



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

TOMOGRAFÍA SÍSMICA EN LAS VECINDADES DEL PUNTO
TRIPLE CHILENO A PARTIR DE DATOS DE SISMICIDAD LOCAL.

POR RODRIGO IGNACIO CIFUENTES LOBOS

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas para optar
al título profesional de Geofísico.

Profesor Guía:

Dr. Matthew Robert Miller

Comisión:

Dr. Matthew R. Miller - Dr. Rodrigo Abarca Del Río - Dr. Marcos Moreno Switt

Marzo 2019

Concepción, Chile.

© 2019 Rodrigo Cifuentes Lobos. Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.



TOMOGRAFÍA SÍSMICA EN LAS VECINDADES DEL PUNTO TRIPLE CHILENO A PARTIR DE DATOS DE SISMICIDAD LOCAL.

POR RODRIGO IGNACIO CIFUENTES LOBOS

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas para optar
al título profesional de Geofísico.

Profesor Guía:

Dr. Matthew Robert Miller

Comisión:

Dr. Matthew R. Miller - Dr. Rodrigo Abarca Del Río - Dr. Marcos Moreno Switt

Marzo 2019

Concepción, Chile.

Agradecimientos

A mi padre, quien me inculcó el cariño por el aprender y el conocimiento, y cuyo apoyo incondicional fue fundamental a lo largo de los años en la carrera. A mis hermanos, hermanastros, a la Lela y a la *Tía* Sandra, quien siempre estuvo ahí para ayudarme.

A Matt, por su confianza y paciencia, sin su apoyo y gran ayuda este trabajo no hubiese sido posible.

A Constanza, mis amigos y compañeros de la sala de tesis, que siempre tuvieron palabras de apoyo y me ayudaron cuando lo necesité, además de amenizar el ambiente donde trabajábamos.

A dos generaciones de Dagoberto Cifuentes, abuelo y padre.

Índice general

1. Introducción.	1
1.1. Objetivos.	6
1.1.1. Objetivos generales.	6
1.1.2. Objetivos específicos.	6
1.2. Estructura del trabajo.	7
1.3. Hipótesis.	9
2. Zona de Estudio.	11
2.1. Región de Aysén y la Península de Taitao.	11
2.1.1. Características geográficas.	11
2.1.2. Geología regional.	13
3. Marco Teórico.	23
3.1. Localización.	23
3.1.1. Localización con una estación.	24
3.1.2. Localización con una red de estaciones.	26
3.2. Teoría tomográfica.	29
3.2.1. Tomografía.	29
3.2.2. Resolución del modelo.	33
3.3. Velocidad de las ondas.	42
3.3.1. Velocidad de onda P.	43
3.3.2. Razón V_P/V_S	45
4. Metodología.	51
4.1. Descripción de la base de datos.	51
4.2. Tratamiento previo de datos y localización de eventos.	54
4.3. Metodología de Inversión.	58
4.4. Modelo 1-D de velocidad.	58
4.5. Tomografía 2-D de velocidad.	66
5. Resultados e interpretaciones.	77
5.1. Análisis de resolución.	77
5.1.1. Test de tablero de ajedrez.	78
5.1.2. Función de esparcimiento.	82
5.2. Tomografías.	84
5.2.1. Perfil B-B'.	85
5.2.2. Perfil C-C'.	86
5.3. Descripciones e interpretaciones.	87
5.3.1. Subducción de litósfera oceánica.	87

5.3.2. Volcanismo de arco.	88
5.3.3. Ventana Astenosférica.	89
6. Conclusiones y discusión.	93
A. Anexos	105
A.1. Formulación ecuación de momento sísmico y obtención de las velocidades.	105
A.2. Definición módulo de Poisson.	109
A.3. Archivo final CNTL de control de SIMUL2000.	111

Índice de figuras

2.1. Mapa geológico simplificado de la Región de Aysén y de la Península de Taitao. Las líneas blancas denotan los límites de las placas tectónicas, NZ (Nazca), AN (Antártica y SA (Sudamericana). La línea blanca con triángulos denota la subducción de las placas NZ y AN bajo SA. La línea negra, en tanto, muestra la ZFLO. Figura extraída de Agurto-Detzel <i>et al.</i> , 2014, modificada de SERNAGEOMIN (2003).	14
2.2. Figura esquemática del contexto geotectónico y volcánico de la zona, el área achurada en la esquina inferior derecha muestra la ubicación aproximada de la ventana astenosférica presente en la zona. Extraída de D'orazio <i>et al.</i> , 2003.	16
2.3. la posición histórica de las placas ha sido reconstruida a partir de evidencias geológicas y anomalías magnéticas. La figura muestra las posiciones relativas al continente del borde de las placas de Nazca y Antártica desde hace 18 Ma a la actualidad. Figura extraída de Cande & Leslie, 1986.	17
2.4. Configuración de las dorsales subductantes en el Pacífico sur oriental y las ventanas astenosféricas asociadas a estas durante el Eoceno. Extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009	18
2.5. Figura esquemática explicativa de la morfología de la ventana astenosférica. Extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009	19
2.6. Esquema de la evolución de la ventana astenosférica bajo el sur austral de Chile desde el Mioceno (~12 Ma) hasta el presente, y de la generación de volcanes y mesetas de lavas. Figura extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009	21
3.1. Figura esquemática del cálculo del azimut hacia la fuente a partir de los registros en tres componentes. Extraída de Information Sheet IS 11.1 Seismic Source Location, Jens Havskov, 2011.	25
3.2. Para el cálculo de la tomografía, el volumen con el que se trabajará es parametrizado en bloques de velocidad uniforme, discretizando el camino del rayo desde su fuente hasta un receptor en distintas celdas, por las que atraviesa con distinta dirección y longitud. Figura extraída Shearer, P., 2009.	30
3.3. Esquema del volumen de Fresnel de un rayo Ω que viaja de A a B. F denota un punto arbitrario del volumen. La circunferencia descrita por la intersección del volumen y un plano perpendicular a ella que pasa por O. Esta describe una zona de Fresnel. Imagen extraída de Cervený & Soares, 1992. [9]	35
3.4. Distribuciones de rayos que cruzan una celda del modelo de velocidad. La celda A es cruzada por muchos rayos y con alto entrecruzamiento entre ellos, siendo bien resuelta. B es cruzada por muchos rayos, pero sin entrecruzamiento, su resolución es moderada. C representa una celda cruzada por pocos rayos sin entrecruzamiento, siendo resuelta de mala manera. Figura extraída de <i>Seismic Tomography Lecture, Fall Semester 2011. Stephan Husen</i> . http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/tomography/Lecture4_23112011.pdf	36

3.5. Relación del valor de la función de esparcimiento del modelo de velocidad de V_p (<i>Spread Function</i>) para el perfil tomográfico B-B' (ver figura 4.13 para referencia) y la distribución de rayos dada por los terremotos de la base de datos.	38
3.6. Ejemplo de estimación de la resolución de una tomografía a partir de modelos de velocidad sintéticos. En la fila superior se muestra un modelo de pico discreto, mientras en la inferior se muestra un test de tablero de ajedrez. La primera columna muestra el modelo sintético, la segunda la geometría de los rayos que cruzan el área de la tomografía y la última muestra el resultado de la inversión. Figura extraída de Shearer, P., 2009.	41
3.7. Relación entre la razón V_p/V_s , el módulo de Poisson (σ) y la razón κ/μ . Se muestra en una línea horizontal el valor de σ y κ/μ cuando V_p/V_s es $\sqrt{3}$, es decir cuando ambos parámetros de Lamé son iguales. Vale mencionar que la relación entre la razón de las velocidades y la razón entre κ y μ es casi lineal, en especial para valores grandes de V_p/V_s . Figura extraída de Tatham, 1982.	48
4.1. En triángulos azules invertidos se muestra la localización de los sismógrafos de ambas redes con los que se cuenta datos registrados continuamente. En rojo se muestra aquellos instrumentos con los que no se cuenta con registros. La agrupación al oeste del continente en el océano corresponde a la red JAMSTEC, mientras que los otros instrumentos corresponden a la red de la Universidad de Liverpool.	53
4.2. Ejemplo de picks con calidad 0 en la estación de referencia CLEM.	55
4.3. Primeras localizaciones obtenidas con el programa HYPO71PC y el detalle de la distancia hacia la fosa (a la altura del PTC). La figura de la izquierda muestra las 221 localizaciones obtenidas en principio, mientras la figura de la derecha muestra las localizaciones de los 80 eventos cuyo GAP y RMS son menores a 270° y 3 [s], respectivamente. Los triángulos invertidos azules muestran las ubicaciones de las estaciones de la red.	56
4.4. Localizaciones de eventos sísmicos que ocurrieron entre los años 2004 y 2005 por Agurto-Detzel <i>et al.</i> , 2014 . La figura de la izquierda muestra la distribución de la sismicidad coloreada con la profundidad, mientras la figura derecha muestra la distribución coloreada con la magnitud de los eventos. Los sismos tienden a agruparse en <i>clusters</i> , de los cuales los autores identifican 6. El cluster A corresponde a actividad del volcán Hudson, siendo esta la más numerosa. B está asociado a actividad minera de la Mina Cerro Bayo, el grupo C tendría relación con la actividad del PTC, mientras que los <i>clusters</i> D-F están asociados a glaciares ubicados en la zona. Imagen extraída de Agurto-Detzel <i>et al.</i> , 2014.	57
4.5. Modelos de velocidad 1-D obtenidos de la inversión con VELEST (en rojo) comparados con el modelo inicial (en gris). La figura de la izquierda muestra el modelo de V_p , la central muestra el modelo de V_s , mientras la figura de la derecha muestra la razón $\frac{V_p}{V_s}$	62
4.6. Localización final de los eventos sísmicos de la base de datos inicial utilizando el modelo 1-D final, producto de la inversión con VELEST. Los triángulos invertidos azules corresponden a las estaciones de la red.	63
4.7. Residuos de las fases para las localizaciones con el modelo de velocidad 1-D final, para las fases P (izq.) y S (der.). Se cuenta con 470 observaciones P y 340 observaciones S, totalizando las 810 mencionadas en el cuadro 4.5.	64
4.8. Distribuciones de los residuos de las fases para las localizaciones con el modelo de velocidad 1-D final, para las fases P (izq.) y S (der.) junto a una función de densidad de probabilidad normal con media y desviación estándar igual a las de los respectivos residuos. La línea punteada azul corresponde a la media de los residuos y las líneas rojas marcan una desviación estándar.	65

4.9. Tiempos de retardo de las estaciones para las fases P (izq.) y S (der.). Las cruces azules muestran estaciones con tiempos de retardo negativos y los círculos rojos muestran estaciones con tiempos positivos. La estación de referencia CLEM se muestra con un triángulo negro.	66
4.10. Triángulo de velocidad de las placas de Nazca (Nz), Antártica (An) y Sudamericana (Sa). Asumiendo que la dorsal está en medio de las placas Nz y An se calcula la velocidad relativa de la dorsal y el azimut de esta.	67
4.11. Distribución de la sismicidad utilizada en la inversión tomográfica. Círculos negros indican epicentros de los sismos y triángulos azules muestran las estaciones, los trazos grises indican los rayos recibidos en cada estación utilizados para la inversión.	68
4.12. Distribución de las trayectorias de los rayos sísmicos utilizados en la tomografía. La figura muestra una proyección en un plano con orientación este-oeste de los rayos registrados por cada sismógrafo para cada evento. Las localizaciones de los eventos sísmicos son dadas por la relocalización hecha por SIMUL2000 en la inversión final.	70
4.13. Disposición de los nodos de los perfiles finales, en los cuales se calcula la tomografía sísmica. Se excluye los nodos de los extremos ya que solo son usados para cálculos de <i>ray tracing</i> . Triángulos negros muestran las ubicaciones de volcanes de la ZVS, triángulos invertidos azules muestran las localizaciones de las estaciones.	71
4.14. Curvas de valores del factor de amortiguamiento (<i>damping</i>) para la inversión 2-D gruesa. La figura de la izquierda muestra valores de <i>damping</i> para el modelo V_p mientras la de la derecha corresponde al modelo V_p/V_s . Los valores del factor de amortiguamiento elegidos fueron 750 para el caso de la velocidad de onda P y 500 para la razón entre las velocidades.	72
4.15. Tomografía 2-D gruesa a lo largo de la transecta A-A', con contornos de la DWS sobrepuestos para la elección de las zonas donde densificar la cantidad de nodos. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos, las cruces muestran la ubicación de los nodos. Las posiciones de las estaciones que se encuentran sobre el perfil se muestran con triángulos invertidos.	73
4.16. Curvas de valores del factor de amortiguamiento (<i>damping</i>) para la inversión 2-D fina. La figura de la izquierda muestra valores de <i>damping</i> para el modelo V_p mientras la de la derecha corresponde al modelo V_p/V_s . Se eligió 150 para V_p y 300 para V_p/V_s	74
5.1. Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil B-B' para el modelo V_P . La figura izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, en la derecha se compara las diferencias porcentuales entre el modelo recuperado con el inicial con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que delimitan las zonas bien resueltas del modelo. El contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, mientras el contorno gris ($SF > 4$) muestra la zona donde se pierde la resolución.	80
5.2. Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil B-B' para el modelo V_P/V_S . La figura de la izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, a la derecha se compara el modelo recuperado con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, delimitando las zonas bien resueltas. El contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, el contorno gris ($SF < 4$) muestra la zona donde no es recuperable el modelo.	80

5.3. Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil C-C' para el modelo V_P . La figura de la izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, mientras a la derecha se compara las diferencias porcentuales entre modelo recuperado con el modelo inicial con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que delimitan las áreas bien resueltas y (c) muestra el modelo recuperado a través de la inversión, con contornos de la función de esparcimiento, el contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, el contorno gris ($SF < 4$) muestra la zona donde se pierde la resolución.	81
5.4. Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil C-C' para el modelo V_P/V_S . (a) muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, (b) compara el modelo recuperado con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que muestran aquellas zonas mejor resueltas y (c) muestra el modelo recuperado a través de la tomografía, junto con contornos de la función de esparcimiento, el contorno blanco ($SF < 3$) muestra las zonas con buena resolución, el contorno gris ($SF < 4$) representa el límite donde se deja de tener capacidad de recuperar estructuras de velocidad del medio.	81
5.5. Valores de la función de esparcimiento para los modelos del perfil B-B', con contornos de la misma. El contorno blanco ($SF=3$) muestra el límite hasta donde se considera una buena resolución, mientras el contorno gris ($SF=4$) muestra el límite hasta donde se puede recuperar estructuras. Valores más bajos de SF indican mejor resolución y viceversa. A la izquierda se muestra los valores de la SF para el modelo V_P , mientras la figura de la derecha muestra los valores para el modelo V_P/V_S	83
5.6. Valores de la función de esparcimiento para los modelos del perfil C-C', con contornos de la misma. El contorno blanco ($SF=3$) enmarca la zona considerada de buena resolución, mientras el contorno gris ($SF=4$) muestra el límite hasta donde hay resolución. Valores más bajos de la función indican mejor resolución y viceversa. La figura de la izquierda muestra la SF para el modelo de V_P , la figura de la derecha muestra la SF en el caso de V_P/V_S	83
5.7. Tomografías finales del perfil B-B'. Las zonas con buena resolución son iluminadas y se enmarcan con un contorno blanco. Aquellas con baja o nula resolución son sombreadas. El contorno gris muestra el límite hasta donde hay resolución. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos localizados dentro del área del perfil, estaciones que están sobre el mismo se marcan con triángulos invertidos negros. (a) muestra la tomografía de V_P , (b) muestra la tomografía de V_P/V_S	85
5.8. Tomografías finales del perfil C-C'. Las zonas con buena resolución son iluminadas y se enmarcan con un contorno blanco. Aquellas con baja o nula resolución son sombreadas. El contorno gris muestra el límite hasta donde hay resolución. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos localizados dentro del área del perfil, estaciones que están sobre el mismo se marcan con triángulos invertidos negros. (a) muestra la tomografía de V_P , (b) muestra la tomografía de V_P/V_S	86
5.9. Tomografía de ruido 3-D de la Península de Taitao. Resultados muestran el porcentaje de variación de la velocidad de onda de corte con respecto al modelo inicial. Se observa una zona de baja velocidad bajo el Lago Presidente Ríos, similar a la observada en el perfil C-C'. Figura Extraída de Gallego <i>et al.</i> , 2010.	91
A.1. Esquema de una barra sometida a una fuerza a lo largo de uno de sus ejes y las deformaciones asociadas a esta. Extraída de Fundamentals of Geophysics.	110

Índice de cuadros

4.1. Localizaciones geográficas de las estaciones de la red sismográfica temporal terrestre de la Universidad de Liverpool.	52
4.2. Localizaciones geográficas de las estaciones de la red sismográfica submarina (OBS) de la JAMSTEC. Dada su calidad de instrumentos de fondo oceánico, la elevación se presenta en negativo.	52
4.3. Parámetros utilizados para picado de fases con algoritmo STA/LTA.	54
4.4. Restricciones a residuos para cada iteración.	59
4.5. Cantidad de eventos y rayos individuales utilizados para la ejecución de VELEST en cada iteración.	61
4.6. Modelos de velocidad 1-D finales obtenidos de la inversión con VELEST en Modo de Eventos Simultáneos.	62
4.7. Disposición de nodos utilizados en la inversión tomográfica gruesa, correspondiente a la transecta A-A'. Los nodos de la inversión 2-D están enlazados, permitiendo variaciones del modelo de velocidad solamente en las direcciones x e y	74
4.8. Disposición de nodos utilizados en la primera inversión tomográfica 3-D, se agregan las líneas de nodos en -75 y -25 km, correspondientes a las transectas C-C' y B-B', respectivamente. Los nodos en las inversiones 3-D no están enlazados, por lo que las variaciones del modelo de velocidad pueden ser en todas las direcciones.	75
4.9. Disposición de nodos y factores de amortiguamiento utilizados en la inversión tomográfica 3-D fina, se agregan la línea de nodos a los 15 km. Los nodos en las inversiones 3-D no están enlazados, por lo que las variaciones del modelo de velocidad pueden ser en todas las direcciones.	75
4.10. Sumario de los parámetros de todos los pasos de la inversión tomográfica. * σ^2 S	76

Resumen.

La Península de Taitao, ubicada en la región de Aysén aproximadamente entre los $\sim 43.7^\circ\text{S}$ y los $\sim 47^\circ\text{S}$, está enmarcada en un contexto geológico, geográfico y geofísico particular que le otorga un gran valor e interés científico. Sin embargo, por lo apartado y remoto del entorno, la falta de conectividad terrestre de buena calidad y las dificultades logísticas que presenta el levantamiento de un estudio a mediana o gran escala, la investigación de esta zona no está tan desarrollada como en otras regiones del país. Es en esta región donde las placas oceánicas de Nazca y Antártica se encuentran divergiendo, creando la Dorsal de Chile, y subduciendo bajo la placa Sudamericana. El punto donde se encuentran las tres placas es conocido como el Punto Triple Chileno (PTC), lugar donde la Dorsal de Chile subduce. Este proceso es la causante de variados fenómenos geológicos, dentro de los más prominentes se encuentra la ventana astenosférica, una zona bajo la placa continental donde material de la astenósfera se encuentra en contacto directo con la placa.

Mediante tomografía sísmica, de velocidad de onda P y de V_P/V_S , a partir de datos de sismicidad local se busca estudiar evidencias de la ventana astenosférica en las vecindades del PTC y la Península de Taitao. Se cuenta con registros en un lapso de un año de dos redes de sismógrafos, una terrestre que cuenta con nueve instrumentos y una red submarina desplegada en torno al PTC que cuenta con cinco.

Para la realización de la tomografía se siguió una metodología escalonada de inversión donde, con el fin de minimizar la aparición de artefactos, se invierte en sucesivos pasos aumentando la

complejidad del modelo en cada uno de ellos. Los resultados de esta tomografía son sometidos a análisis de resolución para estudiar los alcances de la inversión y cuáles zonas de estas están bien resueltas.

Se logra resolver de buena manera, hasta 10 o 15 [km] aproximadamente, el área donde las placas subducen bajo la placa Sudamericana, mientras que las porciones centrales de los perfiles están bien resueltas hasta profundidades de cerca de 30 kilómetros. Se logra observar un modelo tridimensional que muestra características geológicas importantes y atribuibles a fenómenos asociados posiblemente a la presencia de una ventana astenosférica, así como a otros relativos a vulcanismo y la Zona de Fallas de Liquiñe-Ofqui, entre otros. Se logra observar la subducción de las Placas de Nazca y Antártica, así como actividad mantélica posiblemente asociada a surgencia de material relacionado con el volcán Hudson. Se evidencia además actividad sísmica relacionada con este volcán y con la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui. En el perfil sur de la tomografía se logra observar una estructura de tamaño y extensión concordante con estimaciones de otros estudios de la ventana astenosférica, lo que sugiere que es posible estudiarla a través de tomografías sísmicas.

Capítulo 1

Introducción.

La palabra tomografía proviene del griego *tomos*, sección, y *graphos*, descripción o imagen, y esto es el fin último de la tomografía, realizar una descripción en secciones de un objeto o cuerpo. Coloquialmente cuando se habla de tomografía, se hace referencia a la técnica de imagenología usada en medicina para el radiodiagnóstico, ya sea un *CAT Scan* (más conocido como *scanner*)¹ o una ecotomografía, ambas comparten el fin, la utilización de algún tipo de radiación (rayos x y ultrasonido, respectivamente) para poder visualizar los órganos de un paciente y evaluar y llegar a algún diagnóstico. Análogamente, una tomografía sísmica utiliza energía sísmica para visualizar estructuras presentes en el medio por el cual se propaga esta, pudiendo obtenerse secciones del medio para su estudio.

Ambas técnicas son relativamente modernas y se originaron casi simultáneamente a principios de la década de los 70. La tomografía médica (*scanner* de cuerpo completo) fue inventada en el año 1972 y utilizada por primera vez entre los años 1974 y 1976, masificándose finalmente en la década de los 80. Por otro lado, la primera implementación de una tomografía sísmica se le atribuye a Keiiti Aki, quien en 1976 publicó un trabajo sobre la determinación 3-D de velocidad-

¹*Computed Axial Tomography Scan*, o escaneo de tomografía axial computarizada, en español.

des bajo California a partir de sismicidad local (Aki & Lee, 1976). Sin embargo, y aunque no sea citado con tanta frecuencia como el trabajo de Aki, existe una investigación previa publicada por Bois *et al.* (1972) presenta una metodología similar a una tomografía sísmica 2-D de pozo a pozo (*cross-hole*) para examinar un campo de petróleo en el sur de Francia (Rawlinson *et al.*, 2010). Posteriormente a estos estudios, otros autores (e.g.: Dziewonski *et al.*, 1977, Haberland *et al.*, 2009, Hicks *et al.*, 2014,) han utilizado esta técnica (y variaciones de ella) para adentrarse en las estructuras internas de la Tierra.

En Chile en los últimos años se han llevado a cabo estudios tomográficos, notablemente los de Hicks *et al.*, 2014 y Azúa (2016) en la Península de Arauco, Gallegos *et al.*, 2010 y de Parraguez (2011). Estos últimos dos trabajos, precisamente, sientan un precedente siendo los primeros de esta índole en las vecindades del Punto Triple Chileno, en la Península de Taitao, con una tomografía de ruido sísmico y una telesísmica de onda P, respectivamente.

La región de Aysén es una zona de gran interés geofísico por sus particulares características tectónicas y geológicas (ver capítulo 2), localizándose en esta área el punto donde convergen las placas de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana (el Punto Triple Chileno, PTC), el origen de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO o LOFZ según sus siglas en inglés) y la presencia de un ventana astenosférica, entre otros, además de su intrincada geografía. Esta zona, comparada con el resto del país, presenta una baja frecuencia de eventos telúricos, teniendo la mayoría de los sismos un origen volcánico, así como otros de orígenes varios como producto de actividad minera y glacial (Agurto-Detzel *et al.*, 2014), sin embargo, la región no está exenta de la ocurrencia de terremotos, como el ocurrido el 21 de abril de 2007 en Puerto Aysén, que fue un sismo 6,2 Mw acompañado por un tsunami provocado por el deslizamiento de laderas hacia el Fiordo de Aysén (Naranjo *et al.*, 2009).

No fue sino hasta después del terremoto y tsunami del 2007 que se instauró un interés más

generalizado en esta región y una red de monitoreo sismológico y volcánico fue instalada en la región de Aysén, facilitándose la realización de estudios e investigaciones científicas en la zona. Previo a esto, los estudios realizados en la zona, en general, no eran específicos a la Península de Taitao, estando centrados en zonas más amplias (e.g.: D'Orazio *et al.*, 2003). Esto grafica la importancia de estudios como el de Parraguez (2011), Díaz (2018), Agurto-Detzel *et al.*, 2014 o el presente, tendientes a ayudar a dilucidar la compleja geología de la zona y a avanzar en el entendimiento de los procesos telúricos y tectónicos, factor importante en la futura gestión y prevención de desastres, por ejemplo.

El presente trabajo se centra en la realización de una tomografía sísmica a partir de datos de terremotos locales registrados entre los años 2009 y 2010 por una red anfibia (ver figura 4.1) de catorce estaciones en total y doce con mediciones disponibles, compuesta por 5 estaciones submarinas (OBS) y nueve terrestres (ver sección 4), cuyo objetivo es visualizar estructuras de velocidad bajo la Península de Taitao asociadas a la subducción de la Dorsal de Chile bajo esta, más específicamente se espera poder visualizar evidencias de la presencia de una ventana astenosférica presente en el área.

La subducción de las Placas de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana y la relativa divergencia entre estas dos primeras produce el único ejemplo activo de subducción de una dorsal oceánica, la Dorsal de Chile, bajo una placa continental. En adición, la divergencia de estas placas, a una tasa de 6,7 cm/año (Bangs *et al.*, 1992), da lugar a la creación de corteza joven y con mayor flotabilidad, por lo que se estima que el ángulo de subducción de estas placas sea más somero, sin embargo, en estas latitudes no hay certeza de este.

La Dorsal de Chile comenzó a subductar en el Cenozoico tardío (~14 Ma) en la zona austral de Chile (Forsythe & Nelson, 1985, Cande & Leslie, 1986, Breitsprecher & Thorkelson, 2009)

y fue migrando hacia el norte a medida que ambas placas subductaban, intercalándose épocas en las que subducen zonas de divergencia y fallas transformantes (ver figura 2.3). En la actualidad la zona donde interactúan estas tres placas, intersectándose la Dorsal de Chile con la fosa, se encuentra alrededor de $46,3^\circ$ (Folguera & Ramos, 2002) y es conocida como el Punto Triple Chileno (PTC), un punto triple TTR² compuesto por dos bordes de subducción y una dorsal. Es, en gran medida, la subducción de la Dorsal de Chile y el PTC la fuerza que moldea la geología y geografía de la Península de Taitao.

La placa Antártica subduce con dirección predominantemente E-O a 20 mm/año, mientras que la placa de Nazca lo hace en dirección N79E a ~ 78 mm/año (DeMets 1990). Esta diferencia en las velocidades y las direcciones de subducción provoca una zona bajo el continente donde no hay corteza oceánica bajo la corteza continental, estando esta en contacto con el manto superior (ver figura 2.5). Este espacio es conocido como Ventana Astenosférica y se presenta en zonas donde un borde divergente subduce bajo una placa continental (e.g.: Ventana Antártica, producto de la subducción del sistema Phoenix-Antártica y la ventana Patagónica, producto de la subducción de la Dorsal de Chile y protagonista del presente estudio). Esta ventana ha sido vinculada a diversos procesos magmáticos en la región, como la erupción de mesetas de lavas alcalinas (e.g.: Meseta del Viento, Meseta de la Muerte, Meseta Central) o la interrupción del volcanismo calco-alcalino, favoreciendo la aparición de volcanes adaquíticos como el Viedma, Lautaro o Aguilera (Breitsprecher & Thorkelson, 2009, D’Orazio *et al.*, 2003), así como evidencias gravimétricas y de flujos de calor (Murdie *et al.*, 2000, Murdie *et al.*, 1999, respectivamente).

A pesar de que variados autores han estudiado la Ventana Astenosférica Patagónica (Murdie *et al.*, 1999 y 2000, Breitsprecher & Thorkelson, 2009, Russo *et al.*, 2010, entre otros), su extensión y delimitación exactas no están totalmente esclarecidas.

La tomografía sísmica realizada en este trabajo cuenta con tres transectas orientadas paralela-

²Según la notación de *The Solid Earth*, Fowler, C.M.R, T: *Trench* y R: *Ridge*.

mente a la dirección de la subducción de la Dorsal, calculado a partir del modelo Nuvel-1A (DeMets 1991), una inicial de referencia y dos finales, siendo la más septentrional la de referencia, centrada en la estación CLEM (ver figuras 4.1 y 4.13). La elección de esta estación como referencia se debió a su ubicación cercana al centro de la red, su baja elevación y la buena calidad de registros en comparación con el resto de las estaciones, teniendo esta una relación señal a ruido alta.

La elección de la distribución meridional de las transectas se hizo con el fin de obtener una cobertura de dos distintos regímenes de subducción con la tomografía de la Península, prospectando al norte del PTC a la altura de la dorsal que está activamente subductando, y a la altura de la dorsal subductada hace 3 Ma, según las estimaciones de Breitsprecher y Thorkelson, 2009. En estas es posible distinguir características geológicas asociadas a la composición y propiedades geológicas de la zona.

Para realizar la tomografía se utilizó una estrategia escalonada de inversión, partiendo con la obtención de un modelo de velocidad de onda P y de la razón V_p/V_s 1-D, luego un modelo 2-D “grueso” (con baja densidad de nodos), para luego aumentar la cantidad de estos en aquellos lugares donde la densidad de rayos sísmicos sea comparativamente mayor y permita resolver la zona, obteniendo una tomografía 2-D “fina”. Así, finalmente, a partir de los resultados anteriores, se aumenta el número de transectas para realizar una inversión con características tridimensionales. Este esquema de trabajo ha sido utilizado en otras tomografías (e.g.: Haberland *et al.*, 2009, Collings *et al.*, 2012 Hicks *et al.*, 2014) y se sigue con el fin de tratar de minimizar la aparición de artefactos de inversión.

La ejecución de este estudio se cimentó en el uso de software libre para el análisis de datos e inversión tomográfica, tanto 1-D, como 2-D y 3-D. Se necesitó el manejo de Python, Bash y Awk para el manejo de las grandes cantidades de archivos y su tratamiento y formateo. Para el tratamiento, análisis inicial y picado de fases de los registros sísmicos de la red se utilizó SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein *et al.*, 2003). Una vez obtenidos los tiempos de llegada de las

fases los eventos individuales fueron localizados utilizando HYPO71PC (Lee & Valdés, 1985), para luego comenzar el proceso de inversión con el programa VELEST en su versión 3.1 (Kissling *et al.*, 1994), con el fin de obtener el modelo inicial 1-D. Para los cálculos de la tomografía 2-D y 3-D se contó con la rutina SIMUL2000 (Thurber & Eberhart-Phillips, 1999).

En secciones posteriores se retomará ciertos temas introducidos en esta sección con mayor detalle.

1.1. Objetivos.

En esta sección se listará los objetivos generales y específicos que se propone conseguir en este trabajo.

1.1.1. Objetivos generales.

Realizar estudios de las características geológicas y tectónicas del PTC a través de la realización un modelo de velocidad sísmica V_P y V_P/V_S en transectas paralelas a la dirección de subducción de las fallas transformantes asociadas a la Dorsal de Chile y sobre la posición estimada de la ventana astenosférica, a partir de una tomografía sísmica con datos obtenidos a partir de una red local de sismógrafos.

1.1.2. Objetivos específicos.

- Realizar un análisis y tratamiento general de la base de datos.
- Realizar una búsqueda y picado de eventos para la ampliación del catálogo presentado por la tesis de Felipe Díaz (2018).
- Localizar los eventos encontrados y picados en los puntos anteriores.
- Realizar un modelo de velocidad 1-D para la zona de estudio.

- A partir del modelo 1-D, realizar la inversión tomográfica para obtener un modelo 2-D grueso de la zona para velocidad de onda P y V_p/V_s .
- Aumentar la densidad de nodos del modelo a partir de los resultados del modelo grueso.
- Realizar análisis de resolución (DWS, función de esparcimiento y test de tablero de ajedrez) a los resultados de la inversión.
- Interpretar los resultados obtenidos teniendo en cuenta las características tectónicas y el contexto geológico de la zona.

1.2. Estructura del trabajo.

Este trabajo está estructurado en ocho capítulos, seis de ellos con teoría, resultados y conclusiones, un capítulo que reúne las referencias bibliográficas en las que se apoya este trabajo y un último capítulo con material anexo de apoyo. Previamente a estos, un breve resumen sintetiza el trabajo e introduce al lector al estudio. Los capítulos están ordenados según la siguiente lista:

1. Introducción.
2. Zona de Estudio.
3. Marco Teórico.
4. Metodología.
5. Resultados e interpretaciones.
6. Conclusiones y discusión.
7. Bibliografía.
8. Anexos.

- El primer y presente capítulo de Introducción adentra al lector sobre las características e historia de la tomografía sísmica, los antecedentes, relevancia y motivaciones del trabajo y finalmente la formulación del estudio, con el detalle de sus objetivos a desarrollar y su hipótesis.
- En el segundo se realiza una descripción geográfica, geológica y geofísica de la zona de estudio y sus alrededores, explicando sus particularidades y el por qué del gran interés científico que suscita esta zona.
- En el tercer capítulo de Marco Teórico se sientan las bases teóricas de las técnicas principales utilizadas en este estudio. Detallando los procesos de localización de terremotos y de tomografía sísmica.
- El capítulo de Metodología adentra al lector en los pasos seguidos para conseguir los resultados presentados en capítulos posteriores, así como explicaciones detalladas de los procedimientos necesarios para llegar a estos, explicaciones de los *softwares* utilizados y resultados intermedios en los que se basan los resultados finales.
- El capítulo de Resultados y Conclusiones expone al lector todos los resultados finales obtenidos a partir de la tomografía sísmica realizada, análisis de la resolución de las imágenes e interpretaciones y análisis de los resultados obtenidos en términos de la geología de la zona y de los estudios previamente hechos.
- En el capítulo de Discusión se habla de las repercusiones y alcances del trabajo, así como de los pormenores de estos.
- La Bibliografía presenta una recopilación de la bibliografía de apoyo en la que se basa este

estudio.

- Finalmente, en Anexos se presenta una recopilación de material accesorio al trabajo, que puede ser resultar útil al lector para complementar lo expuesto en el cuerpo de la tesis.

1.3. Hipótesis.

Variados autores en los últimos años han expuesto evidencias y postulado la existencia de una ventana astenosférica bajo la Península de Taitao y el sur austral de Chile, conocida como Ventana Patagónica, provocada por la subducción de la Dorsal de Chile bajo la placa Sudamericana (e.g.: Cande & Leslie, 1986, Murdie *et al.*, 1999, Murdie *et al.*, 2000, Russo *et al.*, 2010, D’Orazio *et al.*, 2003, Breitsprecher & Thorkelson, 2009). Para respaldar estas se ha presentado evidencia geológica (cese del volcanismo calco-alcalino, formación de mesetas basálticas, D’Orazio *et al.*, 2003, Breitsprecher & Thorkelson, 2009) y geofísica (anomalías de gravedad de Bouguer negativas, polarización de ondas S, Murdie *et al.*, 2000 y Russo *et al.*, 2010 respectivamente) de la existencia de dicha ventana.

Se propone como hipótesis en este estudio que la subducción de las placas de Nazca y Antártica, traducida en la subducción de la Dorsal de Chile en la Península de Taitao, crea una ventana hacia la astenósfera debido a de la divergencia de estas placas, producto de la no formación de nueva corteza, es posible resolver estructuras de velocidad asociadas a la ventana astenosférica a través de una tomografía sísmica.

Capítulo 2

Zona de Estudio.

2.1. Región de Aysén y la Península de Taitao.

2.1.1. Características geográficas.

La Región de Aysén, la segunda región más austral de Chile, está localizada entre los paralelos 44° y 49° de latitud sur aproximadamente. Esta es la tercera región más grande de Chile, detrás de las regiones de Magallanes y Antofagasta. El 50 % de su superficie se encuentra protegida por el Sistema Nacional de Áreas Silvestres Protegidas (CONAF), concentrando cerca del 35 % del bosque nativo de Chile y cerca del 35,5 % de las reservas de agua dulce (Gobierno Regional de Aysén, 2009). Esto convierte a Aysén en la región con mayor cantidad de áreas protegidas de Chile.

La Península de Taitao es la más grande de la región, siendo una de las características geográficas más prominentes de Aysén, y la extensión de tierra que se adentra más hacia el oeste del país. Está conectada al continente por el Istmo de Ofqui, y se encuentra acotada aproximadamente entre los ~45° S y los ~47° S, al norte por los Archipiélagos de Chonos y de las Guaitecas

y al sur por el Golfo de Penas. De su extremo suroeste nace la Península de Tres Montes, la que se extiende hacia el oeste, formando al homónimo Golfo Tres Montes.

Cerca de la totalidad de la superficie de la Península de Taitao se encuentra protegida por el estado, siendo notables el Parque Nacional Laguna San Rafael y la Reserva Nacional las Guaitecas, los que cuentan una gran presencia de bosques de árboles perennes y turberas. Presenta una geografía accidentada, marcada por una intrincada red de fiordos y canales, creados por el avance de masas de hielo que se originaron hace aproximadamente 7 millones de años, y tuvieron su *peak* en avance hace unos 1,5 millones (Thon-That *et al.*, 1999). Otra consecuencia de los glaciares es el Lago Presidente Ríos, ubicado casi en el centro de la Península, el cual es el quinto lago más grande de Chile, y de los últimos en ser descubiertos y cartografiados. En la actualidad la principal actividad glaciaria en la zona se concentra al este de la península, en los Campos de Hielo Norte, como puede verse en la figura 2.1.

La Cordillera de los Andes en estas latitudes comienza a fragmentarse y a perder altura, presentando alturas entre los 400 y 2000 m.s.n.m. (Haller & Lapido, 1982). Fuera de la Península de Taitao se encuentran los picos más altos de la zona, sobresaliendo el San Valentín, que llega hasta los 4058 m.s.n.m.

En las latitudes del Istmo de Ofqui comienza una discontinuidad en el volcanismo que se extiende por unos 350 kilómetros, separando la Zona Volcánica Sur (ZVS) al norte de la Zona Volcánica Austral (ZVA), al sur. Las causas de esta discontinuidad serán discutidas en secciones ulteriores. La Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes es el segmento de la cadena volcánica comprendido entre los 33° S y los 46° S (la figura 2.2 muestra la sección sur de la ZVS, hasta la discontinuidad). Los volcanes calco-alcalinos de esta se caracterizan por tener composiciones predominantemente de basaltos ricos en Al_2O_3 y andesitas basálticas.

La Zona Volcánica Austral, por otra parte, se extiende desde el sur del Golfo de Penas hasta Tierra del Fuego, y debe principalmente su actividad a la subducción de la Placa Antártica.

2.1.2. Geología regional.

La unidad más extensa en los Andes del Sur y presente a lo largo de toda la Región de Aysén es el Batolito Patagónico (ver figura 2.1), conformando la mayoría de las rocas expuestas en las vecindades del Golfo de Penas. Consiste de rocas de naturaleza calco-alcalina que varían desde gabro al granito cuyas edades van desde el Jurásico Superior al Terciario (Forsythe, 1985). Al este del batolito existe una serie de plutones del Mioceno y centros volcánicos, activos y no, de la misma época. Estos se localizan en una línea paralela a la fosa, a unos 150 kilómetros tierra adentro (Cande & Leslie, 1986). En esta región están presentes los estratos marinos del Terciario más sureños al oeste de los Andes.

La Península de Taitao está principalmente compuesta por un complejo metamórfico que constituye la unidad más antigua de la región, con rocas que preceden al Jurásico, principalmente de origen Paleozoico (Forsythe, 1985). En el extremo sur, en la Península de Tres Montes, se encuentra emplazado un complejo Ofiolítico (área verde oscuro en el oeste de Tres Montes en la figura 2.1). Fuera de la Península, este basamento se presenta también más al norte en los Archipiélagos de Chonos y de las Guaitecas, así como al sur este del Istmo de Ofqui.

Estas dos unidades, el Batolito Patagónico y el Basamento Paleozoico, son las más extensas en la región, estando acompañadas por complejos más pequeños como el Ofiolítico ya mencionado, además de rocas volcánicas más jóvenes de origen Mesozoico-Cenozoico y rocas sedimentarias e ígneas del Cuaternario (Forsythe, 1985).

La Región de Aysén es cruzada por un complejo de fallas, denominada Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO), que se extiende por más de 1000 km, partiendo desde el sur del Istmo de Ofqui hasta la zona de Liquiñe, en la Región de los Ríos. Esta corresponde a fallas transcurrentes dextrales las cuales, morfológicamente, consisten de segmentos rectos paralelos con orientación nor-noreste unidos por lineamientos en *échelon* (escalonadas) noreste (Hervé, 1976, Cembrano *et al.*, 1996). Esta zona de fallas afecta al Batolito Norpatagónico con una deformación frágil y dúctil que aco-

moda parte de la componente paralela a la falla de la convergencia oblicua de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana (Agurto-Detzel *et al.*, 2014, Hervé, 1976), Cembrano & Lara (2009) proponen que existe un vínculo entre esta actividad tectónica y el volcanismo presente en la zona que recorre la falla.

La figura 2.1 muestra la estructura de la ZFLO en una línea sólida negra desde su origen al sur de la Península de Taitao hasta el Archipiélago de las Guaitecas. Se observa como a la altura del PTC esta se bifurca en dos brazos unidos por los mencionados lineamientos en *échelon*.

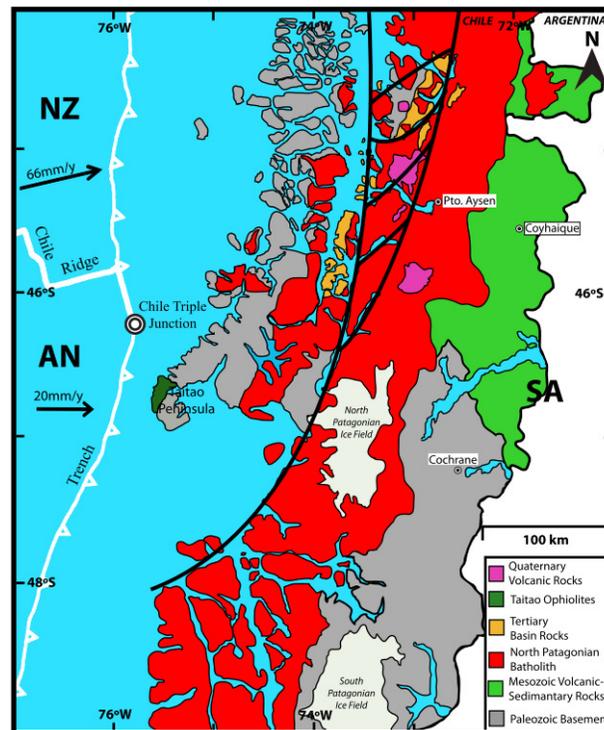


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado de la Región de Aysén y de la Península de Taitao. Las líneas blancas denotan los límites de las placas tectónicas, NZ (Nazca), AN (Antártica y SA (Sudamericana)). La línea blanca con triángulos denota la subducción de las placas NZ y AN bajo SA. La línea negra, en tanto, muestra la ZFLO. Figura extraída de Agurto-Detzel *et al.*, 2014, modificada de SERNAGEOMIN (2003).

La región de estudio se encuentra en el extremo sur de la zona de subducción entre las Placas de Nazca y Sudamericana y al norte del margen subductivo entre las Placas Antártica y Sudamericana (ver figuras 2.1 y 2.2), lugar donde la Dorsal de Chile subduce bajo la Placa Sudamericana

(Herron *et al.*, 1981) al este de la Península de Taitao en el llamado Punto Triple Chileno (PTC), sitio donde interactúan las tres placas mencionadas anteriormente conformando el único sitio actualmente activo donde una dorsal colisiona con una fosa y la placa suprayacente corresponde a litósfera continental (Herron *et al.*, 1981, Agurto-Detzel *et al.*, 2014).

La Placa de Nazca varía en edad desde los 50 a 60 millones de años cerca de los 20° S a 0 Ma en el PTC, donde se crea nueva placa (DeMets *et al.*, 1990). Esta se desplaza con sentido N79E a 7,8 cm/año, mientras que la Placa Antártica es más joven comparativamente, con 0 Ma en el PTC y aumentando hacia al sur en edad (Müller *et al.*, 2008). Esta placa se desplaza más lentamente a 2,0 cm/año con dirección EO (DeMets *et al.*, 1990), subduciendo ambas bajo la Placa Sudamericana. El movimiento relativo entre ambas placas ha sido bastante constante en los últimos 25 millones de años (Cande & Leslie, 1986). Esta subducción con distintas velocidades entre sí crea una dorsal, llamada Dorsal de Chile, compuesta intercaladamente por zonas de fallas transformantes (e.g.: Zona de Fallas Chiloé, Guafo, Guamblin) y zonas de divergencia donde nueva corteza es creada.

La Dorsal de Chile subduce con un ángulo de cerca de 20° con respecto a la fosa (D’Orazio *et al.*, 2003). Debido a que las secciones divergentes subducen de manera casi paralela al eje de la fosa, el PTC migra rápidamente hacia el norte a razón de cerca de 160 mm/año, en contraste, las secciones de fallas transformantes tienen una orientación tal que cuando estas subducen el PTC migra hacia el sur a tasa de 10 mm/año. La figura 2.2 muestra más detalladamente las zonas de falla transformante y divergentes de la Dorsal de Chile subduciendo en el Punto Triple.

La geometría del sistema fosa/dorsal de la subducción de ambas placas y las anomalías magnéticas marinas sugieren que una sección divergente de unos 700 kilómetros de largo colisionó con la fosa de Chile al este de Tierra del Fuego hace 14 Ma, posterior a esta colisión el PTC migró hacia el norte rápidamente hasta llegar a ~47° S hace unos 10 Ma. Hace alrededor de 3 millones de años el PTC migró hasta la altura de la Península de Tres Montes. La sección actual

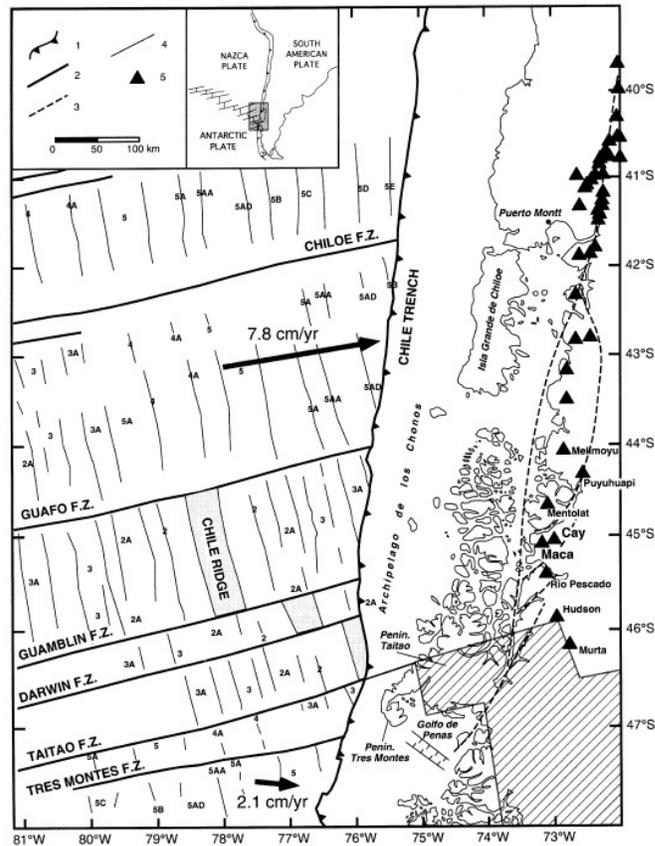


Figura 2.2: Figura esquemática del contexto geotectónico y volcánico de la zona, el área achurada en la esquina inferior derecha muestra la ubicación aproximada de la ventana astenosférica presente en la zona. Extraída de D'orazio *et al.*, 2003.

que subduce entre las zonas de falla de Taitao y Darwin arribó a la fosa hace unos cien mil años aproximadamente (Cande & Leslie, 1986). La evolución de la posición de la Dorsal de Chile con respecto al continente sudamericano está esquematizada en la figura 2.3, hasta su colisión con este hace 14 Ma y la migración del Punto Triple Chileno hasta la actualidad.

La configuración de este punto triple, sin embargo, no ha sido siempre dada por las placas mencionadas anteriormente. La Patagonia y la Península Antártica han vivido la subducción de dorsales desde al menos el Cretácico medio (hace ~ 100 Ma), como la dorsal creada por la separación de las placas de Phoenix y Farallon desde el Cretácico al Paleógeno (66 a 23 millones de años), la figura 2.4 muestra la configuración de las dorsales subductantes en la Patagonia

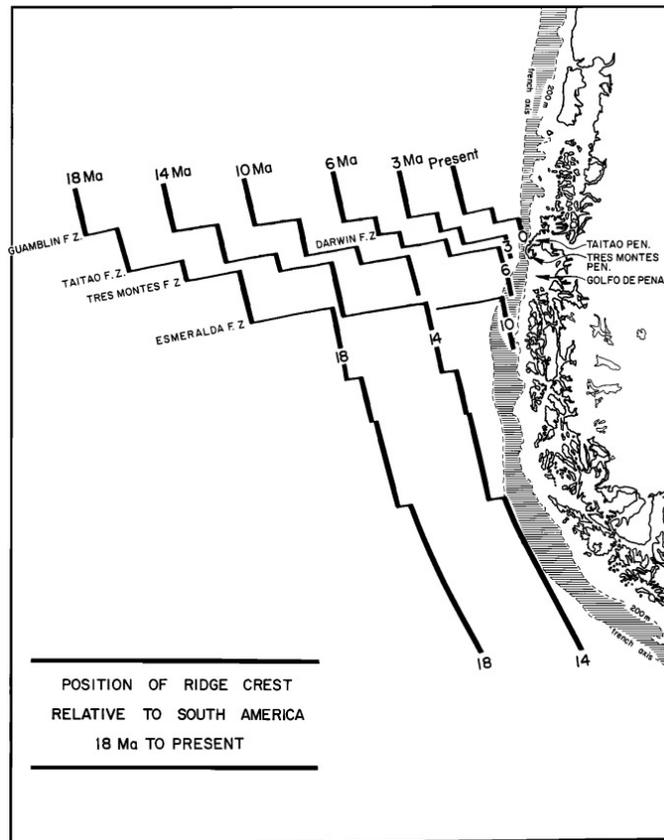


Figura 2.3: la posición histórica de las placas ha sido reconstruida a partir de evidencias geológicas y anomalías magnéticas. La figura muestra las posiciones relativas al continente del borde de las placas de Nazca y Antártica desde hace 18 Ma a la actualidad. Figura extraída de Cande & Leslie, 1986.

(Farallon-Phoenix) y Península Antártica (Antártica-Phoenix) producto de la interacción de las placas mencionadas en el Eoceno. En el Mioceno Temprano la Placa de Farallon se separó en las Placa de Cocos al norte y en la de Nazca al sur. Hace 20 Ma el punto triple oceánico de las placas de Nazca-Phoenix-Antártica estaba a unos 400 km de la Patagonia austral y se acercaba hacia ella, eventualmente derivando en la configuración de la figura 2.3. En el Mioceno los bordes divergentes de las placas Antártica-Nazca y Phoenix-Antártica ya estaban subduciendo bajo la Patagonia y la Península Antártica respectivamente (Cande & Leslie, 1986, Breitsprecher & Thorkelson, 2009). La subducción de estas dorsales creó dos ventanas astenosféricas, una en la Península Antártica y otra en la Patagonia (ver cuñas amarillas en la figura 2.4). Esta última ha

ido ampliándose hacia el norte, a medida que el punto triple migra en esa dirección.

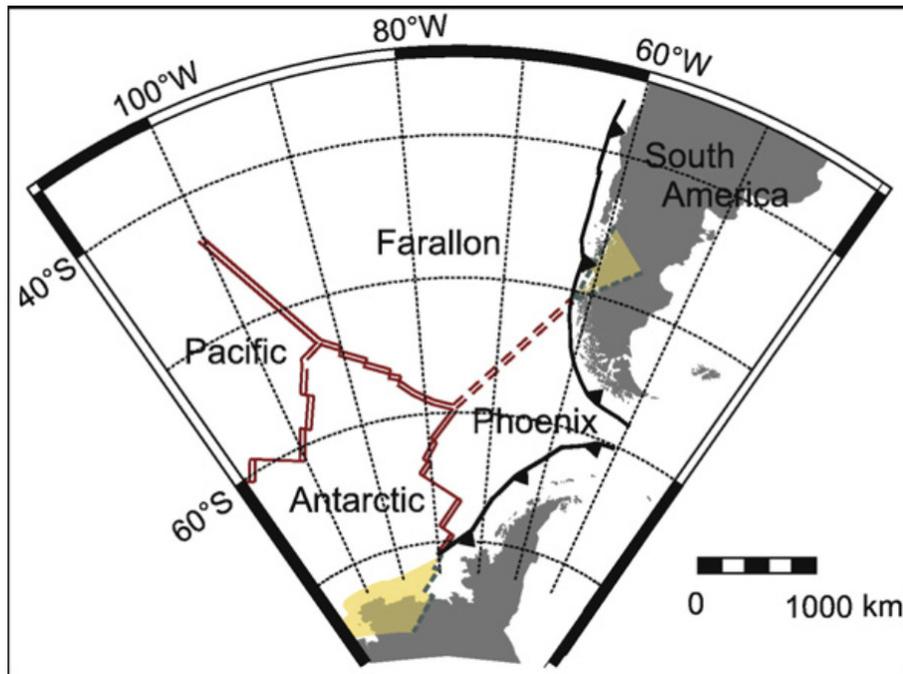


Figura 2.4: Configuración de las dorsales subductantes en el Pacífico sur oriental y las ventanas astenosféricas asociadas a estas durante el Eoceno. Extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009

Normalmente, los bordes divergentes oceánicos entre placas conforman zonas donde nueva corteza se crea a partir de material que emana de estas dorsales y se solidifica (The Solid Earth, Fowler C.M.R.), sin embargo, cuando una dorsal subduce bajo corteza continental, la divergencia entre las placas continúa bajo la placa techo formándose una discontinuidad en la formación de corteza. Esto trae consigo una ventana rellena de material astenosférico que crece progresivamente entre los bordes de las placas que conforman dicha dorsal (DeLong *et al.*, 1977, Murdie & Russo, 1999, D’Orazio *et al.*, 2003).

La figura 2.5 es un esquema explicativo de la ventana astenosférica producida por la subducción y continua divergencia de la Placa de Nazca (en morado) y de la Placa Antártica (verde), siendo rellena por la surgencia de material proveniente de la astenósfera.

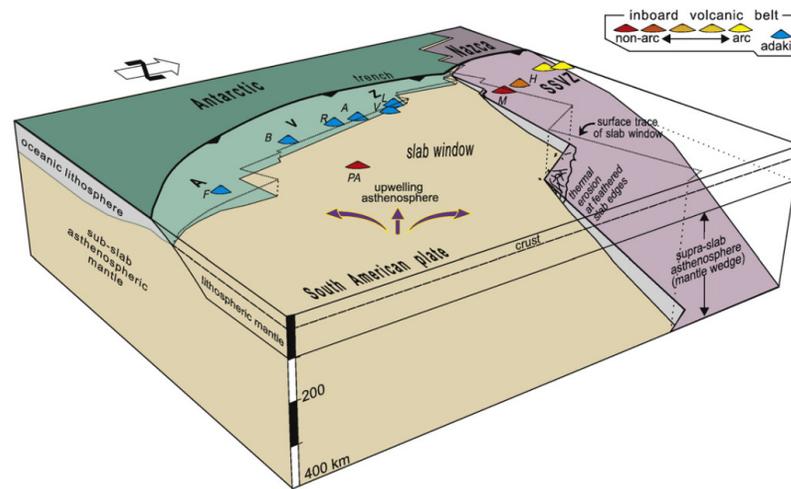


Figura 2.5: Figura esquemática explicativa de la morfología de la ventana astenosférica. Extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009

La Ventana Patagónica ha sido vinculada a diversos procesos magmáticos anómalos en la región como la interrupción del volcanismo calco-alcalino (creando una discontinuidad entre la ZVS y la ZVA), siendo reemplazado por volcanes con lavas con composición adaquítica (e.g.: Lautaro, Viedma, Aguilera) y la erupción de mesetas con composiciones alcalinas, como las del Plateau de Lavas Neógenas (entre 25 y 5 millones de años), originadas en el Plioceno y Mioceno Medio y Tardío (e.g.: Pampa, Central, Buenos Aires, Muerte), como muestra la figura 2.6 (D’Orazio *et al.*, 2003, Breitsprecher & Thorkelson, 2009). Otros fenómenos que evidencian la presencia de dicha ventana son las anomalías gravitacionales de Bouguer negativas, que dan cuenta de la presencia de material menos denso que el circundante a la ventana (Murdie *et al.*, 2000), flujos de calor más altos de lo normal (Murdie *et al.*, 1999), la doble polarización de ondas SKS (Russo *et al.*, 2010) y una tomografía de ruido sísmico que muestra una zona de menor velocidad (Gallego *et al.*, 2010). Si bien son varios los estudios realizados al respecto (Murdie *et al.*, 1999 y 2000, Breitsprecher & Thorkelson, 2009, Russo *et al.*, 2010, Gallego *et al.*, 2010), la localización y delimitación exactas de la ventana no son aún claras.

Durante el Mioceno la Dorsal de Chile colisionó con el sur del continente, creando la Ventana Patagónica. Dado que la dinámica del movimiento de las placas tiene como consecuencia una migración hacia el norte del punto triple, el origen de la ventana no es fijo, cambiando en concordancia con el punto donde subduce la dorsal. De esta manera, la extensión de la ventana y su zona de influencia ha aumentado desde su creación hasta el presente. La figura 2.6 muestra cuatro fases de la evolución de la Ventana Patagónica, en su máxima extensión (antes de reducir su tamaño por erosión termal), producto de la reconstrucción cinemática realizada en Breitsprecher & Thorkelson (2009), en el Mioceno (12 Ma), Mioceno Tardío (8 Ma), Plioceno (4 Ma) y presente. Se muestra además la posición de mesetas de lavas y volcanes activos. En general, la ubicación de estas mesetas se encuentra más al este que el borde de la Placa de Nazca subductada, por lo que la erupción de estos no es atribuida completamente al efecto de la ventana, sin embargo, los centros volcánicos Río Murta y Cerro Hudson, situados al sur y al norte respectivamente del borde norte de la ventana, tienen características geoquímicas que sugieren un origen, en parte, producto de la surgencia de material asociado a la subducción de la Dorsal de Chile. En adición, el borde sur coincide con la ocurrencia de volcanes adaquíticos de la ZVA.

Modelos numéricos termales, como el propuesto por Iwamori (2000), muestran que tras la subducción de una dorsal se forman máximos de temperatura en la posición de la dorsal subductada a lo largo de la interfaz, los cuales presentan una duración mayor, y en consecuencia un ancho mayor, si las placas que forman la dorsal se separan formando una ventana astenosférica.

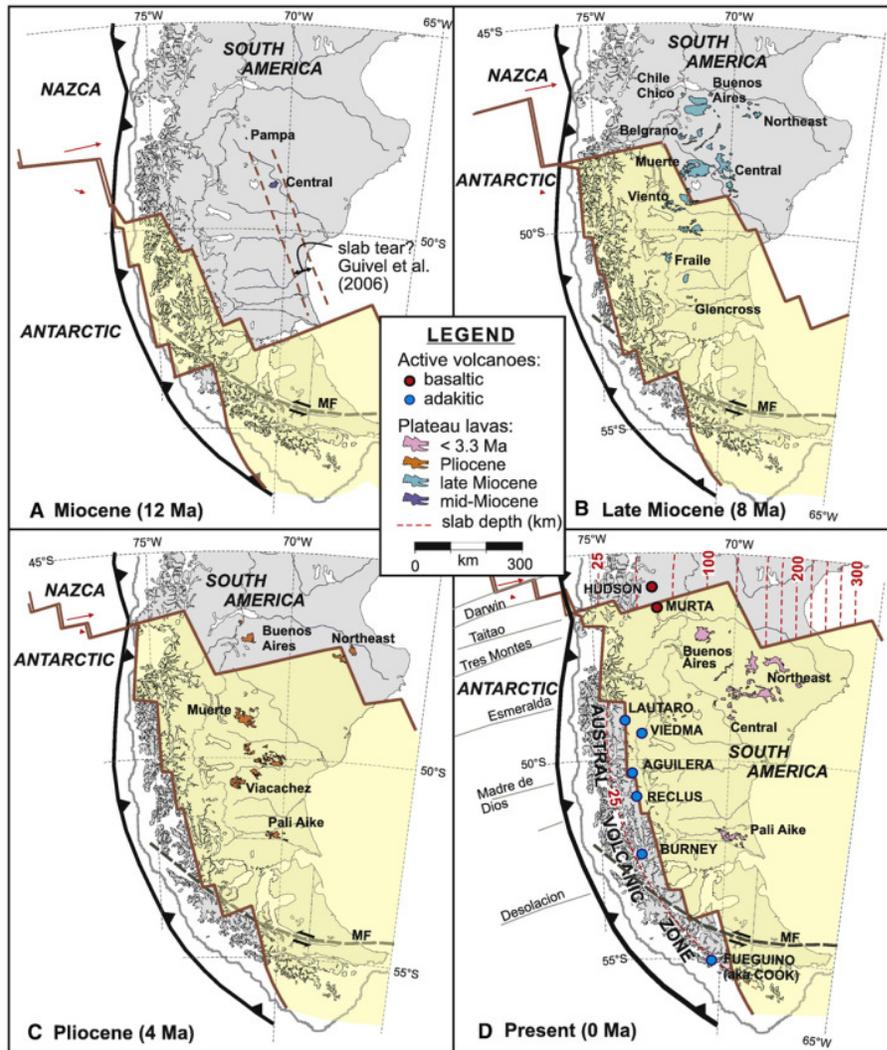


Figura 2.6: Esquema de la evolución de la ventana astenosférica bajo el sur austral de Chile desde el Mioceno (~12 Ma) hasta el presente, y de la generación de volcanes y mesetas de lavas. Figura extraída de Breitsprecher & Thorkelson, 2009

Capítulo 3

Marco Teórico.

El trabajo realizado en el contexto de este estudio puede subdividirse en dos grandes áreas, una primera de trabajo con sismogramas y localización de terremotos y una posterior, y principal, de inversión tomográfica. Esta sección explicará las bases teóricas de ambos tópicos trabajados.

3.1. Localización.

La localización de terremotos es de los problemas principales que debe resolver la sismología, siendo fundamental una resolución precisa del hipocentro de un terremoto para la realización de estudios o trabajos más complejos, como la tomografía sísmica.

Para la localización del hipocentro de un terremoto se requiere definir cuatro valores, la latitud (λ), longitud (ϕ), profundidad (z) y el tiempo del origen (t_0) de la propagación de la energía sísmica. Específicamente, la localización de sismos locales es un proceso que determina estos valores a partir de los tiempos de llegada de las fases sísmicas a sismógrafos dispuestos (idealmente) alrededor de la fuente de la energía sísmica. Así, la localización de un evento sísmico puede, *grosso modo*, ser descrita como la resolución de un problema inverso en el que, a partir de los registros de sismógrafos y un modelo de velocidad se debe encontrar el origen de estos, es decir,

el hipocentro. Para la localización, se necesita información del tiempo de llegada de fases sísmicas. En ocasiones solo se usa la información de tiempo de arribo de la onda P, por la facilidad de su determinación, sin embargo, el uso de la fase S mejora considerablemente la precisión de la localización, especialmente la determinación de la profundidad del hipocentro. Si el hipocentro se encuentra fuera de la red de estaciones, la precisión de la localización será afectada de manera negativa. En este trabajo se utilizó información de las ondas primarias y secundarias en la localización de los terremotos usados en la tomografía.

Es posible realizar la localización de terremotos con distintos métodos, así como con distintas disponibilidades de estaciones, siendo posible localizar con solo una, o con una red de múltiples estaciones.

3.1.1. Localización con una estación.

La localización usualmente es calculada con múltiples estaciones, sin embargo es posible encontrar la localización del hipocentro a través de solo una estación y registros en tres componentes. Dado que el vector de movimiento de la onda P está polarizado en el plano vertical de propagación, este puede ser descompuesto en una componente de movimiento radial y una vertical. Esto permite el cálculo del azimut posterior (*back azimuth*) hacia el epicentro, siendo este el ángulo de la estación hacia el epicentro, medido en sentido horario con respecto al norte. Desde los registros de tres componentes es posible obtener la componente radial de P, utilizando las amplitudes de las llegadas de la fase en ambas componentes horizontales (N-S y E-O), mientras que el azimut puede ser calculado a través del arcotangente de la razón entre estas, según la ecuación 3.1.

$$az = \arctan\left(\frac{A_E}{A_N}\right) \quad (3.1)$$

Cabe destacar que la ecuación 3.1 puede tener dos soluciones, separadas por π radianes, dado

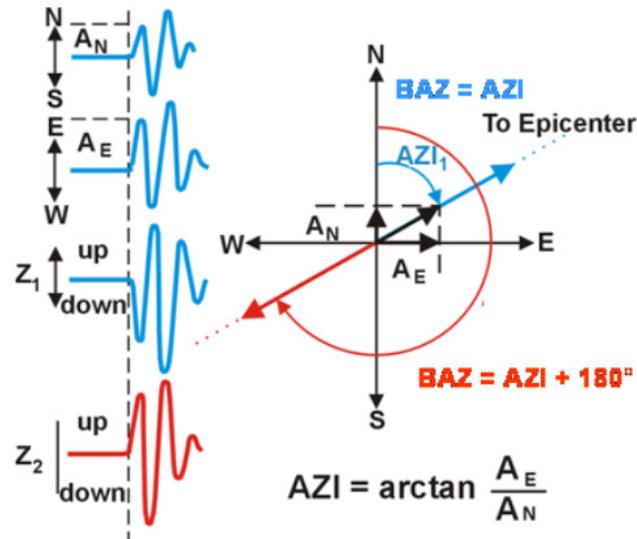


Figura 3.1: Figura esquemática del cálculo del azimut hacia la fuente a partir de los registros en tres componentes. Extraída de Information Sheet IS 11.1 Seismic Source Location, Jens Havskov, 2011.

que la llegada de la primera fase puede tener una polaridad hacia arriba (u) o hacia abajo (d) en su componente vertical. Solo si la polaridad de la primera llegada es d, los movimientos de partículas horizontales asociados mostrarán un movimiento hacia el epicentro, y en consecuencia $AZI = BAZ$, por el contrario si la polaridad es u, se cumple que $BAZ = AZI + \pi [rad]$ (ver figura 3.1 para una explicación esquemática).

Teniéndose la dirección hacia el epicentro, bastaría encontrar la distancia hacia este para localizar el terremoto. Esta se puede determinar a través de la diferencia D entre los tiempos de llegada de las ondas P y S y las velocidades de las ondas. Esto es fácilmente calculado si se considera que ambas tienen una velocidad constante V_P y V_S . Si el sismo se originó en un tiempo t_0 , entonces las llegadas de las ondas ocurrirán en los tiempos t_p y t_s respectivamente, como puede

verse en las ecuaciones 3.2.

$$\begin{aligned} t_p &= t_0 + \frac{D}{V_P} \quad \text{y} \\ t_s &= t_0 + \frac{D}{V_S} \end{aligned} \quad (3.2)$$

Eliminando t_0 es posible despejar D , llegando a la ecuación 3.3.

$$D = (t_s - t_p) \frac{V_p \times V_s}{V_p - V_s} \quad (3.3)$$

Una vez calculados el azimut y la distancia es posible conocer el epicentro del terremoto. Claramente, esto es una buena aproximación solo en el caso de localizaciones de sismos locales, ya que el error angular en el cálculo del azimut se ve amplificado a medida que la distancia aumenta. Para cálculos más precisos y válidos en áreas más extensas, es necesario el uso de múltiples estaciones.

3.1.2. Localización con una red de estaciones.

Cuando se cuenta con una red de tres o más estaciones, es posible realizar el cálculo del origen encontrando todos los parámetros del hipocentro, latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen. Este cálculo puede hacerse manualmente con un método de intersecciones de circunferencias y cuerdas o bien, puede hacerse con algoritmos computacionales iterativos más sofisticados, como el método de localización de Geiger (Geiger, L., 1912) en el que está basado el programa HYPO71PC (Lee & Valdés, 1985), software utilizado en este estudio. Este es una implementación del método de Gauss-Newton, el cual es un método iterativo para la resolución de problemas inversos no lineales a través de mínimos cuadrados.

A pesar de que este método es más preciso que el mencionado en la sección anterior, esta también variará, aunque esta vez no dependerá de la distancia al epicentro sino de otros factores

como la calidad de los picados de las fases, cuan cercano sea a la realidad el modelo de velocidad utilizado y la distribución de las estaciones en la red utilizada.

Para la determinación del hipocentro, es necesario encontrar cuatro parámetros que lo definan, la longitud (x), latitud (y), profundidad (z) y tiempo de origen (t_0), de manera que $\mathbf{h}(x, y, z, t_0)$, donde \mathbf{h} es el hipocentro. Para esto es necesario contar con los tiempos de llegadas de las fases a las estaciones, con los que se puede resolver un problema inverso para obtener esta fuente. Estos tiempos dependerán de la posición de la estación ($p_i(x_i, y_i, z_i)$), del hipocentro y de la estructura de velocidad ($v(\mathbf{r})$). Estos tiempos de arribo de una onda a la i -ésima estación de la red pueden ser definidos como $T_{a,i} = T_{a,i}(\mathbf{h}, x_i, y_i, z_i)$. En adición, se puede calcular un tiempo de llegada teórico dada la posición de la estación y un hipocentro, este tiempo de llegada predicho a la i -ésima estación puede ser expresado como $T_{p,i} = T(x_i, y_i, z_i, \mathbf{h}) + t_0$, donde T es el tiempo de viaje de una onda como función de los parámetros del hipocentro, la localización de la estación y el modelo de velocidad utilizado.

Esta ecuación tiene cuatro incógnitas, por lo que se requiere de al menos cuatro mediciones de tiempos de llegada de al menos tres estaciones distintas, aunque usualmente, se cuenta con más estaciones y observaciones. Si se tiene n observaciones, se tendría un sistema de n ecuaciones como la que define el tiempo predicho de llegada T_p , el cual sería un sistema sobredeterminado cuya solución puede encontrarse minimizando el residuo $r_i = T_{a,i} - T_{p,i}$ entre los tiempos observados y predichos.

La no-linealidad de T_p hace que no sea posible resolver este sistema con métodos analíticos y que se deba aplicar métodos de linearización para resolver este a través de una regresión.

Esto puede lograrse partiendo con una solución inicial \mathbf{h}_0 ¹ y asumiendo que la solución real es lo suficientemente cercana como para que los residuos de esta primera localización de prueba sean funciones lineales de las correcciones que deban efectuarse para encontrar la solución, haciendo nulo el residuo. Si se define estas correcciones como Δx , Δy , Δz y Δt , y dado que estas son pequeñas, se puede aproximar el residuo r en la estación i -ésima con una expansión de Taylor (usando solo el primer término) como indica la ecuación 3.4

$$r_i = \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z + \Delta t \quad (3.4)$$

Esta ecuación, para las n observaciones puede ser escrita en forma matricial como

$$\mathbf{r} = \mathbf{G}\mathbf{X} \quad (3.5)$$

Donde \mathbf{G} es la matriz con las derivadas parciales, \mathbf{X} es la matriz con las correcciones a encontrar y \mathbf{r} es la matriz de residuos

$$\mathbf{r} = \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_n \end{pmatrix} \quad \mathbf{G} = \begin{pmatrix} \frac{\partial T_1}{\partial x} & \frac{\partial T_1}{\partial y} & \frac{\partial T_1}{\partial z} & 1 \\ \frac{\partial T_2}{\partial x} & \frac{\partial T_2}{\partial y} & \frac{\partial T_2}{\partial z} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T_n}{\partial x} & \frac{\partial T_n}{\partial y} & \frac{\partial T_n}{\partial z} & 1 \end{pmatrix} \quad \mathbf{X} = \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix}$$

Luego la ecuación definida en 3.5 puede ser resuelta utilizando mínimos cuadrados, de manera que

$$\mathbf{X} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{r} \quad (3.6)$$

Y así esta solución puede ser utilizada como punto de partida para continuar con una nueva ite-

¹Por ejemplo, se puede partir con una localización cercana a la estación que registra primero una llegada y utilizar ese tiempo como t_0 .

ración. Se puede continuar un número predeterminado de iteraciones o hasta llegar a un valor de residuos “aceptable” definido con anterioridad (hasta que el valor de RMS mejore en valores despreciables entre iteraciones).

3.2. Teoría tomográfica.

3.2.1. Tomografía.

Las ondas sísmicas al viajar por un medio se ven afectadas por las propiedades de este, “llevando” consigo información del medio por el cual se propagan hacia un receptor. La técnica de tomografía sísmica posibilita el estudio de estas propiedades y de las estructuras internas del medio que las producen, muy similarmente a la tomografía radiológica, que muestra las estructuras internas del cuerpo humano a través de un procedimiento análogo, esta vez utilizando rayos x, en el caso del *scanner* o *CAT Scan*, o ultrasonido, en el caso de ecotomografía. De esta manera es posible dilucidar la estructura 3-D de la Tierra, infiriendo sus propiedades sísmicas y la geometría de dichas estructuras.

Los primeros estudios se realizaron en la década de los 70 científicos como Aki, Lee y Bois, entre otros, sentando las bases para un método de prospección geofísica ampliamente utilizado en la actualidad, por la versatilidad de sus aplicaciones y alcances. Esta técnica puede ser utilizada para estudiar las propiedades del medio infiriendo las velocidades de las ondas sísmicas y/o el factor de calidad Q del mismo, medida de la atenuación de las ondas.

El problema de la tomografía consiste en inferir información de estas estructuras a través de la información sismológica recabada por sismógrafos. Esto implica que es posible establecer una relación $\mathbf{d}=\mathbf{g}(\mathbf{m})$ entre los datos sísmicos \mathbf{d} y una estructura sísmica \mathbf{m} .

Los datos sísmicos utilizados por esta metodología son los tiempos de viaje (τ_v) de las fases, da-

dos por la diferencia entre el tiempo de llegada o arribo (τ_a) de las fases, determinado por el picado de estas en los sismogramas, y el tiempo de origen (τ_o) del sismo, de manera que $\tau_v = \tau_a - \tau_o$.

A su vez, el tiempo de viaje depende del camino por el que se propaga un rayo. Si se considera una onda de cuerpo de alta frecuencia, de manera que no se vea afectada por fuerzas de cuerpo y que su longitud de onda sea menor que el tamaño de las heterogeneidades del terreno, el tiempo de viaje del rayo r puede ser expresado en términos de la lentitud y el camino de propagación como

$$\tau_v = \int_r \frac{ds}{v(\vec{r})} \quad (3.7)$$

donde ds es un diferencial del camino del rayo y $v(\vec{r})$ es el campo de velocidad del medio.

La ecuación 3.7 muestra el cálculo del tiempo de viaje en un medio continuo, sin embargo, los métodos computacionales no permiten la solución de problemas continuos, por lo que se debe discretizar el camino del rayo en celdas con velocidad constante, como muestra la figura 3.2. En

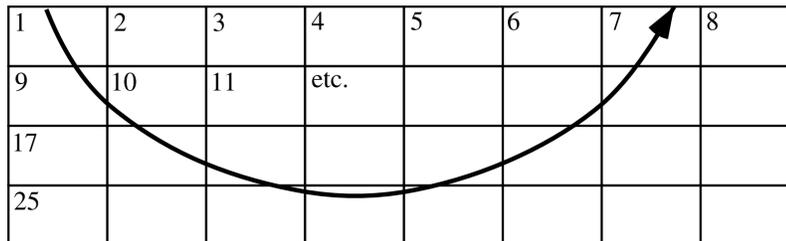


Figura 3.2: Para el cálculo de la tomografía, el volumen con el que se trabajará es parametrizado en bloques de velocidad uniforme, discretizando el camino del rayo desde su fuente hasta un receptor en distintas celdas, por las que atraviesa con distinta dirección y longitud. Figura extraída Shearer, P., 2009.

primera instancia estas celdas representan un modelo de velocidad inicial, usualmente uno 1-D de capas horizontales, a partir del cual se puede calcular residuos de tiempo de viaje (τ_{res}) con los tiempos predichos (τ_p) con este modelo, de manera que

$$\tau_{res} = \tau_v - \tau_p \quad (3.8)$$

Si el rayo atravesó un región con una velocidad real mayor a la velocidad del modelo inicial, el tiempo de viaje observado será menor que el tiempo predicho y el residuo será en consecuencia negativo, por el contrario, si atravesó una zona con una velocidad menor que la velocidad del modelo, el residuo será positivo.

Es posible encontrar un modelo de velocidad para cada celda minimizando los residuos de cada rayo. Para esto es necesario establecer la geometría de cada rayo, lo que se puede lograr de diferentes maneras, siendo los más usuales el *ray shooting*, en el cual se muestrea diferentes ángulos de despegue hasta converger en la ubicación del receptor y *ray bending* en el cual un rayo es ligeramente deformado hasta que se converge al receptor. Una vez que se determinó la geometría del rayo y por cuáles de las celdas pasa este (como en la figura 3.2) se debe calcular el tiempo de viaje del rayo. El residuo de tiempo de viaje (τ_{res}), a partir de la discretización, será la suma del producto del tiempo de viaje en cada celda por la perturbación porcentual de velocidad entre el modelo inicial y el medio. Así, la ecuación 3.8 puede ser expresada como:

$$\tau_{res} = \sum_k b_k v_k \quad (3.9)$$

donde b_k es el tiempo de viaje en la k-ésima celda y v_k es la perturbación porcentual de velocidad, esta es adimensional y es constante para cada celda. Además, como las perturbaciones de velocidad afectan directamente el camino del rayo, esta representación es válida y precisa sólo para valores pequeños de v_k , por lo que contar con un modelo 1-D pertinente es crucial.

Si se fija como 0 el valor del tiempo de viaje en las celdas no cruzadas por los rayos, la ecuación 3.9 puede ser generalizada, definiendo el residuo para el i-ésimo rayo como:

$$\tau_{res_i} = \sum_{j=1}^m b_{ij} v_j \quad (3.10)$$

siendo m el total de celdas. Cabe destacar que b_{ij} es 0 para casi todas las combinaciones de i y j , porque cada rayo cruza pocos bloques del volumen de la tomografía. Matricialmente, la ecuación 3.10 para n rayos puede ser escrita de la siguiente manera

$$\underbrace{\begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ \vdots \\ r_n \end{pmatrix}}_{n \times 1} = \underbrace{\begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0,10 & 0 & \dots \\ 0 & 0,31 & 0,14 & 0 & 0 & \dots \\ 0,13 & 0,21 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0,18 & \dots \end{pmatrix}}_{n \times m} \underbrace{\begin{pmatrix} v_1 \\ v_2 \\ v_3 \\ \vdots \\ v_m \end{pmatrix}}_{m \times 1} \quad (3.11)$$

donde los números representan tiempos para cruzar un bloque para un rayo.

Esta puede ser generalizada como

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \quad (3.12)$$

cuya solución por mínimos cuadrados es $\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$. Sin embargo, dado que en los problemas de tomografía la mayoría de los rayos son similares y la mayoría de los bloques no son cruzados por algún rayo, \mathbf{G} es en general deficiente de rango o $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ es singular o m y n son demasiado grandes, los métodos usuales de resolución (como el SVD) no son aplicables, y se debe aplicar un método de regularización, usualmente mínimos cuadrados amortiguados.

La implementación de los mínimos cuadrados amortiguados requiere cambiar la ecuación 3.12 por

$$\begin{bmatrix} \mathbf{b} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} \quad (3.13)$$

donde λ es un parámetro que determina el nivel de amortiguamiento, \mathbf{I} es la matriz identidad y \mathbf{G} , \mathbf{m} y \mathbf{d} son los tiempos de viaje, el modelo y los datos respectivamente.

La solución a este problema viene de la minimización de

$$\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|^2 + \lambda^2 \|\mathbf{m}\|^2$$

donde el primer término son los residuos y el segundo está asociado a la varianza de los datos. Ajustando el valor de λ se puede modificar el peso que se le da a los residuos o a la varianza del modelo. Cabe destacar que esta regularización minimiza el tamaño del modelo, mas no la variaciones entre bloques adyacentes, no asegurándose la suavidad del resultado. Para sortear esto, se puede suavizar el laplaciano de \mathbf{G} , para lo cual se debe reemplazar en la ecuación 3.13 I por \mathbf{L} , la aproximación por diferencias finitas de ∇^2 . Siendo el siguiente funcional a minimizar

$$\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|^2 + \lambda^2 \|\mathbf{Lm}\|^2$$

En este caso, λ controla la compensación entre los residuos y la suavidad del modelo.

La ventaja de la utilización de estos métodos de regularización es que los resultados serán más estables y suaves, sin embargo, no se garantiza que este resultado minimice la varianza. Los valores de la velocidad en bloques que no son cruzados por rayos (o cruzados por pocos) o que estén en los bordes del modelo, serán interpolados y extrapolados respectivamente, dando resultados no necesariamente correctos y/o confiables. En adición, por lo general las estructuras resultantes de menor o igual tamaño que los bloques o estructuras en lugares con pocos datos, no son bien resueltos ni se debe, necesariamente, confiar en ellos.

3.2.2. Resolución del modelo.

Para un análisis fundamentado de los resultados obtenidos de una inversión tomográfica, es necesario saber la calidad del resultado obtenido. Esta calidad no necesariamente es homogénea

en el área de la tomografía, pudiendo haber zonas resueltas de mejor manera que otras, esta calidad de la solución es llamada resolución, y conocer cómo se comporta en la inversión es crucial para sacar conclusiones sobre los resultados sin correr el riesgo de interpretar artefactos de inversión como estructuras reales presentes en el área de estudio.

La resolución de una tomografía sísmica puede ser vista desde dos perspectivas, desde un punto de vista físico y desde uno matemático. Físicamente, la resolución tiene relación con el tamaño de los volúmenes que puede resolver el modelo. Este tamaño está principalmente relacionado con la frecuencia de la onda que pasa por esta zona.

Este volumen que afecta al rayo es denominado *Volumen de Fresnel* y es el mínimo tamaño que puede ser resuelto por el mismo. Kratsov & Orlov (1980) definen al volumen de Fresnel como la colección de puntos F tales que para un rayo Ω con frecuencia f que va desde un punto S (de *Source*) hasta un punto R (de *Receiver*) se cumple que

$$|\tau(F, S) + \tau(F, R) - \tau(R, S)| < \frac{1}{2}f^{-1} = \frac{1}{2}T \quad (3.14)$$

Donde $\tau(F, S)$ es el tiempo de viaje del rayo desde F a S , de igual manera para $\tau(F, R)$ y $\tau(R, S)$. Esto quiere decir que aquellos puntos que no cumplen con esta condición no afectan a la onda significativamente en vecindades de R , siendo “invisibles” para el rayo.

En el caso más simple de un medio homogéneo y una onda armónica, este volumen es un elipsoide de revolución cuyo semieje mayor se extiende entre S y R y su semieje menor perpendicular a la trayectoria del rayo.

Los volúmenes de Fresnel definen también las zonas de Fresnel. Estas varían a lo largo de la trayectoria del rayo, en un punto O del rayo Ω la zona de Fresnel es una sección transversal perpendicular a Ω del volumen de Fresnel. Estas zonas son en consecuencia, el tamaño mínimo de una celda que puede resolver un rayo.

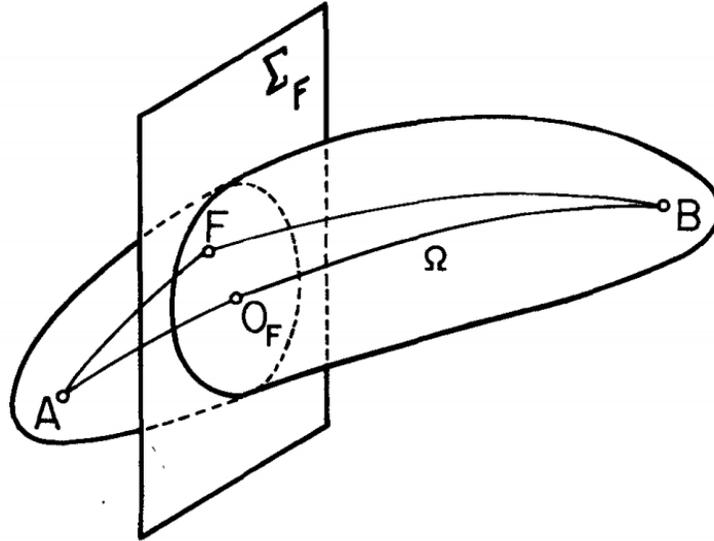


Figura 3.3: Esquema del volumen de Fresnel de un rayo Ω que viaja de A a B. F denota un punto arbitrario del volumen. La circunferencia descrita por la intersección del volumen y un plano perpendicular a ella que pasa por O. Esta describe una zona de Fresnel. Imagen extraída de Cervený & Soares, 1992. [9]

En segundo lugar, desde un punto de vista matemático, la resolución del modelo tiene relación con la calidad de la solución obtenida en la inversión tomográfica. Esta calidad puede variar a lo largo del área de la tomografía y depende principalmente de la cobertura de rayos en la zona de interés.

Dado que la cobertura de rayos a lo largo de la transecta es heterogéneo, no todos los nodos son cubiertos o “cruzados” por la misma cantidad de rayos ni la disposición de estos en cada nodo es similar. Por esto, el modelo de velocidad obtenido de la inversión no es resuelto de la misma manera en la transecta. En general, aquellas zonas que son cruzadas por más rayos y donde estos se entrecruzan en su trayectoria son resueltas de mejor manera, la figura (3.4) muestra casos posibles de cómo se pueden distribuir los rayos en una celda.

Para estimar la calidad de la solución existen variadas metodologías, como el conteo de rayos

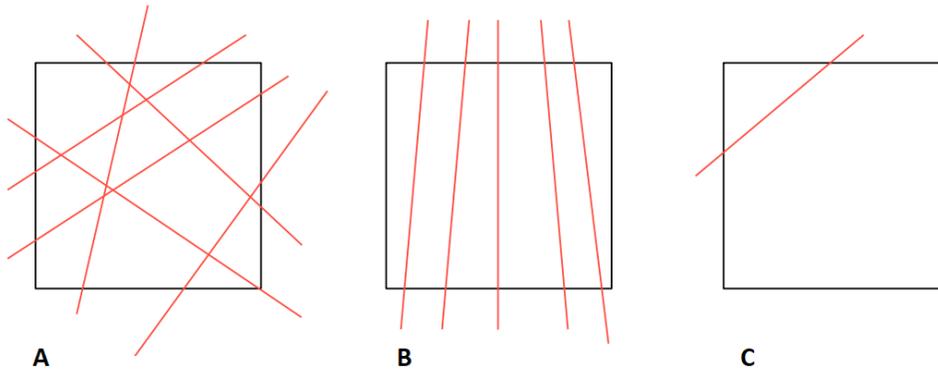


Figura 3.4: Distribuciones de rayos que cruzan una celda del modelo de velocidad. La celda A es cruzada por muchos rayos y con alto entrecruzamiento entre ellos, siendo bien resuelta. B es cruzada por muchos rayos, pero sin entrecruzamiento, su resolución es moderada. C representa una celda cruzada por pocos rayos sin entrecruzamiento, siendo resuelta de mala manera. Figura extraída de *Seismic Tomography Lecture, Fall Semester 2011*. Stephan Husen. http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/tomography/Lecture4_23112011.pdf

que cruzan una celda (*hit count*), la suma con pesos de derivadas (*derivative weight sum*, DWS) que es una medida del largo del rayo que pasa por una celda y de la densidad de rayos en esta, análisis de la matriz de covarianza, análisis de la matriz de resolución (como la función de esparcimiento) o el uso de modelos sintéticos (como test de tablero de ajedrez). En este trabajo se utilizó los tres últimos métodos para evaluar la resolución del modelo.

Suma de derivadas con peso.

La suma de derivadas con peso (DWS) es un estimado del largo total del rayo que afecta a cada elemento del modelo, proveyendo una medida de la densidad de rayos sísmicos en las vecindades de un nodo de velocidad (Toomey & Foulger, 1989), siendo de esta manera una medida más apropiada de la cobertura de rayos que el conteo de rayos que afecta a cada parámetro del modelo (Rezaifar *et al.*, 2016), sin embargo, al igual que el conteo la DWS no contiene información acerca de la dirección ni del “entrecruzamiento” de los rayos.

Toomey & Foulger (1989) define la DWS del n -ésimo parámetro de velocidad α_n como

$$DWS(\alpha_n) = N \sum_i \sum_j \left(\int_{P_{ij}} \omega_n(X) ds \right) \quad (3.15)$$

Donde i y j son el índice del evento y la estación respectivamente, ω es el peso usado en la interpolación lineal y depende de la posición del nodo, P_{ij} es el camino que toma el rayo desde el evento i a la estación j y N es un factor de normalización basado en el volumen de influencia del nodo α_n . Nodos cruzados por pocos rayos contarán con valores bajos de DWS y viceversa, sin embargo, no existe un intervalo o valores definidos que indiquen buena o mala resolución, sino que provee información comparativa de qué sectores están mejor resueltos.

Por otra parte, dado que el valor de la suma depende de la parametrización del modelo (i.e.: tamaño de la grilla, disposición de nodos, entre otros), esta proporciona una buena herramienta para seleccionar una configuración nodal que proporcione una buena cobertura de rayos para cada nodo (Toomey & Foulger, 1989, Husen, S., 2011).

Si bien no existe una relación directa entre la DWS y la función de esparcimiento, ambas dependen fuertemente de la distribución de los rayos usados para la tomografía, puesto que las dos sirven para estimar la resolución del modelo, ligada a esta distribución. Toomey & Foulger (1989) muestra que ambas tienen una relación inversa, mientras más alta sea la DWS más alta la resolución, mientras que en el caso de la función de esparcimiento mientras más alta sea esta, menor es la resolución. La figura 3.5 muestra la distribución de los rayos usados en la tomografía con el valor de la función en el perfil B-B' para el modelo de V_P . Se observa que aquellos lugares más cubiertos por rayos presentan un menor valor de esparcimiento y viceversa. Esto permite compatibilizar el uso de ambas herramientas para juzgar la calidad de los resultados de la tomografía.

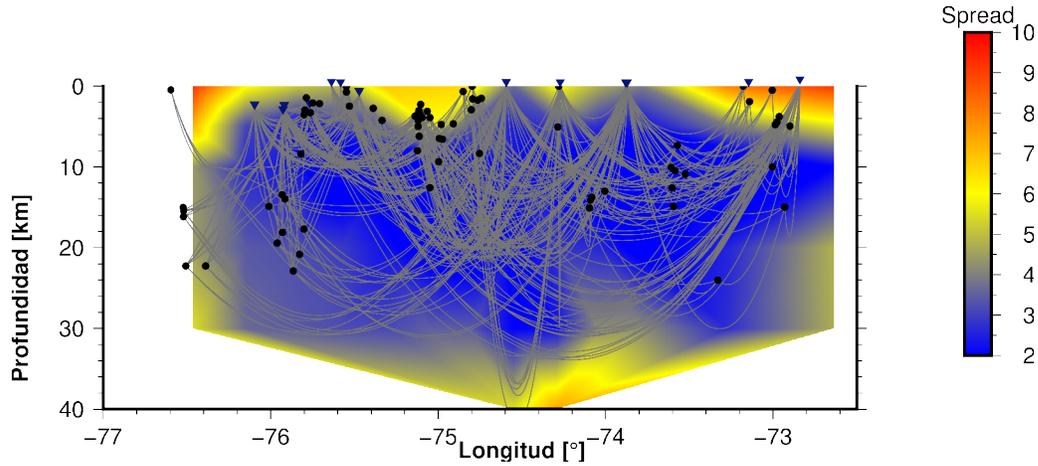


Figura 3.5: Relación del valor de la función de esparcimiento del modelo de velocidad de V_p (*Spread Function*) para el perfil tomográfico B-B' (ver figura 4.13 para referencia) y la distribución de rayos dada por los terremotos de la base de datos.

Función de esparcimiento.

La función de esparcimiento, S , es una función de la matriz de resolución que otorga una forma de estimar la resolución de un modelo. La matriz de resolución del modelo, \mathbf{R} , cuantifica el sesgo de la solución dada por una inversa generalizada. Se debe calificar cuán cercana es esta solución al modelo real, asumiendo que no hay errores en los datos.

Si se considera un modelo “real” (que replica perfectamente lo observado) dado por \mathbf{m}_{real} , al ser multiplicado por \mathbf{G} se obtendría una matriz de datos “reales” \mathbf{d}_{real} , como puede verse en la ecuación 3.16.

$$\mathbf{G}\mathbf{m}_{real} = \mathbf{d}_{real} \quad (3.16)$$

Sin embargo, a menos que el rango (p) de \mathbf{G} sea igual a la dimensión del espacio del modelo (n) (caso ideal, donde el espacio nulo del modelo $N(\mathbf{G})$ es trivial), la solución del problema inverso contendrá un sesgo. En este caso, esta solución puede obtenerse a través de la inversa

generalizada² de la matriz de parámetros, \mathbf{G}^\dagger . Si se multiplica la ecuación 3.16 por \mathbf{G}^\dagger se obtiene

$$\mathbf{G}^\dagger \mathbf{d}_{real} = \mathbf{G}^\dagger \mathbf{G} \mathbf{m}_{real} = \mathbf{m}_\dagger \quad (3.17)$$

donde \mathbf{m}_\dagger es la solución por inversa generalizada. Idealmente, la solución “real” sería igual a la solución por inversa generalizada, es decir, $\mathbf{m}_\dagger = \mathbf{m}_{real}$ y $\mathbf{G}^\dagger \mathbf{G} = \mathbf{I}$. Sin embargo, a menos que $p = n$ la solución tendrá un sesgo y la matriz $\mathbf{G}^\dagger \mathbf{G}$ cuantificará cuánto se alejan estas dos soluciones. La matriz de resolución \mathbf{R} se define en consecuencia como $\mathbf{R} = \mathbf{G}^\dagger \mathbf{G}$, tal que $\mathbf{m}_\dagger = \mathbf{R} \mathbf{m}_{real}$. Así, en el caso más simple, $\mathbf{R} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{G}$. En este caso, aquellos nodos de la tomografía bien resueltos tendrán valores asociados en la diagonal de \mathbf{R} más cercanos a 1 y viceversa.

Como fue mencionado, es posible estimar las zonas mejor resueltas en un modelo a través de la función de esparcimiento (e.g.: Toomey & Foulger, 1989, Reyners *et al.*, 1999), que como su nombre lo indica, permite juzgar el esparcimiento o *smearing* de un determinado nodo hacia los nodos adyacentes a él en la grilla, evaluando las razones entre los elementos de la diagonal de la matriz con los elementos no diagonales.

Dado que, incluso si se contara con datos sin ruido ni errores, no se podría nunca recuperar un modelo \mathbf{m}_{real} en un problema con deficiencia de rango (donde $p < n$) utilizando una inversa generalizada, sino que en cambio se obtendría una solución “embadurnada” $\mathbf{R} \mathbf{m}_{real}$. Puesto que en un problema con deficiencia de rango la matriz de resolución también sería deficiente, este esparcimiento es irreversible. La matriz de resolución controla exclusivamente cómo ocurre este *smearing*, y una manera de cuantificarlo es a través de la función de esparcimiento, definida por Michelini & McEvelly (1991) en la ecuación 3.18.

$$S_j = \log \left[|r_j|^{-1} \sum_{k=1}^N \left(\frac{r_{jk}}{|r_j|} \right)^2 D_{jk} \right] \quad (3.18)$$

²Como por ejemplo la pseudo-inversa de Moore-Penrose en el caso de una solución utilizando descomposición en valores singulares.

Donde $|r_j|$ es la norma de la j-ésima fila de la matriz de resolución, r_{jk} es el elemento k-ésimo de la j-ésima fila y D_{jk} es la distancia entre los nodos j y k en kilómetros.

Toomey & Foulger (1989) muestra que la *spread function* presenta una correlación negativa con la DWS, así, nodos con buena cobertura de rayos contarán con un alto valor de DWS y un bajo valor de S , además, dada la fuerte dependencia del valor de la función con la grilla utilizada y el área de estudio, no existe un rango de valores predefinido para evaluar la función de esparcimiento, por lo que en este trabajo se definirá un rango a partir de los resultados obtenidos para discriminar aquellas zonas resueltas de mejor manera.

Test de tablero de ajedrez.

El uso de datos sintéticos para evaluar la capacidad de la inversión tomográfica de resolver detalles estructurales en la zona de estudio es otra estrategia comúnmente usada para la determinación de zonas con buena resolución desde los comienzos de la técnica de tomografía (e.g.: Spakman & Nolet, 1988, Rawlinson & Kennet, 2008, Hicks *et al.*, 2014). Esta se basa en examinar la capacidad de recuperar un modelo sintético de velocidad a partir de los datos sísmicos con los que se cuenta para la tomografía.

El nombre de test de tablero de ajedrez o *checkerboard test* en inglés viene de la manera en la que se construye el modelo sintético que se busca recuperar, estando compuesto por zonas alternadas de altas y bajas anomalías de velocidad. A pesar de ser esta la manera más usual de crear modelos sintéticos, otros tipos de estructuras han sido utilizadas para evaluar la resolución de modelos, como picos discretos, zonas alternantes con distintas geometrías o estructuras que buscan imitar características conocidas del terreno (Rawlinson *et al.*, 2014).

Para ejecutar este análisis de resolución se inicia con la solución de un problema directo a partir de un modelo de velocidad con estructuras alternantes y de las trayectorias de los rayos de la tomografía para encontrar los tiempos de viaje de dichos rayos al pasar por este modelo

sintético. En general, para emular los errores del picado de fases manual, se le añade ruido a estos tiempos de viaje. Una vez que se tiene la solución de este problema directo y los consecuentes tiempos de viaje, se procede a resolver el problema inverso (la inversión tomográfica) a partir de dichos tiempos para intentar recuperar el modelo de velocidad inicial utilizado en el problema directo. Las áreas donde la recuperación de este modelo sea mejor (más similar al modelo perturbado inicial) tendrán una mejor resolución que aquellas donde los resultados difieran del modelo sintético.

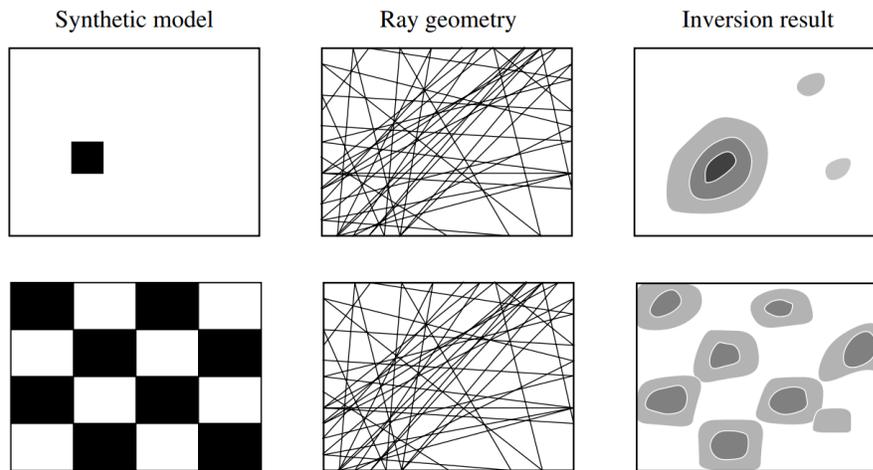


Figura 3.6: Ejemplo de estimación de la resolución de una tomografía a partir de modelos de velocidad sintéticos. En la fila superior se muestra un modelo de pico discreto, mientras en la inferior se muestra un test de tablero de ajedrez. La primera columna muestra el modelo sintético, la segunda la geometría de los rayos que cruzan el área de la tomografía y la última muestra el resultado de la inversión. Figura extraída de Shearer, P., 2009.

La figura 3.6 muestra un ejemplo de dos tipos de tests de resolución a partir de modelos sintéticos de velocidad con distintas configuraciones en los patrones de velocidad. En la fila superior se presenta solo un bloque con una perturbación de velocidad mientras en la inferior se presenta una configuración en tablero de ajedrez de perturbaciones.

La última columna muestra como los modelos iniciales son recuperados con la inversión. La geometría de los rayos juega un papel crucial en la calidad de la tomografía, determinando las zonas donde el resultado es más o menos similar al inicial. El resultado superior muestra cómo la

perturbación es esparcida en un área mayor a la inicial y crea artefactos de inversión en la parte superior del recuadro. El inferior en tanto, muestra como la geometría de los rayos es capaz recuperar de buena manera las perturbaciones de velocidad del modelo inicial en casi su totalidad, sin embargo en la parte inferior derecha el modelo no es resuelto, perdiéndose el bloque de esa zona, indicando que en esta área el modelo no es capaz de recuperar detalles estructurales.

Una de las grandes ventajas de este análisis de resolución es la facilidad de su interpretación e implementación relativamente sencilla y de bajo costo computacional. Sin embargo, tiene algunas limitaciones, como una dependencia en las escalas elegidas para los bloques del tablero. Lévêque (1993) mostró que no necesariamente la recuperación de detalles pequeños significa que detalles grandes también pueden ser recuperados también. Este problema suele ser sorteado acompañando a este test de resolución con otras maneras de evaluar la calidad de los resultados, o con tests de tablero de ajedrez a distintas escalas.

3.3. Velocidad de las ondas.

Se ha comparado a la tomografía sísmica con la tomografía médica, siendo esta una buena analogía por los métodos que se utilizan para obtenerse, sin embargo, una gran diferencia entre ambas es que la tomografía médica entrega una imagen más detallada de las densidades del cuerpo humano, pudiendo más directamente interpretarse el resultado que en el caso de la tomografía sísmica, donde, aparte de contar con menos datos que en el otro caso, el resultado es un campo de velocidades del interior (en este caso de onda P y de la razón V_P/V_S), y no una imagen directa de este. Esto dificulta la interpretación de los resultados, y hace necesario comprender a fondo la relación entre las velocidades de las ondas y las propiedades de los materiales.

3.3.1. Velocidad de onda P.

En un medio continuo, las fuerzas sobre un elemento infinitesimal de este cumplen que

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (3.19)$$

donde ρ es la densidad, \mathbf{u} es el desplazamiento, τ es el estrés y \mathbf{f} es el término de las fuerzas de cuerpo. Cada uno de estos términos es una función de la posición y el tiempo. Para ondas de bajas frecuencias \mathbf{f} es un factor importante, sin embargo para ondas de cuerpo o superficiales es despreciable, obteniéndose la ecuación que gobierna la propagación de las ondas sísmicas en el campo lejano de la forma:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} \quad (3.20)$$

En un medio homogéneo, isotrópico y elástico, el estrés y la deformación pueden ser relacionados por

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (3.21)$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamé y ϵ_{ij} es el tensor deformación. Reemplazando 3.21 en 3.20 y ordenando los términos³ se obtiene:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.22)$$

Si se considera que el medio es homogéneo, los dos primeros términos con gradientes de los parámetros de Lamé son nulos, por lo que esta ecuación se puede simplificar y se obtiene la ecuación de momento para un medio homogéneo:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.23)$$

³ver anexos para la formulación completa.

Esta ecuación puede ser separada para obtener soluciones para las ondas P y S al calcular la divergencia y el rotor, respectivamente, de la ecuación 3.23. Al calcular la divergencia de esta, se puede resolver la ecuación de onda para obtener la velocidad de la onda P, α , dada por

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.24)$$

Análogamente, para la onda S, se obtiene:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.25)$$

Tanto α como β dependen de la densidad y de los parámetros de Lamé. Usualmente, ambas variables aumentan con la profundidad, pero los parámetros aumentan a una tasa mayor que la densidad, de manera que ambas velocidades suelen, en consecuencia, aumentar con profundidad, a menos que existan anomalías en el interior de la Tierra.

No existe una correspondencia directa entre velocidades y tipos de roca o terreno, pues distintas composiciones pueden presentar una combinación de densidad y parámetros de Lamé tales que la velocidad sea la misma. En general, aquellos suelos menos consolidados tienden a tener menores velocidades de ondas P y S, mientras aquellos más resistentes a la compresión o con más resistencia de corte tienden a presentar mayores velocidades, sin embargo, estimaciones directas de la litología a partir de mediciones de su velocidad de onda P tienden a ser ambiguas, por lo que los resultados de estudios tomográficos deben ser complementados con velocidades de onda S (y el cálculo del módulo de Poisson o alguna constante elástica) y el conocimiento geológico de la zona para la interpretación correcta de los datos.

La corteza oceánica es más delgada que la corteza continental, teniendo una media de ~ 7

[km] de ancho, y está en su mayoría compuesta por rocas relativamente densas, como el basalto. En general es joven, con una edad menor a 200 Ma. En las cercanías del PTC llega a ser aún más joven, al ser provocado por la subducción de la Dorsal de Chile, una fuente de nueva corteza oceánica. En tanto, la corteza continental es mucho más ancha, con unos 40 [km] en promedio, y presenta una litología más variada (se puede encontrar virtualmente todos los minerales existentes). Contiene, además, los minerales más antiguos de la Tierra y en general presenta edades mayores que la corteza oceánica (Taylor & McLennan, 1985). La velocidad promedio de las ondas compresionales es de 6,45 [km/s] en la corteza continental (Christensen *et al.*, 1995), mientras que en la oceánica, su velocidad en las primeras capas tiende a ser menor debido al efecto de sedimentos poco consolidados y el agua, llegando a valores de hasta 5 [km/s] (Spudich *et al.*, 1980), más profundo dentro de la corteza, las velocidades alcanzan valores promedio de hasta 8 [km/s].

Estos valores promedio, sin embargo, varían considerablemente dependiendo de la edad, temperatura y composición de las placas, por lo que sus valores solo pueden ser usados como referencia, y la discriminación de cortezas a partir de mediciones de velocidades de onda P no siempre es confiable.

3.3.2. Razón V_P/V_S .

El parámetro de Lamé μ es el módulo de rigidez y representa la resistencia del medio al esfuerzo cortante, mientras λ no tiene significado físico. Es posible expresar las velocidades sísmicas solo en términos de parámetros que sí tengan significado físico directo utilizando el *bulk modulus* o módulo de compresibilidad, que representa cuánto se opone un cuerpo a un cambio de volumen,

$$\alpha = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.26)$$

y β permanece inalterado, dado que es función de parámetros con significado físico desde un principio. Siendo la única propiedad elástica que controla la velocidad de la onda S la rigidez o módulo cortante, μ , y dado que los fluidos por definición no tienen resistencia al corte, el parámetro μ es nulo para gases y líquidos, y la onda S no puede propagarse por estos medios. En adición, un medio sólido pero con contenido fluido verá reducida su rigidez, por lo que la velocidad de la onda de corte también será menor en comparación con el mismo medio, pero sin contenido fluido.

Si se sustraen las ecuaciones 3.26 y 3.25, se puede obtener que

$$\alpha^2 - \frac{4}{3}\beta^2 = \frac{\kappa}{\rho} \quad (3.27)$$

Por definición el módulo de compresibilidad es positivo, en el caso contrario, una presión que confine a un medio causaría un aumento en su volumen, lo que es imposible. Esto significa que $\frac{\kappa}{\rho} > 0$ y por lo tanto $\alpha > \sqrt{\frac{4}{3}}\beta$. Esto tiene como consecuencia directa que siempre

$$\frac{V_P}{V_S} \geq \sqrt{\frac{4}{3}} \quad (3.28)$$

Sin embargo, como se verá más adelante, valores de esta razón menores que $\sqrt{2}$ requieren que el material tenga un coeficiente de Poisson negativo, y en consecuencia sea anisotrópico, lo que no suele suceder.

Otro parámetro importante usado para describir el comportamiento de los sólidos es el Módulo de Poisson⁴, usualmente representado por ν o σ . Este módulo representa la relación entre las componentes transversales y axiales de la deformación y se define, para un material sometido a una tensión a lo largo del eje x_1 como (ver anexos para una definición más detallada):

$$\nu = -\frac{\epsilon_{22}}{\epsilon_{11}} = -\frac{\epsilon_{33}}{\epsilon_{11}} \quad (3.29)$$

⁴Homónimo del matemático francés del siglo XIX Siméon Denis Poisson.

Donde ϵ_{ii} es el elemento de la diagonal del tensor de deformación correspondiente al eje x_i .

En términos de los parámetros de Lamé, el módulo ν puede ser escrito como

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.30)$$

Los valores de este módulo se mueven en un intervalo comprendido entre 0 (no existe una contracción lateral del material) y un máximo de 0,5 (no hay un cambio en el volumen). En materiales duros y rígidos como el granito ν es alrededor de 0,45, mientras que materiales como sedimentos poco consolidados su valor es cercano a 0,05. En el interior de la Tierra en tanto, el valor del módulo de Poisson oscila entre 0,24 y 0,27. Un cuerpo donde ambos parámetros de Lamé sean iguales es llamado un sólido de Poisson y presenta un valor de $\nu = 0,25$ (ver ecuación 3.30). Cabe destacar que para materiales anisotrópicos, el valor de ν puede ser negativo.

Usualmente, la Tierra es aproximada a un sólido de Poisson, y esta es una buena aproximación especialmente a grandes escalas. Sin embargo, los distintos materiales que componen la Tierra presentan pequeñas variaciones en el módulo, debido a que presentan distintas composiciones, rigideces y contenido de fluidos. Como es posible concluir de la ecuación 3.30, ν tiene un efecto directo sobre las velocidades de las ondas de cuerpo que pasan por el medio. Puede probarse que la razón de las velocidades α y β puede expresarse en términos de ν de la forma

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{2 - 2\nu}{1 - 2\nu}} \quad (3.31)$$

Así, es posible extraer información sobre los parámetros elásticos a partir de la razón de las velocidades de las ondas de cuerpo. Valores menores a $\sqrt{2}$ requieren valores negativos de ν , lo cual es solo posible en materiales anisotrópicos. La razón aumenta a medida que aumenta el módulo de Poisson. La figura 3.7 muestra la relación de la razón V_P/V_S con el módulo de Poisson y la

razón entre el módulo de compresibilidad y la rigidez, κ/μ . En ambos casos, los valores de V_P/V_S aumentan a medida que aumentan los valores de los otros parámetros, siendo la relación casi lineal entre ambas razones (κ/μ y V_P/V_S), especialmente para valores más altos de V_P/V_S . Esto puede explicarse porque la onda P es compresional y depende directamente de la resistencia a la compresión del medio, mientras la onda S es de cizalle y depende directamente de la resistencia al corte del medio por el que se propaga, teniendo ambas razones concordancia en sus numeradores y denominadores.

En general, la variación relativa de cualquier par independiente de constantes elásticas cau-

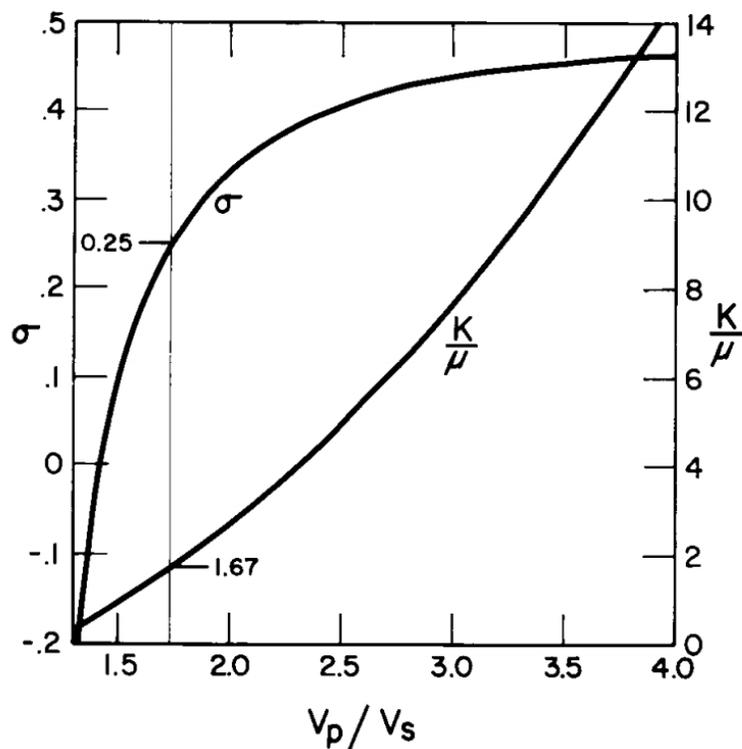


Figura 3.7: Relación entre la razón V_P/V_S , el módulo de Poisson (σ) y la razón κ/μ . Se muestra en una línea horizontal el valor de σ y κ/μ cuando V_P/V_S es $\sqrt{3}$, es decir cuando ambos parámetros de Lamé son iguales. Vale mencionar que la relación entre la razón de las velocidades y la razón entre κ y μ es casi lineal, en especial para valores grandes de V_P/V_S . Figura extraída de Tatham, 1982.

sará cambios a la razón V_P/V_S , sin embargo para este análisis será útil ν y especialmente κ/μ .

Valores más altos de la razón entre las velocidades están asociados a valores menores de μ , que significan menor rigidez en el medio, mientras que valores más bajos indican medios más rígidos y resistentes al corte. Se puede hacer un análisis análogo con ν .

El módulo de Poisson, en adición, puede otorgar información importante sobre la composición litológica del medio, siendo particularmente sensible al contenido de cuarzo, mientras la mayoría de los minerales que conforman las rocas tienen valores de ν que oscilan entre 0,25 y 0,30, mientras que el cuarzo tiene un valor de 0,08 (Holbrook *et al.*, 1992). Esto permite que utilizando datos de velocidades de ondas P y S, sea posible la distinción entre rocas félsicas (con alto contenido de cuarzo) y rocas máficas (con bajo contenido de cuarzo), lo que sería imposible de discriminar solo con velocidades de onda P.

La razón V_p/V_s es especialmente sensible al contenido de fluidos presente en los poros del medio, especialmente si está saturado por líquidos (Tatham, 1982). Medios con alta presencia de agua, al igual que aquellos poco consolidados o de baja rigidez, presentarán valores altos de α/β , asociadas a bajos valores de ν o valores comparativamente bajos de μ con respecto a κ .

Capítulo 4

Metodología.

En este presente capítulo se describirá detalladamente los datos con los que se cuenta y los métodos utilizados y paso seguidos en el trabajo para el análisis, tratamiento y manejo de estos datos y la obtención de los resultados finales, para así conseguir los objetivos propuestos en este estudio.

4.1. Descripción de la base de datos.

Se cuenta con una base de datos de registros sismológicos continuos desde febrero del año 2009 hasta marzo del año siguiente, medidos por dos redes temporales de sismógrafos ubicadas por dos entidades extranjeras en la Península de Taitao y sus inmediaciones, totalizando catorce sismógrafos, doce de los cuales cuentan con mediciones continuas utilizadas en este estudio.

La primera de ellas corresponde a una red temporal terrestre perteneciente a la Universidad de Liverpool compuesta por nueve sismógrafos de tres componentes de banda ancha instalados en la península desde los $\sim 45,08^{\circ}\text{S}$ en su parte más septentrional hasta cerca de los $\sim 47,7^{\circ}\text{S}$ en su punto más meridional. Zonalmente, estos comprenden desde la punta más occidental de

la península en los $\sim 75,6^\circ$ de longitud oeste hasta los $\sim 72,8^\circ$ de longitud oeste en su parte más oriental (ver tabla 4.1), estos realizaron un registro continuo de datos en un lapso que abarca desde el veintisiete de febrero del año 2009 hasta el veintiuno de marzo del siguiente año.

La segunda corresponde a una red de sismógrafos de triaxiales ubicados en el fondo oceánico (OBS por sus siglas en inglés, *Ocean Bottom Seismograph*) pertenecientes a JAMSTEC, *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology*, compuesta por cinco sismógrafos submarinos de banda corta desplegados con una geometría tal que rodean el PTC (ver tabla 4.2). Estos a su vez cuentan con datos adquiridos de manera ininterrumpida entre los días primero de marzo de 2009 hasta el veintiuno de marzo del año 2010.

• Período de adquisición de datos: 27/02/2009-21/03/2010

Nombre	Latitud°	Longitud°	Elevación [msnm]
KENT	-45,0857	-74,2710	5
TRGN	-45,5304	-73,5728	5
HARC	-45,7065	-73,8806	5
CLEM	-45,7352	-74,2710	20
TRAN	-46,6354	-72,8395	355
SANR	-46,6420	-73,8703	5
FRAP	-46,8033	-75,6363	50
PSLI	-46,8038	-75,5820	5
LAVA	-47,7012	-73,1457	42

Cuadro 4.1: Localizaciones geográficas de las estaciones de la red sismográfica temporal terrestre de la Universidad de Liverpool.

• Período de adquisición de datos: 01/03/2009-21/03/2010

Nombre	Latitud°	Longitud°	Elevación [msnm]
LC01	-46,6380	-75,9262	-3357,7
LC02	-46,3307	-76,0956	-2773,2
LC03	-46,3361	-75,7668	-2604,7
LC04	-46,1164	-75,9191	-2841,2
LC05	-46,2865	-75,4713	-1105,5

Cuadro 4.2: Localizaciones geográficas de las estaciones de la red sismográfica submarina (OBS) de la JAMSTEC. Dada su calidad de instrumentos de fondo oceánico, la elevación se presenta en negativo.

La figura 4.1 muestra un mapa de la zona con la distribución de estaciones disponible de ambas

redes. Cabe destacar que hay dos estaciones de la red británica de las cuales no se tiene registros sísmográficos, las estaciones LAVA y TRGN.

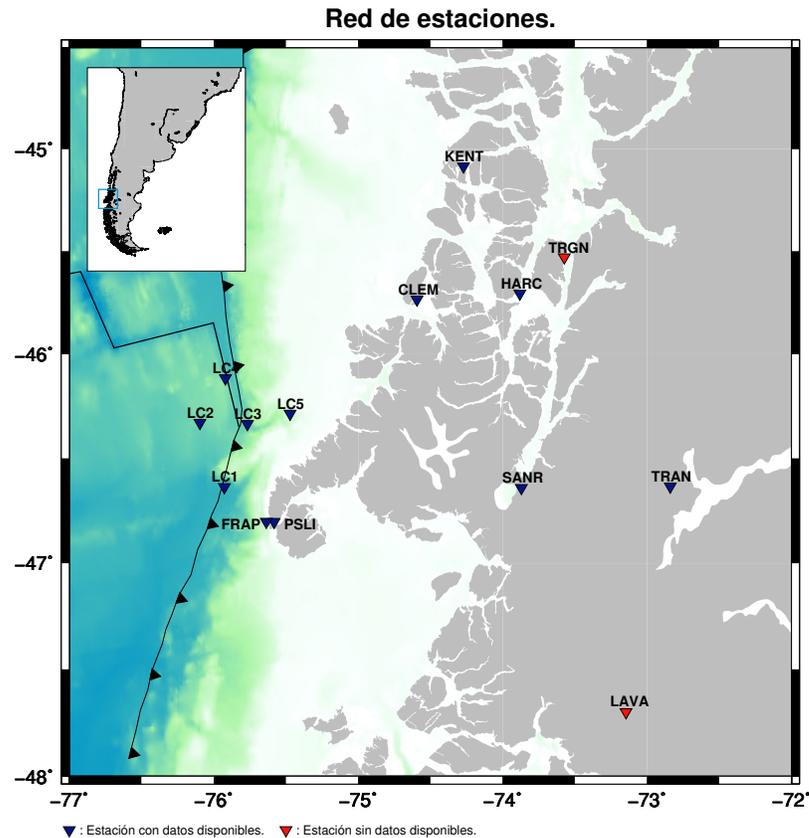


Figura 4.1: En triángulos azules invertidos se muestra la localización de los sísmógrafos de ambas redes con los que se cuenta datos registrados continuamente. En rojo se muestra aquellos instrumentos con los que no se cuenta con registros. La agrupación al oeste del continente en el océano corresponde a la red JAMSTEC, mientras que los otros instrumentos corresponden a la red de la Universidad de Liverpool.

Como es posible observar en la figura 4.1 la red total rodea a la Península de Taitao y a la Península de Tres Montes, dejando al centro de esta al Lago Presidente Ríos. La zona que circunscribe la red corresponde aproximadamente al inicio de la Ventana Patagónica, según autores como Russo (2010) o Breitsprecher y Thorkelson (2009). Dando una relativa buena cobertura de rayos en la zona de interés.

4.2. Tratamiento previo de datos y localización de eventos.

Para realizar la inversión del modelo de velocidad 1-D para la Península de Taitao se requiere un conjunto, amplio preferiblemente, de localizaciones de eventos sísmicos. Para lograr estos efectos, se utilizó los datos de las redes de la Universidad de Liverpool y de JAMSTEC medidos entre febrero de 2009 y marzo de 2010, totalizando más de un año de adquisición semi-continua de datos.

El preprocesamiento de los datos, previo al picado manual de las fases, está basado en el trabajo de Diaz (2018). El flujo de trabajo a seguir para lidiar con esta gran cantidad de datos consistió en primer lugar en filtrar las señales entre 1 y 15 Hz, para posteriormente realizar un primer picado automático haciendo uso del algoritmo STA/LTA, con los parámetros mostrados en la tabla 4.3.

Cuadro 4.3: Parámetros utilizados para picado de fases con algoritmo STA/LTA.

Parámetro	Valor
Gatillo STA/LTA	5
Ventana STA	1 [s]
Ventana LTA	5 [s]
Tiempo mínimo entre gatillos	20 [s]

De este proceso se obtuvo un total de 417 candidatos a eventos, de los cuales, después de una inspección visual para seleccionar aquellos con picados automáticos de naturaleza sísmica, se obtuvo un conjunto final de 251 eventos.

Estos 251 eventos fueron picados manualmente usando el programa para análisis de datos sismológicos SAC (*Seismic Analysis Code*) de la Universidad de California. La ventaja de picar fases con esta herramienta es la generación de archivos HPF, archivos que contienen toda la información de los picks realizados y cuyo formato es compatible con el programa HYPO71PC para su posterior localización.

Para el proceso de picado manual de fases, al contrario del proceso de STA/LTA, se utilizó los

datos originales sin filtrar. La calidad de los picks, relacionado con el error asociado a la llegada de cada fase, se dividió en 5 grupos, enumerados del 0 al 4, donde:

- 0: Error < 0,1 [s].
- 1: Error < 0,2 [s].
- 2: Error < 0,5 [s].
- 3: Error < 1,0 [s].
- 4: Error \geq 1,0 [s].

Para las inversiones a realizarse posteriormente, solo se consideró aquellos *picks* con calidades 0 y 1 con el fin de no introducir posibles errores al proceso de inversión. En la figura 4.2 se muestra un ejemplo de picado de las fases P y S en la estación CLEM con calidad 0. Para el picado de la fase P se consideró la componente vertical (Z) de los registros mientras que para el picado de la fase S se consideró ambas componentes horizontales de los registros sísmicos.

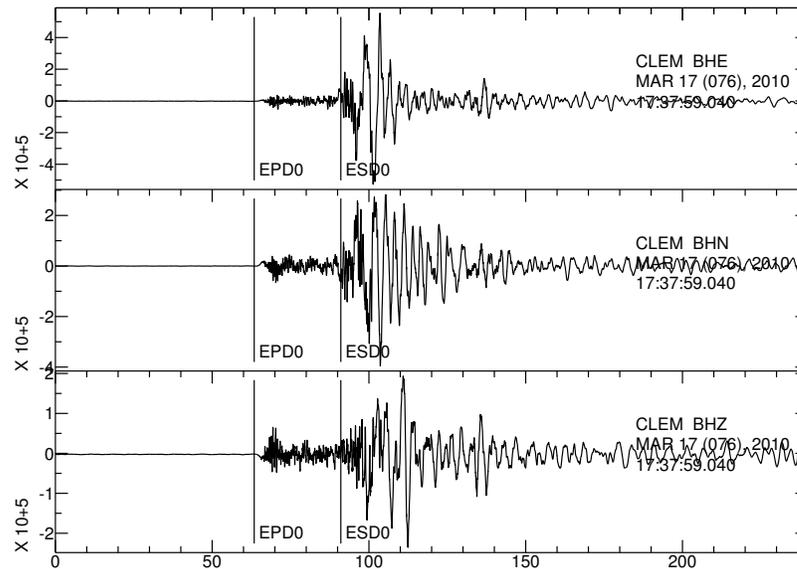


Figura 4.2: Ejemplo de picks con calidad 0 en la estación de referencia CLEM.

Una vez que la revisión y picado manual del grupo de 251 candidatos fue terminada y los archivos HPF con información de la calidad y el tiempo de arribo de cada fase fueron generados, se

prosiguió a localizar los eventos utilizando el programa HYPO71PC. Del total de 251, 221 fueron localizados por el programa y 30 eventos no convergieron, no arrojando solución. Finalmente, de este total de 221 sismos localizados fueron seleccionados aquellos con un GAP menor a 270 grados y RMS menores a 3 [s] para las inversiones que prosiguen.

La figura 4.3 muestra las localizaciones obtenidas con HYPO71PC, en primer lugar todos los eventos localizados y luego aquellos seleccionados según su GAP y RMS. En instancias posteriores estos fueron relocalizados (ver sección 4.4).

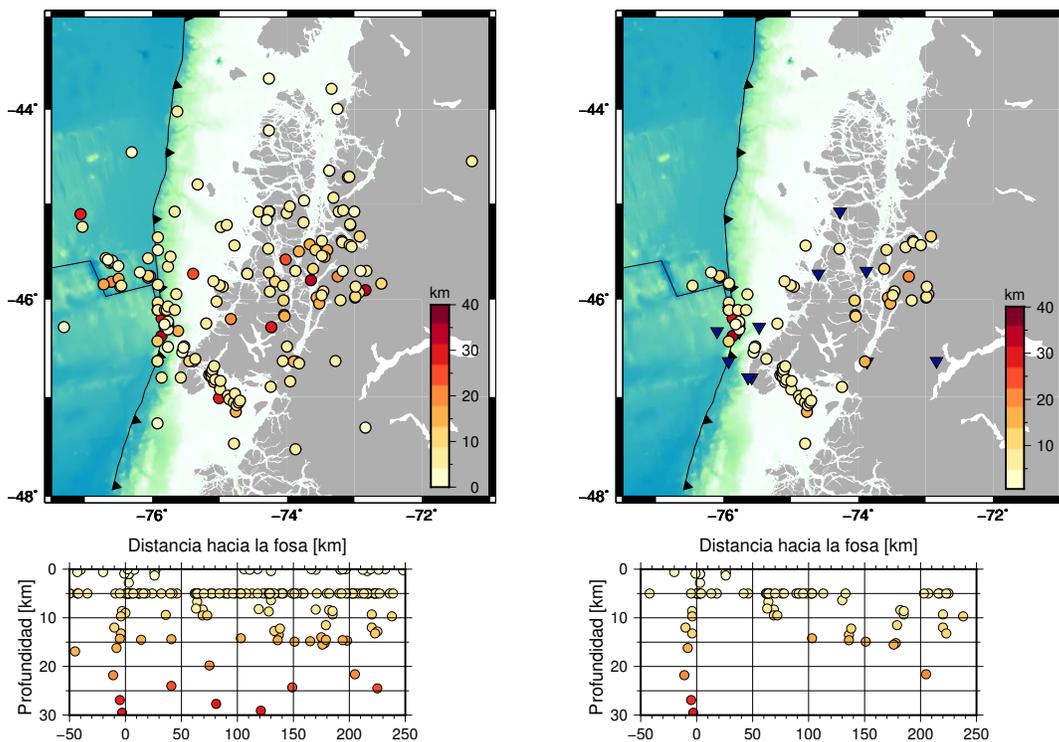


Figura 4.3: Primeras localizaciones obtenidas con el programa HYPO71PC y el detalle de la distancia hacia la fosa (a la altura del PTC). La figura de la izquierda muestra las 221 localizaciones obtenidas en principio, mientras la figura de la derecha muestra las localizaciones de los 80 eventos cuyo GAP y RMS son menores a 270° y 3 [s], respectivamente. Los triángulos invertidos azules muestran las ubicaciones de las estaciones de la red.

Las localizaciones obtenidas en esta sección utilizando HYPO71PC son consistentes con otros trabajos de localización de terremotos hechos en la zona, como Murdie *et al.*, (1993), Miller *et*

al., (2005) o Agurto-Detzel *et al.*, (2014) más recientemente, observándose patrones similares en las distribuciones de la sismicidad local. Sin embargo, estos estudios no cuentan con estaciones OBS para la localización, por lo que los resultados al oeste de la Península no son necesariamente comparables con los estudios mencionados anteriormente.

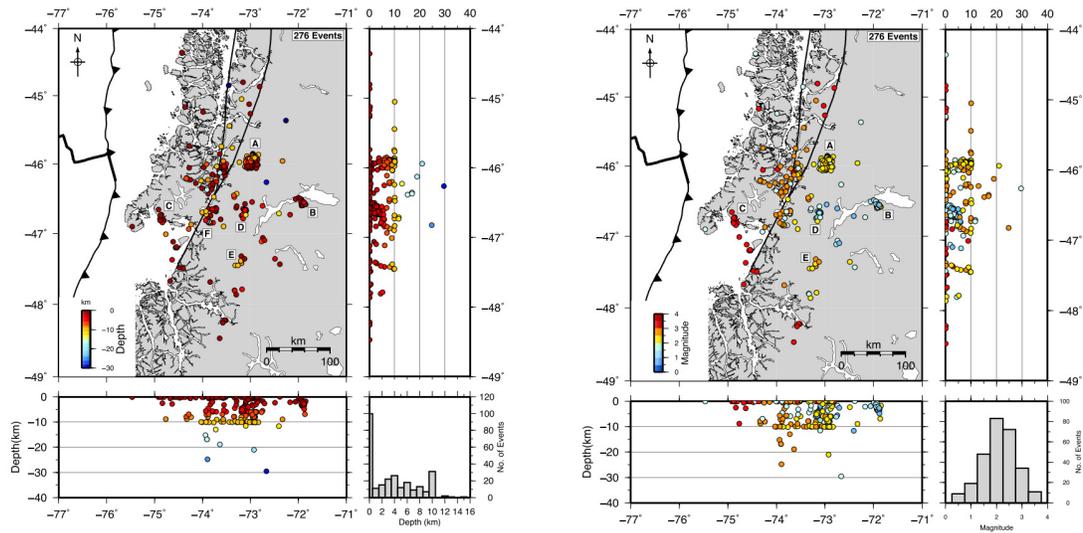


Figura 4.4: Localizaciones de eventos sísmicos que ocurrieron entre los años 2004 y 2005 por Agurto-Detzel *et al.*, 2014 . La figura de la izquierda muestra la distribución de la sismicidad coloreada con la profundidad, mientras la figura derecha muestra la distribución coloreada con la magnitud de los eventos. Los sismos tienden a agruparse en *clusters*, de los cuales los autores identifican 6. El cluster A corresponde a actividad del volcán Hudson, siendo esta la más numerosa. B está asociado a actividad minera de la Mina Cerro Bayo, el grupo C tendría relación con la actividad del PTC, mientras que los *clusters* D-F están asociados a glaciares ubicados en la zona. Imagen extraída de Agurto-Detzel *et al.*, 2014.

Agurto-Detzel *et al.*, (2014) identificó un total de 519 sismos, eligiéndose posteriormente 276 eventos cuyas elipses de error tienen semi-ejes menores a 20 (km) para el análisis. Estos sismos ocurren principalmente en *clusters* (ver figura 4.4), mientras que aquellos que no están asociados con otros tienden a estar relacionados con actividad cortical superficial de la ZFLO. Estas distribuciones son también observables en los resultados obtenidos en el presente estudio, sobre todo aquellos terremotos asociados al volcán Hudson (A), al PTC (C) y a la actividad glacial

(D-F). Con respecto a las profundidades, estas también son consistentes con las obtenidas en los estudios mencionados, generándose la mayoría de los terremotos en profundidades someras a menos de 10 [km] (ver figuras 4.3 y 4.6) y nunca superando los 30 km de profundidad. Estos tienden a aumentar su profundidad hacia el este a medida que los hipocentros se alejan de la zona de convergencia, excepto por sismos que ocurren en la vecindad del PTC, los cuales varían entre los ~ 0 [km] y los ~ 25 [km] de profundidad. Gallego *et al.*, (2006) y Sáez *et al.*, (en proceso) muestran la existencia de tremores no volcánicos en el PTC, con tiempos S-P de ~ 2 [s]. Estas localizaciones son estimaciones iniciales las cuales serán mejoradas en las inversiones sucesivas, que consideran modelos de velocidad más apropiados.

4.3. Metodología de Inversión.

La metodología de inversión utilizada en este estudio presenta un esquema de inversión escalonada de velocidad (*staggered velocity inversion scheme*) (e.g. Hicks *et al.*, 2014, Collings *et al.*, 2012, Haberland *et al.*, 2009). El cual consiste en realizar la inversión para el modelo final en distintos pasos sucesivos de manera de minimizar la posibilidad de aparición de artefactos, producto del modelo 1-D, en las partes con menor resolución del modelo. En el caso de este estudio, estos pasos consisten en la inversión para un modelo 1-D, luego para un modelo 2-D con una resolución gruesa, para finalmente obtener el modelo 2-D final con resolución espacial más fina.

4.4. Modelo 1-D de velocidad.

Para el primer paso del esquema mencionado anteriormente, se utilizó el programa VELEST versión 3.1 (Kissling *et al.*, 1994), que es una rutina en FORTRAN77 diseñada para calcular modelos de velocidad 1-D para la localización de sismos o para ser modelos de referencia iniciales en estudios de tomografía sísmica. Este programa necesita como entrada un archivo con información

de la localización inicial de los eventos a ser utilizados, un modelo de velocidad inicial y un archivo con información de la ubicación de las estaciones.

Para la inversión 1-D de igual manera se siguió un esquema escalonado, sucesivamente invirtiendo para calcular el modelo 1-D que mejor se ajusta a todos los eventos de manera simultánea con el Modo de Eventos Simultáneos (*Simultaneous Mode*) y después relocalizando, evento por evento con el nuevo modelo 1-D, con el Modo de Eventos Individuales (*Single Event Mode*). En cada iteración se impuso mayores restricciones para los residuos, de manera de ir ajustando el modelo paso a paso, al ir eliminando sistemáticamente aquellos rayos con residuos mayores a umbrales definidos para cada iteración. Se efectuó tres iteraciones de inversión-relocalización con VELEST, eliminando en cada instancia aquellos rayos que no cumplieran con las restricciones impuestas. Estas están resumidas en la tabla (4.4).

Tras la relocalización con VELEST se cuenta con 102 sismos correctamente localizados, de los cuales se seleccionó aquellos que tuvieran un $RMS < 3$ [s] y $GAP < 270^\circ$, obteniéndose un conjunto inicial de 80 eventos.

Cuadro 4.4: Restricciones a residuos para cada iteración.

Iteración.	Restricción.
1 ^a	Evento con $RMS < 3$ [s]
2 ^a	Residuos P y S < 3 [s]
3 ^a	Residuos P $< 1,5$ [s] y S < 2 [s]

Como modelo de velocidad inicial de onda P se utilizó un modelo 1-D basado en el estudio de Hicks *et al.*, (2014) para la Península de Arauco, y un valor de 1,78 para la razón V_P/V_S . Diaz (2018) muestra que este modelo permite obtener buenas primeras localizaciones en la zona de la Península de Taitao.

Por otra parte, concerniente a las estaciones, VELEST considera para sus cálculos que estas

se encuentran en la capa más superficial del modelo. Esto es especialmente problemático para la red de estaciones con la que se cuenta debido a que dentro de esta hay cinco estaciones OBS, que en promedio superan los 3 [km] de profundidad. Para superar esto, se calculó el tiempo de retraso de cada estación a partir del modelo de velocidad inicial y la elevación (profundidad) de cada estación. Como estación de referencia se eligió a CLEM, esta es adecuada por su ubicación al centro de la red, su elevación cercana al nivel del mar y por tener una claridad mayor en la llegada de las fases, lográndose picks de más calidad con esta estación. Por definición, al ser CLEM la estación de referencia, esta tiene asignado un tiempo de retardo para la onda P igual a cero.

VELEST cuenta con dos modos de funcionamiento principales, el Modo de Eventos Simultáneos (*Simultaneous Mode*) y el Modo de Eventos Individuales (*Single Event Mode*), estos tienen funciones y finalidades diferentes.

El primero tiene como finalidad encontrar un modelo de velocidad 1-D a partir de un modelo 1-D inicial, localizaciones de eventos sísmicos, los tiempos de llegada de las fases P y S a las estaciones de la red utilizada e información de tiempos de retardo para ambas fases para las estaciones. Esto lo logra, *grosso modo*, perturbando el modelo 1-D inicial y a través de inversiones no lineales, iterativamente, resolviendo nuevas localizaciones hasta encontrar el mejor modelo que minimice los residuos de todas las llegadas de las fases P y S de entrada. Finalmente, los valores de los tiempos de retraso de las fases P y S para cada estación son también modificados, junto con los tiempos de viaje de los rayos registrados para cada sismo, para cada estación.

El segundo modo tiene como finalidad calcular las localizaciones de cada evento, individualmente buscando una solución que minimice los residuos de las fases P y S de cada evento separadamente, otorgando más información sobre los residuos de la localización que en el modo anteriormente discutido. Esto es logrado a partir del modelo de velocidad 1-D obtenido al ejecutar

el Modo de Eventos Simultáneos, los nuevos tiempos de llegada de las fases y las nuevas correcciones a los tiempos de retardo para las estaciones.

En primera instancia se utilizó los datos de localización obtenidos de HYPO71PC (un total de 80 sismos) y el modelo de velocidad basado en el de la Península de Arauco para la inversión (en *Simultaneous Mode*), obteniéndose el primer modelo de velocidad 1-D, nuevos valores de tiempos de retardo para las estaciones y un nuevo archivo con localizaciones hipocentrales. Con estos se relocaliza los sismos ejecutando VELEST en Modo de Eventos Individuales. A estas nuevas localizaciones se les impuso la restricción mostrada en la tabla (4.4) eliminando aquellos rayos individuales que tuvieran un residuo mayor a 3 [s], para ser ejecutado nuevamente en modo simultáneo. Los rayos individualmente eliminados son aquellos que no se ajustan de buena manera al hipocentro resultado de la inversión, esto encuentra explicación en que posiblemente provengan de picks erróneos, por lo que su contribución en el cálculo del hipocentro es negativa, “alejando” al resultado de la solución real.

Este esquema se repitió hasta haber ejecutado VELEST tres veces en ambos modos. La tabla 4.5 muestra un resumen con la cantidad de eventos y rayos utilizados en cada iteración.

Cuadro 4.5: Cantidad de eventos y rayos individuales utilizados para la ejecución de VELEST en cada iteración.

Iteración	Nº de eventos	Nº de rayos
1 ^a	80	861
2 ^a	80	846
3 ^a	77	810

Cabe recalcar que para la tercera inversión, y siguiendo la metodología propuesta por Kissling *et al.* (1994), las primeras capas del modelo fueron unidas creando capas de mayor espesor, debido a que las trayectorias de los rayos que cruzan estas capas son principalmente verticales en estas profundidades. Pasando de tener capas de 2 [km] en los primeros 10 [km] a capas de 5 [km] de espesor.

Finalmente, se obtuvo los siguientes modelos de velocidad para las onda P y S, expuestos en la tabla 4.6. La figura (4.5) muestra estos modelos y la razón $\frac{V_p}{V_s}$ para cada capa.

Cuadro 4.6: Modelos de velocidad 1-D finales obtenidos de la inversión con VELEST en Modo de Eventos Simultáneos.

Profundidad [km]	V_p [$\frac{km}{s}$]	V_s [$\frac{km}{s}$]	$\frac{V_p}{V_s}$
0	3,978	2,022	1,967
5	5,556	3,607	1,540
10	6,689	3,830	1,746
15	6,696	3,877	1,727
20	7,077	3,969	1,783
25	7,086	3,975	1,782
30	7,087	4,355	1,627
35	7,204	4,356	1,653
40	7,598	4,670	1,626
45	7,603	4,700	1,617
50	7,670	4,790	1,601
55	7,870	4,790	1,643
60	8,110	4,790	1,693
65	8,330	4,790	1,739
70	8,410	4,790	1,755
75	8,490	4,790	1,772
80	8,570	4,790	1,789

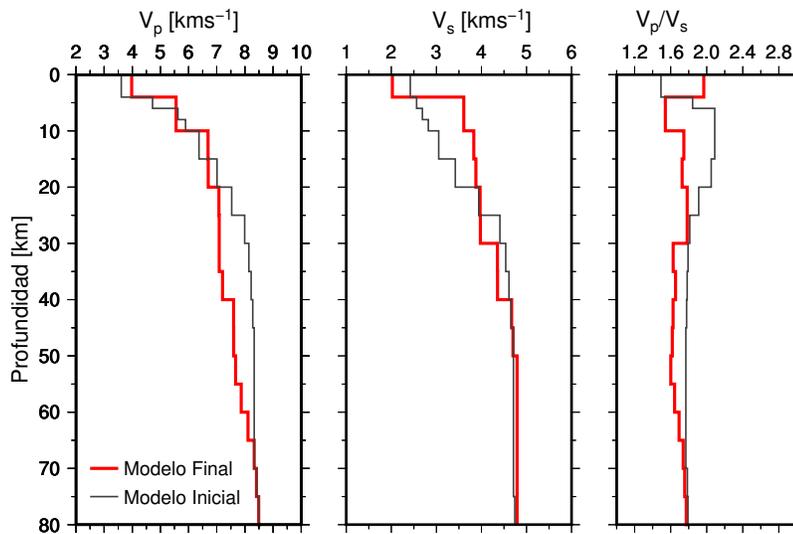


Figura 4.5: Modelos de velocidad 1-D obtenidos de la inversión con VELEST (en rojo) comparados con el modelo inicial (en gris). La figura de la izquierda muestra el modelo de V_p , la central muestra el modelo de V_s , mientras la figura de la derecha muestra la razón $\frac{V_p}{V_s}$.

Con este nuevo modelo 1-D de velocidad se relocalizó los eventos de la base de datos utilizando el modo de eventos individuales de VELEST. Estos resultados pueden verse en la figura (4.6). Esta nueva localización logra superar el problema que presentaba la primera utilizando HYPO71PC, donde muchos de los sismos eran definidos con una profundidad fija de 5 [km].

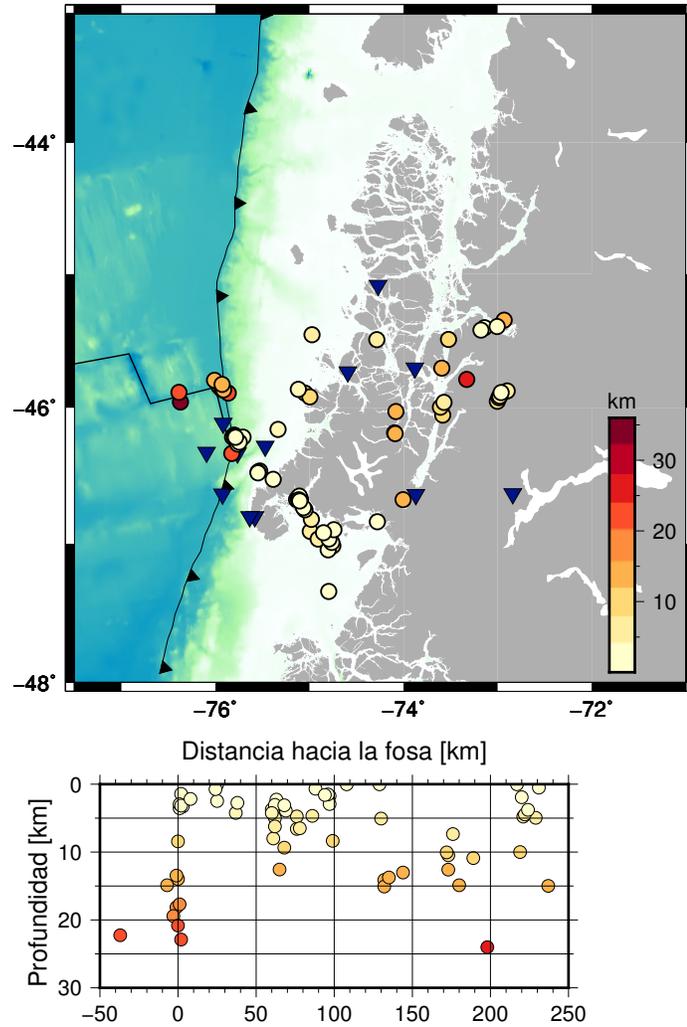


Figura 4.6: Localización final de los eventos sísmicos de la base de datos inicial utilizando el modelo 1-D final, producto de la inversión con VELEST. Los triángulos invertidos azules corresponden a las estaciones de la red.

En adición, se analizó los residuos de las fases localizadas con estos modelos. Se observa (ver figuras 4.7 y 4.8) en primera instancia que estas siguen una distribución con características que podrían asociarse con una distribución normal, sin embargo un test de normalidad de Shapiro-Wilk

indica que para ambos casos bajo un 95 % de confianza estas no lo siguen. La figura 4.8 muestra la comparación de la distribución de los residuos con una distribución normal con la media y desviación estándar de los mismos.

Estos residuos se distribuyen de manera simétrica centrados, aproximadamente, en los cero segundos, lo que indica que posiblemente no exista un error en el modelo que sistemáticamente sobrestime o subestime los tiempos de llegada, por lo que es posible concluir que el modelo 1-D obtenido es representativo de la zona, posibilitando la obtención de localizaciones de buena calidad. Los valores de velocidad V_P y V_S en los primeros ~ 10 [km] son estimaciones iniciales, por lo demás, bajo los ~ 40 [km] de profundidad el modelo pierde precisión dado que no hay rayos que crucen capas a estas profundidades.

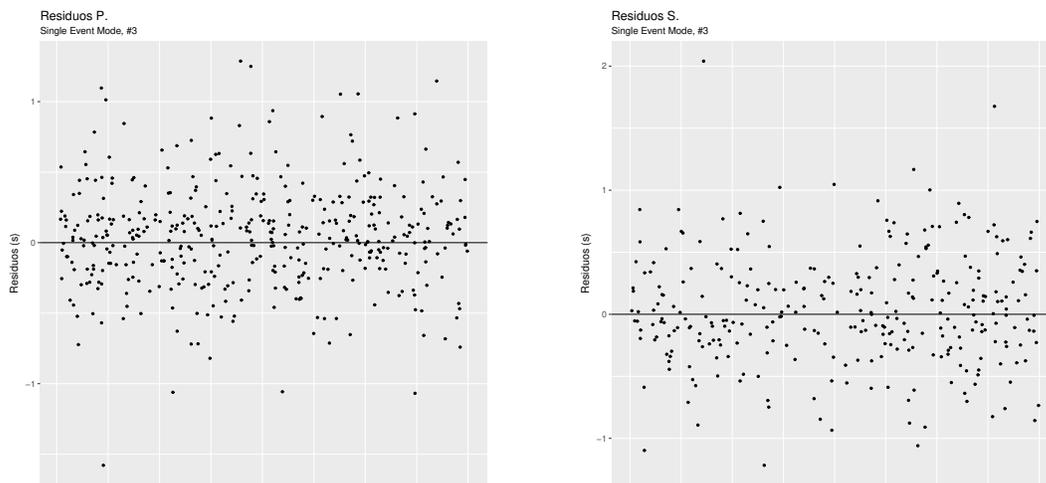


Figura 4.7: Residuos de las fases para las localizaciones con el modelo de velocidad 1-D final, para las fases P (izq.) y S (der.). Se cuenta con 470 observaciones P y 340 observaciones S, totalizando las 810 mencionadas en el cuadro 4.5.

Los residuos de las fases S presentan una mayor dispersión con respecto a la P, teniendo una desviación estándar de $\sigma = 0,450$ [s], mayor que la desviación de los residuos de las fases P, de $\sigma = 0,373$ [s], mientras que en promedio estos son un poco más bajos que en el caso de las P,

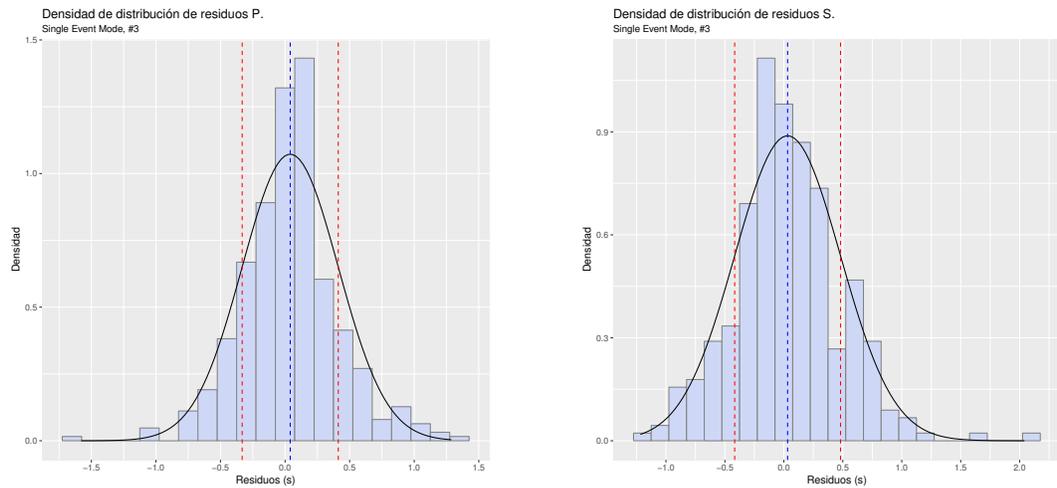


Figura 4.8: Distribuciones de los residuos de las fases para las localizaciones con el modelo de velocidad 1-D final, para las fases P (izq.) y S (der.) junto a una función de densidad de probabilidad normal con media y desviación estándar igual a las de los respectivos residuos. La línea punteada azul corresponde a la media de los residuos y las líneas rojas marcan una desviación estándar.

teniendo una media $\mu_S = 0,032$ [s], versus la media $\mu_P = 0,039$ [s] de las fases P.

Con respecto a los tiempos de retraso de las estaciones (ver figura 4.9), sus valores variaron con respecto a los primeros considerados para la localización, principalmente aquellos de las estaciones terrestres de la red. Así, se obtiene que en general estos tiempos de retardo resultan ser negativos con respecto a la estación de referencia, con excepción de la estación SANR, ubicada en la Laguna San Rafael, en las inmediaciones del Istmo de Ofqui en el sur de la red.

Estos tiempos de retraso se condicionan fuertemente con las elevaciones de las estaciones, dado que al utilizar VELEST, y puesto que el programa considera que todas las estaciones se sitúan en la capa más superficial con elevación nula, se debe compensar las elevaciones no nulas con tiempos de retraso, para ajustar los tiempos de llegada de las ondas a las elevaciones reales de las estaciones. Esto se observa fuertemente en esta red donde se trabaja con OBS, situados a profundidades de más de 3.000 metros, habiendo cerca 3.500 metros de diferencia entre la estación

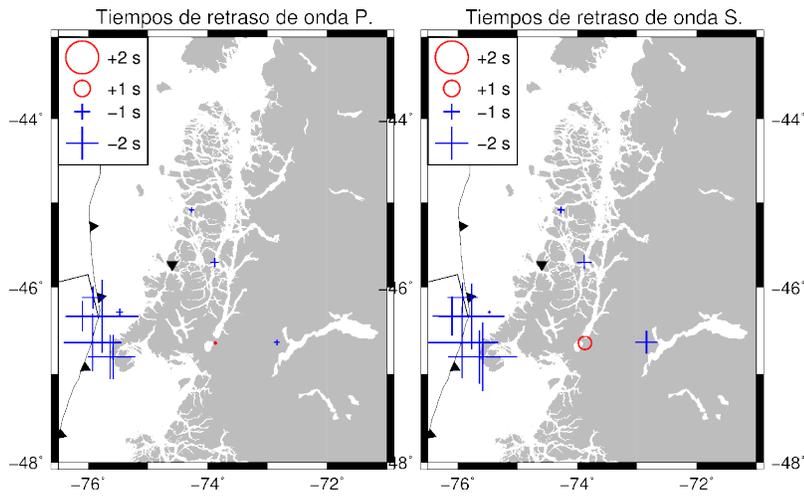


Figura 4.9: Tiempos de retraso de las estaciones para las fases P (izq.) y S (der.). Las cruces azules muestran estaciones con tiempos de retraso negativos y los círculos rojos muestran estaciones con tiempos positivos. La estación de referencia CLEM se muestra con un triángulo negro.

más profunda y la estación más elevada. Esta diferencia de alturas, sin embargo, no es suficiente para explicar completamente el valor de los tiempos de retraso, el cual en algunos casos excede el esperado solo por conceptos de elevación, sugiriendo que estructuras del terreno afectan la velocidad de las ondas de manera diferencial a lo largo y ancho de la Península de Taitao, provocando variaciones en estos tiempos. En general, tiempos de retraso negativos son asociados a estructuras de velocidad mayores bajo las estaciones, mientras que tiempos positivos están asociados a estructuras de más baja velocidad en comparación con la estación de referencia.

4.5. Tomografía 2-D de velocidad.

La tomografía 2-D de velocidad se realizó también de manera escalonada, partiendo con una transecta centrada en la estación de referencia CLEM y aumentando la cantidad de transectas y nodos en iteraciones sucesivas según los valores de DWS, aumentando la densidad de nodos en lugares cuyos valores de DWS indicaran una buena cobertura y densidad de rayos. La figura 4.13 muestra la disposición de la primera transecta y los nodos que la componen.

Para la definición de los cortes transversales se buscó que estos fueran paralelos a la dirección de subducción de los segmentos transformantes de la dorsal de Chile, de manera que la disposición de estos cortes fuera perpendicular al eje central de la ventana astenosférica. Esto se calculó a partir de las velocidades de las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana y de sus direcciones de subducción, en concordancia al modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1991). A partir de estos datos se definió un triángulo de velocidades como el mostrado en la figura esquemática 4.10. Se asumió por simplicidad la posición de la Dorsal de Chile en el centro del lado cuyos vértices son las placas de Nazca y Antártica, lo que implica que bajo esta asumpción la separación de la Dorsal es simétrica.

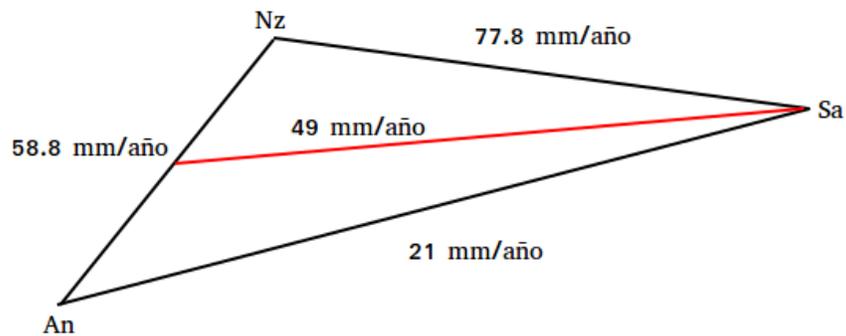


Figura 4.10: Triángulo de velocidad de las placas de Nazca (Nz), Antártica (An) y Sudamericana (Sa). Asumiendo que la dorsal está en medio de las placas Nz y An se calcula la velocidad relativa de la dorsal y el azimut de esta.

A partir de este triángulo de velocidades (figura 4.10) se puede calcular (con trigonometría) la velocidad y azimut con la que la Dorsal de Chile subduce bajo la placa continental, asumiendo que la separación de la Dorsal es simétrica.

A partir de esto se obtiene que la Dorsal subduce con una velocidad de $\sim 49 \frac{\text{mm}}{\text{año}}$ y un azimut de $82,28^\circ$, este último valor fue el escogido para la disposición de las transectas en las cuales se realizará la tomografía.

Una vez definido el azimut de las transectas para las tomografías 2-D, se escogió el número y ubicación de estas. Para la determinación de esto se tomó en cuenta la distribución y densidad de eventos y rayos sísmicos con los que se cuenta para el cálculo de la tomografía. La figura 4.11 muestra la distribución de la sismicidad y como se comporta esta latitudal y longitudinalmente con profundidad, además de la distribución de los rayos sísmicos y cuántos de estos son registrados por sismo, por estación.

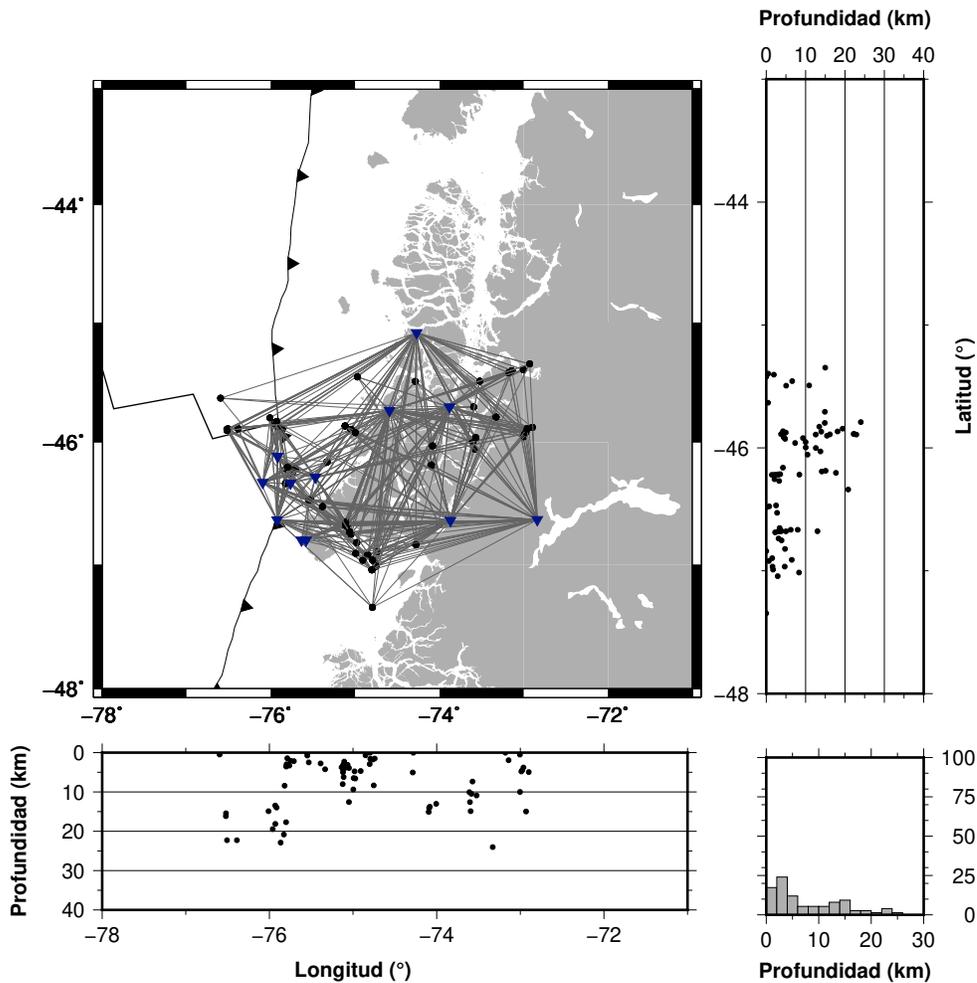


Figura 4.11: Distribución de la sismicidad utilizada en la inversión tomográfica. Círculos negros indican epicentros de los sismos y triángulos azules muestran las estaciones, los trazos grises indican los rayos recibidos en cada estación utilizados para la inversión.

Como puede verse en la figura 4.11, las estaciones OBS son las que menos eventos registran, concentrándose especialmente en los sismos ocurridos en las cercanías del PTC y en los golfos Tres Montes y de Penas, esto encuentra explicación en que estas son las que tienen menor razón señal a ruido, por su ubicación bajo el océano y asentados sobre sedimentos marinos, por lo que las señales de terremotos más lejanos no logran ser captadas con la calidad suficiente para realizar un picado de las fases confiable. Por otro lado, la mayor densidad de rayos se encuentra sobre la Península de Taitao, en la parte sur de esta, concentrada entre el norte, a la altura de la estación CLEM, y el sur del Lago Presidente Ríos, entre $\sim 46^\circ\text{S}$ y $\sim 47^\circ\text{S}$ aproximadamente, cubriendo parte de la zona donde se espera encontrar evidencias de la Ventana Patagónica, según los estudios de autores como Breitsprecher & Thorkelson (2009) o Russo (2010). Por lo demás, la mayoría de los sismos se concentran entre los 0 y 20 kilómetros de profundidad, por lo que no se espera obtener una buena resolución a grandes profundidades. La figura 4.12 muestra la distribución de las trayectorias de los rayos desde el origen hasta la estación que lo registró. Estas trayectorias fueron proyectadas en un corte con dirección este-oeste. Esta distribución muestra que la cobertura de los rayos llega hasta aproximadamente los 30 kilómetros de profundidad, reforzando lo expuesto anteriormente sobre que no se espera buena resolución a altas profundidades, mayores a los 30 o 40 kilómetros.

En base a la distribución de los datos, se escogió realizar dos transectas, un corte sobre la subducción de la dorsal en la fosa y una que muestra la dorsal subductada hace 3 Ma aproximadamente, extendiéndose longitudinalmente desde el oeste del Punto Triple hasta el este de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui, entre $\sim 77^\circ\text{O}$ y los $\sim 72^\circ\text{O}$, aproximadamente y latitudinalmente entre $\sim 45,5^\circ\text{S}$ a los $\sim 47^\circ\text{S}$, cubriendo el intervalo de mayor densidad de datos y correspondiente a zonas donde no se espera encontrar grandes influencias de la ventana astenosférica, al norte, a zonas donde sí se espera encontrar influencia de esta, en la parte sur y pasando por la Placa Antártica. La figura 4.13 muestra la disposición de los cortes finales realizados B-B' y C-C' (tomo-

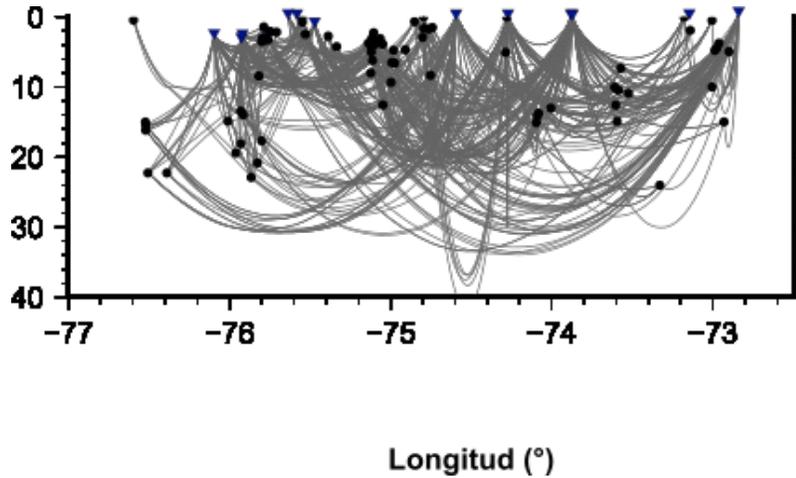


Figura 4.12: Distribución de las trayectorias de los rayos sísmicos utilizados en la tomografía. La figura muestra una proyección en un plano con orientación este-oeste de los rayos registrados por cada sismógrafo para cada evento. Las localizaciones de los eventos sísmicos son dadas por la relocalización hecha por SIMUL2000 en la inversión final.

grafía final fina).

Siguiendo el esquema escalonado de inversión propuesto para la realización de este estudio, se partió con una transecta con un bajo número de nodos horizontales, para después en base a los resultados obtenidos a través de un análisis de resolución (DWS) aumentar el número de nodos en aquellas zonas donde la resolución del modelo lo ameritara, y posteriormente aumentar el número de perfiles.

Como fue mencionado en secciones anteriores, la estación CLEM fue elegida como estación de referencia por su ubicación relativamente central en la red, su elevación cercana al nivel del mar y una buena claridad en la llegada de las fases (ver figura 4.1 y tabla 4.1), lo que permitió obtener una buena calidad en los picks de esta estación. A partir de esta estación se definió la ubicación de los nodos en x y en y de la transecta A-A', que correspondió a la primera tomografía calculada.

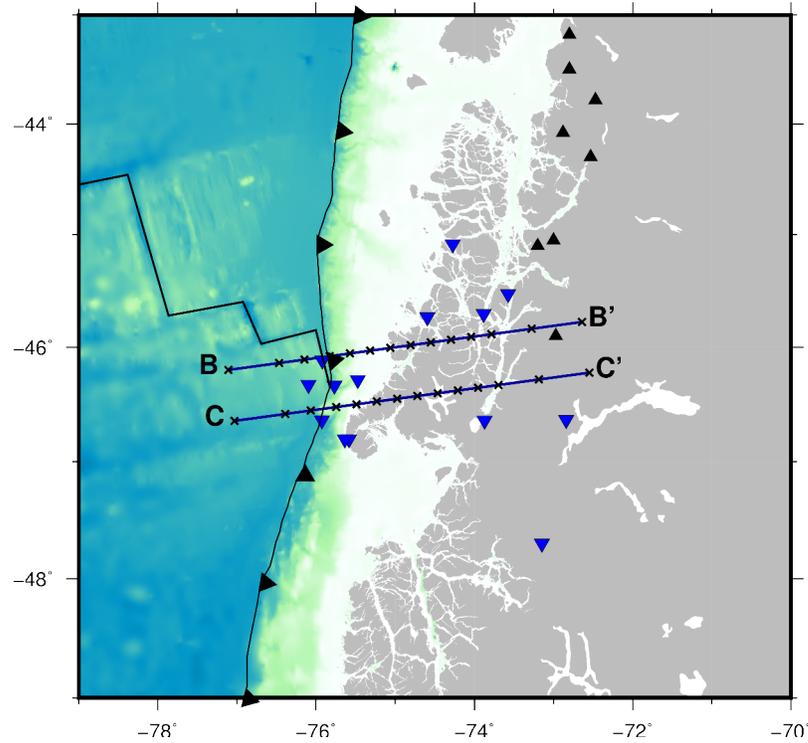


Figura 4.13: Disposición de los nodos de los perfiles finales, en los cuales se calcula la tomografía sísmica. Se excluye los nodos de los extremos ya que solo son usados para cálculos de *ray tracing*. Triángulos negros muestran las ubicaciones de volcanes de la ZVS, triángulos invertidos azules muestran las localizaciones de las estaciones.

La tomografía fue calculada utilizando el software SIMUL2000 (Thurber & Eberhart-Phillips, 1999), programa que utiliza un método de mínimos cuadrados amortiguados para iterativamente converger a una solución. Este programa posibilita la inversión tomográfica para velocidades de onda P y razón V_P/V_S (porque en general se cuenta con un número menor de tiempos de llegada S con respecto a los P, el programa utiliza la diferencia entre los tiempos de llegada para la inversión) así como para el factor de calidad Q . En primera instancia (perfil A-A') se utilizó un enlace entre nodos constante, de manera que los perfiles no presentaran variaciones de velocidad en sentido de y . Para las inversiones posteriores el enlace entre nodos se definió constante.

El distanciamiento de los nodos este-oeste de la primera transecta A-A' en la inversión 2-D gruesa fue de 20 km para los primeros tres nodos y posteriormente este aumentó a 40 y final-

mente 50 para los nodos siguientes. En el sentido vertical, los nodos tienen una separación de 10 kilómetros. Para encontrar los valores del factor de amortiguamiento se realizó 12 tomografías con distintos valores de amortiguamiento, variando entre 3.000 y 100, tanto para los casos de inversión para velocidad de onda P y para V_p/V_s . Finalmente se realizó sendas curvas comparando los valores de la varianza del modelo y la varianza de los residuos, como se muestra en la figura 4.14. Se debe escoger el valor de amortiguamiento que compense la reducción de los residuos con la complejidad del modelo, valor que corresponde a la “esquina” de esta curva (Eberhart-Phillips, 1986). En este caso, se escogió 750 y 500, para V_p y V_p/V_s respectivamente. Como modelo de velocidad de onda P inicial se utilizó el modelo 1-D obtenido a partir de la inversión con VELEST, basado en el modelo de velocidad utilizado por Hicks (2014) para la Península de Arauco, mientras que como modelo de V_p/V_s se utilizó un modelo constante con un valor de 1,78.

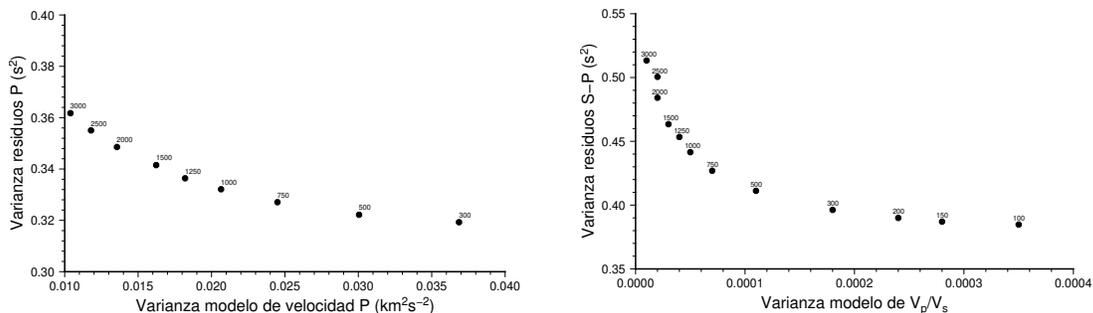


Figura 4.14: Curvas de valores del factor de amortiguamiento (*damping*) para la inversión 2-D gruesa. La figura de la izquierda muestra valores de *damping* para el modelo V_p mientras la de la derecha corresponde al modelo V_p/V_s . Los valores del factor de amortiguamiento elegidos fueron 750 para el caso de la velocidad de onda P y 500 para la razón entre las velocidades.

Análisis de la DWS de este resultado muestran que es posible aumentar la cantidad de nodos entre los 50 y 150 km tanto en el lado este como oeste del centro de la tomografía, mientras que a baja profundidad, se mantiene la cantidad de nodos, con una separación de 5 [km] en los primeros 15 kilómetros de profundidad, aumentando luego a 10.

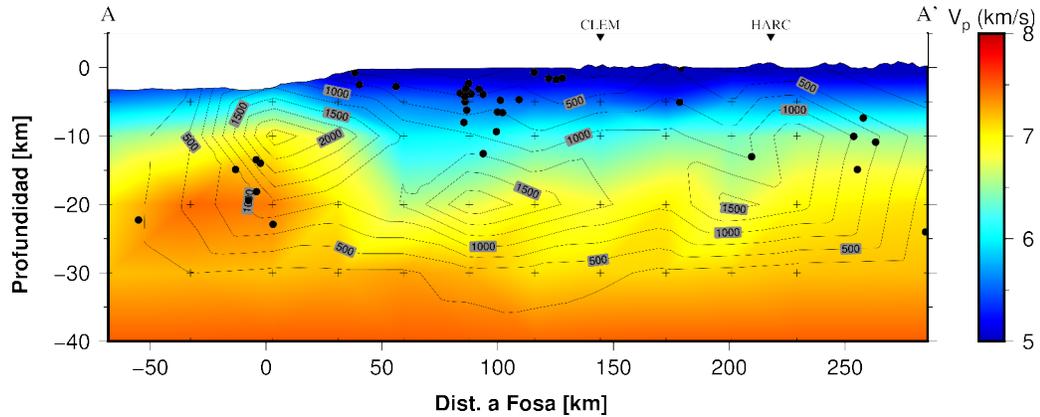


Figura 4.15: Tomografía 2-D gruesa a lo largo de la transecta A-A', con contornos de la DWS sobrepuestos para la elección de las zonas donde densificar la cantidad de nodos. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos, las cruces muestran la ubicación de los nodos. Las posiciones de las estaciones que se encuentran sobre el perfil se muestran con triángulos invertidos.

Con la nueva disposición de nodos definida, se define dos nuevas transectas al sur de A-A', con los criterios mencionados con anterioridad. Para esto se creó dos nuevas transectas, B-B' y C-C', como se aprecia en la figura 4.13, para medir la velocidad al norte (sobre la dorsal que subduce actualmente) y sobre el área donde se espera que esté la Ventana (sobre la dorsal subductada hace 3 Ma). Una vez definidas todas las transectas, se vuelve a repetir el proceso empírico de búsqueda de los factores de amortiguamiento para el cálculo de la tomografía final. Estas curvas pueden verse en la figura 4.16. En este caso, los valores del factor de amortiguamiento son menores, esperable para una configuración de nodos más densa donde la variación espacial del modelo sucede a menores escalas. De los 77 eventos con los que se parte para la inversión gruesa del perfil A-A' se eliminó cuatro cuyos GAP sobrepasaban los 230 grados, restando 73 para las últimas inversiones, de esta manera, se pasó de 810 observaciones disponibles a 770, siendo 447 de estas observaciones de la llegada de onda P y 323 de onda S. En el cuadro 4.10 puede encontrarse un resumen con la cantidad de eventos disponibles para cada iteración.

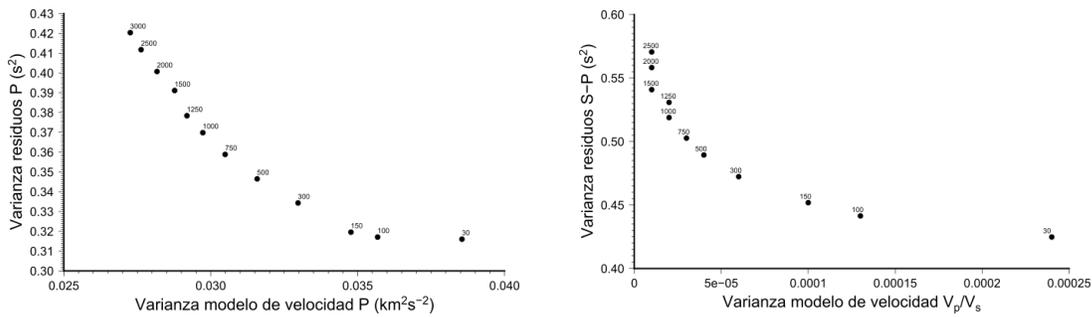


Figura 4.16: Curvas de valores del factor de amortiguamiento (*damping*) para la inversión 2-D fina. La figura de la izquierda muestra valores de *damping* para el modelo V_p mientras la de la derecha corresponde al modelo V_p/V_s . Se eligió 150 para V_p y 300 para V_p/V_s .

Finalmente, se eligió los valores para el factor de amortiguamiento basado en las esquinas de las curvas de la figura 4.16, resultando 150 para V_p y 300 para V_p/V_s . Con estos valores se volvió a realizar la inversión tomográfica, considerando esta vez solo las transectas B-B' y C-C', y no tomando en cuenta A-A'.

Los resultados de esta nueva inversión en las transectas B-B' y C-C' fueron usados como modelo de entrada para una nueva tomografía con una línea extra de nodos a los 15 kilómetros de profundidad, para tener una mejor delimitación en profundidad de estructuras de velocidad que se encuentran en estas primeras capas. Siendo este el modelo final de velocidad.

Los nodos utilizados en las inversiones tomográficas se encuentran resumidos en los cuadros 4.7, 4.8 y 4.9. Las distancias mostradas en la disposición de nodos representan kilómetros hacia la estación de referencia CLEM. En la dirección x , negativo significa hacia el oeste, en el caso de y , negativo significa hacia el sur.

	Nº de nodos	Disposición de nodos [km]
Nodos x	14	-720 -200 -150 -100 -60 -40 -20 0 20 40 60 100 150 720
Nodos y	4	-500 -200 200 500
Nodos z	13	-50 0 5 10 20 30 40 50 60 70 80 150 700

Cuadro 4.7: Disposición de nodos utilizados en la inversión tomográfica gruesa, correspondiente a la transecta A-A'. Los nodos de la inversión 2-D están enlazados, permitiendo variaciones del modelo de velocidad solamente en las direcciones x e y .

	N° de nodos	Disposición de nodos [km]
Nodos x	16	-720 -200 -150 -125 -100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60 100 150 720
Nodos y	6	-500 -200 -75 -25 200 500
Nodos z	13	-50 0 5 10 20 30 40 50 60 70 80 150 700

Cuadro 4.8: Disposición de nodos utilizados en la primera inversión tomográfica 3-D, se agregan las líneas de nodos en -75 y -25 km, correspondientes a las transectas C-C' y B-B', respectivamente. Los nodos en las inversiones 3-D no están enlazados, por lo que las variaciones del modelo de velocidad pueden ser en todas las direcciones.

	N° de nodos	Disposición de nodos [km]
Nodos x	16	-720 -200 -150 -125 -100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60 100 150 720
Nodos y	6	-500 -200 -75 -25 200 500
Nodos z	13	-50 0 5 10 15 20 30 40 50 60 70 80 150 700

Cuadro 4.9: Disposición de nodos y factores de amortiguamiento utilizados en la inversión tomográfica 3-D fina, se agregan la línea de nodos a los 15 km. Los nodos en las inversiones 3-D no están enlazados, por lo que las variaciones del modelo de velocidad pueden ser en todas las direcciones.

Los parámetros y características de todos los pasos de la tomografía, desde el modelo 1-D hasta el modelo 3-D final, se encuentran resumidas en el cuadro 4.10. Se observa que los valores de la varianza tienden a disminuir, especialmente para el caso de los datos de tiempo de viaje de las ondas P, mientras que en el caso de la resta S-P, esta sufre un aumento en el último caso, probablemente causado por la disminución del espacio vertical entre los nodos más superficiales. Para estimar la resolución de la tomografía, tanto las zonas de mejor calidad de inversión como los tamaños de las estructuras que es posible recuperar con la tomografía se usó la función de esparcimiento y un test de tablero de ajedrez, para ambos perfiles y tanto para V_P y V_P/V_S . Para el cálculo de los tiempos de viaje sintéticos se utilizó un modelo de velocidad basado en el modelo mínimo 1-D (de capas) obtenido en la inversión 1-D con VELEST, en el caso del modelo de

Paso	GAP máx.	N° de eventos	F. de amortigua- miento	σ^2 P	σ^2 S-P
Modelo 1-D	270	77	V_P : 100 V_P/V_S : 100	0,139	0,202*
Modelo 2-D	230	73	V_P : 750 V_P/V_S : 500	0,108	0,155
Modelo 3-D "grueso"	230	73	V_P : 150 V_P/V_S : 300	0,064	0,152
Modelo 3-D "fino"	230	73	V_P : 150 V_P/V_S : 300	0,063	0,176

Cuadro 4.10: Sumario de los parámetros de todos los pasos de la inversión tomográfica. * σ^2 S

V_p y un modelo homogéneo con valor 1,78 para el modelo V_P/V_S , el mismo valor utilizado para la obtención de este modelo mínimo 1-D. Los modelos para el test fueron obtenidos agregando perturbaciones (alternadamente positivas y negativas) del 5% del valor inicial de los modelos de capas y homogéneo, con un tamaño de dos nodos por dos nodos, en el sentido vertical y horizontal, consiguiendo así los modelo en tablero de ajedrez. Luego se invirtió utilizando los tiempos sintéticos obtenidos con estos modelos para intentar recuperar el modelo con las perturbaciones, como se explica en la sección 3.2.3.

Las zonas donde se logra recuperar el modelo con mayor claridad tienden a coincidir con los contornos de función de esparcimiento de valor igual a 3, mientras que las estructuras más pequeñas posibles de recuperar tienen un tamaño aproximado de 50 [km]×20 [km]. Como sugiere la distribución de rayos mostrada en la figura 4.11, la transecta del norte presenta mejor resolución que su par al sur, coincidiendo con la mayor densidad de rayos en la misma zona. Los resultados de estas se muestran en las figuras 5.1, 5.3, 5.2 y 5.4 y serán discutidos con mayor detalle en el siguiente capítulo.

Los resultados de la inversión fina y sus estudios de resolución, expresados en las tomografías de las transectas B-B' y C-C' y en el análisis de resolución que comprende el cálculo de la función de esparcimiento (Toomey & Foulguer, 1989), así como una interpretación de estos basado en la geología del lugar se encuentran en el siguiente capítulo, de Resultados e interpretaciones.

Capítulo 5

Resultados e interpretaciones.

5.1. Análisis de resolución.

En esta primera sección se muestra los resultados de los métodos de análisis de resolución realizados para juzgar la calidad de los resultados, un estudio de la función de esparcimiento (Michelini & McEvelly, 1991) y un test de tablero de ajedrez (*checkerboard test*), los que permiten estimar dónde la inversión puede recuperar estructuras de mejor calidad y el tamaño aproximado posible de recuperar con esta. Se realizó sendos análisis para la tomografía de velocidad de onda P y para la tomografía de razón V_P/V_S , y para ambos perfiles B-B' y C-C'. Ambos métodos se complementan para delimitar las zonas con buena resolución.

Estos sugieren que existe buena resolución en profundidades medias de entre ~ 5 y ~ 20 kilómetros de profundidad a lo largo de los perfiles, y en el centro de estos hasta cerca de los 30 [km]. Las zonas de subducción en ambos cortes se encuentran en partes donde la resolución es alta, al igual que en los extremos este de ambos perfiles. A nivel de tamaños de estructuras recuperables a través de la tomografía, se aprecia con el test de tablero de ajedrez que lo mínimo recuperable es del orden de 50 kilómetros en sentido horizontal y 20 en el vertical, siendo difícil constreñir y

delimitar de manera correcta la geometría de los cuerpos existentes. En las siguientes secciones se detalla más el análisis de resolución realizado.

5.1.1. Test de tablero de ajedrez.

Se realizó tests de resolución con el método del tablero de ajedrez (ver sección 3.2) a ambos perfiles para ambos modelos de velocidad, V_P y V_P/V_S , añadiendo perturbaciones alternadamente positivas y negativas del orden del 5% de la velocidad al modelo 1-D de capas obtenido en la inversión 1-D, en el caso V_P , y a un modelo homogéneo de 1,78 para el caso de V_P/V_S . Estas perturbaciones añadidas tienen un tamaño de 2 nodos por 2 nodos. Los modelos iniciales se muestran en las figuras 5.1 (a), 5.3 (a), 5.2 (a) y 5.4 (a). A partir de estos modelos se calculó tiempos de viaje sintéticos para los rayos utilizados en la tomografía y con estos se invirtió para intentar recuperar los modelos con perturbaciones, en el caso del test para V_P se invirtió usando solo datos de tiempo de viaje de ondas P, mientras que para V_P/V_S se utilizó datos P y S-P. Estos resultados (con contornos de la *spreading function*) se encuentran en la parte (b) de las figuras 5.1, 5.3, 5.2 y 5.4.

Se observa de manera general que las estructuras se recuperan de mejor manera entre los ~ 5 y ~ 20 kilómetros de profundidad y llegándose hasta una profundidad de unos ~ 30 kilómetros en el centro de los perfiles. La profundidad hasta la cual se puede recuperar estructuras tiende a disminuir hacia los extremos. La amplitud de las perturbaciones recuperadas también varía a lo largo de la transecta, siendo mayor en el centro alrededor de los ~ 20 [km] de profundidad y disminuyendo nuevamente hacia los extremos. En adición, las perturbaciones tienden a ser “desparramadas” hacia zonas más profundas.

En ambos perfiles las zonas cercanas a la subducción y al extremo este presentan una relativa buena resolución, tanto en V_P y V_P/V_S , sin embargo en el B-B' esta es mejor y con menos *smearing*, pudiéndose recuperar de buena manera las perturbaciones en el modelo V_P/V_S (figura

5.2), mientras que en el caso del perfil C-C' los parches negativos no son recuperados con una amplitud grande (ver figura 5.4). La transecta C-C' presenta un esparcimiento mayor que la B-B' en la zona central y este, así como una menor área resuelta en comparación, en ambos modelos.

Dado que los valores de la función de esparcimiento dependen de la disposición de los nodos y otros factores, no existe un intervalo fijo que dictamine buena o mala resolución. Para hacer sentido de estos valores se comparó la SF con los resultados de los *checkerboard tests* (parte (b) de las figuras mencionadas anteriormente). Se observa que en general el contorno de valor 3 tiende a coincidir con el área donde se recupera de mejor manera el modelo de tablero de ajedrez, enmarcándola de buena manera, mientras que el contorno 4 delimita las zonas donde ya no se recupera de manera significativa las estructuras del modelo *checkerboard*. Así, a partir de estas observaciones se define que aquellas zonas donde el valor de SF sea menor a 3 se consideran como bien resueltas, entre 3 y 4 la resolución es menor, y por sobre 4 ya no hay resolución que permita interpretar los resultados. Así, las zonas con buena resolución son delimitadas por un contorno blanco, y las zonas sin resolución son delimitadas por un contorno gris.

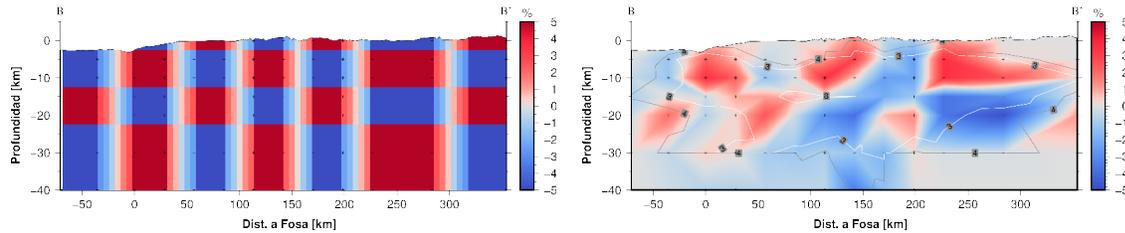
Perfil B-B'.■ V_P 

Figura 5.1: Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil B-B' para el modelo V_P . La figura izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, en la derecha se compara las diferencias porcentuales entre el modelo recuperado con el inicial con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que delimitan las zonas bien resueltas del modelo. El contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, mientras el contorno gris ($SF > 4$) muestra la zona donde se pierde la resolución.

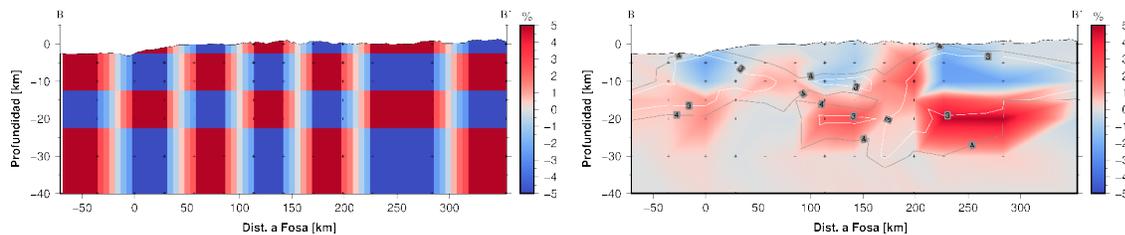
■ V_P/V_S 

Figura 5.2: Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil B-B' para el modelo V_P/V_S . La figura de la izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, a la derecha se compara el modelo recuperado con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, delimitando las zonas bien resueltas. El contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, el contorno gris ($SF > 4$) muestra la zona donde no es recuperable el modelo.

Perfil C-C'.

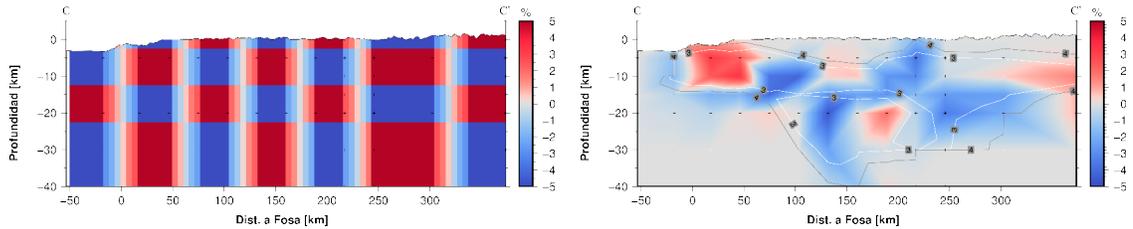
■ V_P 

Figura 5.3: Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil C-C' para el modelo V_P . La figura de la izquierda muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, mientras a la derecha se compara las diferencias porcentuales entre modelo recuperado con el modelo inicial con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que delimitan las áreas bien resueltas y (c) muestra el modelo recuperado a través de la inversión, con contornos de la función de esparcimiento, el contorno blanco ($SF < 3$) enmarca las zonas donde es posible recuperar de mejor manera las estructuras del medio, el contorno gris ($SF < 4$) muestra la zona donde se pierde la resolución.

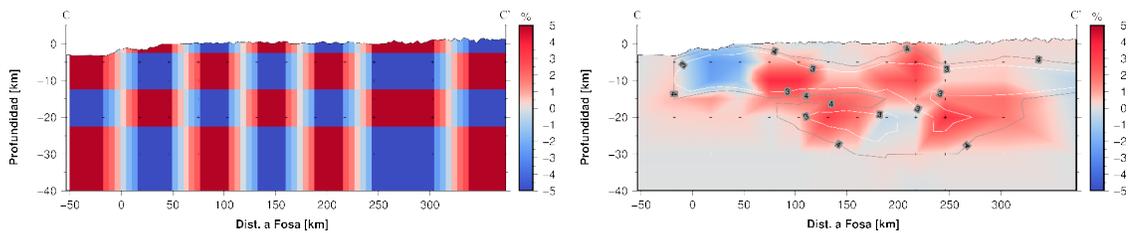
■ V_P/V_S 

Figura 5.4: Resultados del test de tablero de ajedrez realizado en el perfil C-C' para el modelo V_P/V_S . (a) muestra el modelo inicial en tablero de ajedrez, (b) compara el modelo recuperado con los contornos 3 y 4 de la función de esparcimiento, que muestran aquellas zonas mejor resueltas y (c) muestra el modelo recuperado a través de la tomografía, junto con contornos de la función de esparcimiento, el contorno blanco ($SF < 3$) muestra las zonas con buena resolución, el contorno gris ($SF < 4$) representa el límite donde se deja de tener capacidad de recuperar estructuras de velocidad del medio.

5.1.2. Función de esparcimiento.

Como fue mencionado en la sección anterior, para complementar el análisis de resolución hecho con el test de tablero de ajedrez también se calculó la función de esparcimiento. A continuación se muestra los resultados obtenidos junto a los contornos de la misma. El contorno blanco muestra las zonas definidas como bien resueltas ($SF < 3$), mientras las zonas sin resolución son delimitadas por el contorno gris ($SF > 4$). La figura 5.5 muestra los valores de la función de esparcimiento para el perfil más septentrional, en (a) para el modelo V_P y en (b) para V_P/V_S . La figura 5.6, análogamente, muestra los resultados para el perfil del sur.

Los valores de la SF para los modelos de V_P (parte (a) de las figuras 5.5 y 5.6) tienden a ser menores que los valores del caso V_P/V_S , lo que sugiere que los modelos de V_P presentan una más alta resolución y un menor *smearing* hacia nodos adyacentes. Estos valores varían a lo largo de los perfiles, presentando los menores valores en profundidades medias de entre ~ 10 y ~ 20 kilómetros, y altos valores a profundidades mayores a 30 kilómetros y menores a 5, especialmente en la parte central de los perfiles y en los extremos. En ambos perfiles la zona de subducción presenta bajos valores de SF, siendo más bajos en el perfil C-C' que en el B-B', en ambos modelos de V_P y V_P/V_S , sugiriendo que estas zonas presentan una buena resolución. Otra zona de bajos valores de SF ($SF < 2$) se encuentra al este de los perfiles, centrada en los 10 kilómetros de profundidad. En las figuras 5.5 y 5.6 estas zonas de buena resolución se encuentran enmarcadas por contornos de valores 4 y 3 de SF.

En general las zonas donde los valores de SF son bajos se correlacionan de buena manera con las zonas donde se recupera más los modelos de tablero de ajedrez en el test homónimo, coincidiendo los contornos de SF con estas zonas. Se observa que el contorno 3 de esparcimiento enmarca aquellas zonas donde la capacidad de recuperación del modelo es mayor, mientras que el contorno 4 delimita la zona donde ya no se recuperan las perturbaciones. Entre ambos contornos, la resolución es de menor calidad.

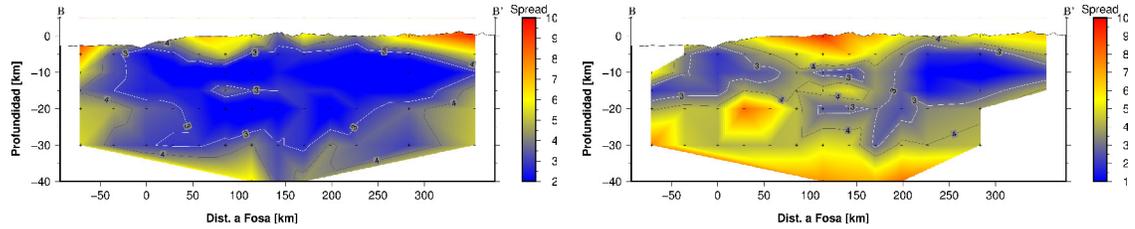
Perfil B-B'.

Figura 5.5: Valores de la función de esparcimiento para los modelos del perfil B-B', con contornos de la misma. El contorno blanco (SF=3) muestra el límite hasta donde se considera una buena resolución, mientras el contorno gris (SF=4) muestra el límite hasta donde se puede recuperar estructuras. Valores más bajos de SF indican mejor resolución y viceversa. A la izquierda se muestra los valores de la SF para el modelo V_P , mientras la figura de la derecha muestra los valores para el modelo V_P/V_S .

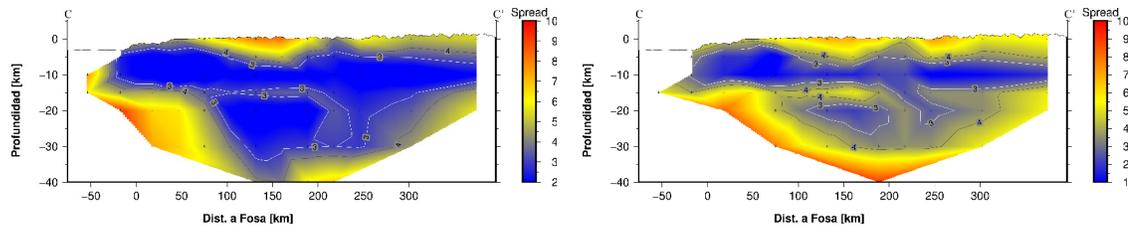
Perfil C-C'.

Figura 5.6: Valores de la función de esparcimiento para los modelos del perfil C-C', con contornos de la misma. El contorno blanco (SF=3) enmarca la zona considerada de buena resolución, mientras el contorno gris (SF=4) muestra el límite hasta donde hay resolución. Valores más bajos de la función indican mejor resolución y viceversa. La figura de la izquierda muestra la SF para el modelo de V_P , la figura de la derecha muestra la SF en el caso de V_P/V_S .

5.2. Tomografías.

A continuación se muestra las tomografías de los perfiles B-B' y C-C' (ver figura 4.13), para V_P y V_P/V_S . Las zonas bien resueltas se encuentran delimitadas por un contorno blanco correspondiente al valor de función de esparcimiento 3, e iluminadas. Las zonas con menor iluminación entre los contornos blanco y gris ($3 < SF < 4$) presentan una más baja resolución. Más allá del contorno gris ($SF > 4$), las zonas sin iluminación muestran una resolución baja o nula. Los puntos negros muestran los epicentros de los terremotos que ocurrieron dentro del área que comprende la transecta. Las cruces muestran las posiciones de los nodos. Las estaciones que se encuentran sobre el área delimitada por la transecta son indicadas con triángulos invertidos.

5.2.1. Perfil B-B'.

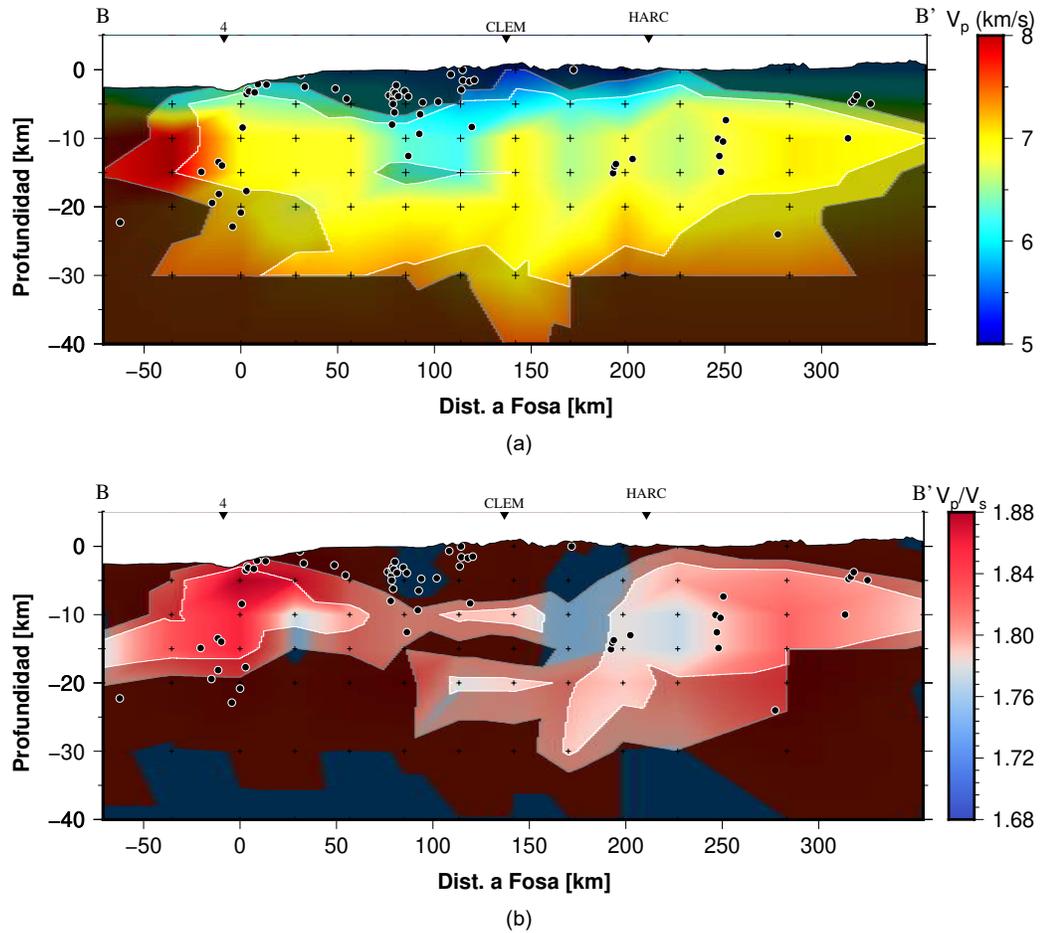


Figura 5.7: Tomografías finales del perfil B-B'. Las zonas con buena resolución son iluminadas y se enmarcan con un contorno blanco. Aquellas con baja o nula resolución son sombreadas. El contorno gris muestra el límite hasta donde hay resolución. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos localizados dentro del área del perfil, estaciones que están sobre el mismo se marcan con triángulos invertidos negros. (a) muestra la tomografía de V_P , (b) muestra la tomografía de V_P/V_S .

5.2.2. Perfil C-C'.

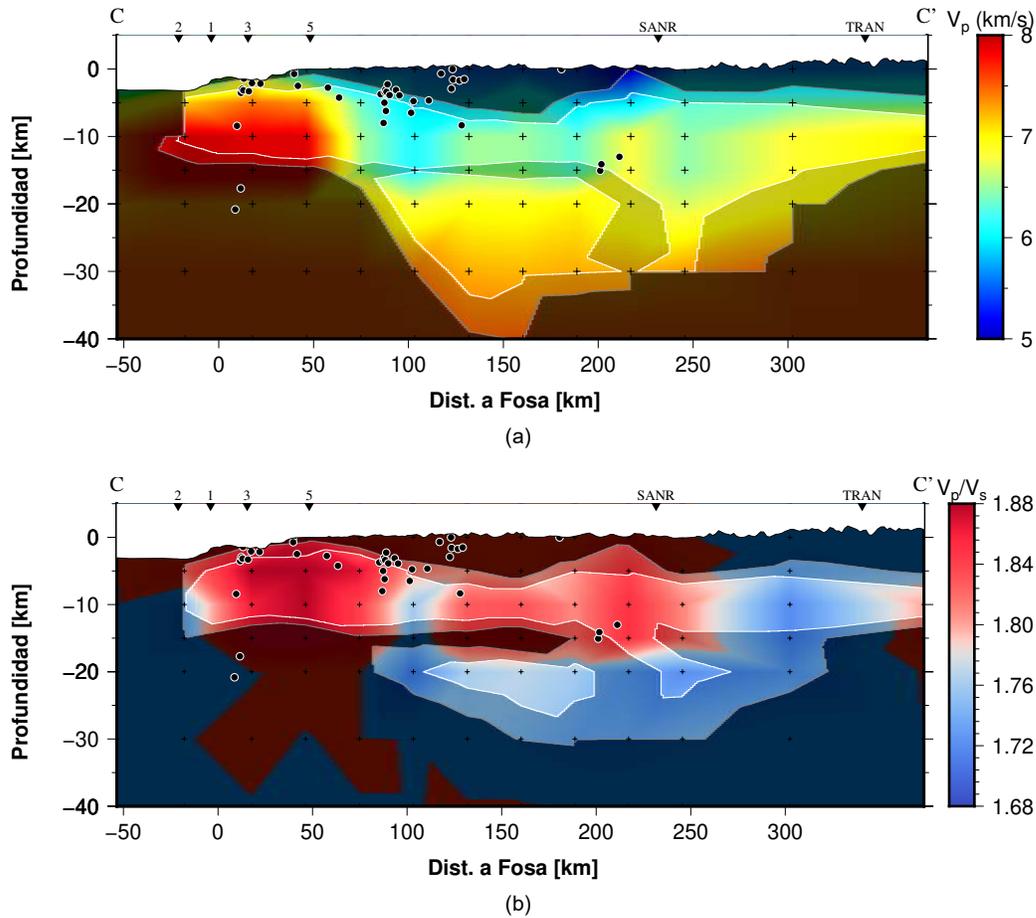


Figura 5.8: Tomografías finales del perfil C-C'. Las zonas con buena resolución son iluminadas y se enmarcan con un contorno blanco. Aquellas con baja o nula resolución son sombreadas. El contorno gris muestra el límite hasta donde hay resolución. Los puntos negros muestran la posición de los terremotos localizados dentro del área del perfil, estaciones que están sobre el mismo se marcan con triángulos invertidos negros. (a) muestra la tomografía de V_P , (b) muestra la tomografía de V_P/V_S .

5.3. Descripciones e interpretaciones.

5.3.1. Subducción de litósfera oceánica.

En ambos perfiles se observa áreas de alta velocidad de onda compresional ($V_P > 7$ [km/s]) con un gran gradiente vertical de V_P que aumenta rápidamente en profundidad al este de la fosa. Esto se condice con altos valores de V_P/V_S ($V_P/V_S > 1,85$, $\nu > 0,28$) al este y a la altura de la fosa, alcanzando un máximo justo debajo de esta. Esto está asociado a la subducción de la litósfera oceánica bajo el continente (Placa de Nazca en perfil B-B' y Antártica en C-C'). El bajo valor de V_P sobre la zona de alta velocidad y la alta razón V_P/V_S sugieren la presencia de sedimentos hidratados (Contreras-Reyes *et al.*, 2010) o bien una alta presión de poros presumiblemente por la deshidratación de sedimentos y de la corteza oceánica (Moreno *et al.*, 2014, Reyners *et al.*, 1999). Moreno *et al.*, (2014) relaciona también estos dominios de alta relación V_P/V_S con zonas de bajo acoplamiento. En el perfil B-B' esta área de bajo V_P es más pronunciada que en el perfil C-C', sugiriendo que sobre la placa Antártica podría existir una menor capa de sedimentos que en la Placa de Nazca. Contreras-Reyes (2010) muestra que entre los 45,5° S y los 48° S existe evidencia de la formación de un prisma de acreción grande, facilitado por la baja velocidad de convergencia y la ortogonalidad de esta. La subducción de material sedimentario tiende a verse aumentada en bordes donde la velocidad de convergencia es mayor, pudiendo la placa subductante transportar más material. Esto explicaría la presencia de un canal de subducción más grande al sur de Chile, mientras que al sur del PTC la baja tasa de convergencia de la placa Antártica promueve la formación de un prisma comparativamente más grande que al norte del PTC (Contreras-Reyes *et al.*, 2010). Al este de la fosa se observa un área de baja velocidad (< 6 [km/s]) en ambos perfiles de aproximadamente 50 kilómetros de ancho entre los 10 y 20 [km] de profundidad aproximadamente, sin embargo sus dimensiones exactas no pueden ser constreñidas por la posibilidad de *smearing* presente. Esta zona de baja velocidad se corresponde con altos valores de V_P/V_S

superiores a 1,80 y se ve acompañada en el perfil C-C' por sismicidad distribuida verticalmente con profundidades entre los ~ 2 y ~ 10 kilómetros, ubicados entre 75 y 100 [km] de distancia de la fosa (en los alrededores de Golfo de Penas) lo que tiende a reforzar la evidencia de la presencia de un prisma de acreción de grandes dimensiones en esta área.

De los resultados de la tomografía y la distribución de la sismicidad no es posible delimitar ni constreñir con precisión la geometría de la subducción, sin embargo es posible apreciar que el ángulo inicial de subducción es somero, de unos 10 a 15 grados, en los primeros kilómetros de esta haciéndose más pronunciado hacia el oeste. La geometría que logra esbozarse gracias a la sismicidad presente en el perfil B-B' guarda similitud con la presentada por Lange *et al.*, 2007 para el archipiélago de Chiloé, con un inicio somero y una progresiva profundización del ángulo de subducción. La falta de terremotos más profundos que 30 [km] dificulta la definición más precisa de una geometría e impide hacer paralelos más grandes con el estudio de Lange *et al.*, 2007.

5.3.2. Volcanismo de arco.

La Zona Volcánica Sur termina con el centro volcánico Murta (ver figura 2.2), sin embargo el volcán Hudson es el último importante y con actividad reciente, destacando su erupción en 1991. El volcán Hudson está emplazado en el extremo este del perfil B-B', pudiéndose observar sismicidad asociada al volcán a alrededor de 300 kilómetros de distancia de la fosa, con profundidades de aproximadamente 5 [km], como puede verse en la figura 5.7. En esta zona hay velocidades altas de velocidad de onda compresional (>7 [km/s]) asociadas a altos valores de V_P/V_S ($>1,80$), características que no están presentes en la transecta C-C', cuyas velocidades V_P en esta zona son más bajas, al igual que las relaciones V_P/V_S , que fluctúa en torno a 1,74, lo que podría ser indicativo de material rígido y sin mayor contenido de fluidos, correlacionado con el gap volcánico al sur del volcán Hudson. Esta observación, sin embargo, se encuentra al límite de la resolución

presente en el trabajo, por lo que se necesita más estudios en la parte sur de la ZVS para confirmarla. En contraste, las altas V_P y V_P/V_S en B-B' indicarían la surgencia de material mantélico hidratado hacia la superficie (Hicks *et al.*, 2014), lo que se vería reforzado por la presencia de termas en las inmediaciones, como las termas de Quitralco, ubicadas al norte del perfil B-B'.

5.3.3. Ventana Astenosférica.

En la transecta C-C' se observa la presencia de una región de entre 120 a 150 kilómetros de ancho que se extiende hasta cerca de 15 [km] de profundidad (ubicada aproximadamente entre los 100 y 250 kilómetros de distancia a la fosa, siendo su delimitación exacta difícil por la probable presencia de esparcimiento) de alta relación V_P/V_S ($\sim 1,85$) enmarcada por regiones de más baja razón ($\sim 1,78$). La falta de resolución en zonas de baja profundidad impide la observación de esta masa en superficie. Dentro de esta área no hay eventos sísmicos, sin embargo en el margen inferior, alrededor de 15 [km] de profundidad, se evidencia la presencia de sismicidad agrupada en un *cluster* a alrededor de 15 [km] de profundidad. En el caso del modelo de velocidad V_P se evidencia velocidades moderadas de cerca de 6,5 [km/s] en el área donde se encuentra la masa de alta relación V_P/V_S , esto podría deberse a la surgencia de material mantélico de alta velocidad V_P a una zona con baja velocidad (es decir la corteza continental), producto de la presencia de la Ventana Astenosférica. El ancho de esta anomalía es concordante con las estimaciones de la velocidad de subducción de la dorsal y la edad de esta sección subductada (Breitsprecher & Thorkelson, 2009). Se estimó una velocidad de 49 [mm/año], que por 3 millones de años resultaría en una ventana de cerca de 150 kilómetros de ancho, bajo la suposición de que la ventana comienza a formarse apenas empieza la subducción de la dorsal. En el perfil B-B' se observa la presencia de dos zonas de alto V_P ($V_P \approx 7$) a los 150 y 200 kilómetros de distancia de la fosa y que se extienden desde los 20 [km] de profundidad hasta los 10, aproximadamente. La anomalía presente a los 200 [km] presenta sismicidad agrupada a aproximadamente 15 kilómetros de profundidad.

Esta anomalía es también observable en el perfil C-C'.

Gallego *et al.*, 2010 muestra el resultado de una tomografía de ruido sísmico de la zona, sin embargo, por la falta de estaciones OBS este estudio adolece de falta de resolución al oeste de la Península de Taitao, zona que es resuelta en este trabajo. Los resultados (ver figura 5.9) muestran un déficit de velocidad de onda de corte en el interior de la Península de Taitao, bajo el Lago Presidente Ríos, desde los 12,5 kilómetros de profundidad y que se extiende hacia el sur este. Esto se condice con los resultados obtenidos en este estudio, coincidiendo con la masa de alta razón V_P/V_S (producto de la baja velocidad de onda de corte) y velocidades medias de V_P ($\sim 6,5$ [km/s]).

La reconstrucción cinemática de la ventana realizada por Breitsprecher & Thorkelson (2009) muestra que la ventana migró hacia el norte en conjunto con el PTC, estando la sección más joven en la actualidad bajo la Península de Taitao (ver figura 2.6). Esta sección joven (~ 3 Ma) (parte D en dicha figura) a la altura del perfil C-C' (sobre el Lago Presidente Ríos, aproximadamente) muestra un ancho de cerca de 120 [km], según la escala de la figura 2.6, lo que corresponde con el resultado obtenido en la tomografía, reforzando la idea de que esta masa muestra la Ventana Patagónica.

La tomografía telesísmica de Russo *et al.*, (2010) muestra un área que es identificada por los autores como una ventana astenosférica, producida por la subducción del segmento anterior de la Dorsal de Chile, subductado hace ~ 6 Ma, que yace al sureste de la ventana resuelta en este estudio.

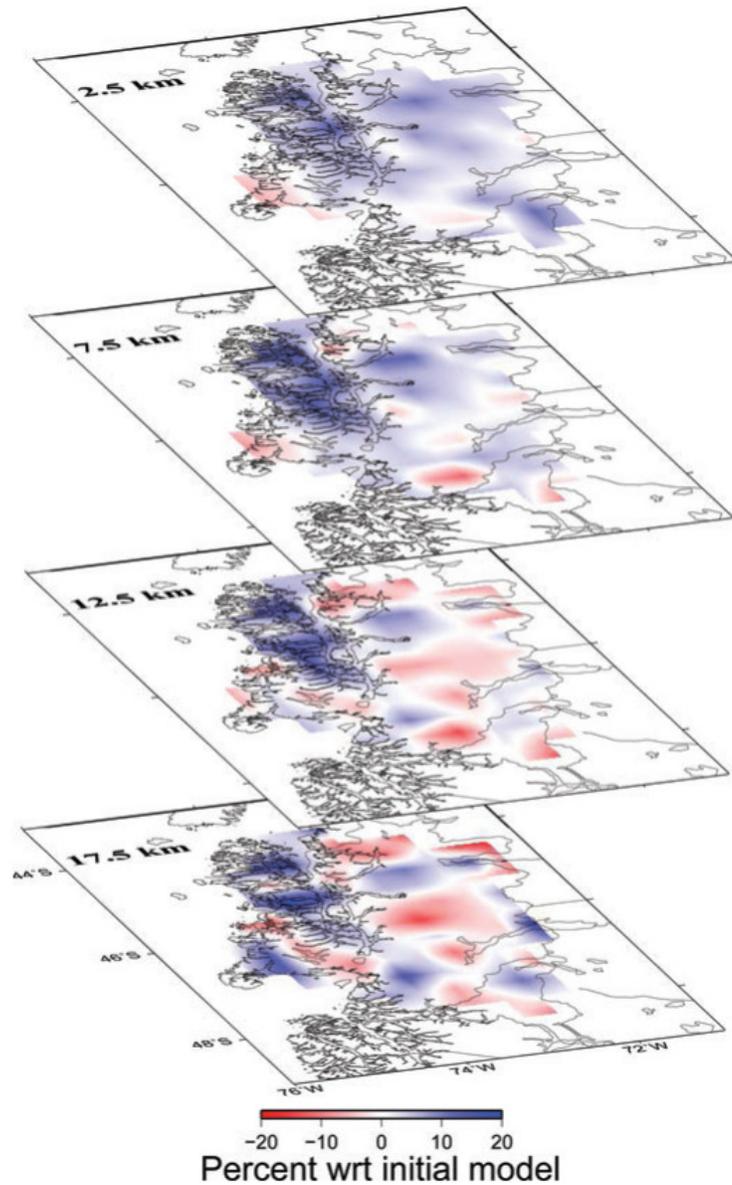


Figura 5.9: Tomografía de ruido 3-D de la Península de Taitao. Resultados muestran el porcentaje de variación de la velocidad de onda de corte con respecto al modelo inicial. Se observa una zona de baja velocidad bajo el Lago Presidente Ríos, similar a la observada en el perfil C-C'. Figura Extraída de Gallego *et al.*, 2010.

Capítulo 6

Conclusiones y discusión.

La inclusión de estaciones OBS en las cercanías del PTC fue crucial en la realización de este trabajo, permitiendo localizar eventos sísmicos con la suficiente calidad y bajos errores en el sentido este-oeste para toda la región, además de permitir localizar con precisión eventos que ocurren en las vecindades del PTC y la fosa. Estas estaciones en conjunto con las terrestres permiten contar con un GAP relativamente bajo en la localización de los eventos utilizados en la tomografía.

La relativa baja cantidad de estaciones y de datos, y la consecuente baja densidad de rayos no permite poder resolver de manera fina las estructuras de velocidad presentes en las zonas estudiadas en este trabajo, no permitiendo constreñir concluyentemente en profundidad las estructuras y dificultando su delimitación en sentido horizontal. Además, esta baja densidad no permite resolver estructuras de tamaños menores a unos 50 [km] de ancho por 20 [km] de profundidad. Para un siguiente estudio con mayor resolución y que permita delimitar y definir la geometría de estructuras presentes en la zona es necesaria la inclusión de más estaciones, tanto terrestres como OBS, así como aumentar el tiempo de registro para garantizar una mejor y más completa base de datos.

La sismicidad en la zona de estudio tiende a ser somera y a tener orígenes tanto volcánicos como tectónicos, agrupándose en racimos distintivos asociados a la ZFLO, al volcán Hudson y a actividad en el PTC principalmente, como fue evidenciado en Agurto-Detzel *et al.*, 2014. Se observa además actividad sísmica con profundidades que llegan hasta los 25 kilómetros en la posición del PTC, que podría estar asociada a actividad tectónica del Punto Triple, esto coincide con lo expuesto por Sáez *et al.* (exposición en XV Congreso Geológico Chileno), quienes mostraron evidencia de tremores no volcánicos bajo el PTC a profundidades similares a las localizadas en este trabajo.

Los resultados de la inversión tomográfica y la localización de terremotos permitieron caracterizar estructuras geológicas asociadas a la subducción de la Dorsal de Chile, al antearco y al arco volcánico. No es posible constreñir precisamente la geometría de la subducción, tanto para el caso de la Placa de Nazca como Antártica, pero es posible esbozar a bajas profundidades que el ángulo es somero, de entre 10° y 15° y que aumenta a medida que avanza la subducción. Asociadas a la subducción se encuentran bajas velocidades V_P y altas razones V_P/V_S , lo que sugiere la presencia de sedimentos y deshidratación de estos y de la placa.

Los resultados obtenidos bajo la Península varían drásticamente entre ambos perfiles, evidenciando grandes diferencias estructurales entre estos. Resaltando al norte dos anomalías de alto V_P , de las cuales la más oriental se expresa en la transecta sur y la presencia de zonas de alto V_P y alto V_P/V_S , que podría sugerir la surgencia de material mantélico hacia el arco volcánico. En esta transecta (C-C') sobresale notablemente la presencia de una masa de alta V_P/V_S y V_P moderado a alto que coincide fuertemente con la posición y extensión de la ventana astenosférica sugerida por otros estudios (e.g.: Breitsprecher & Thorkelson, 2009, Gallego *et al.*, 2010, Russo *et al.*, 2010), lo que soporta evidencia tendiente a confirmar la hipótesis planteada para este trabajo.

Este estudio es el primero en observar la ventana astenosférica correspondiente a la dorsal subductada hace ~ 3 Ma con la resolución suficiente para estimar su tamaño y profundidad. Los resultados obtenidos sugieren que la divergencia de las placas continúa tras la subducción de la dorsal, y que la formación de la ventana comienza poco tiempo después de que la dorsal ha subductado.

Bibliografía

- [1] Aki, K., Lee, W.H.K., 1976. Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.* 81, 4381–4399.
- [2] Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., Bataille, K., Miller, M., Iwamori, H., & Priestley, K. (2014). Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 1–11.
- [3] Aster, R., Borchers, B., Thurber, C. (2012). *Parameter estimation and inverse problems*. Academic Press.
- [4] Azúa K., 2016. Tomografía Sísmica en la vecindad de la península de Arauco a partir de las réplicas del terremoto del Maule Mw 8.8 de 2010. Tesis para optar al título profesional de Geofísico presentada a la Universidad de Concepción. <http://www.mttm11r.com/TEMP/TesisKellenAzua.pdf>
- [5] Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M., Thomas, G., 1972. Well-to-well seismic measurements. *Geophysics* 37, 471–480
- [6] Breitsprecher, K., Thorkelson, D., (2009). Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 464 (2009) 10-20.

- [7] Cande, S., & B. Leslie, R. (1986). Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 91. 10.1029/JB091iB01p00471
- [8] Cembrano, J., Hervé, F., Lavenue, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55e66
- [9] Vlastislav Cerveny, Jose Eduardo P. Soares; Fresnel volume ray tracing. *Geophysics* ; 57 (7): 902–915.
- [10] Collings, R., Lange, D., Rietbrock, A., Tilmann, F., Natawidjaja, D., Suwargadi, B., Miller, M., Saul, J., 2012. Structure and seismogenic properties of the Mentawai segment of the Sumatra subduction zone revealed by local earthquake travelttime tomography. *J. Geophys. Res.* 117, B01312. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008469>.
- [11] Contreras-Reyes, E., E. R. Flueh, and I. Grevemeyer (2010), Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes, *Tectonics*, 29, TC6018, doi:10.1029/2010TC002734.
- [12] DeLong, S. E., & Fox, P. J. (1977). Geological consequences of ridge subduction. *Maurice Ewing Series*, 221–228. doi:10.1029/me001p0221
- [13] Díaz, F., 2018. Localización de sismos en las cercanías del Punto Triple Chileno. Tesis para optar al título profesional de Geofísico presentada a la Universidad de Concepción. <http://www.dgeo.udec.cl/wp-content/uploads/2018/08/TesisFelipeDiazR.pdf>
- [14] D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., Gonzalez-Ferrán, O., Lahsen, A., Omarini, R., (2003). The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile), *Journal of South American Earth Sciences* (2003) 219-242.

- [15] Dziewonski, A. M. & Woodhouse, J. H., 1987. Global images of the Earth's interior, *Science*, 236, 37-48.
- [16] Folguera, A., Ramos, V., Melnick D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 2, p.151-165 , 2 Figs., 2 Láms., Diciembre 2002.
- [17] Forsythe, R., & Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4(5), 477–495. doi:10.1029/tc004i005p00477
- [18] Fowler, C.M.R (2005). *The Solid Earth, an Introduction to Global Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- [19] Gallego, A. Russo, R., Comte, D., Mocanu, V., Murdie, R. (2006). Non-Volcanic Seismic Tremor in the Chile Triple Junction Region. AGU Fall Meeting Abstracts.
- [20] Gallego, A., Russo, R., Comte, D., Mocanu, V., Murdie, R. & Vandecar, J. C. (2010) Seismic noise tomography in the Chile ridge subduction region. *Geophys. J. Int.* (2010) 182, 1478–1492
- [21] Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), *Bulletin of St. Louis University*, 8(1), 56-71.
- [22] Haller, M.J. and Lapido, O.R., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth-Sci. Rev.*, 18:395-410
- [23] Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., Dahm, T., 2009. Structure of the seismogenic zone of the southcentral Chilean margin revealed by local earthquake travelttime tomography. *J. Geophys. Res.* 114, B01317. <http://dx.doi.org/10.1029/2008jb005802>.

- [24] Herron, E., Cande, S., Hall, B., 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile Margin Triple Junction. In: Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence. Geol. Soc. Am. Mem, vol. 154, pp. 683-702
- [25] Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I., Lee, C-S., Miller, M. (2014), Anatomy of a megathrust: The 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters* 405 (2014) 142–155
- [26] Holbrook, S., Mooney, W., Christensen, N. (1992). The seismic velocity structure of the deep continental crust. *Developments in Geotectonics*. 23. 1-43.
- [27] Husen, S.(2011). Seismic Tomography, Fall semester 2011 [Presentación]. Extraída de http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/tomography/Lecture4_23112011.pdf
- [28] Iwamori, H. (2000). Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Science Letters* 181 (2000) 131-144
- [29] Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, U. Kradolfer (1994), Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 99(B10), 19635–19646, doi: 10.1029/93JB03138.
- [30] Kravtsov, Yu.A., Orlov, Yu.I. (1980). Geometrical optics of inhomogeneous media (in Russian). Moscow: Nauka. Translation to English by Springer, Berlin 1990.
- [31] Lee, W. H. K., Valdes C. M. (1985). HYP071PC: A personal computer version of the HYP071 earthquake location program, U. S. Geological Survey Open File Report 85-749, 43 pp.
- [32] Lévêque, J. J., Rivera, L., Wittlinger, G. (1993). On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions. *Geophysical Journal International*, 115, 313–318.
- [33] Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.

- [34] Michelini, A., McEvelly, T.V. (1991). Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization. *Bulletin of the Seismological Society of America* (1991) 81 (2): 524-552.
- [35] Miller, M. & Bataille, K. & Priestley, K. & Iwamori, H. & Calisto, I. (2005). Seismic imaging of a subducted ridge, southern Chile. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 86.
- [36] Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S., & Heidbach, O. (2014). Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, 7(4), 292–296. doi:10.1038/ngeo2102
- [37] Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), n/a–n/a. doi:10.1029/2007gc001743
- [38] Murdie, R. E., Prior, D. J., Styles, P., Flint, S. S., Pearce, R. G., & Agar, S. M. (1993). Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21(12), 1095.
- [39] Murdie, R., Styles, P., Prior, D., Daniel, A. (2000). A new gravity map of southern Chile and its preliminary interpretation. *Revista Geologica De Chile* 27(1)
- [40] Murdie, R., Russo, R., (1999), Seismic anisotropy in the region of the Chile margin triple junction. *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1999) 261-270.
- [41] Naranjo, J. A., Arenas, M., Clavero, J. & Muñoz, O. (2009). Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. *Andean geology*, 36(1), 137-145. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-71062009000100011>
- [42] Parraguez B., 2011. Tomografía Telesísmica de onda P en la Región de Aysén. Tesis para optar al título profesional de Geofísico presentada a la Universidad de Concepción. <http://www.dgeo.udec.cl/wp-content/uploads/2013/07/bego%C3%B1a.pdf>

- [43] Rawlinson, N., Kennett, B.L.N., 2008. Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachan Orogen. *Aust. Phys. Earth Planet. Inter.* 167, 84–97
- [44] Rawlinson, N., Pozgay, S., Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: A window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3-4), 101–135.
- [45] Rawlinson, N., Fitchner, A., Sambridge M., Young, M.K. (2014). Seismic tomography and the assessment of uncertainty. *Advances in Geophysics*, 55, 1-76.
- [46] Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G. (1999). A three-dimensional image of shallow subduction: Crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zealand. *Geophysical Journal International*. 137. 873 - 890.
- [47] Rezaeifar, M., Kissling, E., Shomali, Z.H., Shahpasand-Zadeh, M. (2016). 3D crustal structure of the northwest Alborz region (Iran) from local earthquake tomography. *Swiss Journal of Geosciences* 109 (3), 389-400
- [48] Russo, R., Gallego, A., Comte, D., Mocanu, V., Murdie, R., VanDecar, J.C., (2010). Source-side shear wave splitting and upper mantle flow in the Chile Ridge subduction region, *Geology* (2010) 38 (8): 707-710.
- [49] M. Sáez, S. Ruiz, S. Ide & H. Sugioka. Non-Volcanic Tremor activity in the Chile Triple Junction detected by OBS stations. Presentación XV Congreso Geológico Chileno, 21 de noviembre, 2018.
- [50] Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- [51] Spakman, W., & Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. In N. J. Vlaar, G. Nolet, M. J. R. Wortel, & S. A. P. Cloetingh (Eds.), *Mathematical geophysics: A survey of recent developments in seismology and geodynamics* (pp. 155–187). Netherlands: Springer.

- [52] Spudich, P. & Orcutt, J. (1980). A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Reviews of geophysics and space physics*, 18, 627-645.
- [53] Tatham, R. H. (1982). Vp/Vs and lithology. *GEOPHYSICS*, 47(3), 336–344.
doi:10.1190/1.1441339
- [54] Taylor S. R. & McLennan S. M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- [55] Toomey, D.R. & Foulger, G.R., 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland. *J. Geophys. Res.*, 94, 17497-17510.

Apéndice A

Anexos

A.1. Formulación ecuación de momento sísmico y obtención de las velocidades.

Las fuerzas que actúan sobre un cubo infinitesimal en un sistema coordenado (x_1, x_2, x_3) pueden ser divididas en dos grupos, aquellas fuerzas de superficie que actúan sobre las caras del cubo y aquellas fuerzas de cuerpo que actúan sobre el volumen completo.

Las fuerzas de superficie sobre el cubo están dadas por el producto del vector de tracción por el vector de superficie de cada cara. En un campo de estreses homogéneo, la fuerza neta sobre el cubo será nula, porque las tracciones en caras opuestas se cancelarían. En el caso contrario, de existir gradientes espaciales en el campo, la fuerza neta sobre el cubo infinitesimal estará dada por la suma de estos gradientes sobre todas las caras, de la forma:

$$F_i = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} dx_1 dx_2 dx_3 = \partial_j \tau_{ij} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (\text{A.1})$$

Las fuerzas de cuerpo en tanto actúan sobre el volumen del material, de manera que la fuerza de cuerpo puede ser expresada como:

$$F_i^c = f_i dx_1 dx_2 dx_3 \quad (\text{A.2})$$

donde f_i tiene unidades de fuerza sobre volumen. Si se expresa la masa del cubo en términos de su densidad como $m = \rho dx_1 dx_2 dx_3$, se puede escribir la segunda ley de Newton para este cubo como

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_i \tau_{ij} + f_i \quad (\text{A.3})$$

donde ρ es la densidad, \mathbf{u} es el vector desplazamiento, τ es el estrés y \mathbf{f} es la fuerza de cuerpo, que consiste en la gravedad y otras fuerzas más débiles en comparación, como la fuerza magnética actuando sobre rocas con conductividad, por ejemplo. La gravedad es un factor importante en ondas de muy baja frecuencia (o periodos muy altos, de ~ 300 [s]), donde su aporte como fuerza restauradora no es despreciable, sin embargo, en el caso de las ondas de cuerpo y superficie, su efecto puede ser despreciado y la ecuación de momento puede ser reescrita como:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_i \tau_{ij} \quad (\text{A.4})$$

La que controla la propagación de las ondas sísmicas en el campo lejano.

Para resolver la ecuación A.4, se necesita de alguna expresión que relacione el estrés con el desplazamiento. Para esto, se puede considerar la relación entre el estrés y la deformación en un medio lineal, homogéneo e isotrópico,

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (\text{A.5})$$

A.1. FORMULACIÓN ECUACIÓN DE MOMENTO SÍSMICO Y OBTENCIÓN DE LAS VELOCIDADES. 107

donde δ es la función Delta de Kronecker, λ y μ son los parámetros de Lamé y e_{ij} es el tensor de deformación, el cual se define como

$$e_{ij} = \frac{1}{2} (\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (\text{A.6})$$

Si se reemplaza A.6 en A.5 se obtiene,

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (\text{A.7})$$

que es la relación entre τ y el desplazamiento que se deseaba. Finalmente si reemplaza esta en la ecuación A.4, se obtiene:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \partial_j [\lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i)] \\ \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \mu \partial_j \partial_i u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i \\ \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \partial_i \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \mu \partial_i \partial_j u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i \end{aligned} \quad (\text{A.8})$$

transformando de notación indicial a notación vectorial, esta ecuación puede ser escrita como

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (\text{A.9})$$

Utilizando la identidad vectorial

$$\nabla^2 \mathbf{u} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}$$

se obtiene

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (\text{A.10})$$

Se puede considerar que la velocidad es solo función de la profundidad, por lo que el medio puede ser considerado como una serie de capas homogéneas, donde el gradiente de los parámetros de Lamé es nulo, por lo que los dos primeros términos de la ecuación anterior pueden ser despreciados, obteniéndose finalmente la ecuación de momento para un medio homogéneo

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (\text{A.11})$$

La onda P es compresional, mientras que la onda S es de cizalle, esto permite separar esta ecuación en soluciones para ambas ondas tomando la divergencia y el rotor de la ecuación, para la onda P y la onda S, respectivamente.

Calculándose la divergencia, se obtiene

$$\frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (\text{A.12})$$

De esta se obtiene que la velocidad de la onda P es

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad (\text{A.13})$$

Análogamente, calculando el rotor de la ecuación, se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} &= -\frac{\mu}{\rho} \nabla \times \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) \\ \frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \end{aligned} \quad (\text{A.14})$$

De donde se obtiene que la velocidad de la onda S es

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (\text{A.15})$$

Con estas velocidades es posible reescribir la ecuación de momento para un medio homogéneo de la forma:

$$\ddot{\mathbf{u}} = \alpha^2 \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \beta^2 \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (\text{A.16})$$

Ecuación que controla el comportamiento de las ondas sísmicas en medios homogéneos en campo lejano.

A.2. Definición módulo de Poisson.

En un cuerpo elástico sometido a una tensión a lo largo de uno de sus ejes x_1 , las deformaciones transversas (a lo largo de sus otros ejes) ϵ_{22} y ϵ_{33} no son independientes de la deformación a lo largo del eje sobre el que actúa la tensión, ϵ_{11} .

Considere la barra de dimensiones x e y , descrita en la figura A.1 por la línea segmentada, sometida a una fuerza extensiva F_x sobre su eje principal. Esta fuerza deforma a la barra estirándola a lo largo del eje sobre el que actúa en Δx y estrechándola paralelamente a sus otros ejes en Δy y Δz , hasta llegar a sus dimensiones finales $x + \Delta x$, $y - \Delta y$ y $z - \Delta z$, como puede verse en la figura A.1, el adelgazamiento transversal es simétrico.

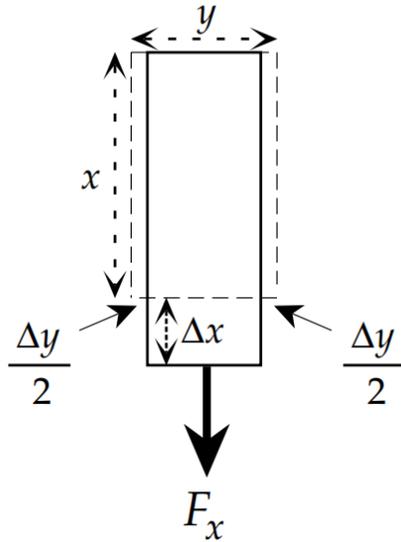


Figura A.1: Esquema de una barra sometida a una fuerza a lo largo de uno de sus ejes y las deformaciones asociadas a esta. Extraída de *Fundamentals of Geophysics*.

Las deformaciones transversas ($\Delta y/y = \epsilon_{yy}$ y $\Delta z/z = \epsilon_{zz}$) son de signo opuesto a la extensión longitudinal ($\Delta x/x = \epsilon_{xx}$), pero proporcionales a esta. Así, las deformaciones pueden ser expresadas como:

$$\epsilon_{yy} = -\nu\epsilon_{xx}$$

$$\epsilon_{zz} = -\nu\epsilon_{xx}$$

Esta constante de proporcionalidad es el Módulo de Poisson, y representa la relación entre las componentes transversales y axiales de la deformación. Es importante recalcar que ν es igual para ambos ejes transversales,

$$\nu = -\frac{\epsilon_{yy}}{\epsilon_{xx}} = -\frac{\epsilon_{zz}}{\epsilon_{xx}} \quad (\text{A.17})$$

A.3. Archivo final CNTL de control de SIMUL2000.

```

73 0 0 1.0 4 1 0          neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3
10 0.5 0.0050 0.01 -2.0 0.50 0.1 0.40 nitloc, wtsp, eigtol, rmscut, zmin, dxmax, rderr,
2 0.25 0.05 0 150.0 300.0 100.00 1.00 hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp, vpvsdmp, stadmp, st
2 2 25 0.0005 1 0.002 5      ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl
100.0 400.0 1.50 2.50 6.00 delt1, delt2, res1, res2, res3
9 3 2.0 2.0              ndip, iskip, scale1, scale2
1.2 0.0005 200 200      xfax, tlim, nitpb1, nitpb2
1 1 0                  iusep, iuses, invdel
0 100.0 0.05          iuseq, qvpmax, qdamp

```