumen características iniciales de la red, las cuales solo consideramos los rayos en la componente vertical (Z) y las estaciones que midieron en Banda Ancha.

Red	Eventos Pedidos	Rayos	Estaciones
YJ	796	12.709	36

Cuadro B.1: Resumen inicial Red YJ

El detalle individual de las estaciones sísmicas de la red YJ se muestra en el cuadro 3.2, en ella obtenemos sigla, nombre, latitud, longitud, elevación y período de funcionamiento.

Estación	Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [km]	Inicio: 00:00:00 [s]	Término: 23:59:59 [s]
AGU01	Puerto Aguirre	-45.15	73.51	49.6	2004/12/26 (361)	2006/12/31 (365)
AMG01	Amengual	-44.75	-72.21	352	2005/06/15 (166)	2006/05/31 (151)
BAK01	Entrada Baker	-47.18	-71.97	563.7	2005/01/27 (027)	2006/12/31 (365)
BMU01	Bahia Murta	-46.44	-72.67	360.7	2004/12/30 (365)	2006/12/31 (365)
CAL01	Coyhaique Alto	-45.48	-71.60	778.2	2004/12/09 (344)	2006/12/23 (357)
CHB01	Puerto Chacabuco	-45.46	-72.82	57.3	2004/12/10 (345)	2005/06/10 (161)
CHC01	Chile Chico	-46.54	-71.74	347.1	2005/01/14 (014)	2006/12/31 (365)
CHN01	Fundo Los Nires	-46.92	-72.74	498	2005/01/07 (007)	2006/12/31 (365)
COC01	Cochrane	-47.26	-72.59	177.2	2005/01/27 (027)	2006/12/31 (365)
COY01	Coyhaique	-45.56	-72.09	390.2	2005/01/12 (012)	2006/12/31 (365)
CTS01	Puerto Cisnes	-44.73	-72.68	52.3	2004/12/20 (355)	2006/12/22 (356)
FNL01	Fachinal	-46.55	-72.22	256.2	2005/01/14 (014)	2006/12/31 (365)
HOP01	Seno Hoppner	-46.73	-75.43	72	2005/02/01 (032)	2006/12/31 (365)
HUD01	Hudson	-46.05	-72.69	473.3	2004/06/10 (162)	2006/12/31 (365)
HUM01	Isla Humos	-45.56	-73.96	88.2	2005/01/21 (021)	2006/12/31 (365)
IBJ01	Isla Benjamin	-44.69	-73.99	70.3	2004/12/09 (344)	2006/12/31 (365)
IDA01	Idahue (Amengual)	-44.75	-72.21	342.6	2004/12/20 (355)	2005/06/17 (168)
IMG01	Isla Magdalena	-44.40	-73.09	35.2	2004/12/07 (342)	2006/12/31 (365)
ISM01	Isla Simpson	-45.93	-73.83	40.9	2004/12/19 (354)	2006/12/31 (365)
JEI01	Lago Jeinimeni	-46.84	-72.01	880.1	2005/01/13 (013)	2005/12/20 (354)
JEI02	Lago Jeinimeni	-46.83	-72.00	877.7	2005/12/20 (354)	2006/12/31 (365)
LPL01	Laguna Los Palos	-45.32	-72.71	104.6	2005/06/08 (159)	2006/12/23 (357)
LSR01	Laguna San Rafael	-46.66	-73.86	48.8	2005/01/11 (011)	2005/12/14 (348)
LTQ01	Lago Tranquillo	-46.64	-72.80	470	2005/01/11 (011)	2006/12/31 (365)
MEL01	Melinka	-43.90	-73.74	122.3	2004/12/05 (340)	2006/12/31 (365)
MRF01	Miraflores	-46.73	-72.94	298.5	2005/01/12 (012)	2006/12/31 (365)
PLM01	Estero Puelma	-46.18	-74.43	85.7	2004/12/22 (357)	2006/12/31 (365)

Cuadro B.3: Estaciones Utilizadas de la red YJ

Estación	Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [km]	Inicio 00:00:00 [s]	Término 23:59:59 [s]
RMG01	Rio Mogote	-45.91	-72.32	388	2004/12/26 (361)	2006/12/24 (358)
RPR01	Rio Presidente Rios	-46.22	-74.01	45.6	2004/12/21 (356)	2006/12/31 (365)
RRS01	Rio del Salto	-47.48	-72.54	412.4	2005/01/19 (019)	2006/12/31 (365)
SAD01	Seno Aldunate	-46.75	-74.46	68.1	2005/02/03 (034)	2006/12/31 (365)
VCC01	Villa Cerro Castillo	-46.12	-72.16	367.3	2004/12/23 (358)	2006/12/24 (358)
VMG01	Villa Maniguales	-45.18	-72.14	214.9	2004/12/12 (347)	2006/12/22 (356)
VOH01	Villa O'Higgins	-48.47	-72.56	302.4	2005/01/25 (025)	2006/12/31 (365)
YNG01	Puerto Yungay	-47.93	-73.33	49.9	2005/01/24 (024)	2005/12/27 (361)
YNG02	Puerto Yungay	-47.93	-73.33	81.3	2005/12/26 (360)	2006/12/31 (365)

Cuadro B.4: Continuación. Estaciones Utilizadas de la red YJ

XJ

La red, XJ, asociada al proyecto SEARCH, esta a cargo de los científicos Keith Priestley, Universidad de Cambridge, Hikaru Iwamori, Universidad de Tokio, Klaus Bataille, Universidad de Concepción, recolectó datos entre el 20 Enero de 2004 y 16 Noviembre de 2005, teniendo un total de 100 estaciones desplegadas en la zona. Los datos a utilizar se miden en banda ancha y en sus tres componentes N, E y Z.

En el cuadro 3.3, se resumen características iniciales de la red, incluyendo solo rayos en la componente vertical y estaciones que midan entorno a las frecuencias de la onda P. En particular, esta presenta sismos ya clasificados en el trabajo anterior del profesor Miller.

Red	Eventos	Rayos	Estaciones
XJ	289	3.628	74

Cuadro B.5: Resumen inicial Red XJ

A continuación, en el cuadro 3.4 se detalla la información de las estaciones sísmicas utilizadas en el estudio (sigla, nombre, latitud, longitud, elevación y período de funcionamiento).

Estación	Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [km]	Inicio [s]	Término [s]
AISN	Puerto Aysén	45.41	-72.62	10	2004/01/26 (026) 00:00:00	2006/01/21 (021) 00:00:00
ALAC	Alacaluf	-46.51	-73.06	293	2005/01/28 (028) 00:00:00 2006/01/12 (012) 15:46:50	2006/01/12 (012) 15:46:51 2006/01/31 (031) 00:00:00
ARDI	Lago Ardillas	-46.16	-72.19	513	2004/01/24 (024) 00:00:00 2004/08/24 (237) 00:00:00	2004/08/22 (235) 23:59:59 2006/02/09 (040) 00:00:00
BAEX	Bahía Exploradores	-46.31	-73.54	3	2005/06/07 (158) 00:00:00 2005/02/10 (041) 00:00:00	2006/02/21 (052) 00:00:00 2005/06/06 (157) 00:00:00
BALM	Balmaceda	-45.89	-71.77	549	2004/02/24 (055) 00:00:00 2004/08/29 (242) 00:00:00	2004/08/29 (242) 00:00:00 2006/01/19 (019) 00:00:00
BARR	Lago Barroso	-45.73	-72.21	414	2005/02/12 (043) 00:00:00	2005/06/02 (153) 00:00:00
BAYO	Mina Cerro Bayo	-46.54	-71.85	492	2006/01/16 (016) 00:00:00	2006/02/06 (037) 00:00:00
BERT	Bertrand	-47.02	-72.80	395	2005/02/04 (035) 00:00:00	2006/02/04 (035) 00:00:00
CALT	Coyhaique Alto	-45.52	-71.79	701	2004/01/27 (027) 00:00:00 2005/02/14 (045) 00:00:00	2005/01/19 (019) 00:00:00 2006/01/21 (021) 00:00:00
CAVE1	Mina Caverna 1	-46.54	-71.89	385	2006/01/16 (016) 00:00:00	2006/02/05 (036) 00:00:00
CHAC	Valle Chacabuco	-47.12	-72.49	350	2004/01/20 (020) 00:00:00	2006/02/03 (034) 00:00:00
CHCH	Chile Chico	-46.60	-71.69	358	2004/02/20 (051) 00:00:00	2006/02/05 (036) 00:00:00
COCH	Cochrane	-47.32	-72.57	373	2004/01/20 (020) 00:00:00	2006/02/01 (032) 00:00:00
ELCO	Fundo El Coiron	-47.25	-72.53	321	2005/02/02 (033) 00:00:00 2006/01/13 (013) 17:38:00	2006/01/13 (013) 17:38:00 2006/02/01 (032) 00:00:00
ELSA	Elsa Gallardo	-46.61	-72.74	236	2005/01/28 (028) 00:00:00 2006/01/12 (012) 21:35:00	2006/01/12 (012) 21:35:00 2006/01/31 (031) 00:00:00
ENBA	Entrada Baker	-47.13	-72.05	516	2005/02/03 (034) 00:00:00 2006/01/12 (012) 21:50:00	2006/01/12 (012) 21:40:00 2006/02/03 (034) 00:00:00
FACH	Fachinal	-46.59	-72.17	474	2004/01/22 (022) 00:00:00	2006/02/06 (037) 00:00:00
FICA1	Omar Fica 1	-46.53	-71.86	266	2006/01/24 (024) 00:00:00	2006/02/05 (036) 00:00:00
FICA2	Omar Fica 2	-46.55	-71.92	474	2006/01/25 (025) 00:00:00	2006/02/05 (036) 00:00:00
GUAD	Puerto Guadal	-46.86	-72.69	421	2004/01/22 (022) 00:00:00 2005/01/18 (018) 00:00:00	2005/01/18 (018) 00:00:00 2006/02/02 (033) 19:00:00
HUDS	Volcan Hudson	-45.89	-73.22	30	2004/01/22 (022) 00:00:00	2006/12/16 (350) 00:00:00
IBAN	Puerto Ibáñez	-46.25	-71.93	554	2004/01/25 (025) 00:00:00	2006/02/09 (040) 00:00:00
JARA	Bahia Jara	-46.52	-71.85	230	2005/02/06 (037) 00:00:00 2006/01/14 (014) 19:45:00	2006/01/14 (014) 19:16:00 2006/02/05 (036) 00:00:00
JOSE	Fundo San Jose	-46.75	-72.54	328	2005/02/05 (036) 00:00:00 2006/01/13 (013) 22:01:00	2006/01/13 (013) 22:01:00 2006/02/03 (034) 00:00:00
JOVI	Jovito Pinuer	-46.50	-72.72	268	2005/01/30 (030) 00:00:00 2006/01/11 (011) 20:45:00	2006/01/11 (011) 21:15:00 2006/01/30 (030) 00:00:00

Cuadro B.6: Estaciones utilizadas de la red XJ

Estación	Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [km]	Inicio [s]	Término [s]
LACA	Lago Caro	-45.71	-72.51	234	2004/01/26 (026) 00:00:00 2005/02/13 (044) 00:00:00	2004/08/29 (242) 00:00:00 2006/01/18 (018) 00:00:00
LAJE	Lago Jeinimeni	-46.84	-72.00	868	2005/02/06 (037) 00:00:00 2006/01/15 (015) 20:43:01	2006/01/15 (015) 20:43:00 2006/02/07 (038) 00:00:00
LAMO	Lago Monreal	-45.86	-72.05	640	2005/02/12 (043) 00:00:00 2006/01/10 (010) 02:10:01	2006/01/10 (010) 02:10:00 2006/01/19 (019) 00:00:00
LAOH	Lago OHiggins	-48.52	-72.60	252	2005/02/01 (032) 00:00:00	2006/01/14 (014) 00:00:00
LAPO	Lago Pollux	-45.70	-71.83	833	2005/01/24 (024) 00:00:00 2006/01/09 (009) 22:57:01	2006/01/09 (009) 22:57:00 2006/01/20 (020) 00:00:00
LASN	Laguna Sin Nombre	-46.24	-72.09	549	2005/01/26 (026) 00:00:00 2006/01/11 (011) 18:00:00	2006/01/11 (011) 17:40:00 2006/02/09 (040) 00:00:00
LATA	La Tapera	-44.74	-71.67	544	2004/02/22 (053) 00:00:00	2006/01/19 (019) 00:00:00
LATR	Lago Atravesado	-45.67	-72.41	292	2005/01/22 (022) 00:00:00 2006/01/08 (008) 19:47:31	2006/01/08 (008) 19:47:30 2006/01/20 (020) 00:00:00
LAVA	Lago Varas	-47.70	-73.14	42	2005/02/01 (032) 00:00:00	2006/01/15 (015) 00:00:00
LEON	Los Leones	-46.72	-72.99	242	2004/01/23 (023) 00:00:00	2006/01/30 (030) 00:00:00
LEVI	Península Levican	-46.35	-71.93	478	2005/01/25 (025) 00:00:00 2006/01/09 (009) 21:23:11	2006/01/09 (009) 21:23:10 2006/02/09 (040) 00:00:00
LNEG	Lago Negro	-46.58	-72.64	157	2005/01/29 (029) 00:00:00	2005/09/13 (256) 00:00:00
LOVE	La Oveja	-46.19	-72.80	433	2004/01/24 (024) 00:00:00	2006/02/02 (033) 00:00:00
LUNA	Fundo La Media Luna	-45.88	-72.33	292	2005/02/12 (043) 00:00:00 2006/01/07 (007) 19:38:47	2006/01/07 (007) 19:38:46 2006/01/19 (019) 00:00:00
MALV	Mina a Laguna Verde	-46.55	-72.03	213	2006/01/25 (025) 00:00:00	2006/02/06 (037) 00:00:00
MANE	Villa Mano Negra	-45.38	-71.99	609	2005/01/23 (023) 00:00:00 2006/01/08 (008) 15:16:51	2006/01/08 (008) 15:16:50 2006/01/21 (021) 00:00:00
MANI	Manihuales	-45.24	-72.23	166	2005/02/13 (044) 00:00:00	2005/09/25 (268) 00:00:00
MANS	Sector Manso	-46.15	-72.39	358	2005/01/26 (026) 00:00:00 2006/01/11 (011) 21:19:31	2006/01/11 (011) 21:19:30 2006/02/09 (040) 00:00:00
MART	Fundo El Martillo	-46.84	-72.80	216	2005/02/05 (036) 00:00:00 2006/01/12 (012) 17:50:00	2006/01/12 (012) 17:40:00 2006/01/30 (030) 00:00:00
MAYE	Rio Mayer	-48.26	-72.43	404	2005/01/31 (031) 00:00:00	2006/01/14 (014) 00:00:00
MILI	Militar Baker	-47.17	-71.89	613	2005/02/03 (034) 00:00:00	2006/01/10 (010) 00:00:00
MURT	Bahía Murta	-46.46	-72.68	260	2004/01/21 (021) 00:00:00	2006/01/30 (030) 00:00:00
ODGE	Estero Odger	-46.15	-73.71	3	2005/02/10 (041) 00:00:00	2006/02/21 (052) 00:00:00
PALA	Palavicini	-46.30	-71.83	425	2005/01/25 (025) 00:00:00 2006/01/09 (009) 20:01:00	2006/01/09 (009) 20:00:00 2006/02/09 (040) 00:00:00
PCEA	Casa del Pablo Cea	-45.67	-72.22	372	2005/01/24 (024) 00:00:00 2006/01/08 (008) 18:06:31	2006/01/08 (008) 18:06:30 2006/01/20 (020) 00:00:00

Cuadro B.7: Continuación. Estaciones utilizadas de la red XJ

Estación	Nombre	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [km]	Inicio [s]	Término [s]
PENI	Fundo La Peninsula	-47.24	-72.33	186	2005/02/04 (035) 00:00:00 2006/01/13 (013) 16:16:41	2006/01/13 (013) 16:16:40 2006/02/01 (032) 00:00:00
TORT	Tortel	-47.79	-73.53	95	2005/02/01 (032) 00:00:00	2006/01/15 (015) 00:00:00
TRAI	Sector El Traiguanca	-46.33	-72.77	352	2005/01/27 (027) 00:00:00	2006/01/27 (027) 00:00:00
TRANA	Tranquillo (Sed.)	-46.64	-72.84	355	2004/01/21 (021) 00:00:00	2004/08/25 (238) 00:00:00
TRANB	Tranquillo (R. M)	-46.64	-72.84	355	2004/01/23 (023) 00:00:00	2006/01/31 (031) 00:00:00
TRES	Sector Tres Lagos	-47.41	-72.71	405	2005/02/02 (033) 00:00:00 2006/01/15 (015) 00:00:00	2006/01/14 (014) 21:06:00 2006/02/01 (032) 00:00:00
VASQ	Pedro Vasquez	-46.56	-71.82	546	2006/01/25 (025) 00:00:00	2006/02/05 (036) 00:00:00
VERD	Laguna Verde	-46.56	-71.95	465	2005/02/07 (038) 00:00:00 2006/01/24 (024) 00:00:00	2005/09/17 (260) 00:00:00 2006/02/06 (037) 00:00:00
VIVI	Viviana Norte	-45.36	-72.46	274	2005/02/14 (045) 00:00:00	2006/01/09 (009) 00:00:00

Cuadro B.9: Continuación. Estaciones utilizadas de la red XJ

Luego de diversos análisis y restricciones sobre las señales y los eventos se redujo el set de datos inicial a:

	Cantidad
Eventos	238
Rayos	3957
Estaciones	80

Cuadro B.10: Resumen de los Datos con los que se realizó la tomografía telesísmica en la región.

La distribución de estaciones se muestra en la Figura 4.7. En ella podemos ver la totalidad de estaciones indicando mediante la intensidad de color la cantidad de rayos sísmicos registrados. La visualización de la red nos ayuda a comprender la extensión de la zona de estudio.

Capítulo C

Imágenes obtenidas por la división del set original.

Las siguientes imágenes fueron creadas a partir de la división del set original, para poder reconocer las estructuras características de la tectónica y las manifestaciones de la generación de la ventana astenosférica.

Los rasgos predominantes en ambas imágenes serán confirmados en las originales, así podemos cerciorarnos de la veracidad de las imágenes de las observaciones. Los parámetros utilizados son idénticos a los usados para las imágenes oficiales de la inversión.

El resumen de cada uno de los set se muestra en el siguiente cuadro:

Set	Eventos	Rayos	Estaciones
A	114	1923	74
B	124	2034	80
Original	238	3957	80

Cuadro C.1: Resumen de los grupos obtenidos a partir de la división aleatoria del set original.

Las imágenes obtenidas se muestran a continuación:

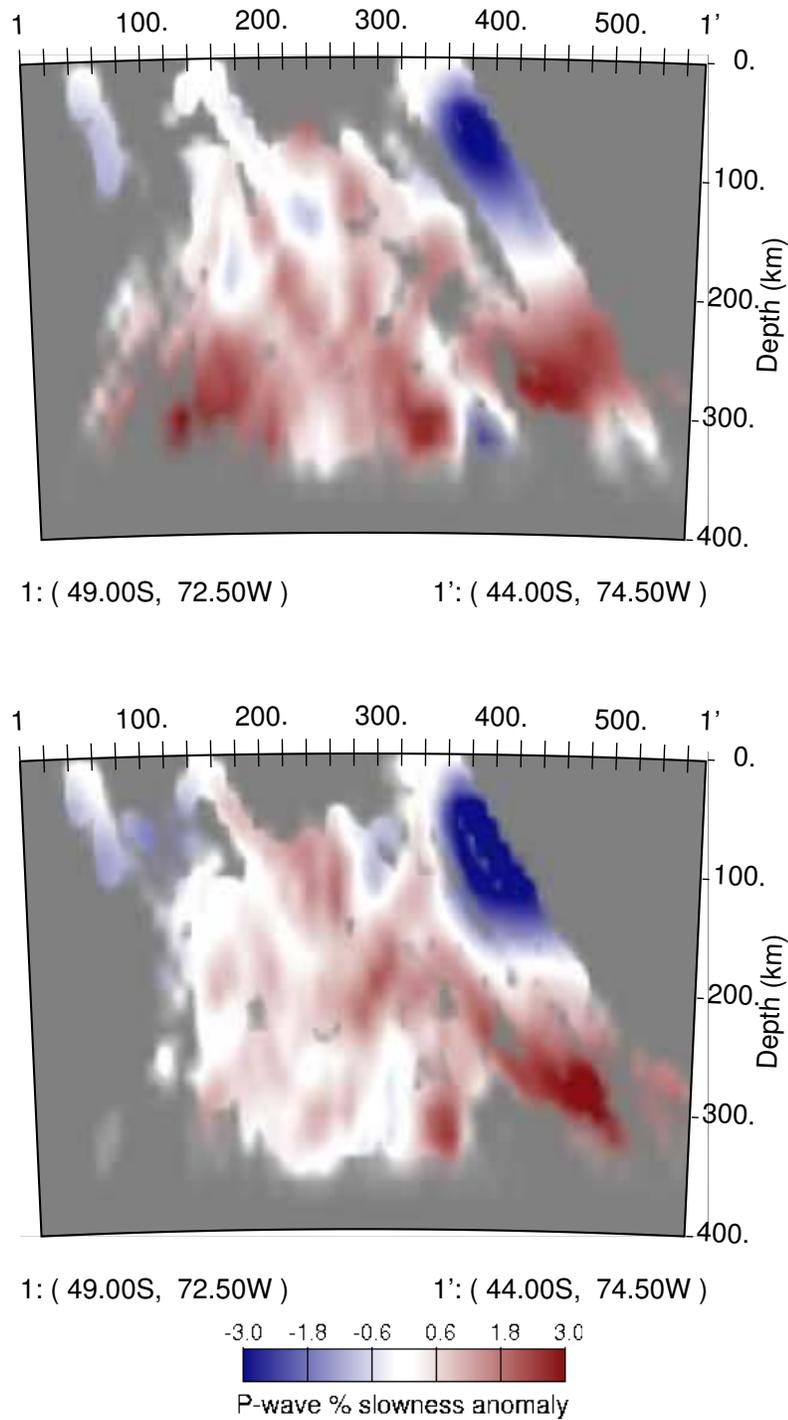


Figura C.1: Perfiles Sur-Norte 1-1': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

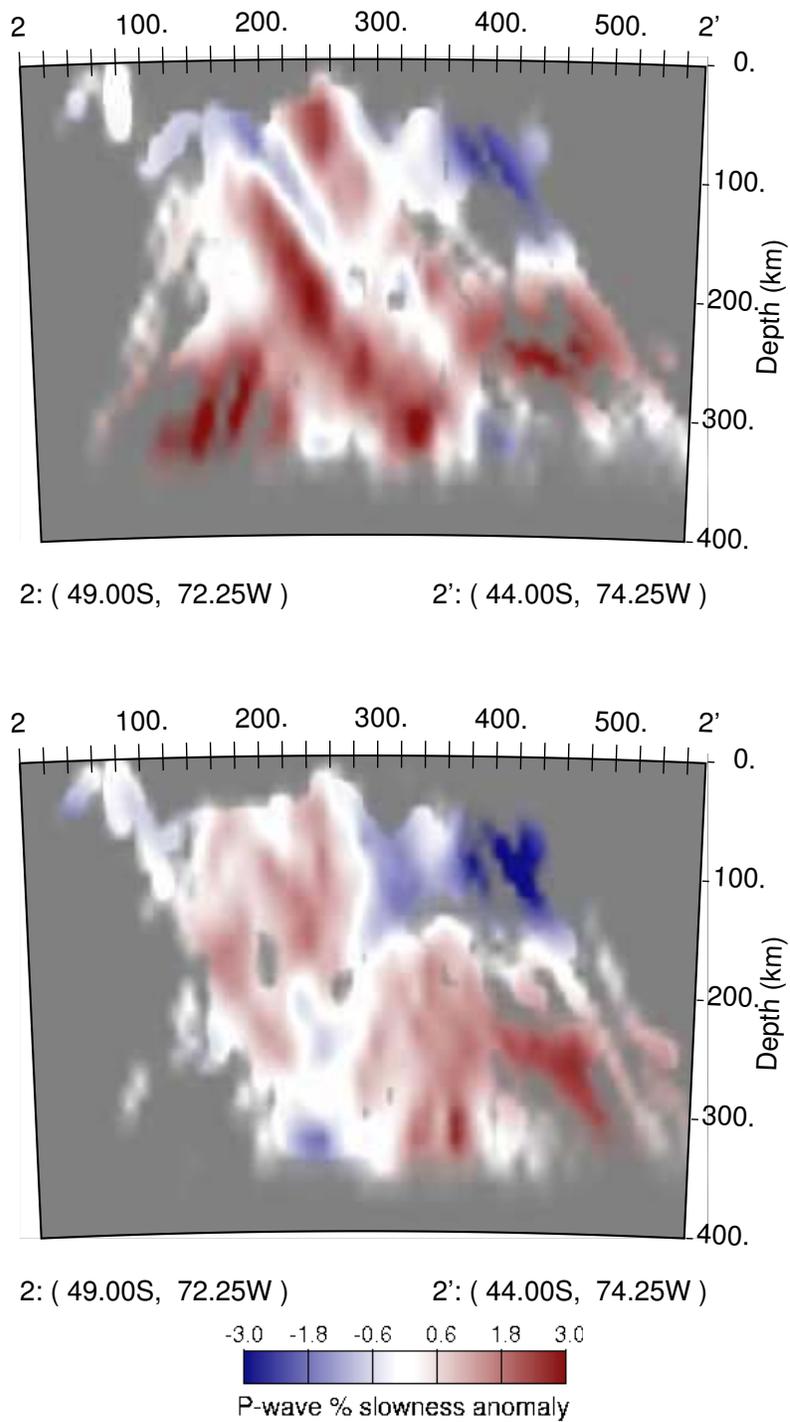


Figura C.2: Perfiles Sur-Norte 2-2': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

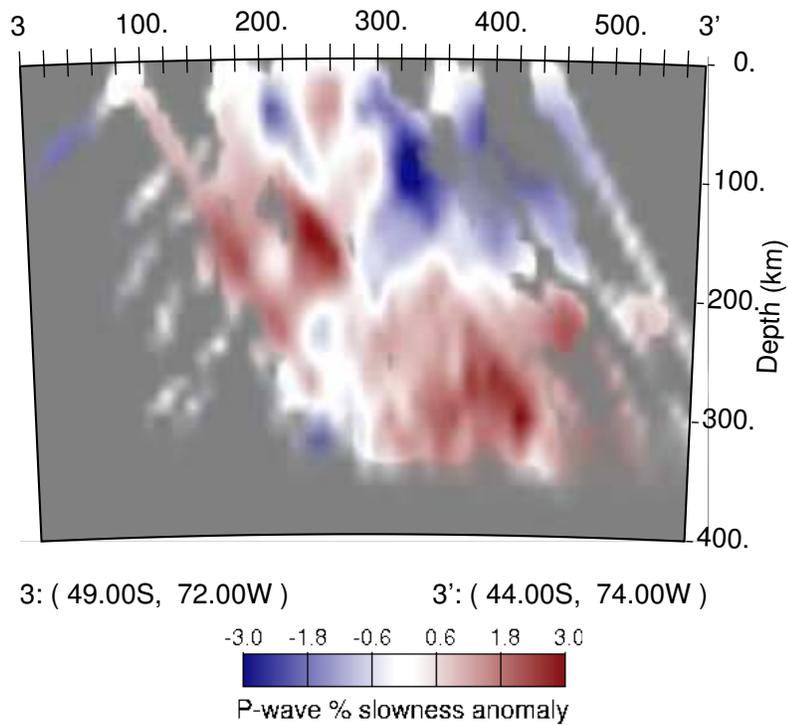
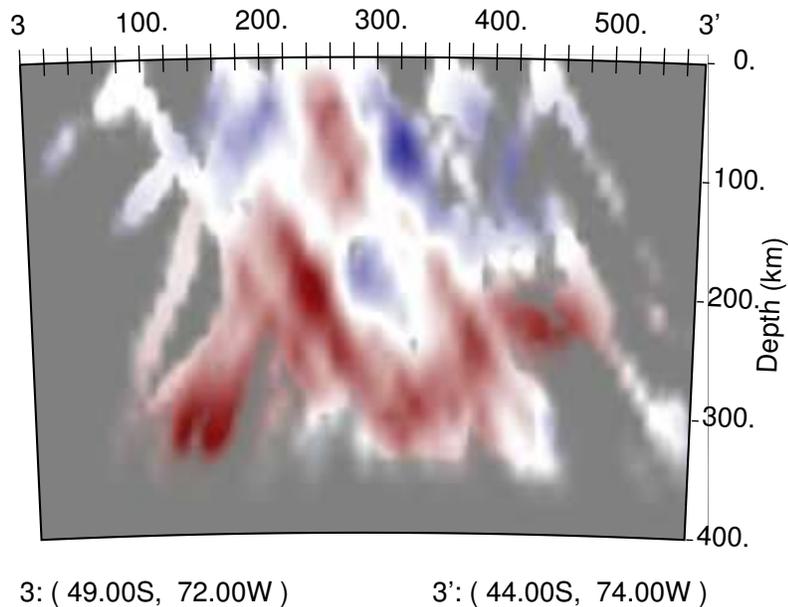


Figura C.3: Perfiles Sur-Norte 3-3': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

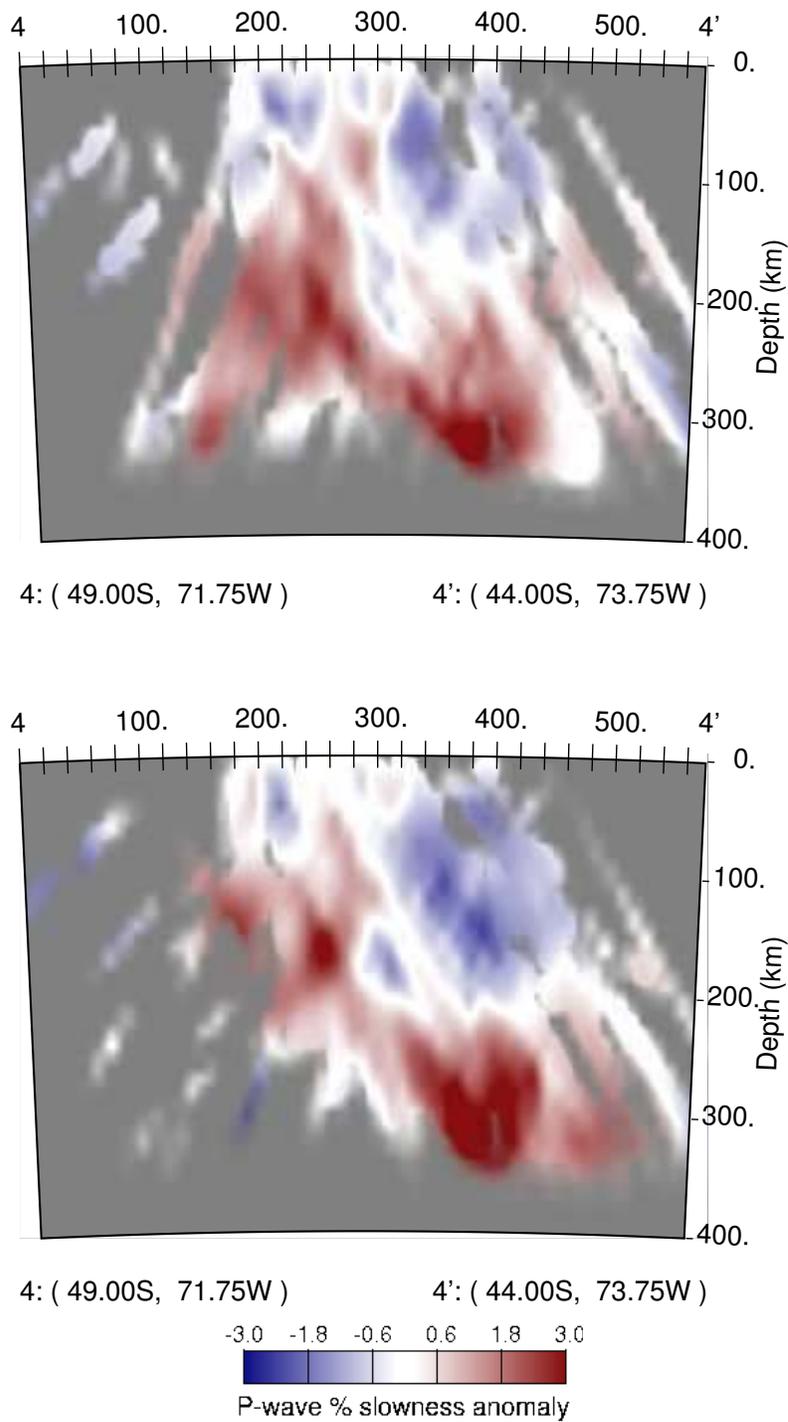


Figura C.4: Perfiles Sur-Norte 4-4': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

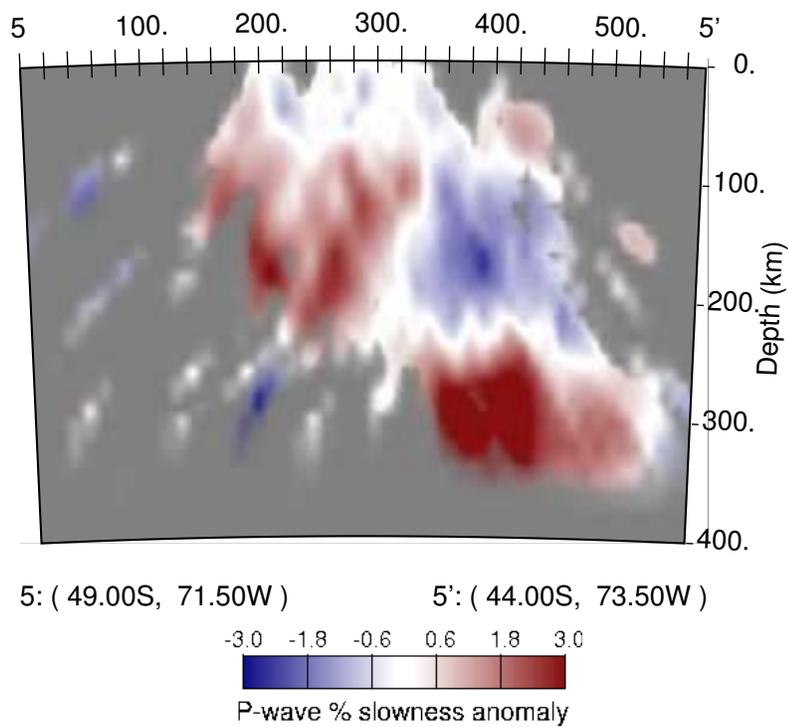
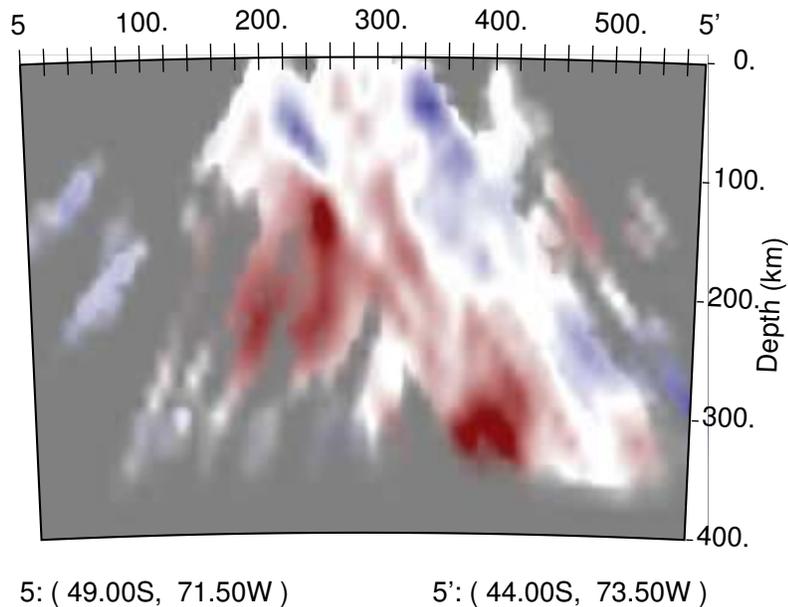


Figura C.5: Perfiles Sur-Norte 5-5': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

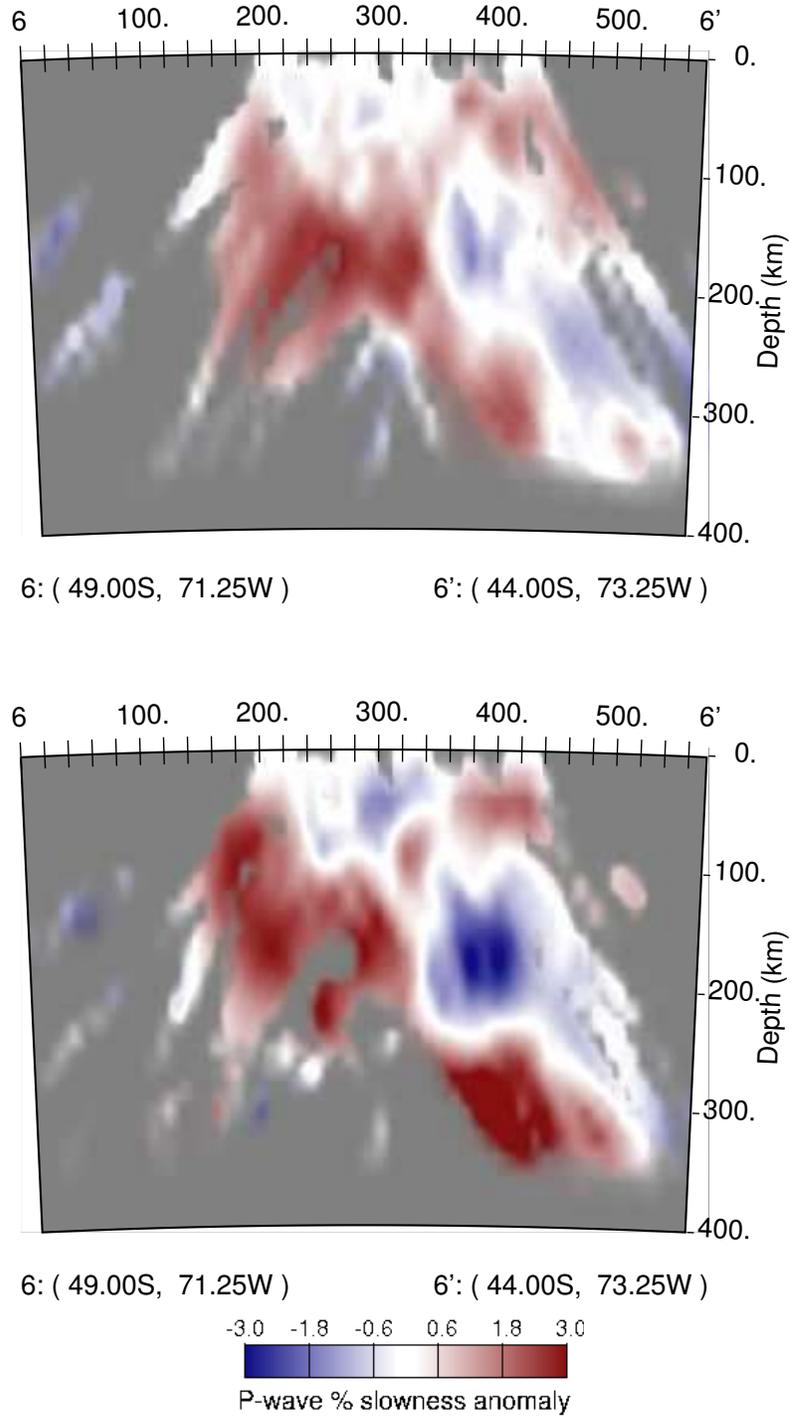


Figura C.6: Perfiles Sur-Norte 6-6': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

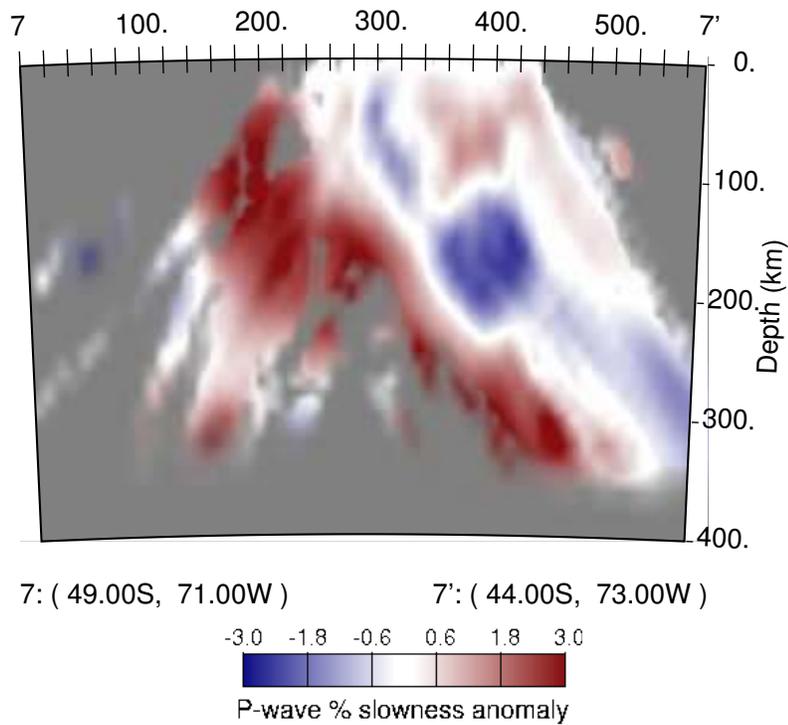
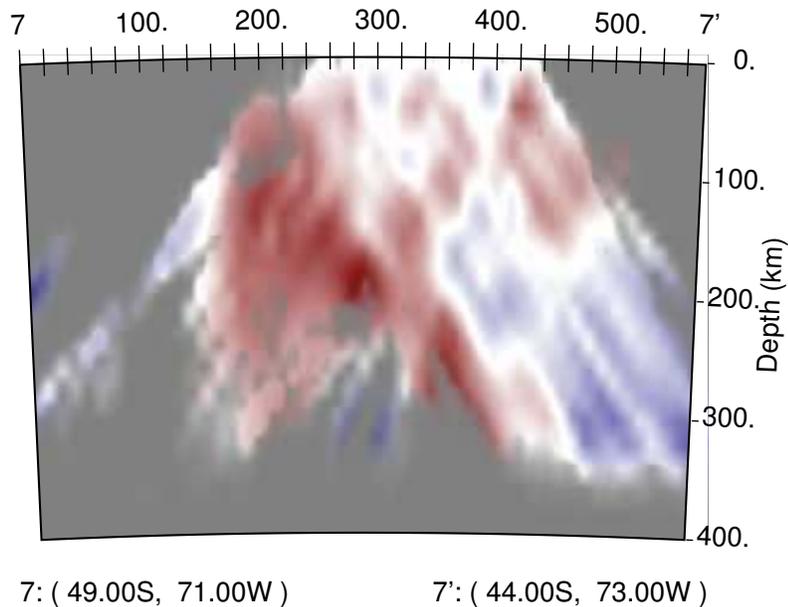


Figura C.7: Perfiles Sur-Norte 7-7': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

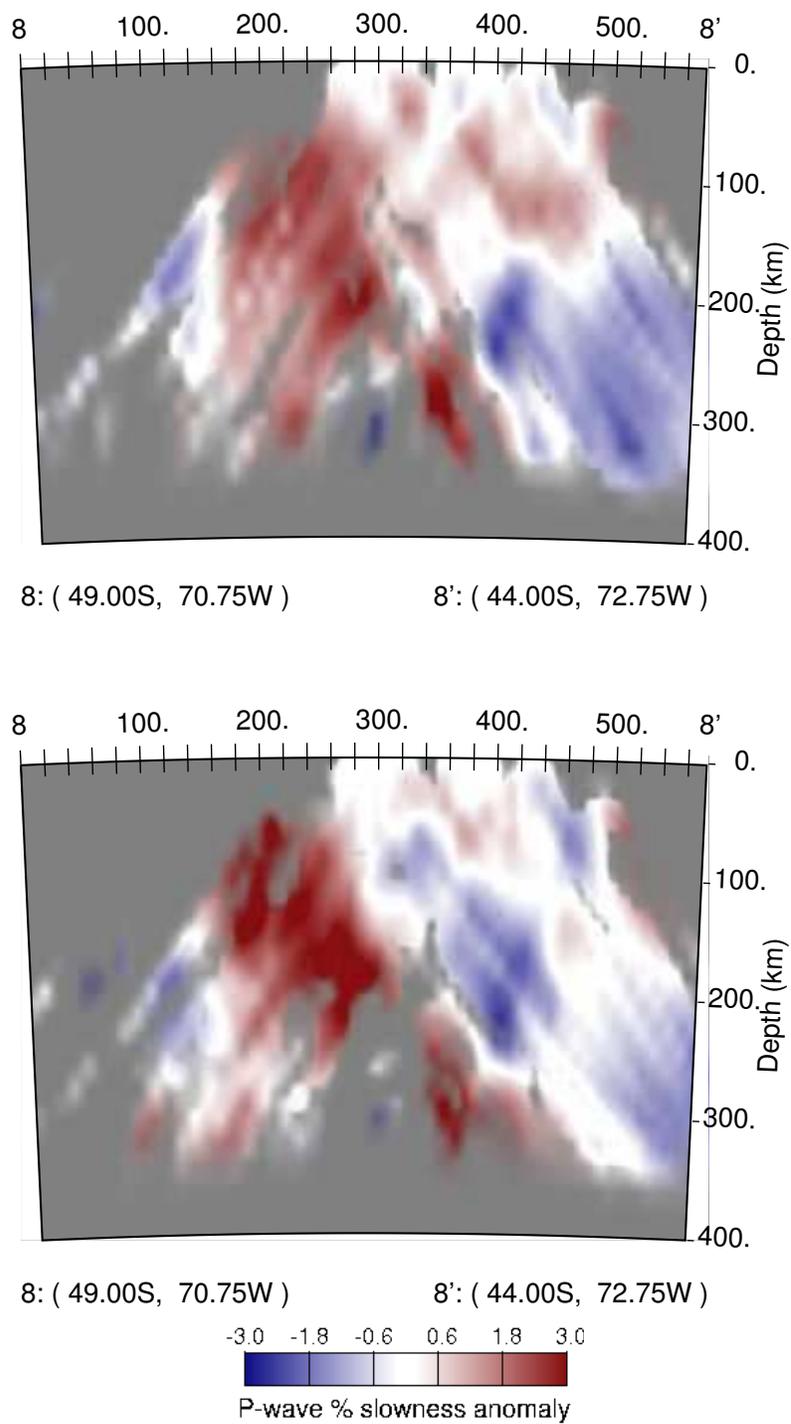


Figura C.8: Perfiles Sur-Norte 8-8': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

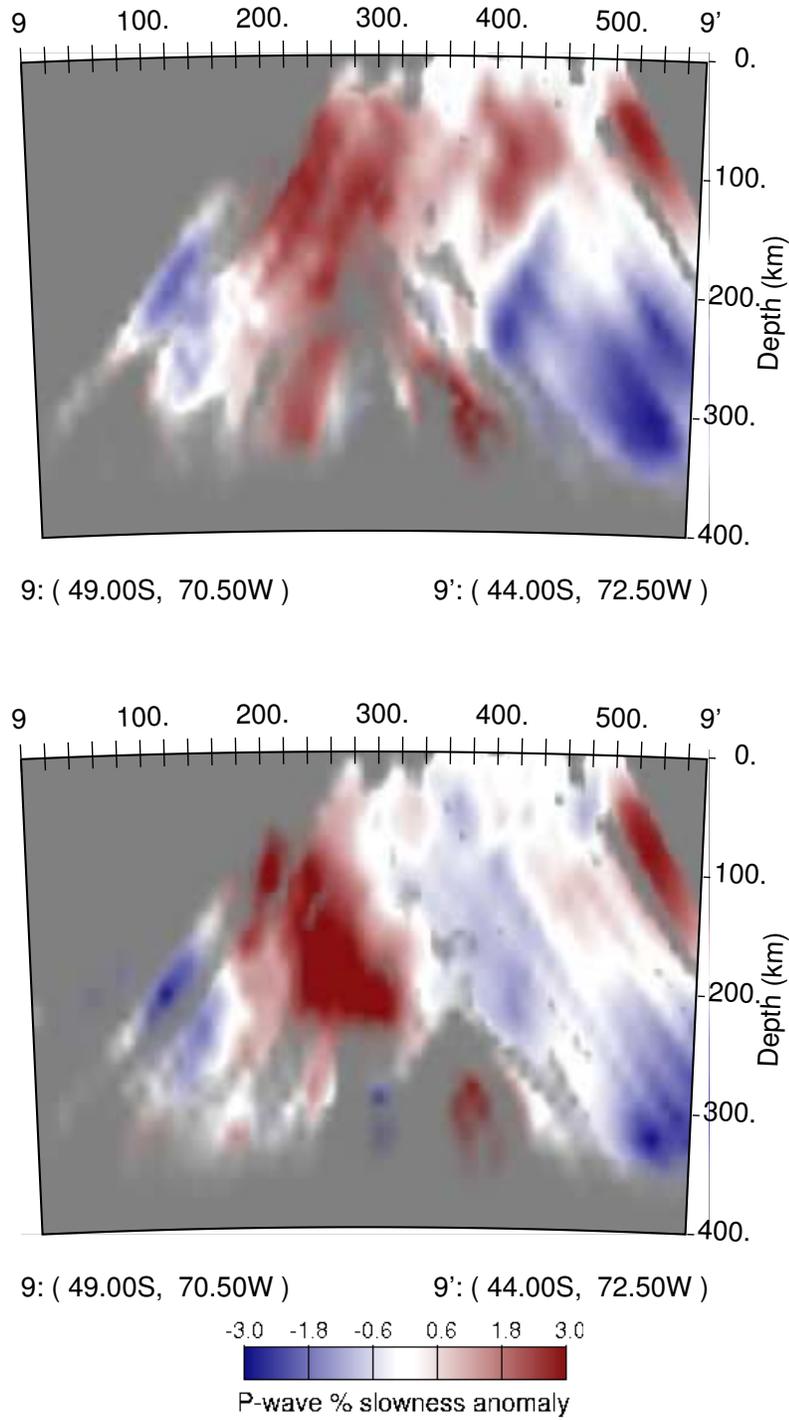


Figura C.9: Perfiles Sur-Norte 9-9': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

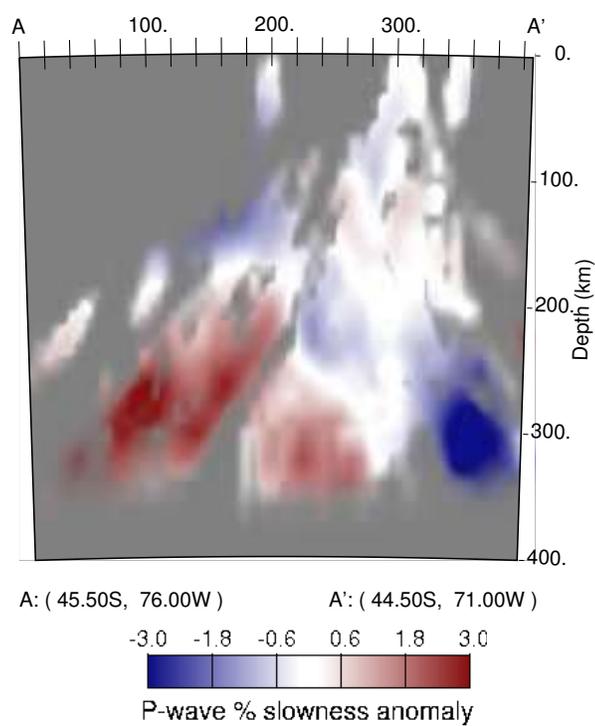
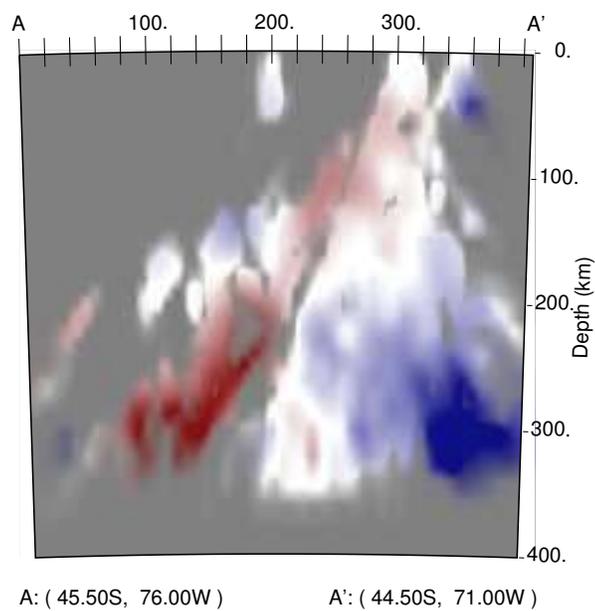


Figura C.10: Perfiles Oeste-Este A-A': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

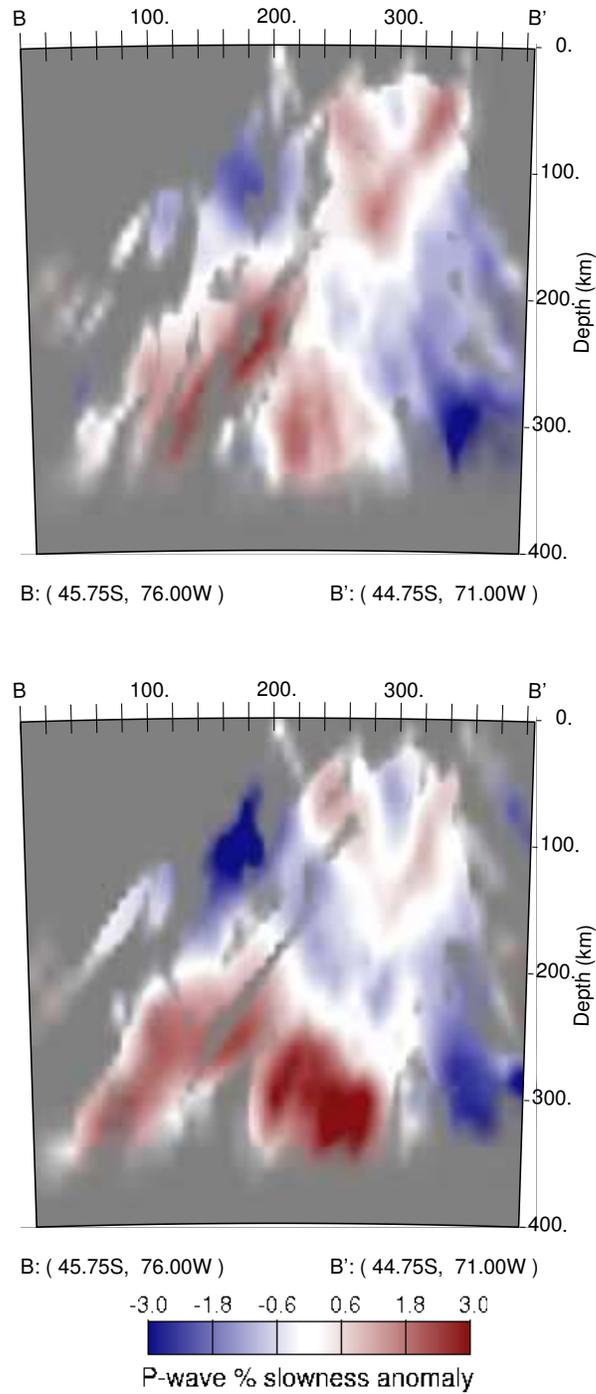


Figura C.11: Perfiles Sur-Norte B-B': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

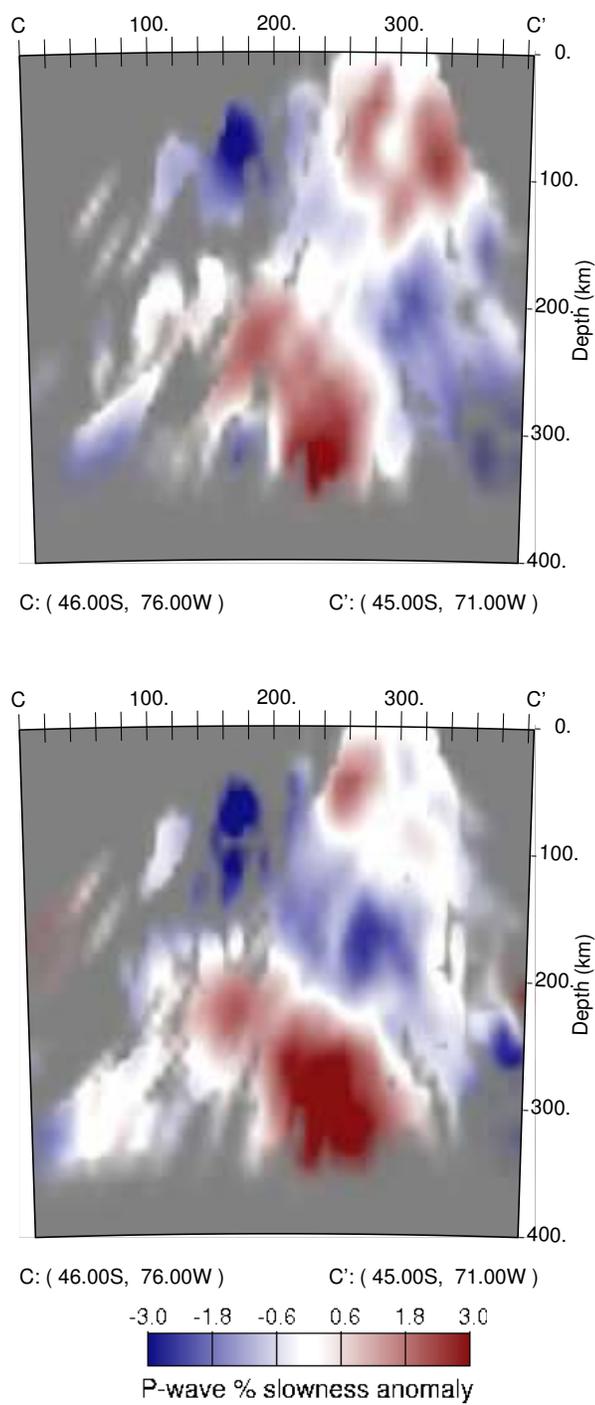


Figura C.12: Perfiles Sur-Norte C-C': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

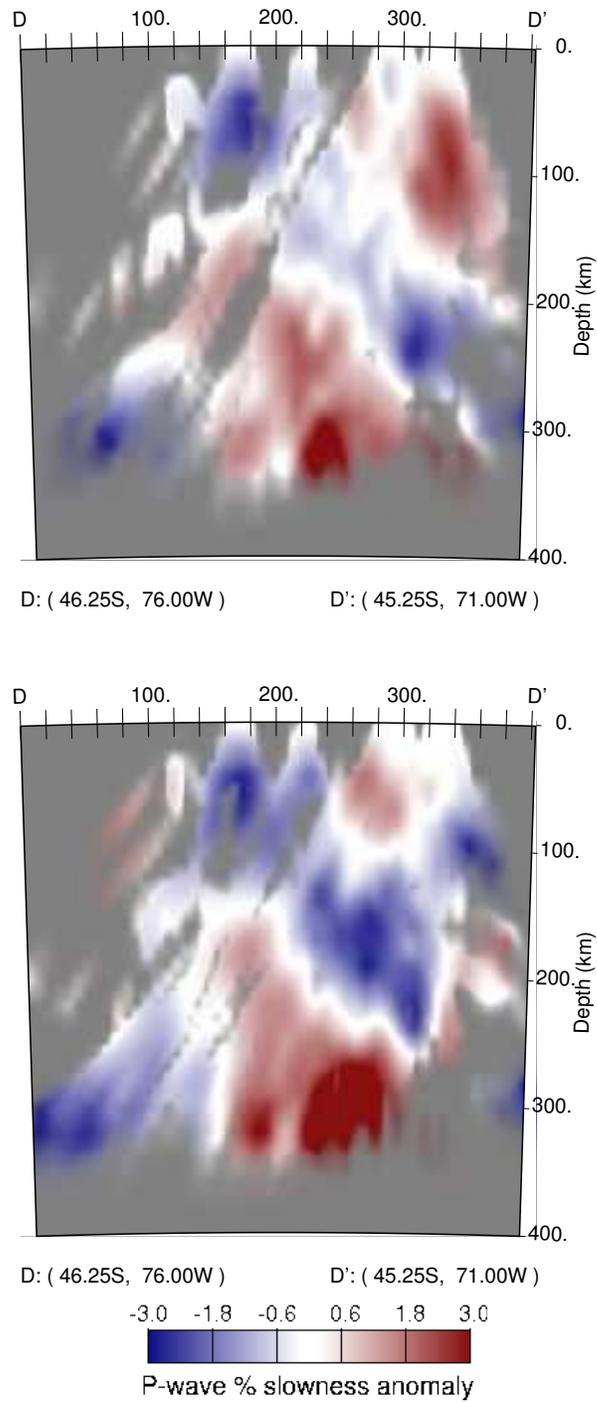


Figura C.13: Perfiles Sur-Norte D-D': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

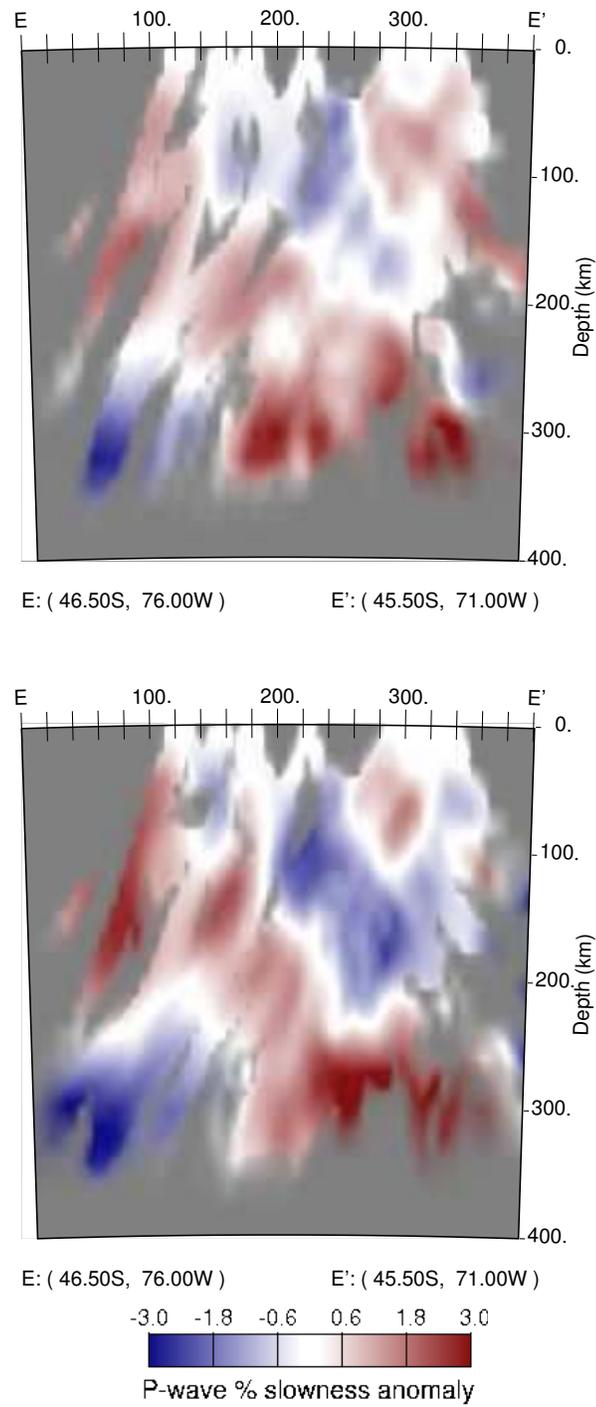


Figura C.14: Perfiles Oeste-Este E-E': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

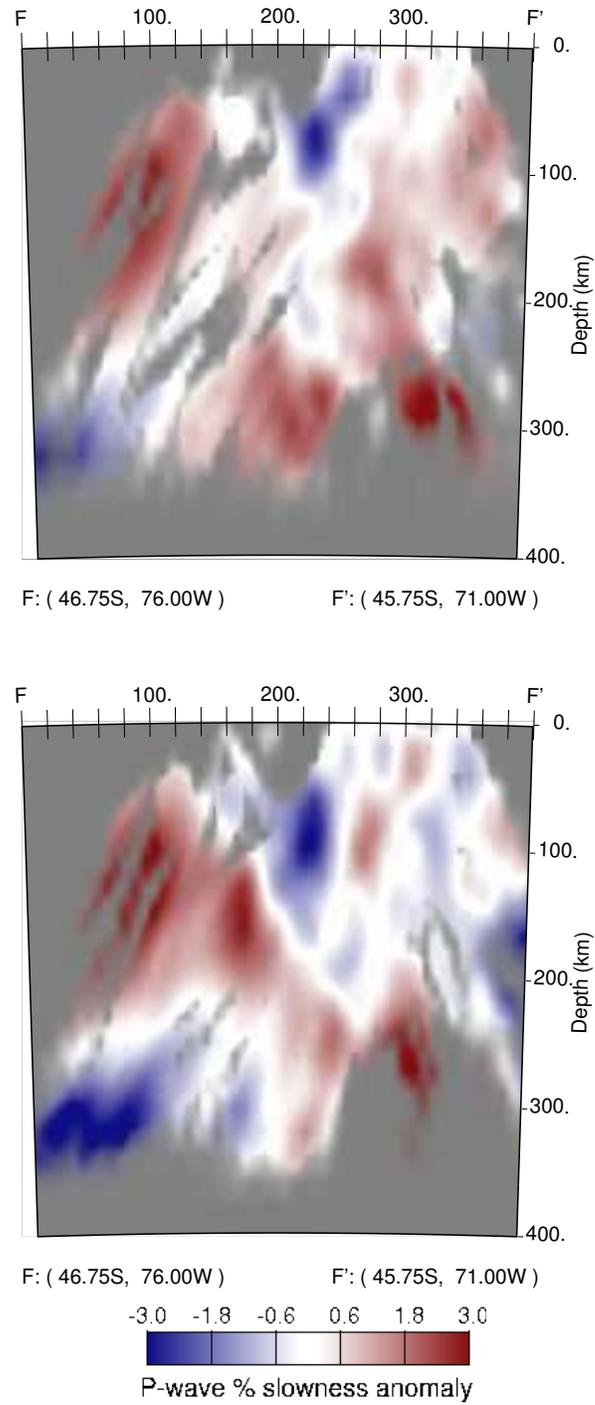


Figura C.15: Perfiles Sur-Norte F-F': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

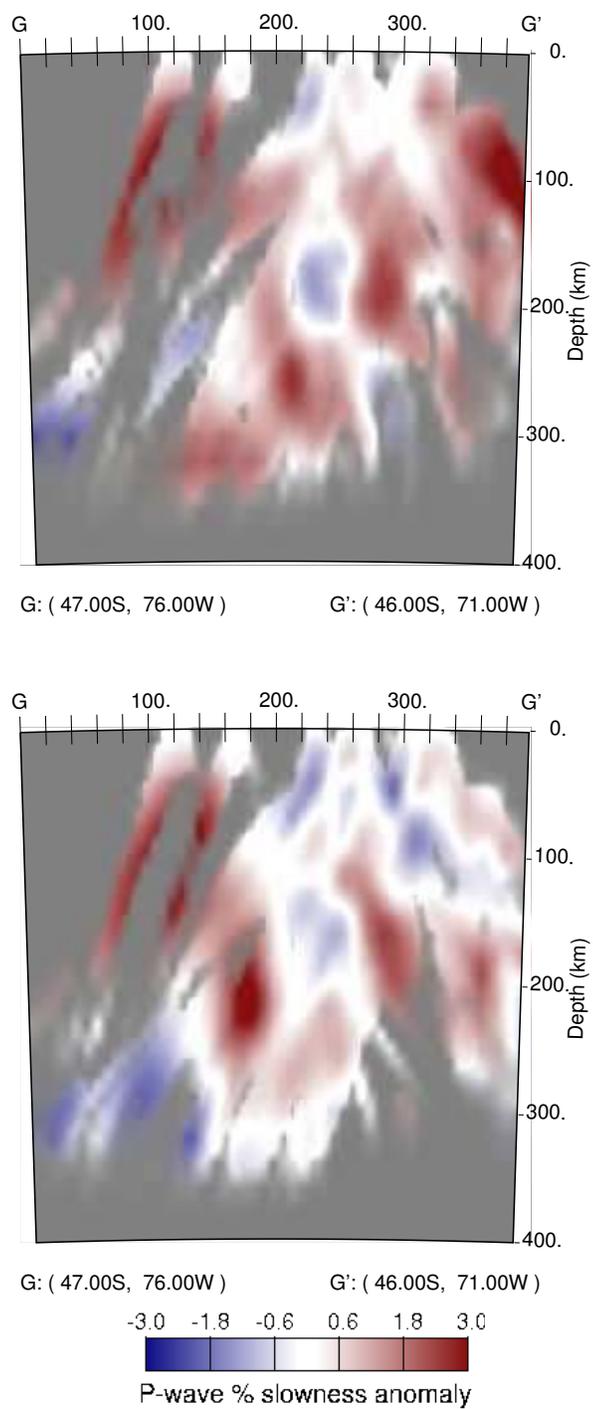


Figura C.16: Perfiles Sur-Norte G-G': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

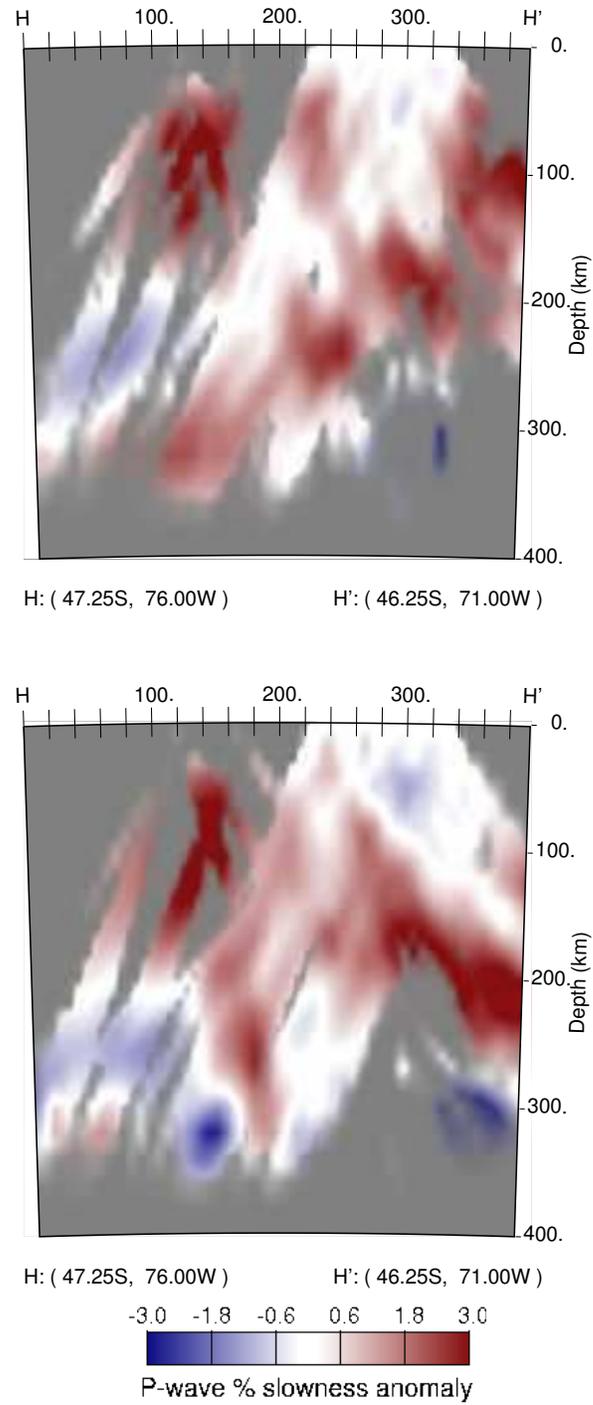
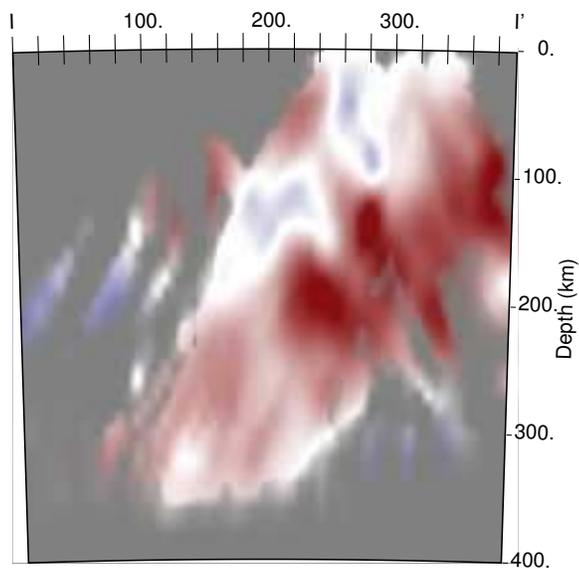
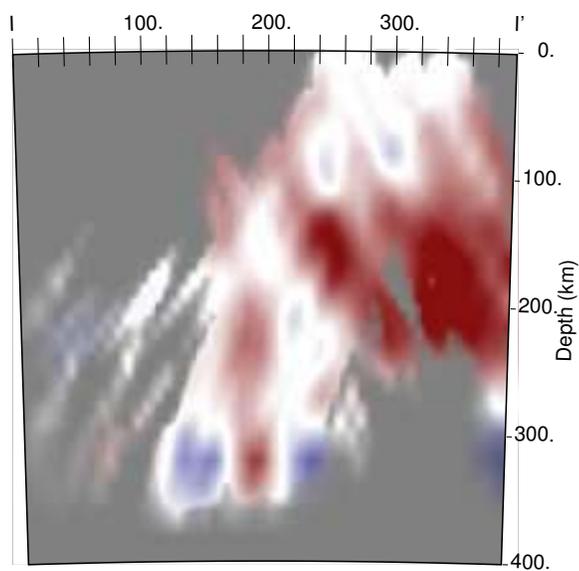


Figura C.17: Perfiles Sur-Norte H-H': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.



I: (47.50S, 76.00W)

I': (46.50S, 71.00W)



I: (47.50S, 76.00W)

I': (46.50S, 71.00W)

-3.0 -1.8 -0.6 0.6 1.8 3.0



P-wave % slowness anomaly

Figura C.18: Perfiles Sur-Norte I-I': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

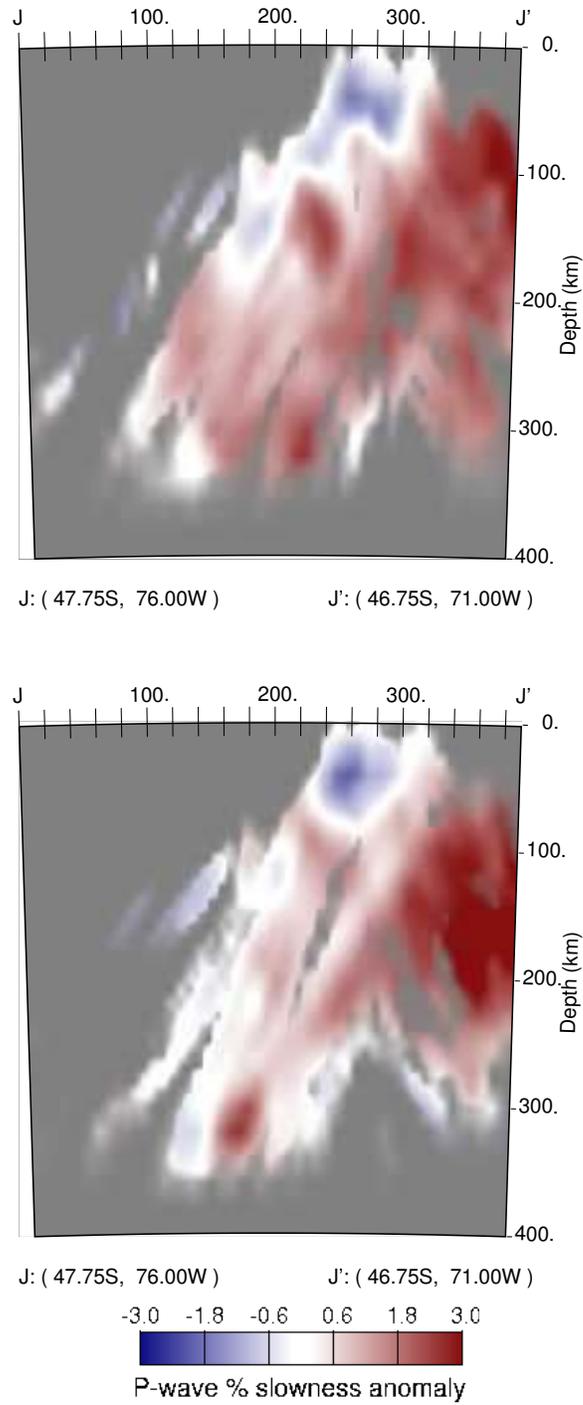


Figura C.19: Perfiles Sur-Norte J-J': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

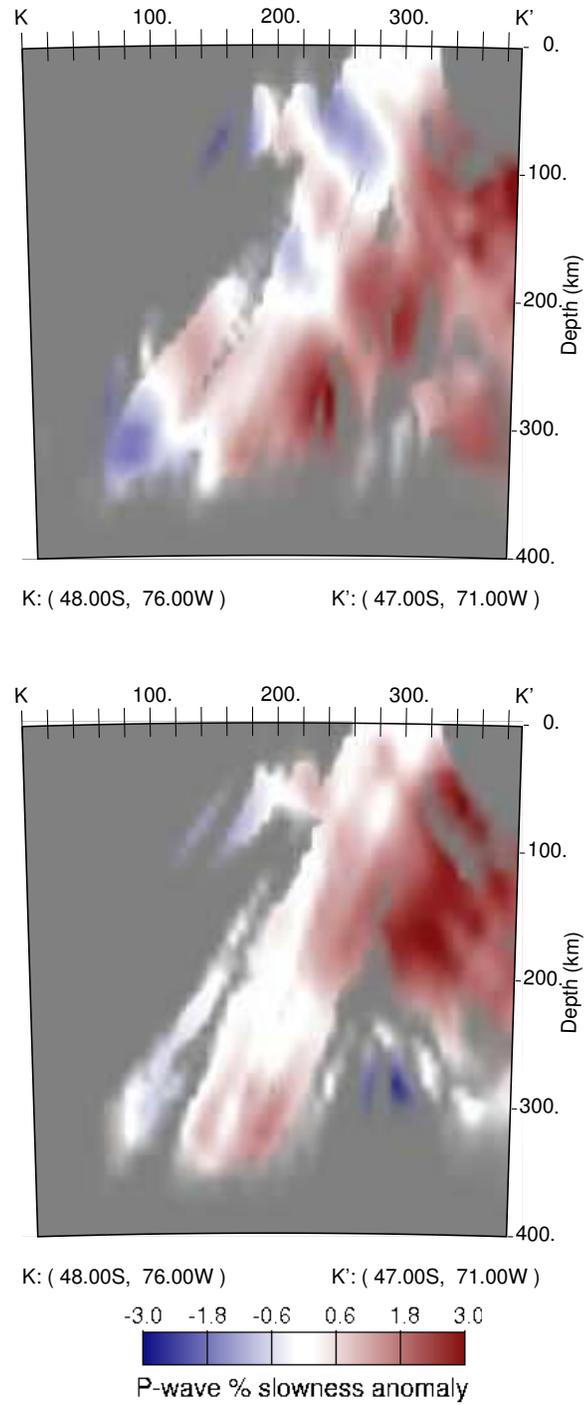


Figura C.20: Perfiles Sur-Norte K-K': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

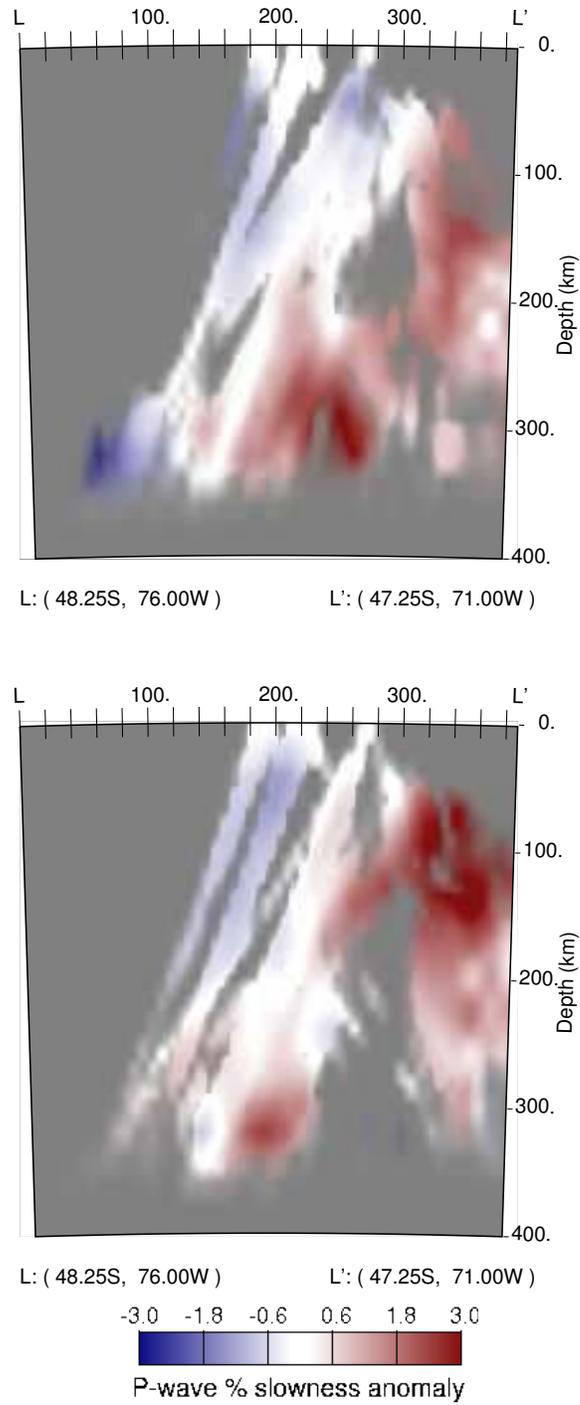


Figura C.21: Perfiles Sur-Norte L-L': Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

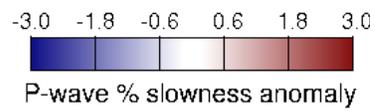
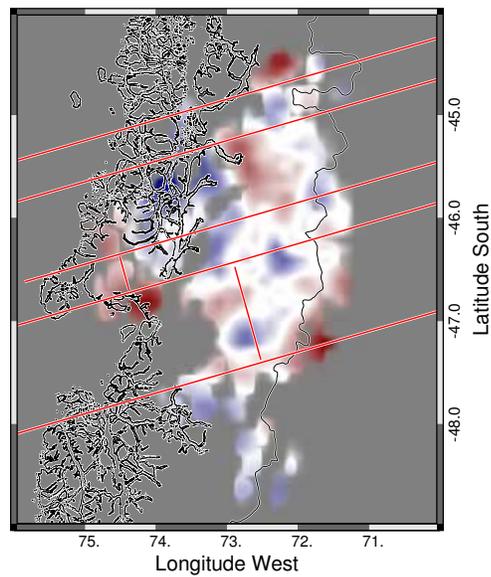
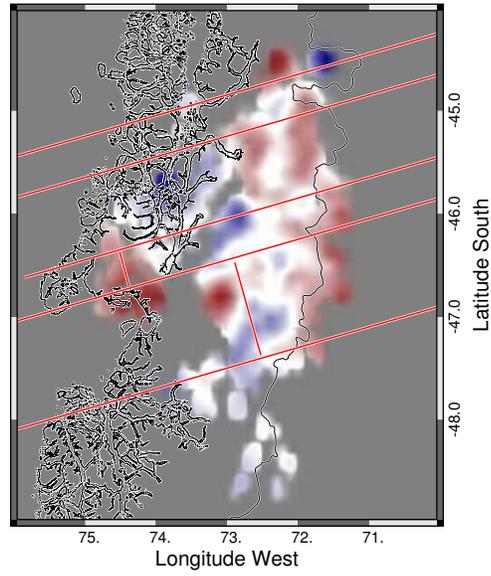


Figura C.22: Perfiles Profundidad 50 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

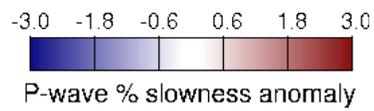
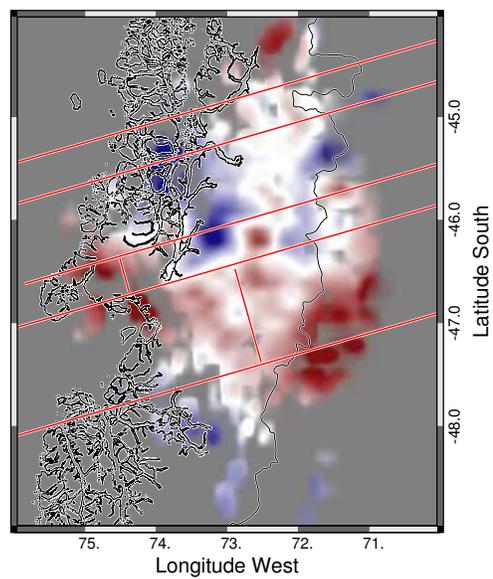
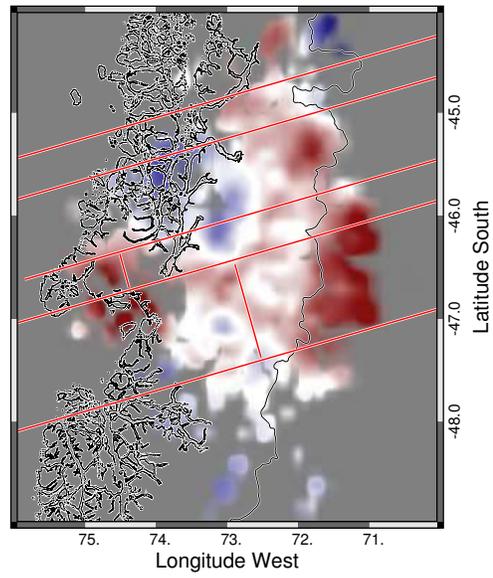


Figura C.23: Perfiles Profundidad 100 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

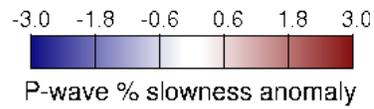
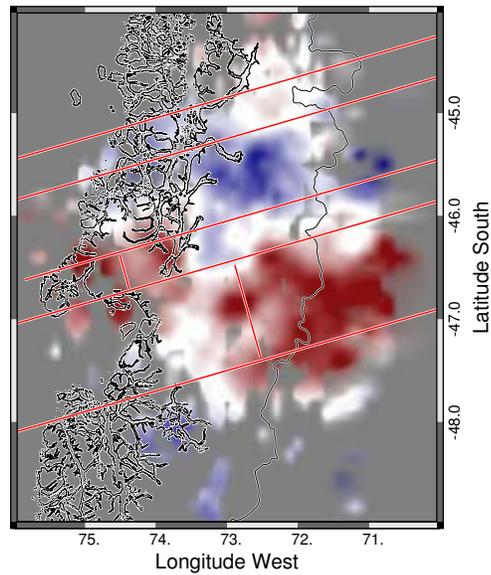
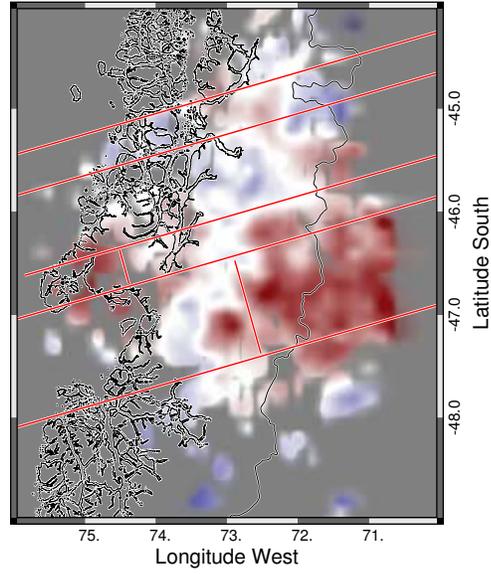


Figura C.24: Perfiles Profundidad 150 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

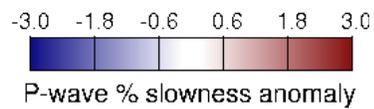
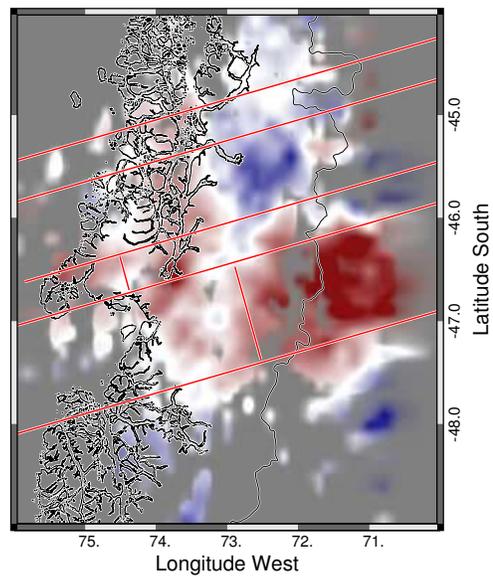
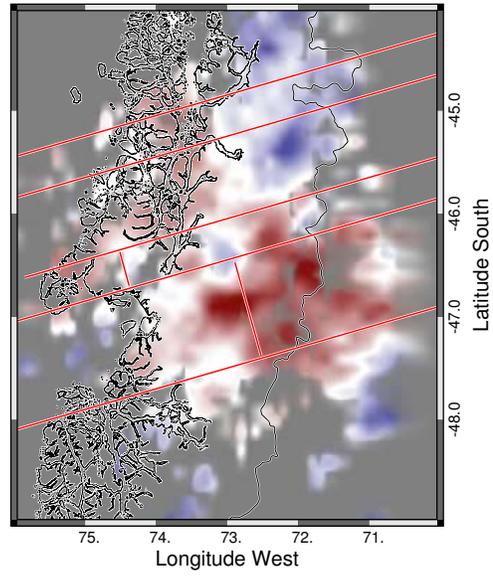


Figura C.25: Perfiles Profundidad 200 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

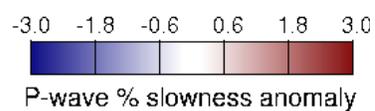
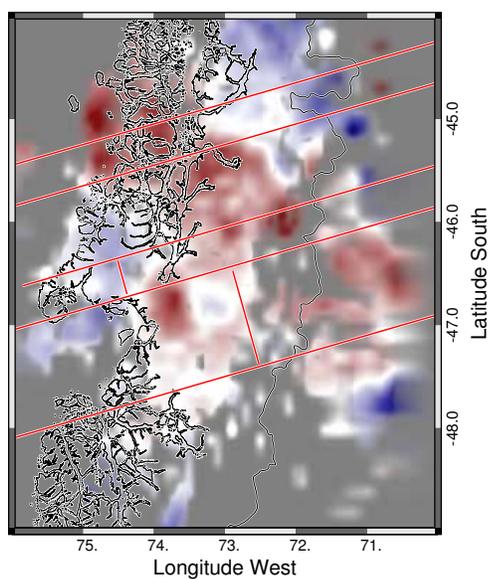
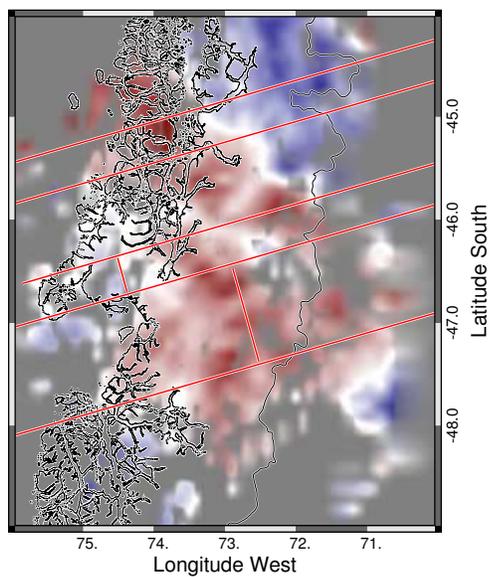


Figura C.26: Perfiles Profundidad 250 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

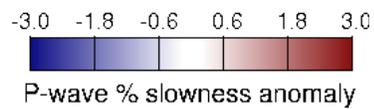
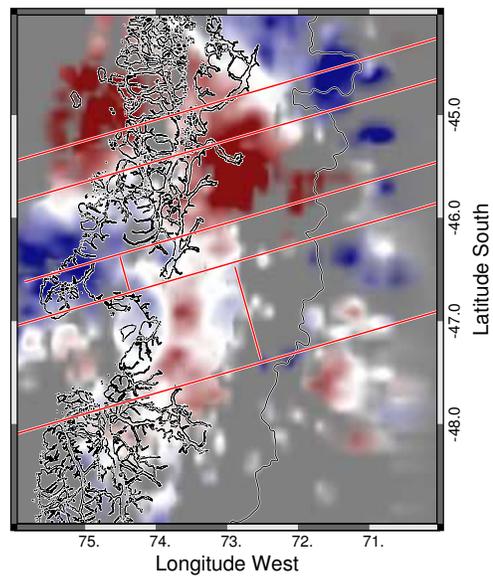
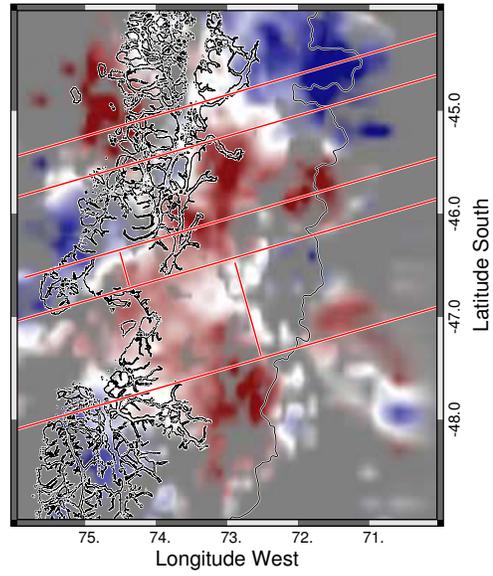


Figura C.27: Perfiles Profundidad 300 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

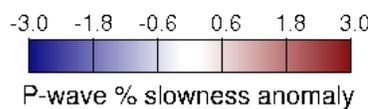
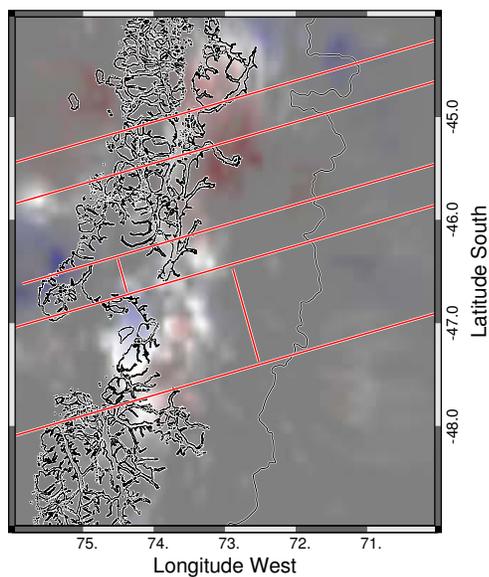
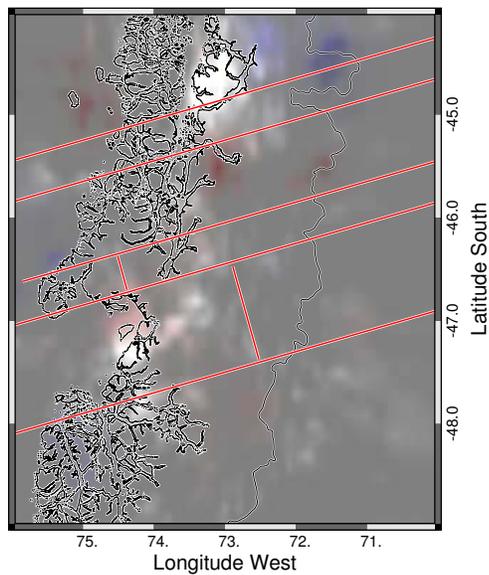


Figura C.28: Perfiles Profundidad 350 [km]: Las imágenes corresponde al grupo A, grupo B y a la escala de anomalía de lentitud.

Bibliografía

- [1] Aki, K., Christofferson Y., and Husebye E., 1976. Three-dimensional seismic structure under the Montana LASA, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 501–524.
- [2] Álvarez, P. y Ramos V., 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). J. South Am. Ear. Sc., 12, 17-31.
- [3] Biot, M. A., 1962. Mechanics of Deformation and Acoustic Propagation in Porous Media. Journal of Applied Physics 33 (4).
- [4] Bostock M.G., VanDecar J.C., 1995. Upper mantle structure of the northern Cascadia subduction zone: Canadian Journal of Earth Sciences ,32, 1-12.
- [5] Thorkelson, D.J., and Breitsprecher, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. Lithos, 79, 25-41.
- [6] Buland, R., and Chapman CH., 1983. The computation of seismic travel times, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1271-1302
- [7] Busteros, A. and Lapido O., 1983. Rocas basicas en la vertiente noroccidental de la meseta del lago buenos aires, provincia de santa cruz. Revista asociación Geologica Argentina , 38 (3-4), 427-436
- [8] Cande S.C., and Leslie R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile trench. Journal of Geophysical research 91, 471-496.
- [9] Cembrano J. ,Hervé F., 1993. The Liquiñe Ofqui-Fault Zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes. Second ISAG, p. 175-178. Oxford, U. K.
- [10] Chemenda A., Lallemand S., Bokun A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, B3, p. 5567-5581.
- [11] Cline A. K., 1981. FITPACK – Software package for curve and surface fitting employing splines under tension, Department of Computer Sciences, University of Texas, Austin .
- [12] Corgne A., Maury R.C., Lagabrielle Y., Bourgois J., Suárez M., Cotten J., Bellon H., 2001. La diversité des basaltes de Patagonie à la latitude du point triple du Chili (46-47° lat. S) :

- données complémentaires et implications sur les conditions de la subduction. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 333: 363-361.
- [13] Daniel A.J., Kuszniir N.J. and Styles P., 2001. Thermal and dynamic modelling of deep subduction of a spreading centre: implications for the fate of the subducted Chile Rise, Southern Chile. *J. Geophys. Res.* vol 106 pp 4293-4305.
- [14] Davies J.H. y Stevenson D.J., 1992. Physical modelo f source region of subduction zone volcanics, *J. Geophys. Res* 97(B2), 2037-2070.
- [15] Demant A., Herve F., Pankhurst R.J., Magnette B., 1994. Alkaline and cal.alkaline Holocene basalts from minor volcanic centres in the Andes of Aysen, Southern Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas II, 1326.1330.
- [16] Demant A., Belmar M., Herve F., Pankhurst R.J., Suarez M., 1998. Pétrologie et géochimie des basaltes de Murta: une éruption sousglaciaires dans les Andes Patagoniennes (46° lat. S.), Chili. Relation avec la subduction de la ride du Chili. Comptes Rendus de l' Académie des Sciences Paris. 327. 795-801.
- [17] DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, d.f., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysics Journal International* 101, 425-478.
- [18] Dickinson W.R. and Snyder W.S., 1979. Geometry of subducted slabs to San Andreas Transform. *J Geol.*, 87, pp 609-627.
- [19] Espinoza F., Morata D., Pelleter E., Maury R.C., Suarez M., Lagabrielle Y., Polvé M., Bellon H., Cotten J., De la curz R., Guivel C., 2005. Petrogénesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in mesete Chile chico, Southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab window. *Lithos* 82, 315-343.
- [20] Folguera A., Vieiro J., Gómez A., 2000. Evolución Geológica de los Andes del lago la Plata (45°S). Acta IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 197-200.
- [21] Folguera A., and Ramos, V.A. 2002. Los efectos producidos por la aproximacion, colision y subduccion de dorsales pacificas en los Andes Patagonicos. *Acta Geologica Hispana*, 37, 329 – 353.
- [22] Giacosa R. and Franchi M., 2001. Hojas geológicas 4772-III y 4772-IV, lago Belgrano y lago posadas. Provincia de santa cruz. Instituto de Geologia y Recursos Minerales, Servicio Geologico Minero Argentino. Boletin 256, 68 pp, Buenos Aires.
- [23] Goldstein P., Dodge D., Firpo M. and Lee Minner, SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, 2003, Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- [24] Goldstein, P., and Snoke, A., 2005. SAC availability for the IRIS Community, IRIS DMS Newsletter, March 2005.

- [25] Gorrington, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernández, M.I., Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge colusion at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- [26] Gorrington, M. and Kay, S., 2001. Mantle processes and sources of neogene slab Windows magmas from southern Patagonia, Argentina. *Journal of petrology* 42 (6), 1067-1094.
- [27] Gorrington, M., Singer, B., Gowers, J. and Kay, S., 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere– lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chem. Geol.*, 193, 215–235.
- [28] Guivel C., Morata D., Pelleter E., Espinoza F., Maury R. C., Lagabrielle Y., Polvé M., Bellon H., Cotten, J., Benoit M., Suarez M., De la cruz, R., 2006. Miocene to late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of volcanology and geothermal Research* 149, 346-370.
- [29] Hamza V. M. and Muñoz M., 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics* 25 (6), 599-646
- [30] Grove T. L., Earman S.W., Bowring, S. A., Price, R. C., Baker, M. B., 2002. the role of an h2o-rich fluid component in the generation of basaltic andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contributions to mineralogy and petrology*, Vol. 142, p. 375-396
- [31] Heintz M., Debayle E. and Vauchez A., 2005. Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans surface wave tomography. *Tectonophysics* 406, 115-139
- [32] Herron E. M., Cande S.C., and Hall B.R., 1981. An active spreading center collides whit a subduction zone: a geophysical survey of the Chile Margin triple junction. *Men.- Geol. Soc. Am.* 154:683-701.
- [33] Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl, 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* 122, 429–465.
- [34] Lagabrielle Y., Guivel, C., Maury, R., Bourgois, J., Fourcade, S., and Martin, H., 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active spreading ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics* 326 (3-4), 215-228
- [35] Lange D., Rietbrock A., Bataille K., Dahm T., Tilmann F., Flüh E. R., 2007. Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5°S-43.5°S): Implications for controlling parameters. *Geophysical Research Letter* 34.
- [36] Larson R.R., 1991. Latest pulse on Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, Vol. 19, p. 547-550.
- [37] Lavenu A., Cembrano J., 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 1669-1691.

- [38] Liu, X., Mc Nally, C., Zheng, -Kang, S. 1995. Evidence for a role of the down-going slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B8): 15351-15372.
- [39] Morata D., Barbero L., Suarez M., De la Cruz, R., 2002. Early Pliocene magmatism and high exhumation rates in the Patagonian Cordillera (46° 40'S) K-Ar and fission track data. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, France, 433-436
- [40] Morozov I.B., Smithson S.B., Hollister L.S., and Diebold, J.B., 1998. Wide-angle seismic imaging across accreted terranes, southeastern Alaska and western British Columbia: *Tectonophysics*, 299. 281-296.
- [41] Motoki A., Orihashi Y., Cario F.D., Hirata D., Haller M.J., Ramos V.A., Kawano H., Watanabe Y., Schilling M., Iwano H. and Anma R. 2003. U-Pb dating for single grain zircon using Laser Ablation ICP Mass Spectrometer and fission track ages for zircon grains of back-arc adakitic bodies, Argentine Patagonia. IV° International Symposium of Isotope Geology, Abstracts 219-220, Salvador.
- [42] Murdie R.E., Prior D.J., Styles P., Flint S.S., Pearce R.G. and Agar, S.M., 1993. Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, Vpl. 21, p. 1095-1098.
- [43] Murdie R.E., Russo R.M., 1999. seismic anisotropy in the region of Chile margin triple junction. *J. South Am. Earth Sci*, 12 (3), 261-270
- [44] Murdie, R., Styles, P., Prior, D.J., 2000 A new gravity map of southern Chile and its preliminary interpretation. *Revista geologica de Chile* 27 (1), 49-63
- [45] Nolet G., 1987. Seismic wave propagation and seismic tomography. En "Seismic Tomography with applications in Global Seismology and Exploration Geophysics". Ed: Guust Nolet, Reidel Publishing Company.
- [46] Pardo-Casas F., Molnar P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, p. 233-248.
- [47] Ramos, V.A, and Kay, S.M., 1992. Southern patagonian Plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205, 261-282.
- [48] Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30±338S lat.). In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlön, pp. 249-261
- [49] Riley K. F., Hobson M. P., Bence S. J. *Mathematical Methods for Physical and Engineering*. Ed: Cambridge University Press 2000, pag: 908-909.
- [50] Scales, J.A., 1987. Tomography inversion via the conjugate gradient method. *Geophysics* 52, 179-185.

- [51] Singer, B.S., Ackerl Jr., R.P. Guillou, II., 2004 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K. Archronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. Geological Society of America bulletin 116, 434-450. doi: 10.1130/B25177.1.
- [52] Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-south America relative motions during the last 40 my: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11, 211-215.
- [53] Suárez, M. and De la Cruz, R. 1997. Cronología magmática de Aysén del Sur, Chile (45° - $58^{\circ}30'$ S) En VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II, pp. 1543-1547
- [54] Suárez, M., De la Cruz, R., Bell, C. M., 2000. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. Geological Magazine 137, 345-353.
- [55] Tassara, A.; Yañez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15 - 47° S). Revista Geológica de Chile 30 (2): 159-186.
- [56] Thon-That, T., Singer, B., Morner, N.A., Rabassa, J., 1999. Datación de lavas basálticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y geología glacial de la región lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54, 333-352
- [57] Thorkelsen, D.J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation, tectonophysics, 255, pp 47-63 Thorkelsen, D.J., 1994. Ridge subduction: kinematics and implications for the nature of mantle upwelling: Discussion. Ca. J. Earth Sci, 31, pp. 1486-1489
- [58] Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology, Vol. 16, No. 11, p. 1575-1588.
- [59] Tilmann, F. J., H. M. Benz, K. F. Priestley, and P. G. Okubo, 2001, P wave velocity structure of the uppermost mantle beneath Hawaii from travel time tomography, Geophys. J. Int., 146, 594-606
- [60] VanDecar, J.C. and Crosson, R.S., 1990. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross correlation and least squares. Bull. Seis. Soc. Am., 80, 150-169.
- [61] VanDecar, J.C., 1991. Upper-mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic traveltime inversion. Ph.D. Thesis, University of Washington, Seattle. Thesis committee: Bob Crosson, Ken Creager, John Booker, Ron Merrill & Peter Guttery.

