



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**TOMOGRAFÍA SÍSMICA PASIVA 3D DE ESTRUCTURAS CORTICALES EN EL
MARGEN COSTERO DE CHILE CENTRAL: CARACTERIZACIÓN EN
PROFUNDIDAD DE LA FALLA DE PICHILEMU**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

DANIELA TERESA CALLE GARDELLA

PROFESORA GUÍA:
DIANA COMTE SELMAN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT N° 1161806

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE:
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: DANIELA TERESA CALLE GARDELLA
FECHA: 10/10/2018
PROF. GUÍA: DIANA COMTE

TOMOGRAFÍA SÍSMICA PASIVA 3D DE ESTRUCTURAS CORTICALES EN EL MARGEN COSTERO DE CHILE CENTRAL: CARACTERIZACIÓN EN PROFUNDIDAD DE LA FALLA DE PICHILEMU

El 27 de febrero de 2010, se produjo un terremoto interplaca (M_w 8.8) en la zona Centro-Sur de Chile, seguido de una secuencia de réplicas, de las cuales destacan algunos terremotos corticales en el margen de Chile Central con mecanismos focales normales. Esta actividad duró varios meses, y tuvo sus eventos más importantes el 11 de marzo de 2010 ($M_w=6.9$ y $M_w=7.0$). Un estudio inicial de esta secuencia analizó un conjunto de datos de aproximadamente 630 terremotos registrados localmente por una red de 8 estaciones sísmicas de periodo corto, instalada inmediatamente después de ocurrido el sismo principal; este estudio asoció la actividad sísmica cortical con la activación del sistema de fallas de Pichilemu.

En esta Tesis se presenta una caracterización más detallada, y en profundidad, de dicho sistema de fallas, generado a partir de una tomografía sísmica pasiva utilizando el registro de 20 estaciones sismológicas de período corto durante 2 meses en 2017 y ubicada entre los 34°S y 35°S (entre las ciudades de Navidad e Iloca). Dicha red sismológica registró 1493 sismos locales. Este trabajo incluye datos no procesados de la red 2010, detectando 1741 sismos adicionales. Con esta nueva base de datos y utilizando la metodología de inversión conjunta, se determinó un modelo 3D de velocidad de ondas P y S, y además se calculó la relación V_p/V_s en la zona de estudio.

La distribución de la sismicidad cortical registrada se extiende desde el contacto interplaca (ca. 30 km de profundidad) hasta casi la superficie, a lo largo de un plano inclinado hacia el SW, de orientación NW-SE NNW-SSE coincidiendo con estructuras de la edad Paleozoica a Mesozoica presentes en la zona Central de Chile. La sismicidad se sitúa, dentro de o de manera contigua a una superficie de bajos V_p y V_s , que se correlacionan principalmente con zonas de fracturamiento intenso asociadas al sistema de fallas de Pichilemu, y un alto contraste de V_p/V_s , que se correlaciona con las zonas de la corteza del antearco que probablemente estén debilitadas por la presencia de fluidos.

Bajo la estructura principal de la falla de Pichilemu, la razón V_p/V_s aumenta y la velocidad V_s disminuye hasta la cuña mantélica, la cual probablemente está altamente hidratada por fluidos liberados desde la subducción. Hacia el Este de la estructura principal de la falla, ésta se delimita por una estructura de altas velocidades V_p y V_s , y una baja razón V_p/V_s , lo que se asocia a la presencia de intrusivos del Carbonífero y a actividad magmática del Jurásico, presentes en la Cordillera de la Costa.

Por lo tanto, la ubicación del sistema de fallas de Pichilemu estaría determinada por contrastes reológicos heredados de la evolución del complejo de subducción que representa la actual Cordillera de la Costa.

“El mejor momento para plantar un árbol fue hace 20 años.

El segundo mejor momento es ahora”

Proverbio Chino

Agradecimientos

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt N° 1161806, sin el cual este proyecto no hubiese podido ser llevado a cabo.

También quisiera agradecer de todo corazón a mi profesora guía Diana Comte por confiarme este proyecto desde el principio, y por toda su paciencia para enseñarme (y escucharme), y el cariño y preocupación entregado. Al profesor Marcelo Farías por generar la oportunidad de llevar a cabo este estudio y por compartir su amplio conocimiento de Sismotectónica, siendo una parte fundamental de mi tesis. Agradezco también al Profesor Francisco Ortega por su apoyo en los conceptos más fundamentales de la inversión.

Además, quisiera agradecer al Dr. Andreas Rietbrock del *Geophysical Institute Karlsruhe Institute of Technology (KIT)* por el apoyo instrumental, y al Dr. Steven Roecker de *Rensselaer Polytechnic Institute (RPI)*, no solo por el apoyo de software, sino por su buena disposición y toda la ayuda que me brindó en todo momento, en especial durante la pasantía donde me sentí muy acogida.

Agradezco al Advanced Mining Technology Center, institución que a través del proyecto L1P1 (Dra. Diana Comte) me apoyó en la última etapa de elaboración de mi tesis.

Y por supuesto, agradecer a todas las personas que me han apoyado en esta segunda etapa de estudiante: A la gente del Departamento de Geofísica, donde tanto profesores como compañeros me apoyaron desde el primer día en esta aventura (con clases, pizzas y asados). A mi familia, en especial a mis padres, por su apoyo incondicional para que pueda seguir cumpliendo mis sueños. Y a mi oso, que ha estado ahí desde el principio, apoyándome en todo, levantándome en mis caídas, dándome ánimos en los malos momentos, y celebrando conmigo en los buenos. MUCHAS GRACIAS!.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|---|----|
| CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Motivación | 1 |
| 1.2 Objetivos | 2 |
| 1.2.1 Objetivo General..... | 2 |
| 1.2.2 Objetivos específicos | 2 |
| CAPITULO 2. MARCO TEÓRICO..... | 3 |
| 2.1 Tomografía Sísmica | 3 |
| 2.1.1 Tomografía Sísmica Pasiva (TSP)..... | 4 |
| 2.2 Anomalías de velocidad de ondas P y S | 10 |
| 2.2.1 Propiedades de las Rocas | 10 |
| 2.2.2 Interpretación de anomalías de velocidades de ondas sísmicas | 12 |
| CAPITULO 3. ANTECEDENTES | 13 |
| 3.1 Marco Geotectónico | 13 |
| 3.1.1 Margen costero de Chile Central | 13 |
| 3.1.2 Marco Local: Pichilemu..... | 16 |
| 3.2 Marco Sismológico | 18 |
| 3.2.1 Sismicidad Regional Histórica pre-Terremoto del Maule (2010)..... | 18 |
| 3.2.2 Terremoto del Maule (2010) | 18 |
| 3.2.3 Post-Terremoto del Maule (2010): Sismicidad cortical en Pichilemu..... | 19 |
| CAPITULO 4. DATOS Y METODOLOGIA..... | 22 |
| 4.1 Adquisición y Procesamiento de Datos..... | 22 |
| 4.1.1 Adquisición de Datos | 22 |
| 4.1.2 Procesamiento de datos: | 26 |
| 4.2 Metodología: Tomografía sísmica pasiva 3D | 32 |
| 4.2.1 Rutinas del problema directo | 33 |
| 4.2.2 Rutinas del problema inverso | 34 |
| 4.2.3 Selección del modelo final..... | 35 |
| 4.3 Resolución de la Tomografía: Tablero de Ajedrez o Checkerboard | 42 |
| CAPITULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN..... | 46 |
| 5.1 Sismicidad | 46 |
| 5.1.1 Sismicidad según localización | 46 |
| 5.1.2 Sismicidad según período de observación..... | 50 |
| 5.2 Modelo de velocidades 3D..... | 51 |
| 5.2.1 Anomalías en Z=0 y la geología local | 51 |

| | | |
|-------------|---------------------------------------|----|
| 5.2.2 | Anomalías en Profundidad | 54 |
| 5.2.3 | Perfiles a lo largo de la falla | 62 |
| CAPITULO 6. | CONCLUSIONES | 64 |
| CAPITULO 7. | BIBLIOGRAFÍA | 65 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 2.1: Esquema de una tomografía sísmica pasiva. Se observa como el Terremoto (Fuente) genera un frente de ondas sísmicas, los cuales recorren su trayectoria (rayos) hasta las Estaciones Sísmicas (Receptores). El registro de los tiempos de llegada de las ondas a las estaciones es utilizado en la inversión tomográfica. Los rayos que no atraviesan ninguna anomalía tienen un pequeño residuo $\Delta t \approx 0$ (diferencia entre los tiempos de llegada teóricos estimados con un modelo inicial dado, y los observados), y no contribuyen de manera significativa a un cambio en el modelo. Aquellos rayos que atraviesan una zona con anomalías de bajas velocidades tienen un $\Delta t > 0$, en cambio aquellos que atraviesan una zona con anomalía de altas velocidades presentan un $\Delta t < 0$ | 5 |
| Figura 3.1: Principales estructuras de la zona central de Chile, atingentes a este estudio. En rojo se presentan las fallas normales, en amarillo las fallas inversas. FLV: Falla Laguna Verde, FQ: Falla de Quintay, FT: Falla de Topocalma, FP: Falla de Pichilemu, FPV: Falla Pichilemu-Vichuquen. Adaptado y modificado de Farías et al. (2011). | 13 |
| Figura 3.2: Diagrama de las estructuras del segmento del Maule y su tectónica actual basada en modelo de velocidades sísmicas. Adaptado de Contreras-Reyes et al. (2010). | 15 |
| Figura 3.3: Mapa geológico de la región de Pichilemu. Las estructuras neotectónicas de la región de Pichilemu corresponden a 2 grupos: las líneas rojas corresponden al grupo de estructuras extensionales mientras que las negras son estructuras compresivas. Adaptado de Farías et al. (2011). | 16 |
| Figura 3.4: Estructuras neotectónicas de la región de Pichilemu. Las líneas rojas corresponden al grupo de estructuras extensionales con orientación NW, mientras que las líneas negras son estructuras compresivas orientadas N-S a NNE-SSW. Adaptado de Farías et al. (2011)..... | 17 |
| Figura 3.5: Perfiles topográficos muestran la elevaciones máxima y mínima de las estructuras neotectónicas de la región de estudio. Adaptado de Farías et al. (2011)..... | 17 |
| Figura 3.6: a) Mapa de zona central de Chile. b) Largos de ruptura de grandes terremotos histórica de la zona de estudio. Líneas rojas representan el intervalo del área de estudio. Modificado de Farías et al. (2011) y Jara-Muñoz et al. (2015)..... | 18 |
| Figura 3.7: a) Sismicidad durante las primeras 24 horas después del terremoto principal Mw 8.8 2010. b) Zonas de máximo deslizamiento asociadas al terremoto del Maule. Modificado de Farías et al. (2011). | 19 |
| Figura 3.8: a) Áreas de ruptura de los últimos grandes terremotos en Chile Central, b) Sismicidad durante marzo de 2010. Las fallas normales relacionadas con la secuencia de Pichilemu tienen sus mecanismos focales en blanco-rojo, mientras que los mecanismos focales de las réplicas están en blanco-negro. Adaptado de Farías et al. (2011). | 20 |
| Figura 3.9: Sismicidad cortical relacionada con la secuencia sísmica de Pichilemu del 11 de marzo de 2010. Sección regional que muestra la relación entre la secuencia sísmica de Pichilemu (círculos rojos), sismos de la subducción (círculos verdes) y los sismos superficiales asociados a la Falla El Fierro (círculos azules). Adaptado de Farías et al.(2010b) y Farías et al. (2011). | 20 |
| Figura 4.1: Localización de las estaciones sísmicas usadas en este estudio. Los triángulos amarillos muestran la red temporal instalada el año 2010, y los triángulos rojos la red temporal instalada el año 2017..... | 22 |
| Figura 4.2: Ejemplo una estación de la red temporal instalada el año 2017. | 25 |
| Figura 4.3: Esquema general de las rutinas principales utilizadas por el programa autopicker. | 27 |
| Figura 4.4: Modelo 1D de velocidad para las ondas P y S. a) Representa el modelo 1D de velocidades de ondas P (izquierda) y ondas S (derecha) hasta los 70 km de profundidad (modificado de Comte et al., 2016). b) Modelo inicial de velocidades de ondas P (izquierda) y ondas S (derecha) extrapolado en 2 dimensiones | |

| | |
|--|----|
| generando un modelo de capas planas, donde sólo existe variación de velocidad en el eje Z, para la zona de estudio..... | 28 |
| Figura 4.5: a) Grilla 3D generada según los siguientes parámetros: ancho del elemento de la grilla (h) en kilómetros, el número elementos en longitud (ncx), número elementos en latitud (ncy), y número elementos en profundidad (ncz). b) Ejemplo de un modelo de velocidades 1D capas planas extrapolado para la grilla 3D parametrizada en a). | 29 |
| Figura 4.6: Área de los filtros utilizados por los programas autopicker (rojo) y de tomografía (azul). | 30 |
| Figura 4.7: Esquema general de las rutinas principales utilizadas por el programa de tomografía. | 32 |
| Figura 4.8: a) Variación de la desviación estándar en función del número de iteraciones realizada para cada prueba. b) Variación del RMS en función del número de iteraciones realizada para cada prueba. El primer mínimo (tanto de Desviación estándar como RMS) obtenido por cada modelo de prueba es representado por un círculo en el gráfico. | 36 |
| Figura 4.9: Resultado del perfil -72.44°W, -34.25°S y azimut N108°E obtenido en cada uno de los modelos de prueba para determinar la variación del modelo en función de los parámetros “factor de amortiguación” y “ventana de suavizamiento” | 37 |
| Figura 4.10: a) Variación de la desviación estándar en función del número de iteraciones realizada para la inversión hecha con los parámetros seleccionados para determinar el modelo final: ventana móvil de suavizamiento de 7 km en dirección N-S y W-E, y 5 km en la dirección de profundidad, y un factor de amortiguación = 100. b) Variación de la desviación estándar entre cada iteración, en función del número de iteraciones. | 38 |
| Figura 4.11: Variación de la velocidad de onda P (ΔV_p) con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior. | 39 |
| Figura 4.12: Variación de la velocidad de onda S (ΔV_s) con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior. | 40 |
| Figura 4.13: Variación de la razón V_p/V_s con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior. | 41 |
| Figura 4.14: Test de resolución para los modelos de velocidades V_p y V_s . Los modelos iniciales 1D fueron perturbados con anomalías de $\pm 5\%$ a través de prismas cúbicos de $6 \times 6 \times 6 \text{ km}^3$. Los perfiles P1 a P9 corresponden a los perfiles verticales presentados en la Figura 4.15. | 43 |
| Figura 4.15: Perfiles en profundidad del test de resolución para los modelos de velocidades V_p y V_s | 44 |
| Figura 5.1: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocalizadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los sismos están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. La línea azul corresponde al ángulo asociado a la falla de Pichilemu. | 46 |
| Figura 5.2: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocalizadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los sismos están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. Las líneas negras representan los 3 perfiles a estudiar en la zona, donde el Perfil A corresponde a un perfil perpendicular a la fosa (N120°E), el Perfil B corresponde a un perfil en la dirección de la sismicidad estudiada (N145°E), y el Perfil C corresponde a un perfil perpendicular al perfil B (N55°E). La zona morada representa el área de estudio de la Figura 5.4. | 47 |
| Figura 5.3: Perfiles identificados en la Figura 5.2, donde: a) es el Perfil A (perpendicular a la fosa), con azimut de N120°E; b) es el Perfil B (en el sentido de la sismicidad), con un azimut de N145°E; y c) el Perfil C (perpendicular al perfil B), con un azimut de N55°E. Los círculos amarillos corresponden a la sismicidad registrada por las estaciones temporales del año 2010, y los círculos rojos corresponden a la sismicidad registrada por la red temporal del año 2017. La proyección de las estaciones utilizadas se ilustra con | |

| | |
|--|----|
| triángulos invertidos amarillo (2010) y rojo (2017). La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (n https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 1 km para el modelo de subducción, y ± 100 km para la sismicidad. | 48 |
| Figura 5.4: Perfil C (con un azimut de N55°E) donde se resalta la sismicidad de la zona de Pichilemu (zona morada de la Figura 5.2). Los círculos morados corresponden a la sismicidad registrada en la zona de Pichilemu, y los círculos grises representan el resto de la sismicidad. La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 1 km para el modelo de subducción, y ± 100 km para la sismicidad | 49 |
| Figura 5.5: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocalizadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los círculos amarillos corresponden a la sismicidad registrada por las estaciones temporales del año 2010, y los círculos rojos corresponden a la sismicidad registrada por la red temporal del año 2017. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. | 50 |
| Figura 5.6: Anomalías de velocidad determinadas en Z=0 km. Las figuras a) y b) representan a Vp% y Vs% respectivamente, donde la línea punteada azul resalta las anomalías positivas de alta velocidad, y en rojo se resalta las anomalías negativas de baja velocidad. El blanco representa al rango -1% a 1%. La figura c) representa la razón Vp/Vs, donde la línea punteada azul representa las anomalías de alto Vp/Vs, y en rojo las anomalías de bajo Vp/Vs. El blanco representa al rango 1.74 a 1.77. | 51 |
| Figura 5.7: Geología de la zona de estudio (Figura 3.3), con el modelo de velocidades en Z=0 km sobre ella. La descripción del modelo de velocidades es la misma que en la Figura 5.6..... | 52 |
| Figura 5.8: Mapa con 3 perfiles perpendiculares a la fosa en la zona de estudio para analizar las principales anomalías. Los círculos representan los sismos, los cuales están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. Las líneas negras representan a los 3 perfiles (de P1 a P3) a estudiar en la zona, y con una orientación N120°E. | 54 |
| Figura 5.9: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa para velocidades de la onda P. La columna izquierda representa el modelo de velocidad de onda P (Vp) en km/s. La columna derecha corresponde a la variación porcentual de la velocidad de onda P (%Vp) con respecto al modelo inicial. Con línea punteada se resaltan las anomalías observadas, teniéndose en azul las anomalías alta velocidad, y en rojo las anomalías de baja velocidad. Las letras A, B, C, D y E representan las 4 principales anomalías de velocidad identificadas en los perfiles. La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php), y la línea rosada corresponde al Moho graficado a partir de los datos de Tassara & Echaurren. (2012). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 5 km para el modelo de velocidades, ± 10 km para la sismicidad, y ± 1 km para la topografía, la subducción y el moho. | 55 |
| Figura 5.10: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa para velocidades de la onda S. La columna izquierda representa el modelo de velocidad de onda S (Vs) en km/s. La columna derecha corresponde a la variación porcentual de la velocidad de onda S (%Vs) con respecto al modelo inicial. El detalle de la figura es el mismo que el descrito en la Figura 5.9. | 56 |
| Figura 5.11: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa, para Vp/Vs. Las líneas rojo oscuro y azul oscuro representan las anomalías de baja y alta velocidad Vp, respectivamente, y las líneas naranja y celeste representan las anomalías de baja y alta velocidad Vs respectivamente. En blanco se representa el rango de Vp/Vs entre 1.74 y 1.77. El detalle de la figura es el mismo que el descrito en la Figura 5.9. | 57 |

Figura 5.12: Mapa con 2 perfiles (Azimut=N55°E, con una separación de 20 km) perpendiculares a la tendencia de la sismicidad cortical presentada (Perfil B: Azimut=N145°E). Los círculos representan los sismos, los cuales están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. 62

Figura 5.13: Resultado de los perfiles mostrados en Figura 5.12, donde: a) representa el modelo de variación porcentual de la velocidad de onda P (Vp%), b) representa el modelo de variación porcentual de la velocidad de onda S (Vs%), y c) representa el modelo de variación del parámetro Vp/Vs. La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ±5 km para el modelo de velocidades, ±10 km para la sismicidad, y ±5 para la subducción,. 63

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 2.1: Resumen de interpretaciones para anomalías de valores Vp, Vs y Vp/Vs..... | 11 |
| Tabla 4.1: Ubicación de las estaciones de la red temporal del año 2010..... | 23 |
| Tabla 4.2: Información de las estaciones de la red temporal del año 2017. | 24 |
| Tabla 4.3: Parámetros de parametrización de la grilla 3D para programa autopicker..... | 29 |
| Tabla 4.4: Detalle de la data de sismos utilizados para la inversión de la tomografía | 31 |
| Tabla 4.5: Parámetros de parametrización de la grilla 3D para la tomografía | 33 |
| Tabla 4.6: Detalle de los parametros a variar en cada una de las inversiones de prueba a realizar. | 35 |
| Tabla 5.1: Detalle de la variación de velocidad máxima de Vp y Vs, perfil por perfil, para las 5 anomalías observadas en la Figura 5.9 y Figura 5.10. | 58 |

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

En el registro histórico de sismos en la zona central de Chile se puede observar la ocurrencia de grandes terremotos de subducción, tales como los terremotos de Valparaíso 1730, Concepción 1835, Valparaíso 1906 ($M_s=8.3$), Valparaíso 1985 ($M_w=8.0$) y Maule 2010 ($M_w=8.8$) [Comte et al., 1986; Campos et. al, 2002; Delouis et. al, 2010]; sin embargo, a partir de la ruptura interplaca del 27 de febrero de 2010 ($M_w 8.8$), se pudo registrar una secuencia de sismos corticales inédita en la zona. Esta actividad cortical duró varios meses presentando sus eventos más importantes el 11 de marzo de 2010, los cuales, con $M_w = 6.9$ y $M_w = 7.0$, presentaron mecanismos focales normales [Farías et al., 2011; Ruiz et al., 2014]. Este tipo de sismos no presentaba registro previo en la zona (debido a la baja cobertura de red sísmica existente hasta ese momento), por lo que esta secuencia de terremotos se clasificó como la primera en su clase.

Inmediatamente después de ocurrido el terremoto de 2010, Farías et al. (2011) escogieron la zona de Pichilemu para analizar la respuesta de las fallas activas de la zona frente a un mega-terremoto, por lo cual se realizó la instalación de una red de 8 estaciones sismológicas de periodo corto (sensores tri-axiales de 4.5 Hz y registro continuo), con los que se pudo obtener del orden de 630 sismos, que incluyeron, además de la sismicidad del contacto interplaca, la secuencia completa (previa y posterior) de los terremotos del 11 de marzo de 2010, que fueron posteriormente asociados al sistema de fallas de Pichilemu.

Este primer estudio asoció esta secuencia de sismos a la activación un sistema de fallas corticales llamado “Falla de Pichilemu” [Farías et al., 2011], las cuales tienen una orientación NW-SE NNW-SSE. Esta estructura no habría sido identificada hasta ese momento debido a la inexistencia de afloramientos visibles en la zona, pero si inferida a partir de discontinuidades en litofacies en el Complejo Metamórfico de Pichilemu y por quiebres morfológicos atribuidos a actividad neotectónica post-Plioceno. Y por observaciones cercanas, se plantea, además, que esta no sería la primera activación del sistema, sino que ésta presentó reactivaciones de la estructura en el pasado, durante el Pleistoceno-Holoceno [Farías et al., 2011].

Posteriormente, en enero del año 2017, en el marco del proyecto CEVICHE¹, se generó la oportunidad de estudiar nuevamente esta zona. Gracias al apoyo instrumental del Dr. Andreas Rietbrock de University of Liverpool y del proyecto FONDECYT 1161806, se instaló una red de 21 estaciones sismológicas en torno a la traza principal del sistema de fallas de Pichilemu (particularmente entre Navidad e Iloca), donde cada estación contó con un geófono de 3 componentes (3D Geophone HL-6B, 4.5 Hz), y se registró de forma continua entre enero y marzo del 2017.

Utilizando este nuevo conjunto de datos, y una parte de la información registrada del año 2010 aún sin procesar, esta tesis se enfoca en generar una caracterización actualizada y más detallada del sistema de fallas de Pichilemu, donde mediante el uso de tomografía sísmica pasiva, se determinará un modelo 3D de velocidades de ondas P y S en la zona de estudio.

¹ Crustal Examination from Valdivia to Illapel to Characterize Huge Earthquakes (CEVICHE): Proyecto de colaboración entre investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile y el Instituto de Investigación GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel) de Alemania, University of Texas at Austin y la Oregon State University de Estados Unidos

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Caracterizar las estructuras en profundidad, a escala cortical, que rodean y conforman el sistema de fallas de Pichilemu, mediante la interpretación geofísica de un modelo 3D de velocidades de ondas P y S determinado con una tomografía sísmica pasiva

1.2.2 Objetivos específicos

1. Determinar y analizar la sismicidad en la zona de Pichilemu que podría estar asociada al sistema de fallas de Pichilemu, a 7 años del terremoto Mw 8.8 del 27 de febrero del 2010.
2. Proponer un modelo 3D de velocidades de ondas P y S para la zona de estudio.
3. Relacionar e interpretar los parámetros físicos V_p , V_s y V_p/V_s del modelo de velocidades con las principales estructuras que rodean y conforman el sistema de fallas de Pichilemu.
4. Relacionar características geológicas locales de las zonas de estudio con las estructuras anómalas de velocidades superficiales identificadas

CAPITULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La tomografía sísmica es un método geofísico desarrollado originalmente por Aki & Lee (1976) que utiliza la propagación de ondas sísmicas al interior de la Tierra para inferir un modelo de velocidades, y con ello poder interpretar propiedades y/o anomalías internas existentes.

En su forma más básica e ideal, para realizar una tomografía sísmica es necesario tener una **fuerza**, que es lo que libera energía en forma de ondas sísmicas, y varios **receptores**, que son los instrumentos que registran los tiempos de llegada de las ondas en superficie.

Si se conoce el modelo de velocidades de onda del medio que se quiere estudiar, se pueden calcular los tiempos de llegada teóricos de las ondas a los receptores, y éstos deberían ser iguales a los registrados por ellos. Sin embargo, este medio suele ser conocido de manera aproximada (mediante modelos simplificados, como por ejemplo, medios homogéneos de capas planas), y los tiempos de llegada teóricos no coinciden con los registrados por los receptores.

La diferencia entre los tiempos observados de llegada de las ondas sísmicas a los receptores y los tiempos calculados se debe a que la velocidad de propagación de las ondas varía a lo largo de viaje entre la fuente y el receptor, causado por las variaciones en las propiedades físico-química del medio por el cual viajan las ondas.

Entonces, la tomografía sísmica utiliza estas diferencias en los tiempos de llegadas teóricos y observados de las ondas, en conjunto con la ubicación del hipocentro del evento y la posición de los receptores, para construir un modelo de velocidades de onda del medio a estudiar, y con ello poder inferir estas propiedades internas existentes.

Cabe destacar que uno de los grandes problemas de la tomografía sísmica es que, para poder reconstruir el cuerpo anómalo, es necesario tener una buena cobertura azimutal de las estaciones a utilizar. Este problema se presenta usualmente en zonas de subducción para los eventos costa afuera, donde la mayor cobertura de estaciones se encuentra en el continente.

La Tomografía Sísmica se puede clasificar según su tipo de fuente:

- Activa: Utiliza señales de ondas generadas por fuentes artificiales (Ej: Explosiones)
- Pasiva: Utiliza señales de ondas generadas por fuentes naturales (Ej: Terremotos)

A lo largo de esta sección, se presentará sólo la Tomografía Sísmica Pasiva.

2.1.1 Tomografía Sísmica Pasiva (TSP)

Para realizar una tomografía es necesario tener una fuente que emita ondas que viajen por el medio, y que sean registradas por varios receptores. En el caso de la TSP, se utilizan fuentes naturales como los sismos, y como receptores estaciones sismológicas.

Los terremotos emiten energía sísmica que viaja en forma de onda a través del medio hasta las estaciones en superficie [Lay, 1995; Stein, 2003], donde se registran los tiempos de llegada de estas ondas (t^{obs}).

Luego, para estimar un modelo de velocidad de onda del medio por donde las ondas viajaron, la tomografía sísmica pasiva resuelve un problema inverso, ajustando los datos de los tiempos de llegada de las ondas a las estaciones (t_i^{obs}), con una estimación simultánea de los cuatro parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen) y las velocidades de onda P y S, en modelos de una, dos o tres dimensiones [Roecker, 1982].

El proceso para resolver el problema de la TSP suele ser un proceso iterativo, donde la resolución de la TSP pasa por resolver, a grandes rasgos, los siguientes problemas:

- **Problema Directo:**

El problema directo permite obtener una predicción de los cuatro parámetros hipocentrales (x_0, y_0, z_0, t_0), en base a un modelo de velocidades del medio dado.

- **Problema Inverso:**

El problema inverso de la tomografía sísmica pasiva permite obtener un nuevo modelo de velocidades del medio a estudiar, y se resuelve de forma general, de la siguiente manera:

1. Se asume un modelo inicial de velocidad de onda, usualmente homogéneo unidimensional de capas planas.
2. Se estiman tiempos de llegada a cada estación i : $t_i^{est}(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0, t_0)$
(En función de la localización de la estación i (x_i, y_i, z_i) y la localización del hipocentro del sismo (x_0, y_0, z_0, t_0))
3. Luego se comparan los resultados:
 - Si el modelo usado es correcto, la diferencia de tiempos o residual entre los tiempos de llegada estimados y observados será pequeña:

$$r_i = \Delta t_i = t_i^{obs} - t_i^{est} \approx 0 \quad (2.1)$$

- Sin embargo, si las ondas atraviesan estructuras anómalas, los tiempos de viaje variarán y las diferencias serán significativas:

$\Delta t > 0 \rightarrow$ para anomalías de baja velocidad

$\Delta t < 0 \rightarrow$ para anomalías de alta velocidad

La Figura 2.1 muestra un esquema simple para explicar la TSP.

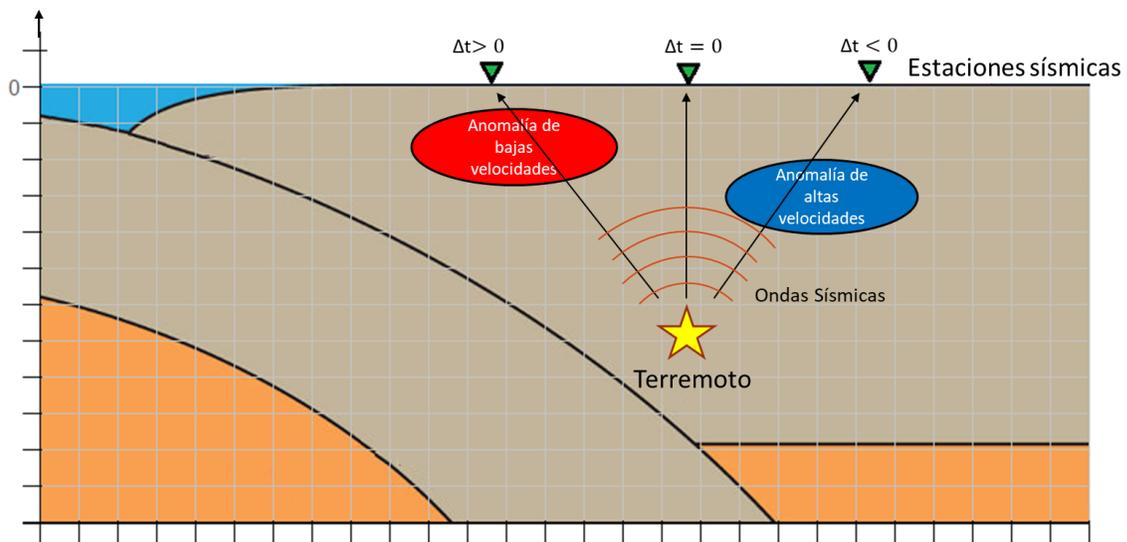


Figura 2.1: Esquema de una tomografía sísmica pasiva. Se observa como el Terremoto (Fuente) genera un frente de ondas sísmicas, los cuales recorren su trayectoria (rayos) hasta las Estaciones Sísmicas (Receptores). El registro de los tiempos de llegada de las ondas a las estaciones es utilizado en la inversión tomográfica. Los rayos que no atraviesan ninguna anomalía tienen un pequeño residuo $\Delta t \approx 0$ (diferencia entre los tiempos de llegada teóricos estimados con un modelo inicial dado, y los observados), y no contribuyen de manera significativa a un cambio en el modelo. Aquellos rayos que atraviesan una zona con anomalías de bajas velocidades tienen un $\Delta t > 0$, en cambio aquellos que atraviesan una zona con anomalía de altas velocidades presentan un $\Delta t < 0$.

Teóricamente la resolución de la TSP corresponde a resolver los siguientes problemas:

2.1.1.1 Problema Directo (Forward Problem)

Como parte de la resolución de un problema inverso, es necesario poder resolver un problema directo, que permite obtener una predicción de los parámetros a observar en función de valores conocidos de las incógnitas del problema inverso. Para el problema de la tomografía sísmica pasiva, el problema directo consiste en determinar los tiempos de llegada de las ondas sísmicas, dado un modelo del medio y el hipocentro del evento sísmico.

En general, el número de fuentes sísmicas es bastante mayor que las estaciones que los registran, por lo que generalmente nuestro punto de referencia es la localización de cada una de las estaciones sismológicas. El problema directo consiste en generar tablas de camino-tiempo para cada estación de nuestra red.

La velocidad v con la que viaja una onda viene dada por la ecuación Eikonal del trazado de rayos que relaciona el gradiente del tiempo de viaje con la estructura de velocidad en 3D [Vidale, 1990]:

$$\frac{1}{v^2} = \left(\frac{\partial t}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial x_2}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial x_3}\right)^2 = s^2 \quad (2.2)$$

Donde $\frac{\partial t}{\partial x_i}$ es la tasa en la que el tiempo de viaje cambia a lo largo de los ejes coordenados, y s es el recíproco de la velocidad, llamada lentitud.

Utilizando la teoría de rayos, el tiempo de viaje de una onda desde un sismo i a la estación j está definido por la integral de la lentitud a lo largo de la trayectoria:

$$T_{ij} = \int_{Fuente}^{Estación} s \, dl \quad (2.3)$$

Donde T es el tiempo de viaje desde la fuente hasta la estación, s la lentitud, dl es un elemento a lo largo de la trayectoria.

Una forma de calcular los tiempos de viaje es primero determinar la trayectoria y luego sumar sobre los elementos de rayos discretos, mediante el uso de diferencias finitas [Vidale, 1988] donde el medio es subdividido en bloques, para así calcular la longitud del rayo l en el bloque k -ésimo:

$$T_{ij} = \sum_{k=1}^n s_k dl_k \quad (2.4)$$

Finalmente, el tiempo estimado de llegada de una onda (t_{ij}^{est}) proveniente del sismo i a la estación j es:

$$t_{ij}^{est} = \tau_i + T_{ij} \quad (2.5)$$

Donde τ_i es el tiempo de origen del sismo i , y T_{ij} es el tiempo de viaje de la onda desde el sismo i a la estación j .

2.1.1.2 Problema Inverso

El problema inverso para el caso de la TSP corresponde a la determinación de un modelo de velocidades que minimice las diferencias entre los tiempos de viaje estimados y observados de las ondas P y S de los sismos registrados localmente, a través del ajuste en conjunto de las variables del problema directo. La base de este método fue originalmente propuesta por Aki & Lee (1976), y desarrollado por varios autores, como por ejemplo: Roecker (1982), Shedlock (1986), Roecker (1987).

Se definirá la observación de tiempo de llegada de la onda P y/o S proveniente de un sismo j que se registró en la estación i como t_{ij}^{obs} , y el tiempo estimado teórico de llegada para la misma onda como $t_{ij}^{est}(\mathbf{m})$, donde \mathbf{m} es el modelo que se quiere determinar. Cabe destacar que para el cálculo de las trayectorias desde los sismos hasta las estaciones dependen completamente del modelo de velocidades que se está determinando, por lo que la inversión se define como un problema no lineal.

El problema de tomografía consiste, entonces, en buscar un modelo \mathbf{m} , talque la predicción de los tiempos de llegada de las ondas $t_{ij}^{est}(\mathbf{m})$ sea igual a las observaciones de los tiempos de arribo, es decir:

$$t_{ij}^{obs} = t_{ij}^{est}(\mathbf{m}) \quad (2.6)$$

donde el tiempo estimado de llegada $t_{ij}^{est}(\mathbf{m})$ se encuentra en función de las siguiente variable del problema directo: la localización de la estación \mathbf{i} (x_i, y_i, z_i), la localización del hipocentro del sismo (x_0, y_0, z_0), y el tiempo de inicio del sismo (t_0). Esta ecuación tiene 4 incógnitas: x_0, y_0, z_0, t_0 , por lo tanto requiere de 4 observaciones de tiempos de llegada para poder ser resuelta, necesitándose entonces, por lo menos 3 estaciones para determinar el hipocentro y el tiempo origen.

En un caso complejo, la igualdad de la ecuación (2.6) no se observa, resultando una diferencia en el tiempo observado y el tiempo estimado teórico. Las diferencias en los tiempos se pueden relacionar a perturbaciones en el hipocentro, anomalías en el modelo de velocidad, y a errores en los tiempos de llegada observados.

Expresando el problema inverso incluyendo una expansión en series de Taylor de orden 1 en torno a un modelo inicial \mathbf{m}_0 , queda de la siguiente forma (Aki & Lee, 1976):

$$t_{ij}^{obs} = t_{ij}^{est}(\mathbf{m}_0) + \nabla t_{ij}^{est} \cdot (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + e \quad (2.7)$$

donde ∇t_{ij}^{est} son las derivadas parciales para cada observación a lo largo de las trayectorias del problema directo, y e representa el error gaussiano e representa el error gaussiano [Roecker, 1982] asociado a los tiempos de llegada (errores observacionales).

Linealizando el problema de la ecuación (2.7) se obtiene la siguiente relación:

$$t_{ij}^{obs} = t_{ij}^{est}(\mathbf{m}_0) + \sum_{k=1}^n \left. \frac{\partial t_{ij}}{\partial m_k} \right|_{\mathbf{m}_0} \Delta m_k + \sum_{k=1}^4 \left. \frac{\partial t_{ij}}{\partial h_k} \right|_{\mathbf{h}_0} \Delta h_k + \dots + e \quad (2.8)$$

donde \mathbf{h}_k son las perturbaciones en el hipocentro, \mathbf{m}_k las anomalías en el modelo de velocidad, la primera sumatoria es sobre n desconocidos m_k , y la segunda sumatoria es sobre los cuatro parámetros del hipocentro (x_0, y_0, z_0, t_0).

Suponiendo que los términos de orden superior de la expansión de Taylor son despreciables [Roecker, 1982], las diferencias en los tiempos observados y estimados, conocido como residual, queda de la siguiente forma:

$$r_{ij}(m) = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{est}(m_0) = \sum_{k=1}^n \left. \frac{\partial t_{ij}}{\partial m_k} \right|_{m_0} \Delta m_k + \sum_{k=1}^4 \left. \frac{\partial t_{ij}}{\partial h_k} \right|_{h_0} \Delta h_k + e \quad (2.9)$$

El problema del residual planteado en la ecuación (2.9), escrito como un sistema de ecuaciones lineales queda de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} 1 & \frac{\partial t_1}{\partial x_1} & \frac{\partial t_1}{\partial y_1} & \frac{\partial t_1}{\partial z_1} & \dots & \frac{\partial t_1}{\partial m_1} & \frac{\partial t_1}{\partial m_2} & \frac{\partial t_1}{\partial m_3} & \dots & \frac{\partial t_1}{\partial m_m} \\ 1 & \frac{\partial t_2}{\partial x_1} & \frac{\partial t_2}{\partial y_1} & \frac{\partial t_2}{\partial z_1} & \dots & \frac{\partial t_2}{\partial m_1} & \frac{\partial t_2}{\partial m_2} & \frac{\partial t_2}{\partial m_3} & \dots & \frac{\partial t_2}{\partial m_m} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & \frac{\partial t_3}{\partial m_1} & \frac{\partial t_3}{\partial m_2} & \frac{\partial t_3}{\partial m_3} & \dots & \frac{\partial t_3}{\partial m_m} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\partial t_n}{\partial m_1} & \frac{\partial t_n}{\partial m_2} & \frac{\partial t_n}{\partial m_3} & \dots & \frac{\partial t_n}{\partial m_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta x_1 \\ \Delta y_1 \\ \Delta z_1 \\ \vdots \\ \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \Delta m_3 \\ \vdots \\ \Delta m_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ \vdots \\ e_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ \vdots \\ r_n \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

O más compacto [Aki & Lee, 1976; Roecker, 1982]:

$$G \Delta m + e = r \quad (2.11)$$

Donde G es una matriz $m \times n$ de derivadas parciales, Δm las anomalías de velocidad, r es el vector del residual entre los tiempos de viaje.

Matemáticamente, la solución inversa al problema de mínimos cuadrados sería:

$$\Delta \hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T r \quad (2.12)$$

donde $\Delta \hat{m}$ es una aproximación a la verdadera solución de mínimos cuadrados Δm .

Para el problema de tomografía sísmica pasiva, la matriz inversa $(G^T G)^{-1}$ puede no existir o ser mal condicionada, obteniéndose resultados altamente inestables [Hansen, 1998]. Una opción para resolver el problema inverso puede ser el aproximar $(G^T G)^{-1}$ por su inversa generalizada usando para ello una descomposición en valores singulares truncados de $G^T G$.

Entonces, la solución inversa generalizada al problema de mínimos cuadrados sería [Aki & Richards, 1980; Roecker, 1982]:

$$\Delta \hat{m} = (G^T G)^{-g} G^T r \quad (2.13)$$

Otra forma de resolver el problema es utilizar el método de mínimos cuadrados amortiguados (Damped least-squares), donde al utilizar una regularización de Tikhonov, la solución del problema queda de la siguiente manera:

$$\Delta \hat{m} = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T G \Delta m \quad (2.14)$$

Donde I corresponde a la matriz identidad, y θ^2 es un factor de amortiguamiento.

El **factor de amortiguamiento** (θ^2) o damper es un factor que ayuda a controlar la dirección de las iteraciones y la velocidad de convergencia [Marquardt, 1963]. Cuando las iteraciones convergen a un mínimo local o global, el factor de amortiguamiento se acerca a cero, actuando como una restricción en el espacio del modelo [Tarantola, 1987]. El factor de amortiguamiento está asociado a la varianza de la data (σ_n^2) y a la varianza del modelo (σ_m^2) [Roecker, 1982], y varía con las iteraciones en los algoritmos de inversión.

Para estimar la confiabilidad de la solución de mínimos cuadrados se puede utilizar la matriz de resolución (R) [Roecker, 1982].

La matriz de resolución expresa la relación entre la verdadera solución de mínimos cuadrados y nuestra estimación regularizada (amortiguada) de ella como [Gilbert & Backus, 1968; Wiggins, 1972]:

$$\Delta\hat{m} = R\Delta m = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T G \Delta m \quad (2.15)$$

Si el $\theta^2 \approx 0$, la matriz de resolución $R \approx I$, y la solución está casi perfectamente resuelta: $\Delta\hat{m} \approx \Delta m$; pero si cualquier diagonal de R es cero, el parámetro correspondiente queda completamente sin solución. La interpretación de las diagonales R con valores entre estos extremos es algo cualitativa, pero puede ser útil para discriminar entre soluciones confiables y no confiables [Roecker, 1982].

En la práctica, el cálculo del valor del factor de amortiguamiento es complejo, por lo que se puede estimar en base a los valores específicos de la diagonal de la matriz G . Además, se puede estimar valores según las características propias del problema que queremos resolver:

- El factor de amortiguamiento es capaz de controlar la resolución del modelo obtenido, por lo que al imponer un valor muy alto de θ se generan modelos muy suaves, mientras que con valores muy bajos de θ se generan modelos muy rugosos.
- El factor de amortiguamiento también refleja la confianza que se tiene en los datos utilizados. Si la data observada presenta una incertidumbre o desviación estándar ($\sigma_{t^{obs}}^2$) baja, entonces se puede utilizar un factor de amortiguamiento más pequeño, en cambio si la incertidumbre es alta, se utiliza un factor de amortiguamiento más grande.

2.2 ANOMALÍAS DE VELOCIDAD DE ONDAS P Y S

Uno de los resultados finales de la tomografía es un modelo 3D de velocidades de onda de la zona a estudiar, donde se pueden identificar anomalías de velocidades V_p , V_s y V_p/V_s ; la anomalía de velocidad corresponde a la diferencia entre el modelo homogéneo inicial de velocidades con el modelo de velocidades final obtenido.

Existen diversos estudios y ejemplos donde se pueden extraer distintas interpretaciones a los factores que pueden influir en la generación de las anomalías de velocidad V_p , V_s y V_p/V_s .

2.2.1 Propiedades de las Rocas

Según Tatham (1982) la litología es el principal factor que provoca cambios en las velocidades sísmicas de las rocas, sin embargo, hay otros factores que también influyen a este cambio de velocidades. Entre estos factores se puede considerar la porosidad y el fracturamiento de las rocas, y las condiciones de esfuerzo locales, como las propiedades del fluido en los poros, que a su vez dependen de la temperatura y la presión.

En base al resumen de interpretaciones de investigaciones anteriores discutidas en Lira (2011), se realizó un resumen con las relaciones atinentes a este estudio:

- **Porosidad Seca:** Se asocian bajos valores de V_p en rocas con alta porosidad, como algunas tobas y depósitos piroclásticos, y altos valores de V_p en rocas altamente consolidadas, como granitoides y rocas metamórficas [Lees & Wu, 1999]. Es decir, al aumentar la porosidad de la roca V_p y V_s disminuyen.
- **Fracturamiento:** Un incremento en la densidad de fracturas en rocas secas (poros vacíos) provoca una disminución en V_p y en V_s , siendo la disminución de V_p mayor a la disminución de V_s , por lo que la razón V_p/V_s tiende a disminuir [O'Connell & Budiansky, 1974; Toksöz et al., 1976].
- **Fluido en Rocas Secas:** La inclusión de fases líquidas en una roca seca conlleva a un aumento de V_p , provocando un aumento de V_p/V_s [O'Connell & Budiansky, 1974; Ito et al., 1979]. Cuando se introducen fases de vapor en una roca, se produce una disminución de V_p , por lo que genera una disminución del V_p/V_s .
- **Presión Efectiva en Rocas Saturadas de Líquidos:** La presión efectiva genera que los poros y microfisuras se vayan cerrando, generando rocas más consolidadas [Nur & Simmons, 1969; Nur, 1971; Sayers, 1988; Mavko et al., 1995]. Por lo anterior se produce un aumento de V_p y en V_s , siendo el aumento de V_s mayor que el de V_p , por lo que la razón V_p/V_s tiende a disminuir. Ahora, si presión es muy elevada, se producen nuevas grietas por lo que V_p y V_s disminuyen, siendo en este caso la disminución de V_s mayor a la disminución de V_p , por lo que la razón V_p/V_s tiende a aumentar [Dvorkin, 1999].

El resumen de todas estas variaciones en las propiedades fisicoquímicas se pueden observar en la Tabla 2.1.

| Porosidad Seca | Fracturamiento |
|---|--|
| <p>- Roca consolidada: $\uparrow V_p$</p> <p>- Roca c/alta porosidad: $\downarrow V_p$</p> <p>$\therefore \uparrow$ Porosidad $\downarrow V_p$ y V_s</p> | <p>- Zona fracturamiento seco: $\downarrow V_p$ y V_s (Vp más que Vs) $\therefore \downarrow V_p/V_s$</p> |
| Fluido en Rocas Secas | Presión Efectiva en Rocas Saturadas de Líquidos |
| <p>- Inclusión de fases líquidas en las rocas: $\uparrow V_p$ y V_s (Vp más que Vs) $\therefore \uparrow V_p/V_s$</p> <p>- Inclusión de fases gaseosas en las rocas: $\downarrow V_p$ y V_s (Vp más que Vs) $\therefore \downarrow V_p/V_s$</p> | <p>- Presión efectiva: $\uparrow V_p$ y V_s (Vs más que Vp) $\therefore \downarrow V_p/V_s$</p> <p>*Si se producen más grietas por la presión: $\downarrow V_p$ y V_s $\therefore \uparrow V_p/V_s$</p> |

Tabla 2.1: Resumen de interpretaciones para anomalías de valores V_p , V_s y V_p/V_s .

2.2.2 Interpretación de anomalías de velocidades de ondas sísmicas

La tomografía sísmica pasiva ha sido utilizada como herramienta para investigar diversos tipos de estructuras de velocidades 3D, tales como:

- Sistemas volcánicos [Por ejemplo: Lei & Zhao, 2005; Pavez et al., 2016]
- Zonas con procesos extensionales y de rifting [Por ejemplo: Haslinger et al., 1999; Gautier et al., 2006]
- Zonas con fallas transformante [Por ejemplo: Thurber, 1983; Zhao and Kanamori, 1992; Koulakov et al., 2010]
- Zonas de subducción, dentro de lo que se puede encontrar una gran variedad de enfoques, como por ejemplo tomografías de la estructura completa de la subducción [Por ejemplo: Roecker et al., 1993; Husen et al., 2000; Reyners et al., 2006; Comte et al., 2016], o algunos estudios cuyos enfoques son más específicos como el manto superior [Por ejemplo: Heintz et al., 2005] o las estructuras de corteza [Por ejemplo: Zhao et al., 1992]

Al revisar estos estudios, se pueden distinguir distintas interpretaciones, asociadas a las anomalías de velocidad. A continuación, se presenta un resumen de estas interpretaciones con especial énfasis al ambiente de subducción del presente estudio.

En términos generales, la **placa en subducción** se caracteriza por un alto V_p [Graeber & Asch, 1999], lo cual es consistente con una fría y densa como la placa de Nazca. Además, un alto V_p/V_s es asociado a su litología (basalto, diabasa, gabros) [Husen et al. 2000].

Respecto a la **placa subductante**, en este caso la placa Sudamericana, el análisis en general se divide en la **corteza superior** (menos de 15 km) y la **corteza inferior** (más de 15 km).

- Para el caso de la **corteza superior**, en la zona norte de Chile, Husen et al. (2000) asocia los altos valores de V_p a afloramientos de grandes cantidades rocas basales que se formaron durante la actividad magmática del Jurásico y que comprenden 70% del volumen de la actual Cordillera de la Costa.
- Con respecto a la **corteza inferior**, la cuña del manto se caracteriza en general por un V_p promedio de 7.5 km/s y alto V_p/V_s (mayor a 1.8) [Husen et al. 2000]. Sin embargo, Comte et al (2016) en un estudio en la zona norte de Chile, atribuye un aumento en la razón V_p/V_s , asociado a bajos valores de V_p y V_s , a la hidratación y serpentización del manto en la parte superior de la placa en subducción, a profundidades de entre 40 y 80 km. Por último, Husen et al. (2000) interpreta un alto V_p en la parte inferior de la corteza oceánica como material intrusivo que puede estar enriquecido por minerales pesados como piroxeno u olivino, lo cual puede incrementar el V_p .

Para el caso de Chile, en la **interfaz entre ambas placas** se presenta una diferencia entre la zona Norte y la zona Sur del país:

- En la **zona Norte**, al presentar un margen erosivo, existe ausencia de sedimentos, por lo que un alto V_p/V_s se asocia a sedimentos presente en los grabens [Husen et al. 2000; Contreras-Reyes et al., 2010].
- En la **zona Sur**, al presentar un margen acrecionario, presenta una alta tasa de sedimentos subductados [Contreras-Reyes et al., 2010]. Ye et al (1997) y Reyner et al. (1999) asocian los sedimentos subductados a materiales con bajas velocidades. Y un alto V_p/V_s en la interfaz en la zona Sur de Chile es explicado por el elevado contenido de fluidos en el sedimento subductado [Husen et al. 2000].

CAPITULO 3. ANTECEDENTES

3.1 MARCO GEOTECTÓNICO

El área de estudio se encuentra distribuida en los alrededores de Pichilemu, en la VI Región de O'Higgins, entre las coordenadas 34° y 35°S y entre 71.3° y 72.1° W. Para tener una mejor comprensión del marco geotectónico de la zona es importante entender todos los procesos a los que el área de estudio es sometida. A continuación, se muestra el marco tectónico desde una escala global de Chile hasta una escala local de la zona de Pichilemu.

3.1.1 Margen costero de Chile Central

La zona central de Chile (entre 33° y 37°S) es parte del margen tectónicamente activo de Chile, donde la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana a una velocidad aproximada 66 mm/año [Angermann et al., 1999] (Figura 3.1). En esta parte del margen se tiene que la placa de Nazca fue creada en el centro de propagación Nazca-Antártico en los últimos 35 Ma [Herron, 1981], por lo que la edad de la placa en esta zona aumenta continuamente hacia el norte de ~ 25 a 32 My [Tebbens & Cande, 1997].

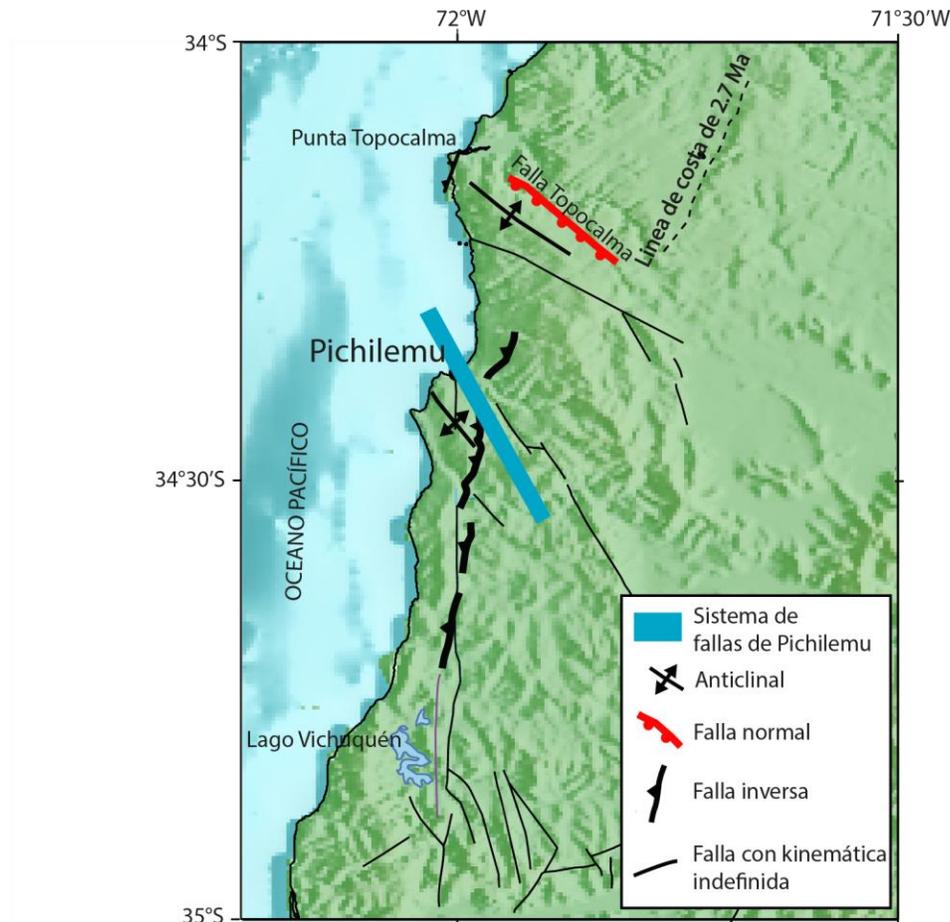


Figura 3.1: Principales estructuras de la zona central de Chile, atinentes a este estudio. El área azul representa la traza de sismicidad en la superficie asociado al Sistema de fallas de Pichilemu presentado en Farias et al. (2011). En rojo se presentan las fallas normales, en negro con triángulos las fallas inversas. Adaptado y modificado de Farias et al. (2011).

La formación de este segmento de Chile se habría formado en el **ciclo tectónico Gondwanico**, a partir de la colisión de Chilenia, cuyo terreno constituiría la litosfera continental en la cual evolucionó el margen de Chile Central. A partir de la colisión de Chilenia se habría establecido un sistema de subducción desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Inferior [Farías, 2007], generando principalmente acreción frontal y basal, y cuencas de antearco debido a extensión trasarco [Richter et al., 2007; Willner et al. 2008]

En el **ciclo tectónico pre-Andino** (del Pérmico Superior al Jurásico Inferior), asociado a un periodo de subducción lenta o sin subducción, el margen cambia a un régimen extensional, donde se crean cuencas extensionales de orientación NNW-SSE asociadas a zonas de debilidad por las suturas de la acreción de terrenos paleozoicos [Charrier et al., 2014].

El **ciclo tectónico Andino** comenzó en los tiempos del Jurásico Superior una vez que el período inactivo del movimiento de la placa descrito anteriormente llegó a su fin y la subducción renovó su actividad. La actividad de subducción renovada ha creado el magmatismo del arco Andino que ha continuado casi ininterrumpidamente hasta el día de hoy [Charrier et al., 2014]. La evolución de este ciclo tectónico se describe en tres etapas:

- La **1ra etapa del ciclo Andino**, comprendido entre el Jurásico Superior-Cretácico Superior, el movimiento de las placas tectónicas se vuelve a activar, y con ello se genera la activación e intensificación de la subducción. Con la activación de la subducción se genera el desarrollo de un arco magmático, esencialmente orientado norte-sur a lo largo de la Cordillera de la Costa actual y una cuenca al este del arco [Charrier et al., 2014].
- En la **2da etapa del ciclo Andino**, entre Cretácico tardío y el Paleógeno temprano, se produce una reducción del ángulo de subducción por debajo de América del Sur. Este nuevo ángulo genera el desplazamiento del arco magmático hacia el este, formando una cuenca continental al oeste del nuevo arco.
- Por último, en la **3ra etapa del ciclo Andino** (comprendido desde el Paleógeno temprano al presente), la evolución tectónica fue controlada por los movimientos relativos entre Sudamérica y la placa de Nazca. En esta etapa, la tasa de convergencia varió desde tasas crecientes (entre 49.5 Ma y 42 Ma [Pilger 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987], y entre los 26 Ma y 12 Ma [Pilger 1984; Pardo-Casas & Molnar 1987]), a tasas decrecientes (entre 42 Ma y 26 Ma [Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998], y desde hace 12 Ma hasta el presente), lo que generó un reajuste entre la posición de la placa oceánica y la placa continental. En este reajuste la placa oceánica adoptó un movimiento casi ortogonal con respecto al margen continental [Yáñez et al., 2002]. Estas modificaciones el movimiento de las placas y las tasas de convergencia causaron variaciones importantes del régimen tectónico en el margen continental, expresado en el antearco (es decir, el lado occidental de los Andes) mediante alzamiento y deformación extensional, strike-slip, y deformación compresional [Hartley et al. al. 2000]. Finalmente, este estado bajo compresión de la zona generó un cambio en las condiciones del margen, cambiando de condiciones erosivas a condiciones acrecionarias [Melnick y Echtler, 2006]. Hoy en día, este segmento del margen se mantiene en un régimen tectónico acrecionario [Bangs & Cande, 1997], con una cuña de acreción frontal que se extiende a unos 40 km tierra adentro desde la fosa (Figura 3.2) [Contreras-Reyes et al., 2010].

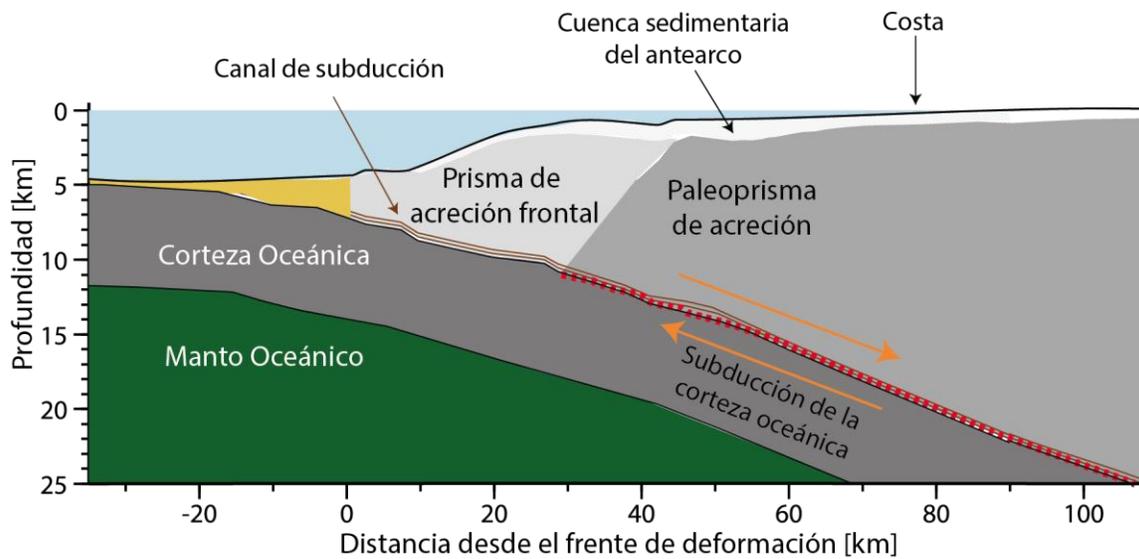


Figura 3.2: Diagrama de las estructuras del segmento del Maule y su tectónica actual basada en modelo de velocidades sísmicas. Adaptado de Contreras-Reyes et al. (2010).

Dentro de los rasgos morfoestructurales en la zona central, desde la fosa hasta el límite de la costa, se presenta la plataforma continental, que tiene un ancho promedio de más de 35 km [Contreras-Reyes et al., 2010]. Esta plataforma incluye varias cuencas sedimentarias de hasta ~3 km de profundidad (Figura 3.2), que se estrechan hacia la fosa y la costa [Mordojovich, 1981; Contreras-Reyes et al., 2010]. Estas cuencas, que limitan con el lado occidental de la Cordillera Costera, consisten en secuencias sedimentarias marinas y continentales del Cretácico al Cuaternario [Cecioni, 1983; Encinas et al., 2006].

Desde el límite de la costa, el principal rasgo morfoestructural en la zona de estudio es la Cordillera de la Costa. Esta cordillera presenta un complejo de acreción paleozoico de alta presión intrusionado por un batolito granítico [Kato, 1985]. Además, se han descrito fallas corticales normales con desplazamiento reciente con orientaciones variables entre NW-SW y NNW-SSE, teniendo entre sus principales estructuras las fallas de Laguna Verde y Quintay cerca de Valparaíso, y las fallas de Pichilemu y Topocalma en la zona de Pichilemu [Fariás et al., 2011] (Figura 3.1).

3.1.2 Marco Local: Pichilemu

La geología de la zona de Pichilemu (entre las coordenadas 34°S y 35°S y entre los 71.3°W y 72.1°W) se caracteriza por presentar rocas desde el Carbonífero hasta el cuaternario (Figura 3.3). Dentro de las estructuras principales que se aprecian la presencia del complejo metamórfico de Pichilemu correspondiente al Paleozoico tardío, y cuerpos intrusivos, depósitos marinos y continentales del Neógeno. Sin embargo, debido a la vegetación y el suelo espeso, la exposición al afloramiento es pobre [Farías et al., 2011]. Morfológicamente, esta región tiene una superficie de bajo relieve que corresponde a una plataforma marina neogénica tardía [Encinas et al., 2006] interpretada a partir de su relación con depósitos marinos de transición costera y características morfológicas. [Farías et al., 2011]

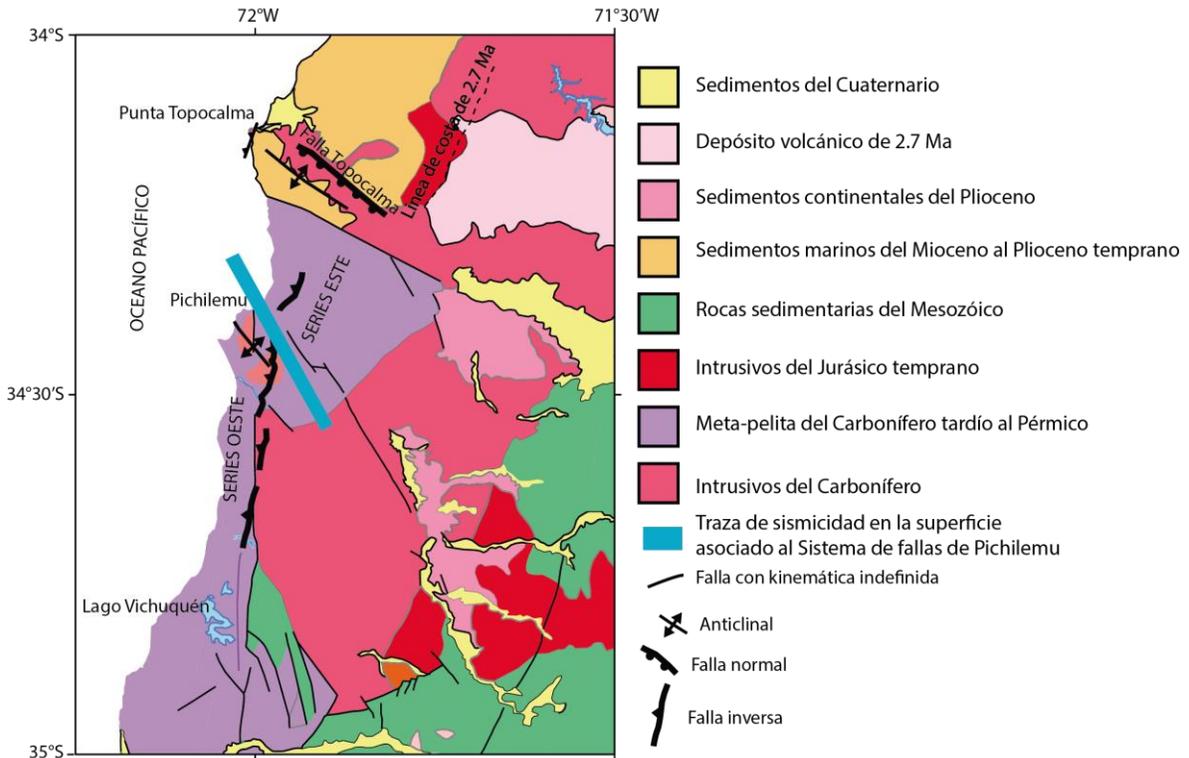


Figura 3.3: Mapa geológico de la región de Pichilemu. Las estructuras neotectónicas de la región de Pichilemu corresponden a 2 grupos: las líneas rojas corresponden al grupo de estructuras extensionales mientras que las negras son estructuras compresivas. Adaptado de Farías et al. (2011).

Sobre la tectónica local, el complejo metamórfico de Pichilemu ha sido interpretado como un antiguo prisma acrecional separado en una serie occidental (alta presión y baja temperatura asociada con acreción basal) de una serie oriental (baja presión y alta temperatura asociada con acreción frontal) por la falla de Pichilemu-Vichuquén [por ejemplo: Willner, 2005; Willner et al., 2005; Richter et al., 2007; Willner et al., 2009]. La formación de este complejo metamórfico se asocia como el resultado de acreción frontal y basal en un sistema de subducción activo formado en el ciclo tectónico Gondwanico (Mississippian-Lopingian) [Charrier et al., 2014]. En este sistema primero se formó la serie oriental asociado a una antigua cuña de la cuenca del antearco que se metamorizó por un gradiente P-T bajo [Richter et al., 2007; Hervé et al., 2013], y luego se formaron las series occidentales en donde una serie de sedimentos formaron el prisma basal bajo un gradiente de alta P-T. [Hervé et al., 2013]. Se cree que la creación de este complejo metamórfico comenzó antes que la creación del Batolito Costero presente también en la zona [Charrier et al., 2014]

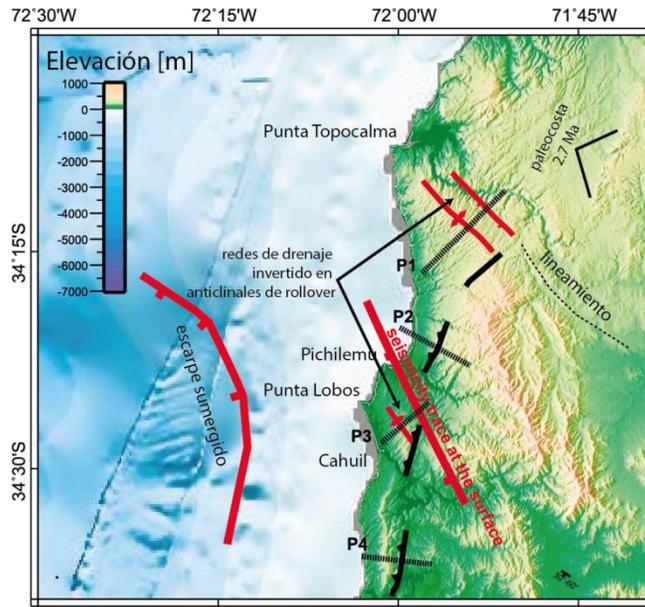


Figura 3.4: Estructuras neotectónicas de la región de Pichilemu. Las líneas rojas corresponden al grupo de estructuras extensionales con orientación NW, mientras que las líneas negras son estructuras compresivas orientadas N-S a NNE-SSW. Adaptado de Farías et al. (2011).

Las principales estructuras neotectónicas presentes en la zona de estudio (Figura 3.4) están asociadas a estructuras del cuaternario, y se pueden separar en dos grupos según sus características de orientación y cinemática. En el primer grupo, P2 y P4 de la Figura 3.4 y Figura 3.5, las estructuras se encuentran orientadas N-S a NNE-SSW, y está relacionado con la deformación compresional asociado a un efecto producido en la etapa intersísmica del ciclo sísmico. En el segundo grupo, P1 y P3 en las Figura 3.4 y Figura 3.5, las estructuras están orientadas NW-SE a NNW-SSE, y su formación está relacionada con la deformación extensional asociado a un efecto producido en la etapa cosísmica del ciclo sísmico [Farías et al., 2011].

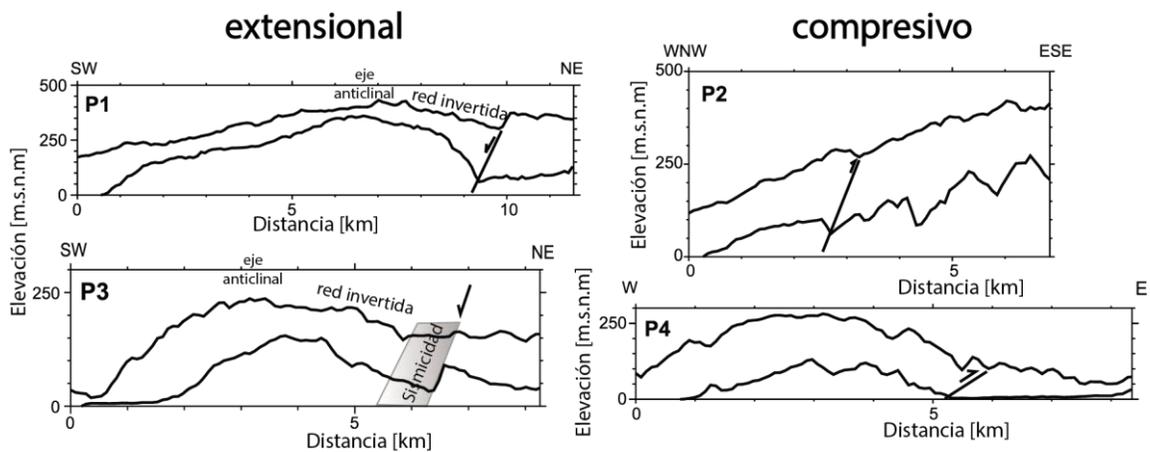


Figura 3.5: Perfiles topográficos muestran la elevaciones máxima y mínima de las estructuras neotectónicas de la región de estudio. Adaptado de Farías et al. (2011).

3.2 MARCO SISMOLÓGICO

Al igual que para el marco geotectónico, a continuación, se mostrará un marco sísmológico desde una escala global, donde se mostrará el tipo de actividad histórica de la zona, enfocado a un ambiente de subducción, hasta una escala más pequeña, que es la sísmicidad en la zona de Pichilemu.

3.2.1 Sísmicidad Regional Histórica pre-Terremoto del Maule (2010)

Previo al año 2010, el registro histórico de la zona central de Chile presenta al menos 4 grandes terremotos de subducción bien documentados: Valparaíso 1730 ($M \sim 9$), Concepción 1751, Concepción 1835 ($M \sim 8.5$) y Valparaíso 1906 ($M \sim 8.6$), y el sismo intraplaca de profundidad intermedia de Chillán 1939 [Beck et al., 1998]. Además las áreas de ruptura de otros terremotos de subducción que afectaron esta zona, incluyeron parcialmente la zona Central, como Talca 1928 ($M \sim 7.9$), Valdivia ($M = 9.5$) y Valparaíso 1985 ($M_w = 8.0$) (Figura 3.6) [Darwin 1851; Comte et al., 1986; Campos et al., 2002]. Sin embargo, no existe registro histórico de eventos de gran magnitud asociados a sismos corticales. Teniendo en cuenta que para el año 2010 existía una baja cobertura de estaciones en la zona, no hay evidencia de sísmicidad cortical registrada en la región previo al terremoto del 2010 [Fariás et al., 2011].

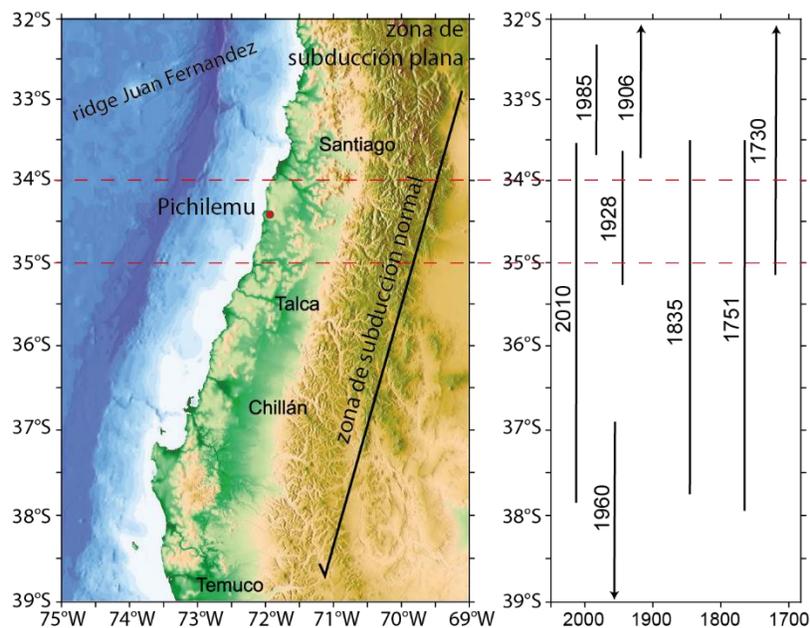


Figura 3.6: a) Mapa de zona central de Chile. b) Largos de ruptura de grandes terremotos histórica de la zona de estudio. Líneas rojas representan el intervalo del área de estudio. Modificado de Fariás et al. (2011) y Jara-Muñoz et al. (2015).

3.2.2 Terremoto del Maule (2010)

El 27 de febrero de 2010, un megaterremoto de $M_w 8.8$ ocurrió a lo largo de la zona de subducción en el Centro Sur de Chile, más específicamente en las costas de la Región del Maule, a lo largo del contacto interplaca del margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamérica [por ejemplo: Ruiz et al., 2014]. Este terremoto, conocido como "terremoto del Maule" por la ubicación de su epicentro, corresponde al sexto mayor terremoto registrado instrumentalmente a la fecha.

La ruptura del terremoto del Maule se inició a $\sim 36.5^\circ S$ y rompió bilateralmente alcanzando un largo de aproximadamente 450 km [Lay et al., 2010; Vigny et al., 2011; Hayes et al., 2013], entre los $\sim 34^\circ$ y $\sim 38^\circ S$ (Figura 3.7a). Este terremoto presentó dos zonas principales de alto deslizamiento [Hayes, 2013; Lay et al., 2010; Delouis et al., 2010; Vigny et al., 2011; Lorito et al., 2011], la primera en la parte Norte de la ruptura principal cerca de Pichilemu, y la segunda en la parte Sur de la ruptura, cerca de la Península de Arauco

(Figura 3.7b). La primera, coincide aproximadamente con la zona de ruptura del terremoto de 1928, y limita al Norte con el área de ruptura del terremoto de 1985, con algunas réplicas del terremoto 2010 que se ubican incluso al norte del límite de ruptura del terremoto de 1985 [Lange et al, 2012]. La segunda se superpone con la región epicentral del terremoto de 1960 [Moreno et al., 2009; Plafker y Savage, 1970]. La terminación hacia el Sur del terremoto del Maule 2010 coincide bien con lo que ha sido identificado como la mayor aspereza de la secuencia del terremoto de 1960 [Lorito et al., 2011; Lange et al, 2012].

Las réplicas registradas durante un año posterior al terremoto de 2010 fueron analizadas tanto por sismólogos chilenos como internacionales, utilizando las redes sismológicas que cubrieron la zona de ruptura con una gran cantidad de instrumentos [por ejemplo: Farías et al., 2011; Lange et al., 2012; Ruiz et al., 2014]. La distribución de las réplicas mostró que en la parte Norte de la ruptura, donde se concentró la mayor parte de las réplicas, se observó una intensa sismicidad cortical [Farías et al., 2011; Lange et al., 2012; Ruiz et al., 2014].

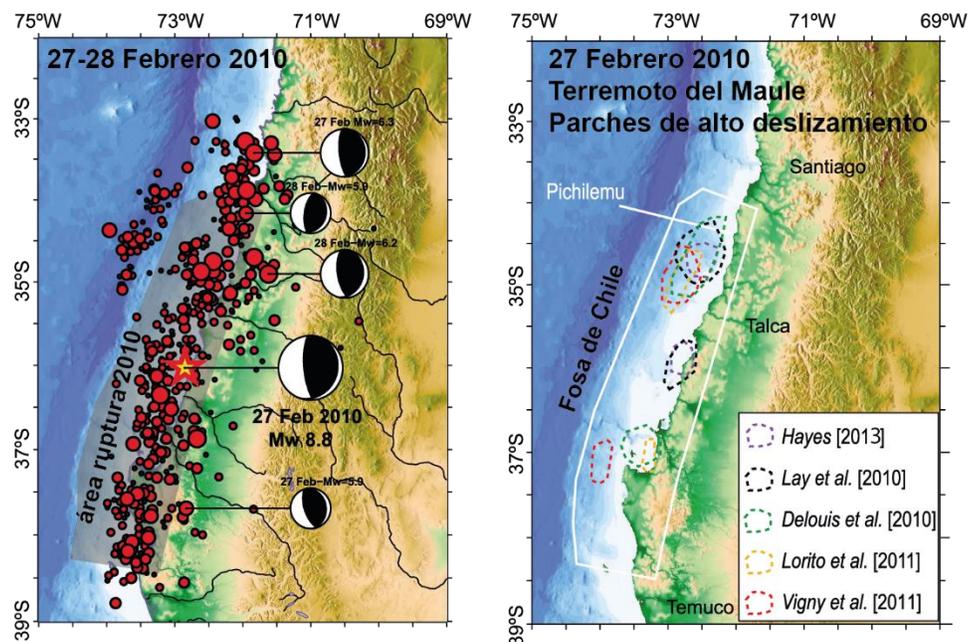


Figura 3.7: a) Sismicidad durante las primeras 24 horas después del terremoto principal Mw 8.8 2010. b) Zonas de máximo deslizamiento asociadas al terremoto del Maule. Modificado de Farías et al. (2011).

3.2.3 Post-Terremoto del Maule (2010): Sismicidad cortical en Pichilemu

En la zona Norte de la ruptura del terremoto de 2010 Mw = 8.8, se observó una secuencia de sismos corticales que se extendieron desde el contacto interplaca hasta casi la superficie (Figura 3.9) [Farías et al., 2011; Lange et al., 2012; Ryder et al., 2012]. Esta actividad cortical duró varios meses presentando sus eventos más importantes el 11 de marzo de 2010, los cuales, con Mw = 6.9 y Mw = 7.0, presentaron mecanismos focales normales [Farías et al., 2011; Ruiz et al., 2014].

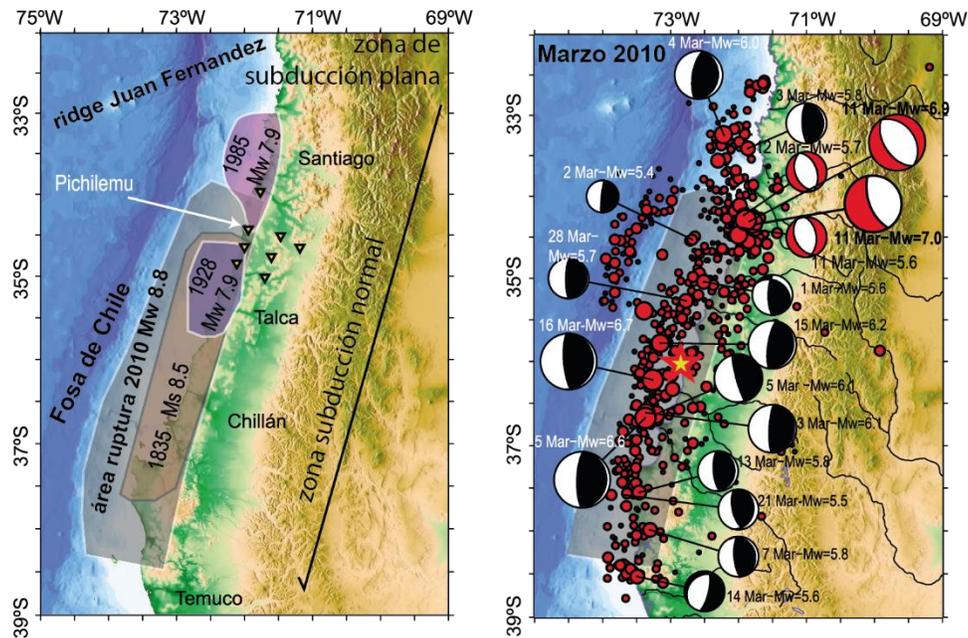


Figura 3.8: a) Áreas de ruptura de los últimos grandes terremotos en Chile Central, b) Sismicidad durante marzo de 2010. Las fallas normales relacionadas con la secuencia de Pichilemu tienen sus mecanismos focales en blanco-rojo, mientras que los mecanismos focales de las réplicas están en blanco-negro. Adaptado de Fariás et al. (2011).

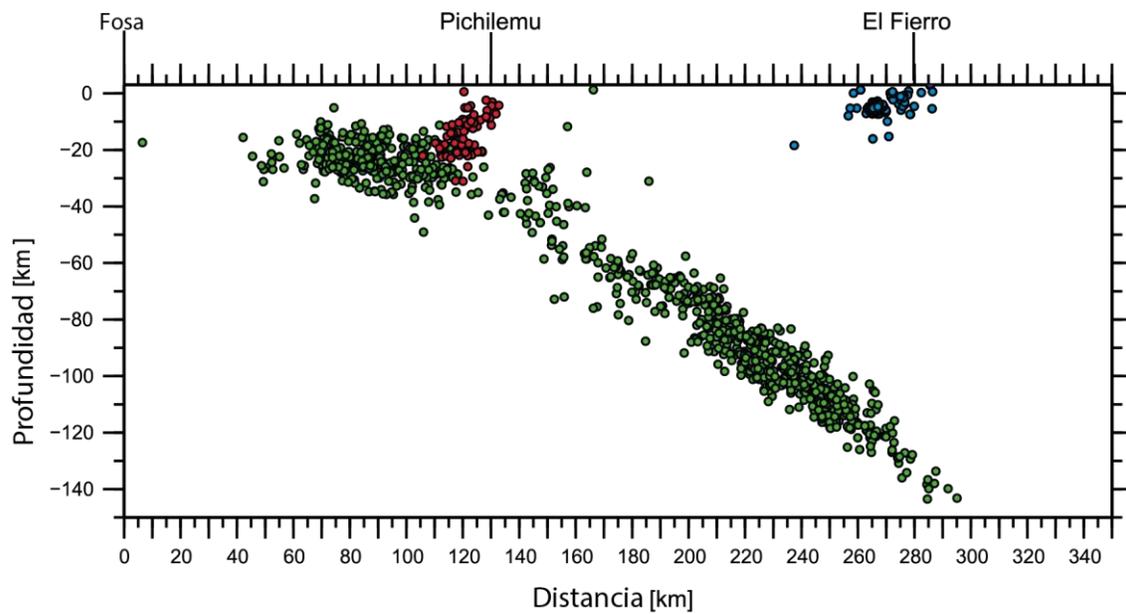


Figura 3.9: Sismicidad cortical relacionada con la secuencia sísmica de Pichilemu del 11 de marzo de 2010. Sección regional que muestra la relación entre la secuencia sísmica de Pichilemu (círculos rojos), sismos de la subducción (círculos verdes) y los sismos superficiales asociados a la Falla El Fierro (círculos azules). Adaptado de Fariás et al. (2010b) y Fariás et al. (2011).

Aron et al. (2015) sugiere que el estilo estructural de la región del Maule está dominado por fallas normales de escala kilométrica que han estado activas por lo menos en todo el cuaternario y cuya historia cinemática persistente probablemente representa miles de ciclos sísmicos de subducción.

La ocurrencia de la secuencia sísmica con mecanismos focales normales ocurridos post terremoto de Mw=8.8 se asocia a la deformación extensional desencadenada por la liberación de la deformación durante terremotos de subducción, mientras que la deformación compresiva sería favorecida por la acumulación de deformación en el período intersísmico. Además, las alteraciones en el campo de estrés producidas por el terremoto del Maule, sumado al probable aumento de circulación de fluidos en zonas de debilidad cortical preexistente en el antearco, habrían favorecido la activación de la Falla de Pichilemu [Farías et al., 2011].

CAPITULO 4. DATOS Y METODOLOGIA

4.1 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1.1 Adquisición de Datos

Los registros utilizados en el presente trabajo provienen de 2 redes de estaciones sismológicas instaladas en dos periodos de tiempos diferentes:

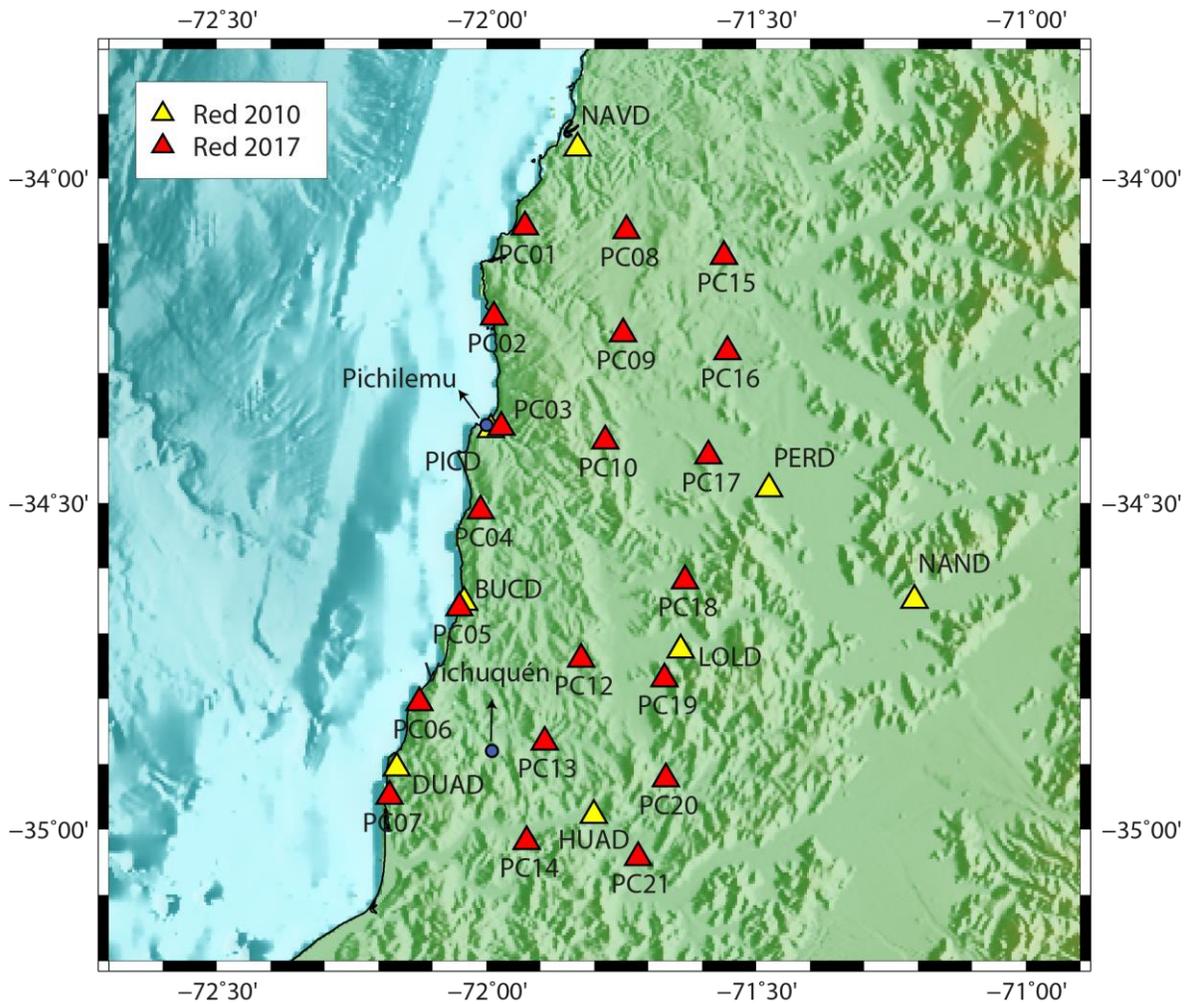


Figura 4.1: Localización de las estaciones sísmicas usadas en este estudio. Los triángulos amarillos muestran la red temporal instalada el año 2010, y los triángulos rojos la red temporal instalada el año 2017.

1. Red temporal post-terremoto 2010

Inmediatamente post-terremoto del 27 de febrero del año 2010, Farías et al. (2011) instalaron una red temporal en la zona de Pichilemu. Esta red estuvo compuesta por 8 estaciones sismológicas de periodo corto (4.5 Hz), y registraron de forma continua la sismicidad de la zona entre marzo y junio del 2010. La distribución de las estaciones se muestra con triángulos amarillos en la Figura 4.1, y el detalle de la información en la Tabla 4.1.

| Estación | Registrador | Latitud | Longitud | Elevación (msnm) |
|----------|-------------|-----------------|-----------------|------------------|
| BUCD | ST02 | 34° 39' 08.4" S | 72° 02' 29.4" W | 94 |
| DUAD | TS1 / ST09 | 34° 54' 22.2" S | 72° 09' 58.8" W | 147 |
| HUAD | AN6 / ST04 | 34° 58' 42.6" S | 71° 48' 04.2" W | 23 |
| LOLD | ST11 | 34° 43' 31.2" S | 71° 38' 24.6" W | 121 |
| NAND | SM1 / ST03 | 34° 38' 57.6" S | 71° 12' 24.0" W | 183 |
| NAVD | AN8 | 33° 57' 09.6" S | 71° 49' 52.2" W | 15 |
| PERD | AN3 | 34° 28' 41.4" S | 71° 28' 34.2" W | 122 |
| PICD | SD05 | 34° 23' 13.2" S | 71° 59' 31.2" W | 26 |

Tabla 4.1: Ubicación de las estaciones de la red temporal del año 2010.

2. Red temporal Pichilemu 2017

Durante los meses enero y marzo del 2017, en el marco del proyecto CEVICHE², se generó la oportunidad de estudiar nuevamente esta zona. Gracias al apoyo instrumental del Dr. Andreas Rietbrock de University of Liverpool y del proyecto FONDECYT 1161806, se instaló una red sismológica temporal en los alrededores de Pichilemu. La red estuvo compuesta por 21 estaciones sismológicas instaladas en forma de grilla de 7 x 3 (7 de Norte a Sur y 3 de Este a Oeste, con un espaciamiento de entre 15 a 20 km entre cada una) entre las latitudes 34°S y 35°S (abarcando las zonas desde Navidad hasta Iloca). La distribución de las estaciones se muestra con triángulos rojos en la Figura 4.1, y el detalle de la información en la Tabla 4.2.

² Crustal Examination from Valdivia to Illapel to Characterize Huge Earthquakes (CEVICHE): Proyecto de colaboración entre investigadores del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile y el Instituto de Investigación GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel) de Alemania, University of Texas at Austin y la Oregon State University de Estados Unidos

| Estación | Registrador | Latitud | Longitud | Elevación (msnm) |
|-----------------|--------------------|-----------------|-----------------|-------------------------|
| PC01 | ANA | 34° 04' 28.1" S | 71° 55' 43.1" W | 214 |
| PC02 | ANB | 34° 12' 49.0" S | 71° 59' 10.2" W | 13 |
| PC03 | AN9 | 34° 23' 00.0" S | 71° 58' 21.0" W | 54 |
| PC04 | ALJ | 34° 30' 42.9" S | 72° 00' 39.5" W | 116 |
| PC05 | APA | 34° 39' 39.3" S | 72° 03' 00.2" W | 59 |
| PC06 | ALZ | 34° 48' 21.9" S | 72° 07' 27.2" W | 137 |
| PC07 | AMO | 34° 56' 56.9" S | 72° 10' 47.2" W | -1 |
| PC08 | ALR | 34° 04' 49.3" S | 71° 44' 26.5" W | 228 |
| PC09 | ALP | 34° 14' 22.4" S | 71° 44' 48.4" W | 254 |
| PC10 | ALN | 34° 24' 16.0" S | 71° 46' 47.4" W | 241 |
| PC12 | AML | 34° 44' 22.1" S | 71° 49' 29.1" W | 110 |
| PC13 | AMK | 34° 51' 59.2" S | 71° 53' 31.1" W | 27 |
| PC14 | AMZ | 35° 01' 06.2" S | 71° 55' 32.3" W | 13 |
| PC15 | ALL | 34° 07' 12.9" S | 71° 33' 35.9" W | 112 |
| PC16 | ALT | 34° 16' 01.4" S | 71° 33' 12.7" W | 132 |
| PC17 | ALS | 34° 25' 39.0" S | 71° 35' 19.2" W | 148 |
| PC18 | ANE | 34° 37' 10.0" S | 71° 37' 55.4" W | 109 |
| PC19 | AM9 | 34° 46' 10.9" S | 71° 40' 12.4" W | 117 |
| PC20 | AM4 | 34° 55' 21.5" S | 71° 40' 02.6" W | 115 |
| PC21 | AMP | 35° 02' 34.3" S | 71° 43' 08.4" W | 51 |

Tabla 4.2: Información de las estaciones de la red temporal del año 2017.

Cada estación de la red 2017 consistió en un geófono tri-axial (3D Geophone HL-6B 4.5 Hz), un digitalizador DATA-CUBE3 de Omnirecs, una antena de GPS para determinar el tiempo, y una batería de 12V para proporcionarle energía al sistema. Las estaciones registraron con una frecuencia de muestreo de 200 muestras/seg y de forma continua desde el 13 de enero hasta el 6 de marzo del 2017.

Durante el periodo de medición, la zona de estudio estuvo afectada a los incendios forestales en Chile de 2017 que se generaron en las zonas centro y sur de Chile. Debido a esta emergencia nacional, la información registrada por algunas estaciones presentó un alto nivel de ruido.

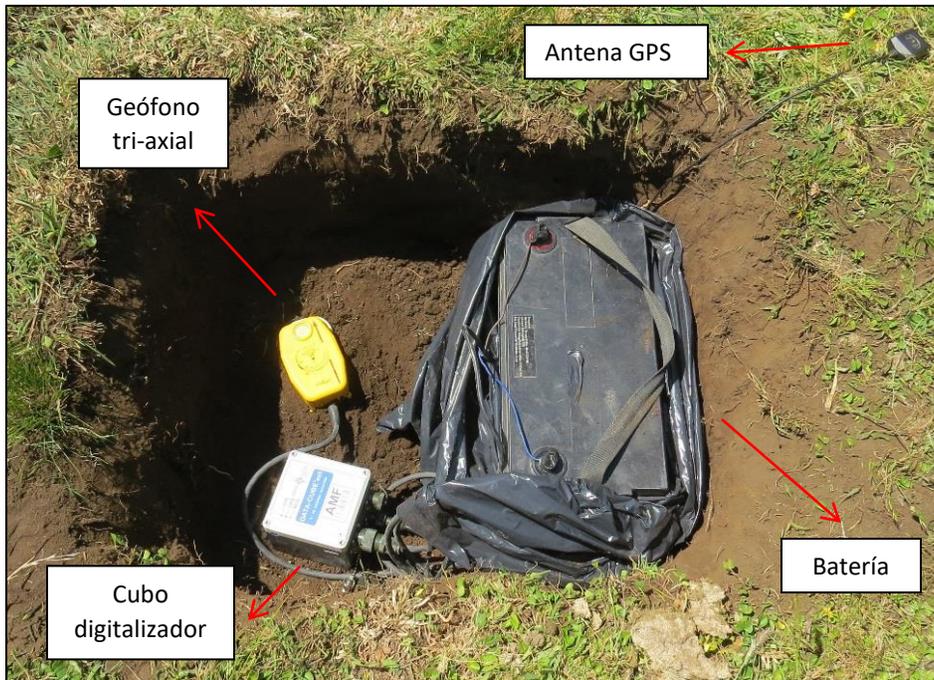


Figura 4.2: Ejemplo una estación de la red temporal instalada el año 2017.

4.1.2 Procesamiento de datos:

El procesamiento de los datos obtenidos por las redes sísmicas temporales consistió primero en la identificación de los tiempos de llegada de las ondas P y S de los sismos registrados, una vez que sus formatos fueron adaptados a un formato estándar. El proceso de autopicking involucra una localización preliminar de los hipocentros, utilizando un modelo 1D de velocidades.

Cabe destacar que, de la red sísmica temporal instalada el año 2010, Farías et al. (2011) procesaron los datos obtenidos entre el 28/02/2010 al 12/03/2010, obteniendo un registro de 1741 sismos (Tabla 4.4). Los procedimientos que serán explicados a continuación fueron utilizados en el registro del 05/05/2010 al 04/06/2010 de la red sísmica temporal instalada el año 2010, y en todo el registro de la red temporal del año 2017, incluyendo más específicamente los registros desde el 13/01/2017 al 08/03/2017.

4.1.2.1 Transformación de formatos

Los datos de los 2 periodos de tiempo fueron registrados en 3 formatos diferentes:

- **MiniSEED:** Standard for the Exchange of Earthquake Data (SEED) es un formato de datos diseñado a finales de los 80s, el cual está destinado principalmente para el almacenamiento e intercambio de datos de serie de tiempo sísmológicas y metadatos relacionados. MiniSEED es un subconjunto estándar de SEED que es usado para datos de series de tiempo. El formato es mantenido por la International Federation of Digital Seismograph Networks) [Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)].
- **SeisLog:** Es un sistema de adquisición de datos para registrar terremotos desarrollado por la Universidad de Bergen (Noruega) el año 2001 con el fin de ser de uso general.
- **CUBE:** Es un formato propio de los digitalizadores DATA-CUBE³, diseñados por Omneric, entregan los datos registrados.

Para trabajar con los datos fue necesario transformar todos los archivos a formato SAC con una duración de 24 horas. Los archivos CUBE, fueron transformados primero a formato miniSEED mediante el código abierto “cube2mseed” de la compilación GIPTools, proporcionado por el Helmholtz Centre Potsdam. Los archivos formato Seislog fueron también transformados primero a miniSEED mediante un código escrito en el lenguaje de programación Perl. Con todos los archivos ya en formato miniSEED, éstos fueron transformados a formato SAC mediante un código hecho en Python.

4.1.2.2 Identificación de los tiempos de llegada de ondas y localización de sismos

Para construir la base de datos con los tiempos de llegada de las ondas P y S de cada estación se utilizó el programa *autopicker* desarrollado por el Dr. Steven Roecker (RPI, NY, USA). Este programa consiste en una serie de rutinas que detectan sismos registrados en una serie de tiempo, entregando como resultado una base de datos con la localización de los sismos detectados y los tiempos de llegadas de las ondas P y S. El diagrama mostrado en la Figura 4.3 explica en detalle cada rutina.

| Rutina | •Detalle |
|-------------------------|---|
| <i>make1d</i> | •Genera modelo 1D de Vp y Vs en Z |
| <i>c2f</i> | •Genera un modelo de velocidades para la grilla en 3D |
| <i>runsphtdt</i> | •Genera tablas camino-tiempo para cada estación |
| <i>gest_beta</i> | •Detecta potenciales tiempos de llegada de ondas P y S [Kushnir et al. 1990] |
| <i>collect_event</i> | •Genera una lista de posibles sismos |
| <i>window_sac_beta</i> | •Genera/guarda ventanas con las series de tiempo de los posibles sismos |
| <i>runall_rest_beta</i> | • Filtra y genera una base de datos final de los sismos detectados (hipocentro y tiempo inicio de los eventos) y los tiempos de llegada de las ondas P y S. |

Figura 4.3: Esquema general de las rutinas principales utilizadas por el programa *autopicker*.

El programa se utilizó de igual forma para los datos no procesados de datos del año 2010 (del 05/05/2010 al 04/06/2010), y todos los datos del registro del año 2017 (del 13/01/2017 al 08/03/2017).

Este programa requiere un modelo 1D inicial de velocidades de ondas P y S para la primera localización de los sismos, que se presenta en la Figura 4.4a. El modelo utilizado en el presente trabajo corresponde a un modelo de velocidades determinado en Comte et al. (2016).

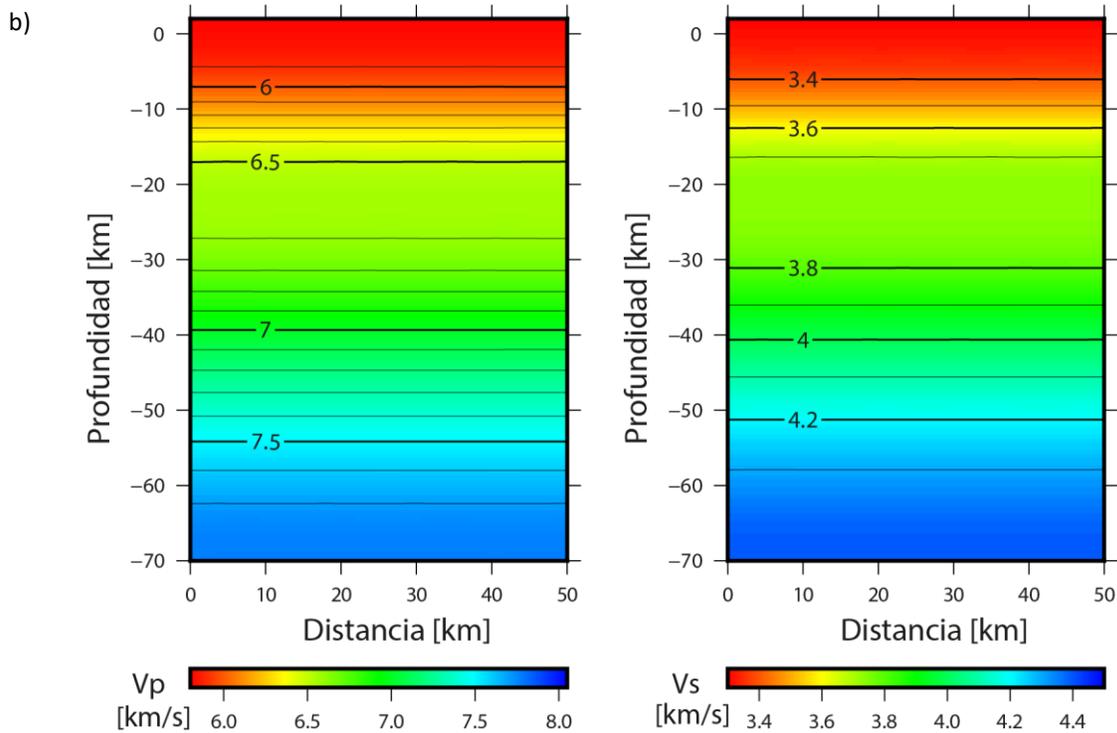
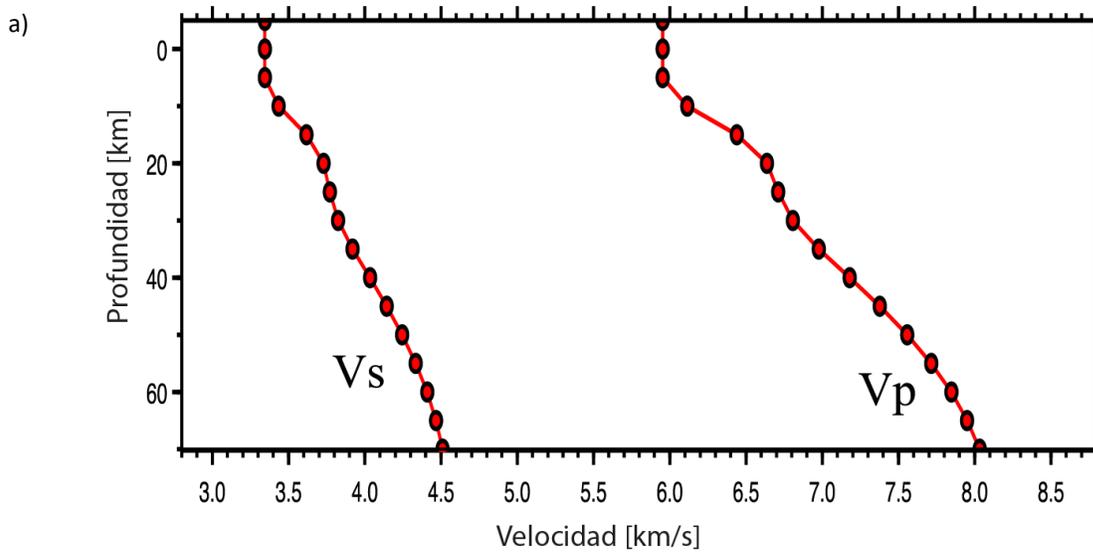


Figura 4.4: Modelo 1D de velocidad para las ondas P y S. a) Representa el modelo 1D de velocidades de ondas P (izquierda) y ondas S (derecha) hasta los 70 km de profundidad (modificado de Comte et al., 2016). b) Modelo inicial de velocidades de ondas P (izquierda) y ondas S (derecha) extrapolado en 2 dimensiones generando un modelo de capas planas, donde sólo existe variación de velocidad en el eje Z, para la zona de estudio.

Posteriormente, se parametriza la superficie a estudiar, generando una grilla 3D inicial de velocidades de ondas P y S en la zona de estudio. Para generar la grilla 3D, primero se definieron los parámetros que la definen (Figura 4.5a), los cuales consisten en: el ancho de los elementos de grilla, que para este caso se fueron equiespaciados a intervalos de valor h (en km) para las direcciones latitud, longitud y profundidad; y el número de elementos de grilla a utilizar en cada eje (ncx , ncy , ncz). La Tabla 4.3 presenta el detalle de los valores del parámetro utilizado para cada red.

Posteriormente,

| | 2010 | 2017 |
|---------------------------------------|------|------|
| h [km] | 4 | 2 |
| N° elementos en longitud (ncx) | 38 | 40 |
| N° elementos en latitud (ncy) | 58 | 62 |
| N° elementos en profundidad (ncz) | 30 | 50 |

Tabla 4.3: Parámetros de parametrización de la grilla 3D para programa autopicker

Luego, con los parámetros definidos se utilizó la rutina *make1D* para extrapolar el modelo de velocidades 1D seleccionado, a un modelo de velocidad asociado a la zona de estudio, obteniéndose un modelo de capas planas tanto para V_p como V_s (Figura 4.4).

Y finalmente, se extrapoló el modelo 1D de capas planas a la grilla 3D utilizando la rutina *c2f*. Primero se define una coordenada inicial (esquina NE de la grilla) y asociando cada elemento de grilla a una velocidad (Figura 4.5b). Para este modelo, las coordenadas iniciales fueron:

- Red 2010: -72.7°W , -33.5°S , y una altura de 4000 m.s.n.m.
- Red 2017: -72.3°W , -34.0°S , y una altura de 2000 m.s.n.m.

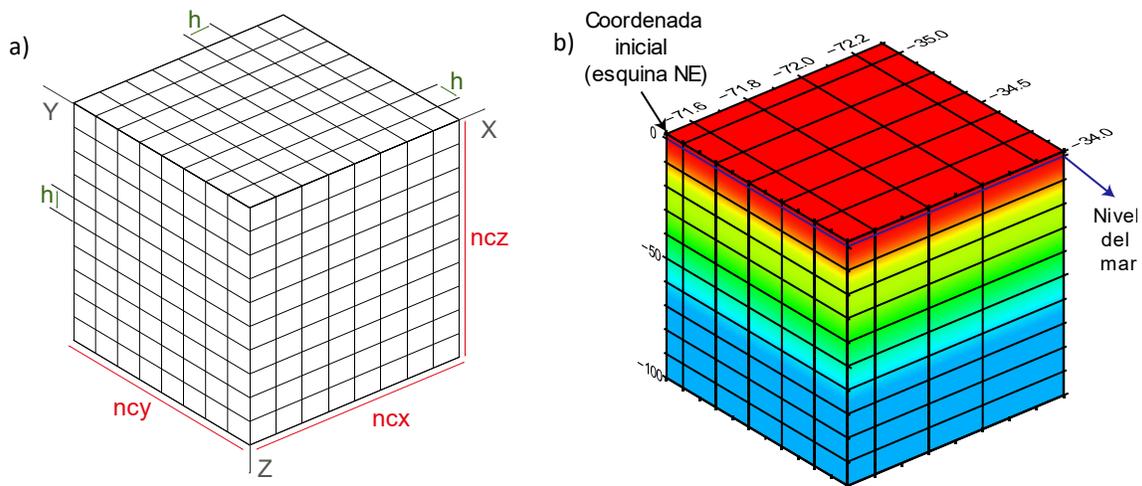


Figura 4.5: a) Grilla 3D generada según los siguientes parámetros: ancho del elemento de la grilla (h) en kilómetros, el número elementos en longitud (ncx), número elementos en latitud (ncy), y número elementos en profundidad (ncz). b) Ejemplo de un modelo de velocidades 1D capas planas extrapolado para la grilla 3D parametrizada en a).

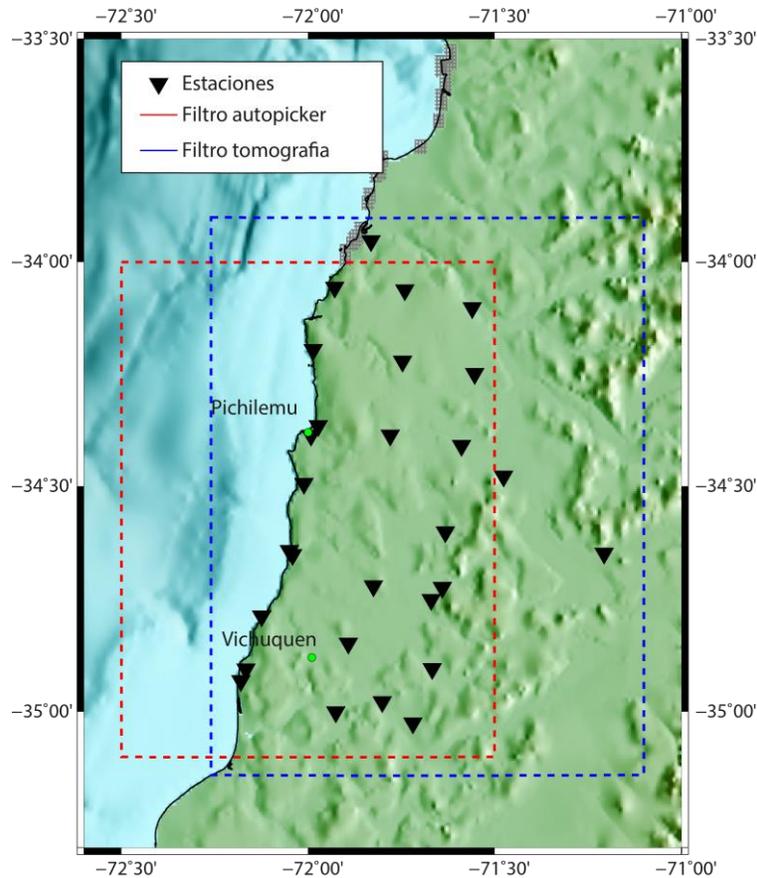


Figura 4.6: Área de los filtros utilizados por los programas autopicker (rojo) y de tomografía (azul).

Con la grilla parametrizada y la zona definida, se procede a la identificación de los tiempos de llegada de ondas y localización de sismos, definido principalmente por los siguientes 4 pasos:

1. **Crear tablas camino-tiempo:** Para la generación de las tablas camino-tiempo se utilizó la siguiente información de entrada:
 - Localización espacial de las estaciones (latitud, longitud y elevación) mostrados en las Tabla 4.1 y Tabla 4.2.
 - Modelo de velocidades inicial en 3D.

Y luego, utilizando la rutina *runspbfd*, se generaron las tablas camino-tiempo para cada estación

2. **Detectar posibles tiempos de llegada:** Para la detección de los potenciales tiempos de llegada, la rutina *gest_beta* utilizó un filtro de Bessel, con un ancho de banda de 1 – 30 Hz, generando una lista al final del proceso.

Generar lista de posibles eventos: Para relacionar los tiempos detectados en las diferentes estaciones y asociarlos a un mismo evento sísmico, la rutina *collect_event* utiliza la lista de potenciales tiempos de llegada, y los siguientes parámetros para generar una lista de posibles sismos:

- Mínimo de fases detectadas: 4
- Máximo de tiempo entre detecciones para permitir una asociación: 10 seg.

3. **Filtrar lista y generar la base de datos final:** Con una lista de posibles eventos, la rutina *runall_rest_beta* realiza las funciones de localizar y filtrar los sismos (según su calidad y localización) para generar la base de datos final de sismos.

Los parámetros utilizados para filtrar fueron los siguientes:

- **Localización:** Se utilizarán sólo aquellos sismos cuyos hipocentros se encuentren dentro de la zona cubierta por la red sísmica, lo que corresponde al siguiente volumen (Figura 4.6, línea roja):
 - Longitud: -71.5°W a -72.5°W
 - Latitud: -34°S a -35.1°S
 - Z: 2 km sobre el nivel del mar a 100 km de profundidad
- **Calidad de los sismos:** Se eliminan los eventos que no cumplen con las siguientes características:
 - Mínimo de fases detectadas: 4
 - Máximo residual: 2 s
 - Máxima desviación estándar :1.5 s

Finalmente, la rutina proporciona los siguientes resultados:

- Detalles de cada sismo:
 - El tiempo de inicio (año, mes, día, hora, minuto, segundo)
 - Hipocentro (longitud, latitud, profundidad)
 - Número de fases P y S utilizadas para la localización
- Detalle de las fases usadas en la localización de cada sismo:
 - Estación donde fue registrada
 - Tiempo de arribo (año, mes, día, hora, minuto, segundo)
 - Tipo de onda (P o S)
 - Peso

Como resultado del registro procesado de esta etapa, se obtuvo una base de datos total compuesta por 1894 sismos, con 17,702 tiempos de llegada de ondas P y 10,941 de ondas S. Para completar la data final a utilizar en este trabajo, se le agregó el registro de 1741 sismos procesados por Farías et al. (2011), quedando una base de datos final compuesta por 3,635 sismos, con 25,990 tiempos de llegada de ondas P y 19,176 de ondas S. El detalle final de la data por red se puede apreciar en la Tabla 4.4.

| Año red | Fechas de medición | N° sismos | N° ondas P | N° ondas S |
|------------------------------------|-------------------------|--------------|---------------|---------------|
| 2010 (<i>Farías et al. 2011</i>) | 28/02/2010 – 13/03/2010 | 1,741 | 8,288 | 8,235 |
| 2010 | 05/05/2010 – 04/06/2010 | 401 | 1,673 | 1,478 |
| 2017 | 13/01/2017 – 08/03/2017 | 1,493 | 16,029 | 9,463 |
| TOTAL | | 3,635 | 25,990 | 19,176 |

Tabla 4.4: Detalle de la data de sismos utilizados para la inversión de la tomografía

4.2 METODOLOGÍA: TOMOGRAFÍA SÍSMICA PASIVA 3D

Para obtener la tomografía sísmica pasiva 3D, es necesario realizar un proceso iterativo en el cual, en forma simultánea, se realiza la relocalización hipocentral de la sismicidad (problema directo), y se invierten las velocidades de onda P y S para obtener un nuevo modelo que se ajuste a la nueva relocalización (problema inverso).

Para realizar este proceso, se utilizó la metodología de inversión conjunta descrita en Roecker et al. (2004, 2006), y detallado en Comte et al. (2016).

La implementación de esta metodología fue realizada mediante una secuencia de rutinas desarrolladas por Dr. Steven Roecker (RPI, NY, USA). El diagrama mostrado en la Figura 4.7 explica en detalle la función de cada rutina de la metodología.

| Rutina | •Detalle |
|------------|---|
| make1d | •Generar modelo 1D de Vp y Vs |
| c2f | •Extrapolar un modelo de velocidades para grilla 3D |
| runsphfdt | •Genera tablas de los tiempo de viaje para cada estación |
| sphfdloc | •Localización de hipocentros usando Spherical FD time files |
| locfilt | •Filtra los sismos localizados en la rutina anterior según el volumen de interés a utilizar |
| sphrayderv | •Genera derivadas de lentitud (dt/ds) y las derivadas del hipocentro (dt/dh) |
| makehyps | •Genera la Matriz G (de $G\Delta m = r$) |
| runlsqr | •Resuelve el problema inverso por lsqr. |
| makenewmod | •Genera un nuevo modelo de Velocidades |

Figura 4.7: Esquema general de las rutinas principales utilizadas por el programa de tomografía.

Agrupando las rutinas, se tiene que el problema directo utiliza las rutinas *make1d* (sólo para la primera iteración), *c2f*, *runsphfdt*, *sphfdloc* y *locfilt* para la relocalización de los sismos. Y el problema inverso utiliza las rutinas *sphrayderv*, *makehyps*, *runlsqr* y *makenewmod* para la generación del nuevo modelo de velocidades.

4.2.1 Rutinas del problema directo

En el método de inversión conjunta, el problema directo determina el tiempo de inicio del sismo, y la localización de su hipocentro basado en el modelo de velocidades obtenido a partir de la última iteración.

Para determinar el tiempo de inicio y la relocalización del hipocentro de los sismos, las rutinas asociadas a la solución del problema directo utilizan la siguiente información de entrada:

- **Localización espacial de las estaciones:** latitud, longitud y elevación (Tabla 4.1 y Tabla 4.2).
- **Registro de tiempos de llegada de ondas P y S a las estaciones:**
 - La data inicial entregada al programa está compuesta por 3,635 sismos, con 25,990 tiempos de llegada de ondas P y 19,176 de ondas S, y se encuentra detallada en la Tabla 4.4.
- **Modelo de velocidad de ondas P y S:**
 - En la primera iteración, este programa utiliza la rutina *make1d*, para definir el modelo de velocidades de ondas P y S inicial para realizar la primera localización de los sismos (Figura 4.4).
 - Posteriormente, utilizará el modelo de velocidades obtenido en la iteración anterior.

Inicialmente, este programa utiliza la misma secuencia inicial del programa *autopicker*, en donde, la rutina *c2f* parametriza la superficie a estudiar, generando una grilla 3D inicial de velocidades de onda P y S (Figura 4.5).

Para el caso de la tomografía se utilizaron los siguientes parámetros:

| | Tomografía |
|---|------------|
| <i>h [km]</i> | 2 |
| <i>N° elementos en longitud (ncx)</i> | 58 |
| <i>N° elementos en latitud (ncy)</i> | 78 |
| <i>N° elementos en profundidad (ncz)</i> | 35 |
| <i>N° Total de elementos en la grilla</i> | 158,340 |

Tabla 4.5: Parámetros de parametrización de la grilla 3D para la tomografía

extrapolando el modelo de velocidades a la grilla 3D desde la coordenada inicial: -72.4°W, -33.8°S, y una altura de 2000 m.s.n.m.

Luego, utilizando la rutina *runsphfdt* se generaron las tablas camino-tiempo asociada a cada estación, y finalmente, con la rutina *sphfdloc* se determina la relocalización del hipocentro de los sismos.

Una vez que se obtiene la relocalización del hipocentro de los sismos, se realizó un filtro de la base de datos de los sismos que se utilizará en el problema inverso, utilizando la rutina *locfilt*. En este proceso, los sismos se filtran según su calidad y localización. Los parámetros utilizados en este problema fueron los siguientes:

- **Localización:** Se guardaron en la base de datos sólo aquellos sismos cuyos hipocentros se encuentren dentro de la zona cubierta por la red sísmica, lo que corresponde al siguiente volumen (Figura 4.6, línea azul):
 - Longitud: -71.10°W a -72.26°W
 - Latitud: -33.90°S a -35.14°S
 - Z: 2 km sobre el nivel del mar a 65,6 km de profundidad

- **Calidad de los sismos:** Se eliminan los eventos que no cumplen con las siguientes características:
 - Mínimo de fases detectadas: 6
 - Máximo residual [s]: 0.5
 - Máximo residual [%]: 5%
 - Máxima desviación estándar [s]: 0.5

4.2.2 Rutinas del problema inverso

En el método de inversión conjunta, el problema directo determina un nuevo modelo de velocidades que ajuste de mejor manera el registro de los tiempos de llegada de las ondas S y P a las estaciones.

Para partir, se utilizó la rutina *sphrayderiv* para calcular las derivadas de lentitud (dt/ds) y del hipocentro (dt/dh), utilizando la siguiente información de entrada:

- **Localización espacial de las estaciones:** latitud, longitud y elevación (Tabla 4.1 y Tabla 4.2).
- **Modelo de velocidades anterior:** En la primera iteración se utiliza el modelo inicial 1d de capas planas. En las siguientes iteraciones se utilizará el modelo de velocidades obtenido en la iteración anterior.
- **Registro de sismos:** Base de datos con el tiempo de inicio y la relocalización del hipocentro de los sismos obtenidos por el problema directo, además de sus respectivas fases de ondas P y S asociadas a cada evento.

Además de entregar las derivadas, la rutina *sphrayderiv* proporciona un resumen del error asociado al ajuste del modelo con los datos, entregando los siguientes resultados:

- Varianza general de los datos
- Desviación estándar del modelo de velocidad
- Raíz media cuadrada totales de los residuales (RMS)
- Chi-cuadrado
- Número de sismos utilizados
- Numero de fases P y S utilizadas

Cabe destacar que este resultado representa al ajuste del modelo de velocidades obtenido en la iteración anterior.

Posteriormente, se genera la matriz G del problema inverso ($G\Delta m = r$) utilizando la rutina *makehyps*.

Para resolver el problema inverso, se utilizó la rutina *runlsqr*, la cual resuelve el problema mediante el método de mínimos cuadrados amortiguados, generando finalmente un archivo con perturbaciones asociadas a la lentitud de P y S. Y finalmente, utilizando la rutina *makenewmod*, se generó el nuevo modelo de velocidades de onda.

4.2.3 Selección del modelo final

Para el caso del presente trabajo, los parámetros: factor de amortiguamiento (θ), utilizado por *runlsqr*, para la solución del problema inverso, y la ventana de suavizamiento, utilizado por *makenewmod*, para determinar el modelo final, se hicieron variar obteniendo diferentes modelos. El objetivo de estas pruebas fue evaluar los efectos de estos parámetros en el resultado final, y poder determinar el modelo que mejor ajuste los datos.

En total se realizaron 9 pruebas, variando los parámetros como de detalla en la Tabla 4.6.

| | | Ventana de suavizamiento km | | |
|-------------------------|----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| | | $x = 7$ $y = 7$ $z = 5$ | $x = 5$ $y = 5$ $z = 3$ | $x = 3$ $y = 3$ $z = 1$ |
| Factor de amortiguación | $\theta = 1$ | Prueba 1 | Prueba 4 | Prueba 7 |
| | $\theta = 10$ | Prueba 2 | Prueba 5 | Prueba 8 |
| | $\theta = 100$ | Prueba 3 | Prueba 6 | Prueba 9 |

Tabla 4.6: Detalle de los parámetros a variar en cada una de las inversiones de prueba a realizar.

Para cada prueba, se realizaron un total de 15 iteraciones, y se utilizaron los criterios de desviación estándar (σ_n) y raíz media cuadrada totales de los residuales (RMS_n) para analizar su ajuste del modelo.

Como se observa en la Figura 4.8, a medida que aumenta el factor de amortiguación y disminuye la ventana de suavizamiento, la desviación estándar y el RMS disminuyen. Además, analizando la variación de σ y del RMS según el número de iteraciones, se puede observar que, inicialmente, la desviación estándar y el RMS tienden a disminuir. Sin embargo, a medida que se avanza en las iteraciones, se generan puntos de inflexión, generando mínimos y máximos locales en estos valores.

Para elegir el mejor modelo de cada prueba se utilizó, como criterio de selección, la primera mínima desviación estándar obtenida por cada modelo, marcada con un círculo en la Figura 4.8a.

Para realizar una comparación gráfica, se construyó el mismo perfil (-72.44°W, -34.25°S; Azimut = N108°E) en todos los modelos. Como se observa en la Figura 4.9, una ventana de suavizamiento pequeña puede generar artefactos, como se aprecian en los modelos de las pruebas 7, 8 y 9. Además a medida que la ventana aumenta, el modelo se vuelve más suave.

Finalmente, para el modelo final, se decidió utilizar una ventana móvil de suavizamiento de 7 km en dirección N-S y W-E, y 5 km en la dirección de profundidad, debido a que, con ventanas más pequeñas, los modelos se vuelven muy rugosos. Y un factor de amortiguación = 100, ya que presenta el modelo con menor desviación estándar asociada a esta ventana de suavizamiento.

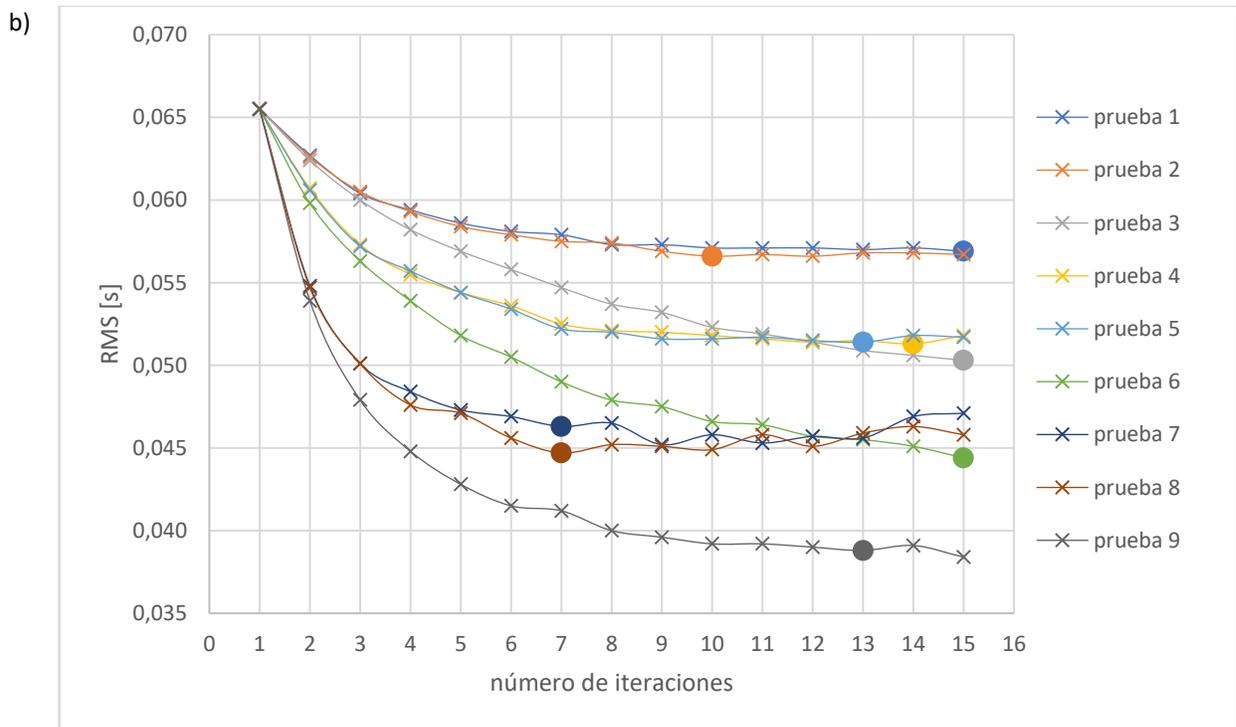
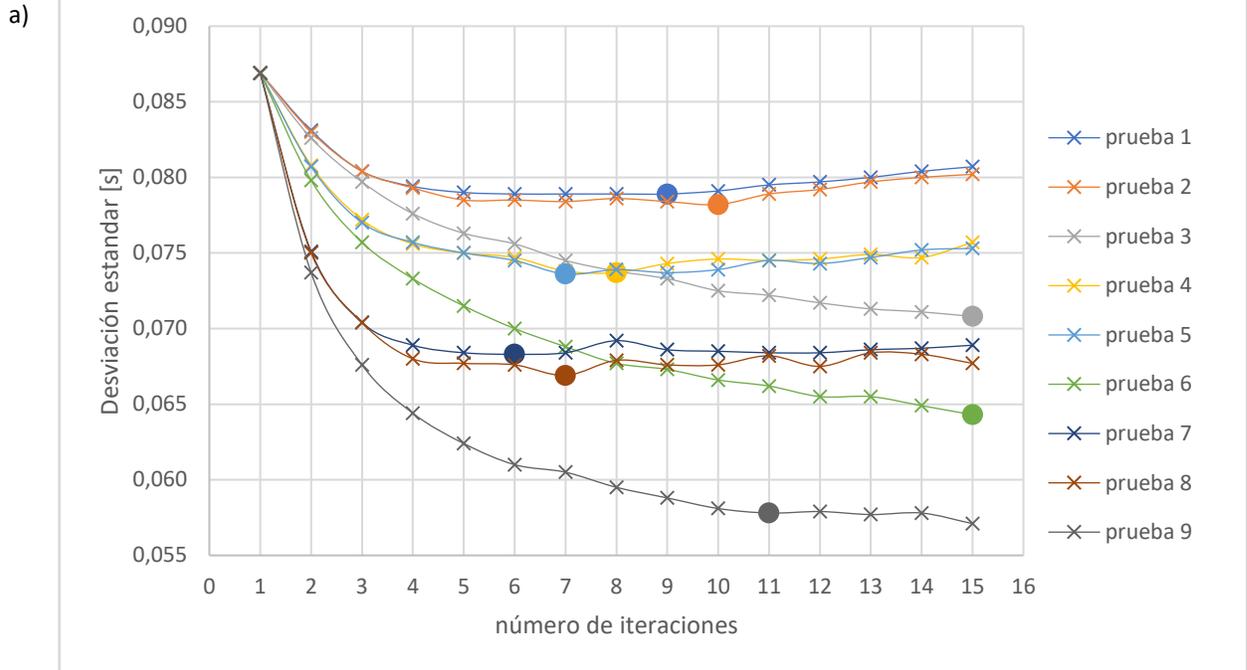


Figura 4.8: a) Variación de la desviación estándar en función del número de iteraciones realizada para cada prueba. b) Variación del RMS en función del número de iteraciones realizada para cada prueba. El primer mínimo (tanto de Desviación estándar como RMS) obtenido por cada modelo de prueba es representado por un círculo en el gráfico.

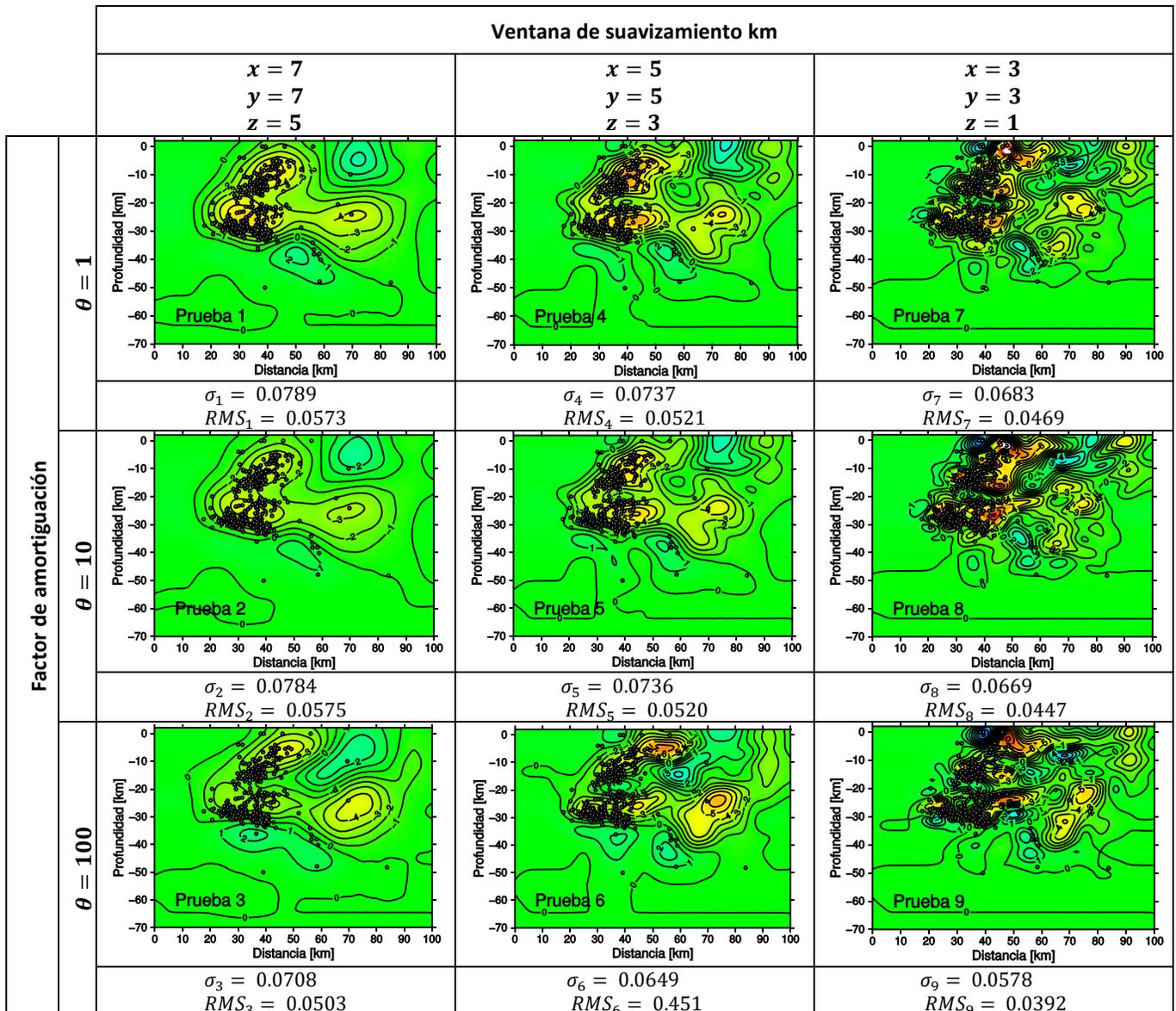


Figura 4.9: Resultado del perfil $-72.44^\circ W$, $-34.25^\circ S$ y azimut $N108^\circ E$ obtenido en cada uno de los modelos de prueba para determinar la variación del modelo en función de los parámetros “factor de amortiguación” y “ventana de suavizamiento”

Con los parámetros seleccionados, se volvió a realizar la inversión, pero esta vez con 30 iteraciones, con el objetivo de evaluar cómo varía la solución a través de las iteraciones., utilizando la desviación estándar como parámetro de comparación. En la Figura 4.10a, que representa la variación de la desviación estándar en función del número de iteraciones, se puede observar una curva con alta pendiente hasta aproximadamente la iteración 5, pasando luego a una pendiente más suave. Esto se complementa con variación de la desviación estándar entre cada iteración mostrado en la Figura 4.10b, donde se observa una brusca caída en la variación de la desviación estándar hasta la iteración 5, para luego tener una variación fluctuante bajo 0.001, llegando a una variación igual a 0 en la iteración 16.

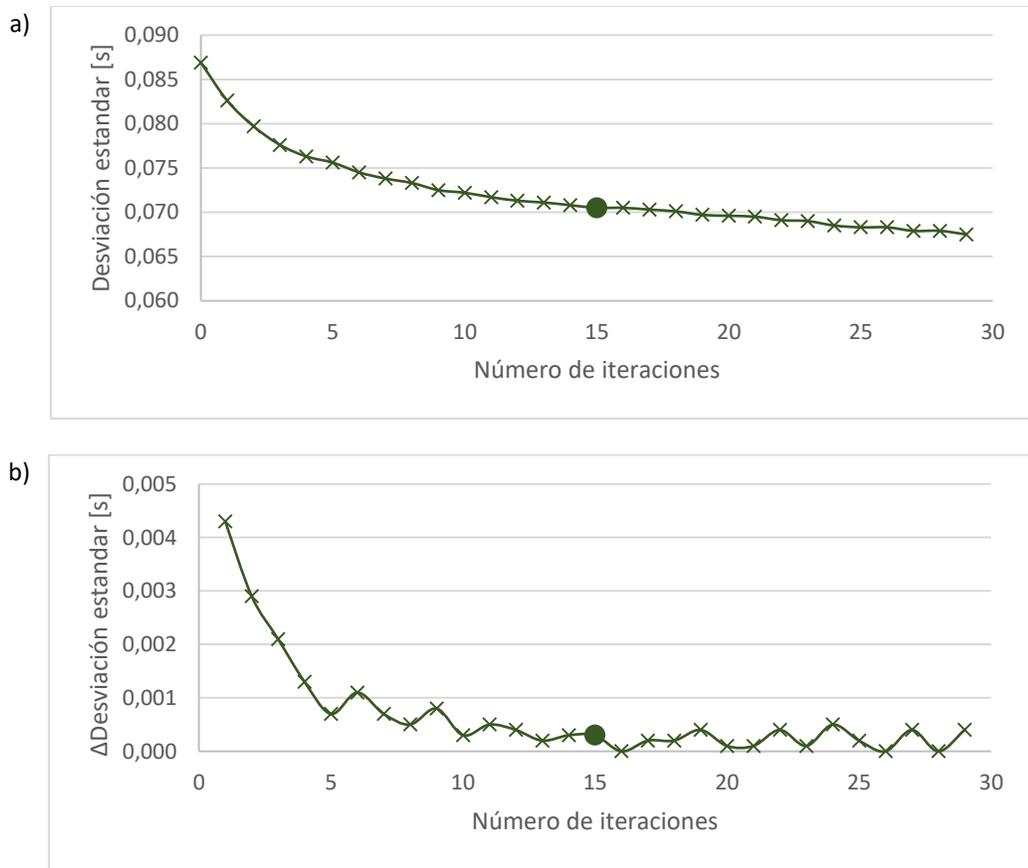


Figura 4.10: a) Variación de la desviación estándar en función del número de iteraciones realizada para la inversión hecha con los parámetros seleccionados para determinar el modelo final: ventana móvil de suavizamiento de 7 km en dirección N-S y W-E, y 5 km en la dirección de profundidad, y un factor de amortiguación = 100. b) Variación de la desviación estándar entre cada iteración, en función del número de iteraciones.

Para realizar una comparación gráfica, se construyó el mismo perfil (-72.44°W, -34.25°S; Azimut = N108°E) en todos los modelos obtenidos de las 15 primeras iteraciones y se graficó la variación de los modelos Vp, Vs y Vp/Vs con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior. Como se puede observar en las Figura 4.11, la mayor variación del modelo de Vp alcanza ± 0.03 km/s y ocurre en las primeras 5 iteraciones. Luego de la quinta iteración, la variación decae, llegando a ser de máximo ± 0.01 km/s por cada iteración. Un efecto similar ocurre con los modelos Vp y Vp/Vs (Figura 4.12 y Figura 4.13), donde para Vs la mayor variación ocurre en las primeras 4 iteraciones, para luego decaer llegando a ser prácticamente nula en las últimas iteraciones.

Por lo anterior se deduce que, si bien un mayor número de iteraciones en este caso representa un mejor modelo, la variación entre un modelo y otro después de las primeras iteraciones no es mayormente relevante. Finalmente, se decide utilizar el modelo obtenido en la iteración 15.

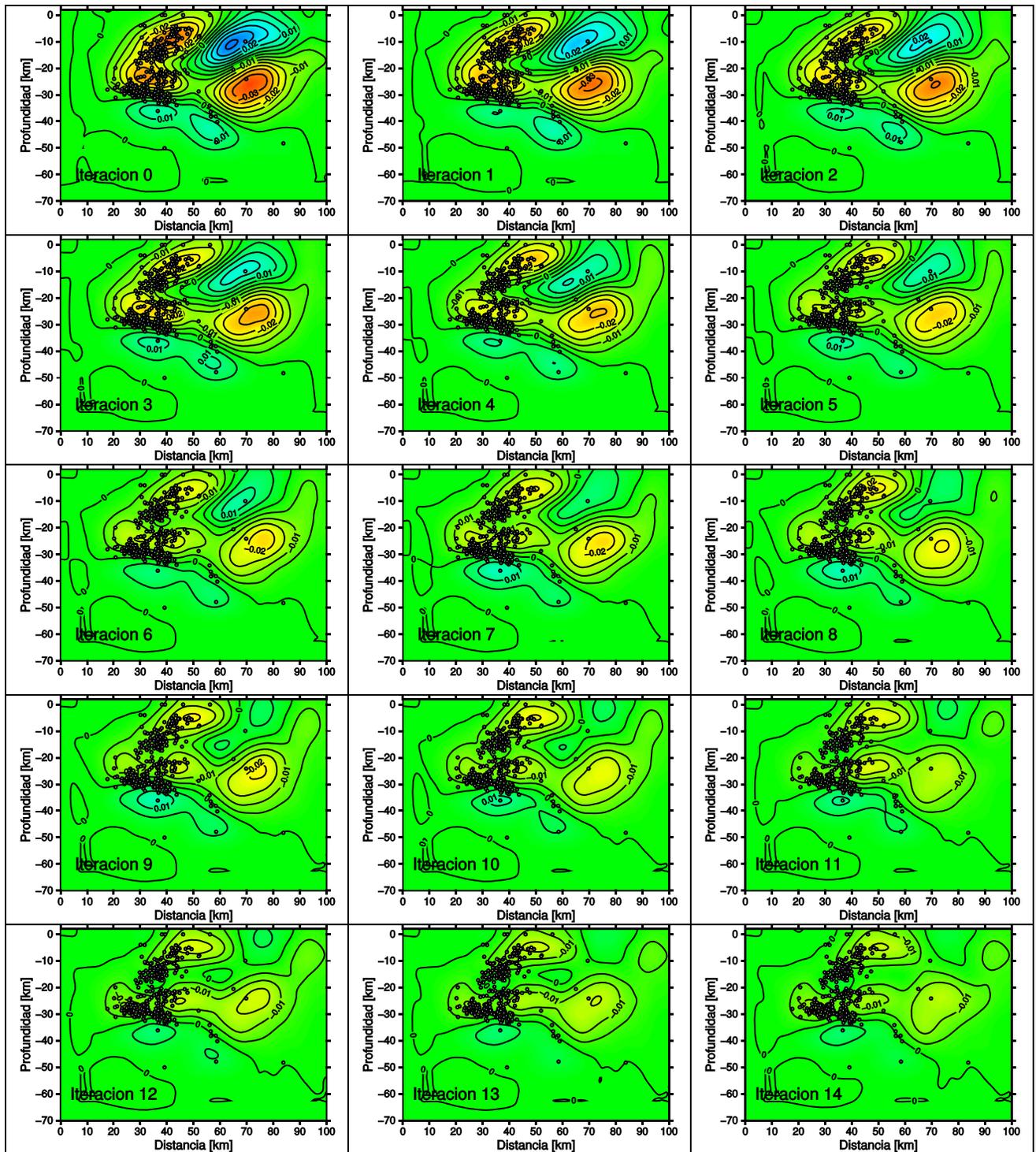


Figura 4.11: Variación de la velocidad de onda P (ΔV_p) con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior.

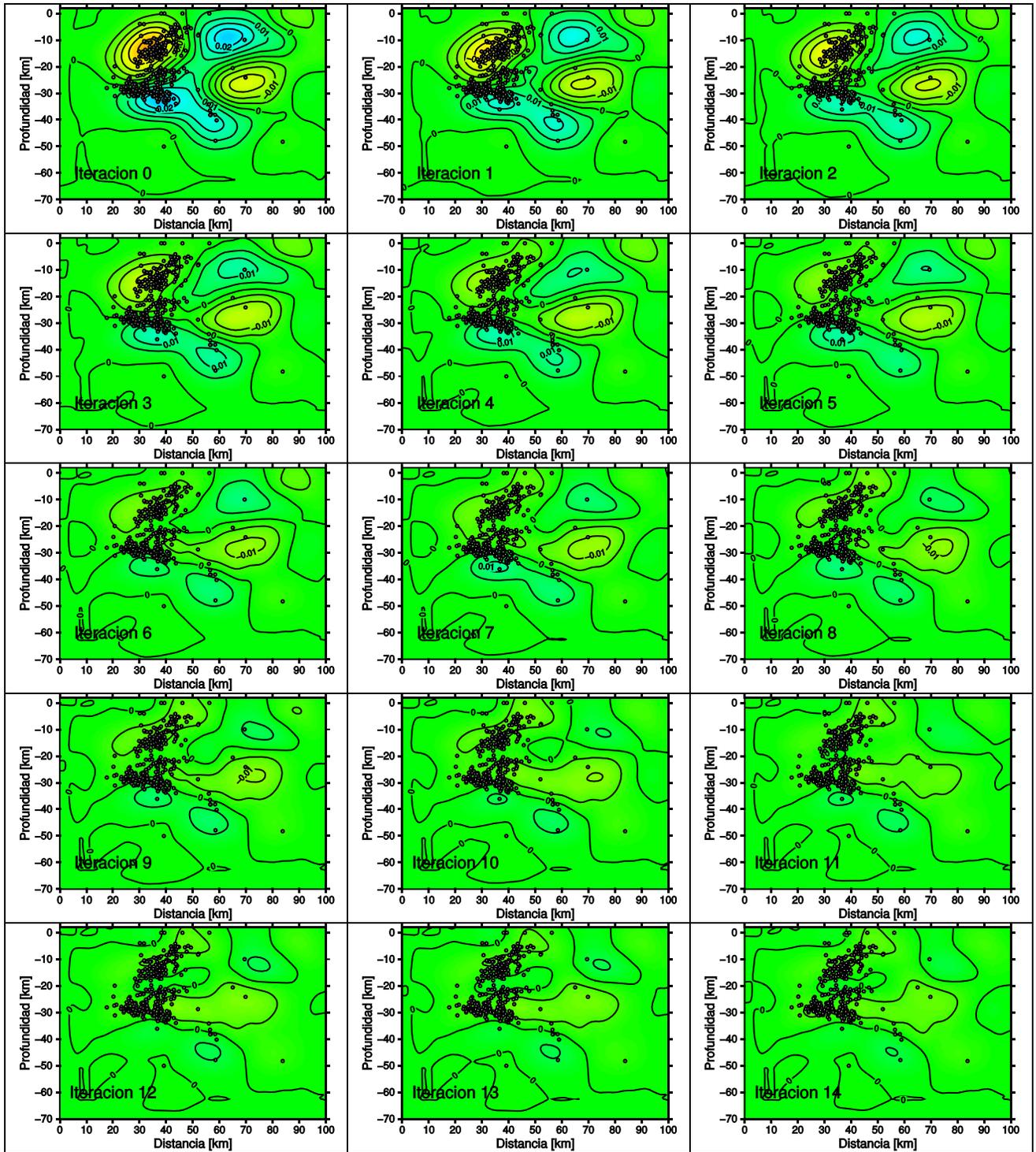


Figura 4.12: Variación de la velocidad de onda S (ΔV_s) con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior.

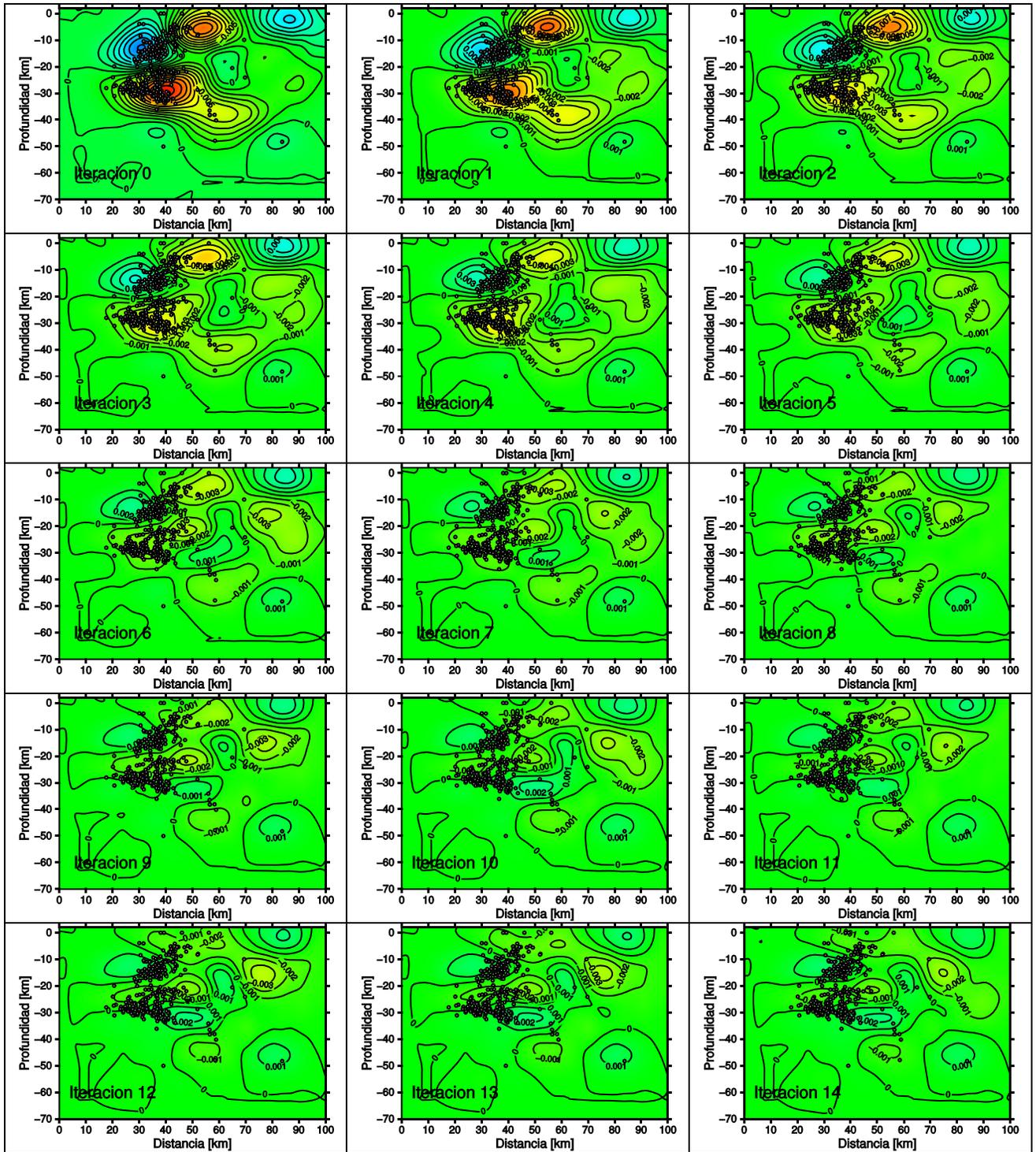


Figura 4.13: Variación de la razón V_p/V_s con respecto al modelo obtenido en la iteración anterior.

4.3 RESOLUCIÓN DE LA TOMOGRAFÍA: TABLERO DE AJEDREZ O CHECKERBOARD

Para todos los métodos de inversión, en particular para la estimación de modelos de tomografía, es necesario realizar pruebas tanto con datos provenientes de mediciones experimentales como con datos sintéticos para estimar el nivel de robustez del modelo de velocidades obtenido.

Un método para estimar la resolución de la inversión de los tiempos de llegada es la prueba *checkerboard*. Este método introduce perturbaciones positivas y negativas al modelo inicial en forma de prisma, para luego, con el modelo perturbado, generar e invertir nuevos datos sintéticos.

El proceso consiste en principalmente tres partes:

1. Generar una estructura de prueba.
2. Generar datos sintéticos utilizando la estructura de prueba definida.
3. Invertir los datos sintéticos, y analizar si se recuperan las estructuras de prueba.

Para producir el *checkerboard* se utilizaron principalmente 3 rutinas desarrolladas por Dr. Steven Roecker (RPI, NY, USA), *checker*, *sphfdsyn* y *addnoise*, complementarias al proceso descrito en la Figura 4.7 siguiendo los siguientes 5 pasos:

1. El primer paso es, utilizando la rutina *checker*, perturbar el modelo inicial 1D definido con anomalías, en este caso, prismas con un espesor definido.
2. Luego, con las rutinas *c2f* y *runsphfd* descritas en el programa *autopicker*, se parametrizó la superficie a estudiar, generando la grilla 3D inicial de velocidades de onda P y S con las tablas camino-tiempo para cada estación.
3. Utilizando la rutina *sphfdsyn*, se generó una nueva base de datos sintética.
4. Con la rutina *addnoise* se les agrega ruido con una distribución normal, de media cero y desviación estándar determinada a los datos sintéticos.
5. Y una vez con la nueva base de datos sintética, se realizan los mismos procedimientos descritos en la metodología de la tomografía sísmica pasiva 3D.

En el caso de este trabajo, tanto para V_p como para V_s , la estructura de prueba fue generada perturbando el modelo inicial (mostrado en la Figura 4.4) por prismas cúbicos de $6 \times 6 \times 6 \text{ km}^3$ con $\pm 5\%$ de perturbación en relación con el modelo de fondo 1-D (Figura 4.14). Posteriormente, a los datos sintéticos ya generado se les agregó ruido con una distribución normal, de media cero y desviación estándar = 0.07 s. Y finalmente, para la inversión de los datos sintéticos se utilizaron los siguientes parámetros: una ventana móvil de suavizamiento = 5 km en dirección N-S y W-E, una ventana de suavizamiento = 3 km en la dirección de profundidad, y un factor de amortiguación = 100. El modelo final del tablero de ajedrez se obtuvo luego de 9 iteraciones.

En el resultado general de la TRC (Figura 4.15) se observa que, del 5% de perturbación aplicado al modelo inicial, el patrón recuperado presenta perturbaciones de hasta un $\pm 3\%$ para V_p , y $\pm 4\%$ para V_s , por lo que el porcentaje de los prismas de perturbación recuperados de la onda S es mayor que el de la onda P.

Describiendo la variación en profundidad, la mayor recuperación de la perturbación aplicada al modelo inicial se encuentra hasta los ~ 30 km de profundidad, concentrado principalmente en el área central del estudio (entre los perfiles P2 y P5). De los ~ 30 km hasta los ~ 40 km de profundidad, se observa una baja significativa en la recuperación de la perturbación de velocidad inicial aplicada. Y desde los ~ 40 km de profundidad se observa que prácticamente no hay resolución, quedando sólo la recuperación de algunas perturbaciones entregadas en la parte Sur de la zona estudiada. La baja o nula resolución en profundidad es causada por el menor número de sismos a mayores profundidades.

Respecto a la resolución en los bordes del área de estudio, se observa que existe una buena resolución desde la costa hacia el interior, aumentando hacia el Oeste del límite costero, y disminuyendo hacia el borde Este, viéndose mayormente disminuida en las esquinas NorEste y SurEste. La baja o nula resolución que se aprecia hacia el Oeste del estudio se debe a que la cobertura de la red sísmica se encuentra instalada completamente en tierra, generando una mala cobertura azimuthal de la zona. Por otro lado, la resolución de los bordes superior e inferior tiene una tendencia de Norte a Sur, es decir, el porcentaje de los prismas de perturbación recuperados en la zona Norte de nuestro estudio es menor que en la zona Sur, lo cual se puede deber a que existió una mayor cobertura hacia el Sur de la zona de estudio que hacia el Norte.

El test de tablero de ajedrez muestra, para ambos modelos, que hay suficiente resolución hasta 30 km de profundidad, y entre 34°S a 35°S y 72.1°W a 71.6°W, confirmando así la buena resolución estimada para las regiones centrales mediante las pruebas sintéticas. Por lo tanto, nuestro análisis se centra en este volumen, el cual incluye el sistema de fallas de Pichilemu.

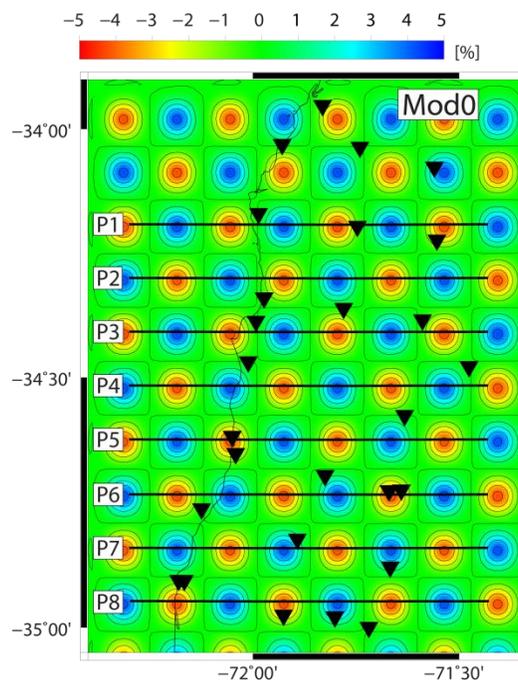


Figura 4.14: Test de resolución para los modelos de velocidades V_p y V_s . Los modelos iniciales 1D fueron perturbados con anomalías de $\pm 5\%$ a través de prismas cúbicos de $6 \times 6 \times 6 \text{ km}^3$. Los perfiles P1 a P9 corresponden a los perfiles verticales presentados en la Figura 4.15.

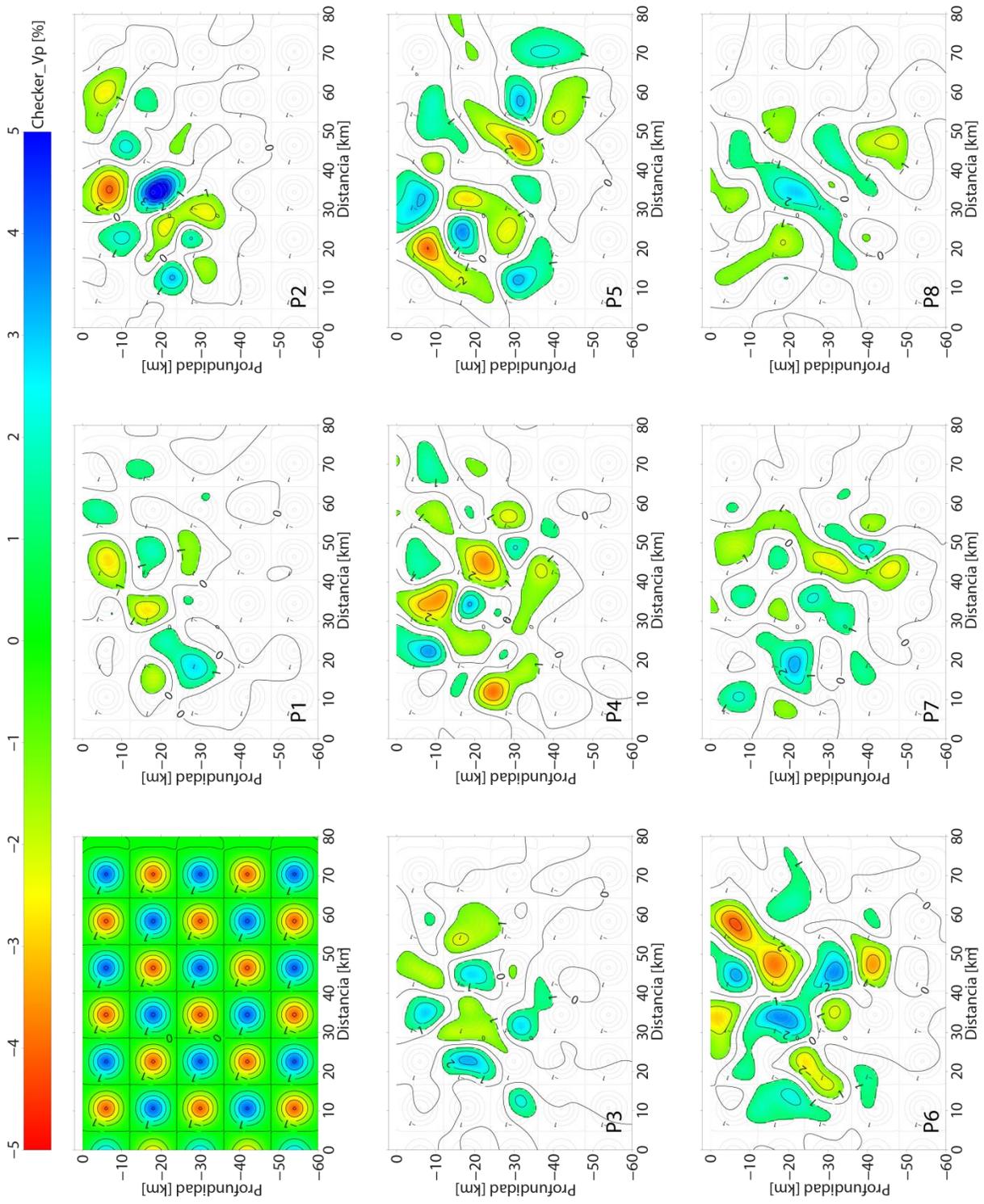
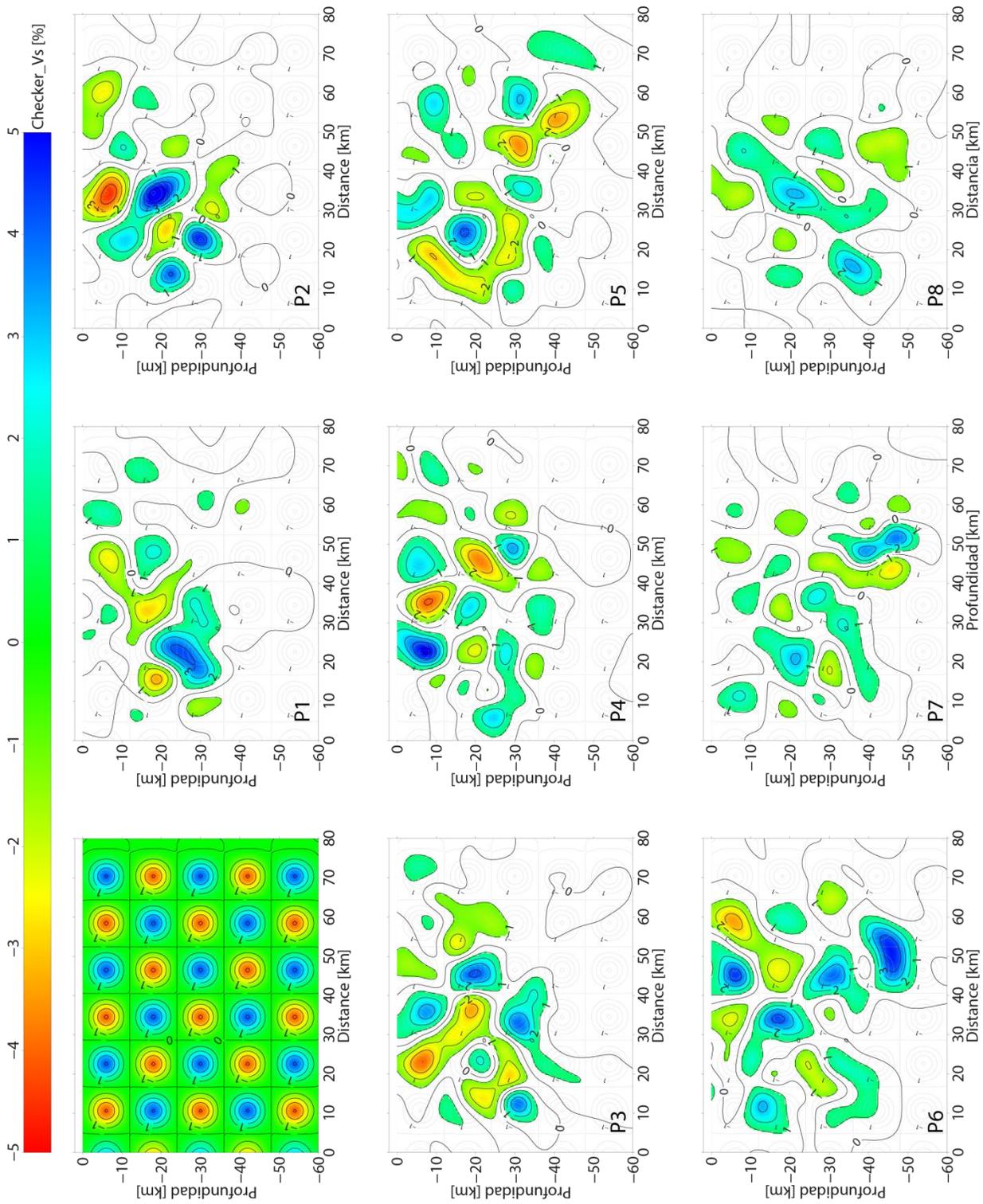


Figura 4.15: Perfiles en profundidad del test de resolución para los modelos de velocidades Vp y Vs.



(Continuación Figura 4.15)

CAPITULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En esta sección, se presenta el mejor resultado de la tomografía sísmica pasiva en la zona de Pichilemu, obtenida con el uso conjunto de los datos obtenidos en las campañas 2010 y 2017. Este resultado final se obtuvo luego de 15 iteraciones iniciando con el modelo 1D, obteniendo un modelo final de velocidad 3D con una desviación estándar = 0.0705 y un RMS = 0.0499.

5.1 SISMICIDAD

En el proceso de inversión conjunta, los sismos fueron relocalizados con el modelo final de velocidades. En la Figura 5.1 se presenta la sismicidad localizada según profundidad, y en la Figura 5.5 se presenta según el año de registro del sismo (2010 y 2017).

5.1.1 Sismicidad según localización

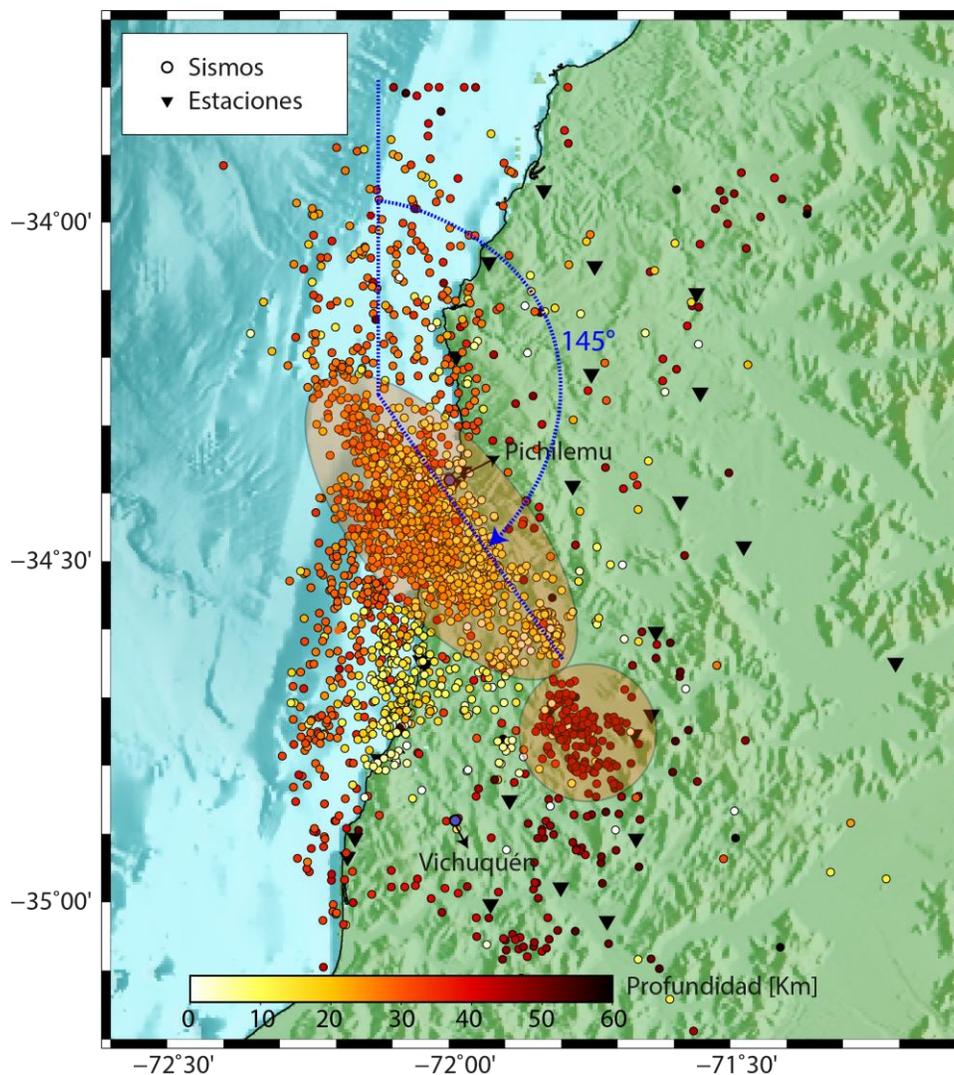


Figura 5.1: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocalizadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los sismos están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sísmológicas de ambas redes. La línea azul corresponde al ángulo asociado a la falla de Pichilemu.

En general, en la Figura 5.1 se puede observar 2 zonas de alta sismicidad:

- Zona 1:
 - o Sismicidad cercana a la zona de Pichilemu.
 - o Presenta una sismicidad cortical, desde la superficie hasta los 30-40km aproximadamente.
- Zona 2:
 - o Concentrada al NorOeste de Vichuquén
 - o Presenta una sismicidad con profundidad intermedia (entre los 40 a 50 km aproximadamente)

En ambas zonas, se puede observar que los sismos presentan una tendencia NW-SE y NNW-SSE (alrededor de N145°E). Farías et al. (2011) propone que la falla de Pichilemu tiene una orientación NW-SE y NNW-SSE, por lo que la sismicidad de la zona 1 podría estar asociada a esta falla. La zona 2 se encuentra fuera de área de resolución del estudio.

Para un mejor análisis de la sismicidad total se generaron 3 perfiles que se aprecian en la Figura 5.2, con el objetivo de asociar los sismos localizados con las diferentes estructuras en profundidad, donde:

- **Perfil A:** corresponde a un perfil perpendicular a la fosa (N120°E),
- **Perfil B:** corresponde a un perfil en la dirección de la sismicidad estudiada (N145°E),
- **Perfil C:** corresponde a un perfil perpendicular al perfil B (N55°E).

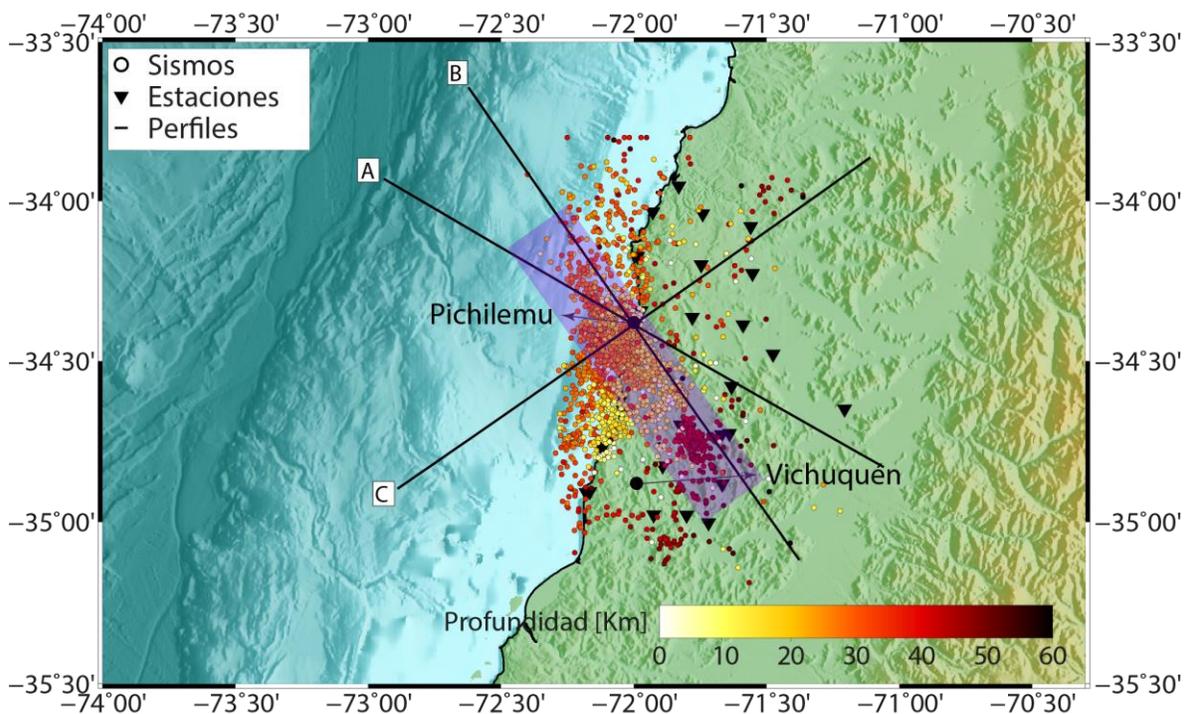


Figura 5.2: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los sismos están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes. Las líneas negras representan los 3 perfiles a estudiar en la zona, donde el Perfil A corresponde a un perfil perpendicular a la fosa (N120°E), el Perfil B corresponde a un perfil en la dirección de la sismicidad estudiada (N145°E), y el Perfil C corresponde a un perfil perpendicular al perfil B (N55°E). La zona morada representa el área de estudio de la Figura 5.4.

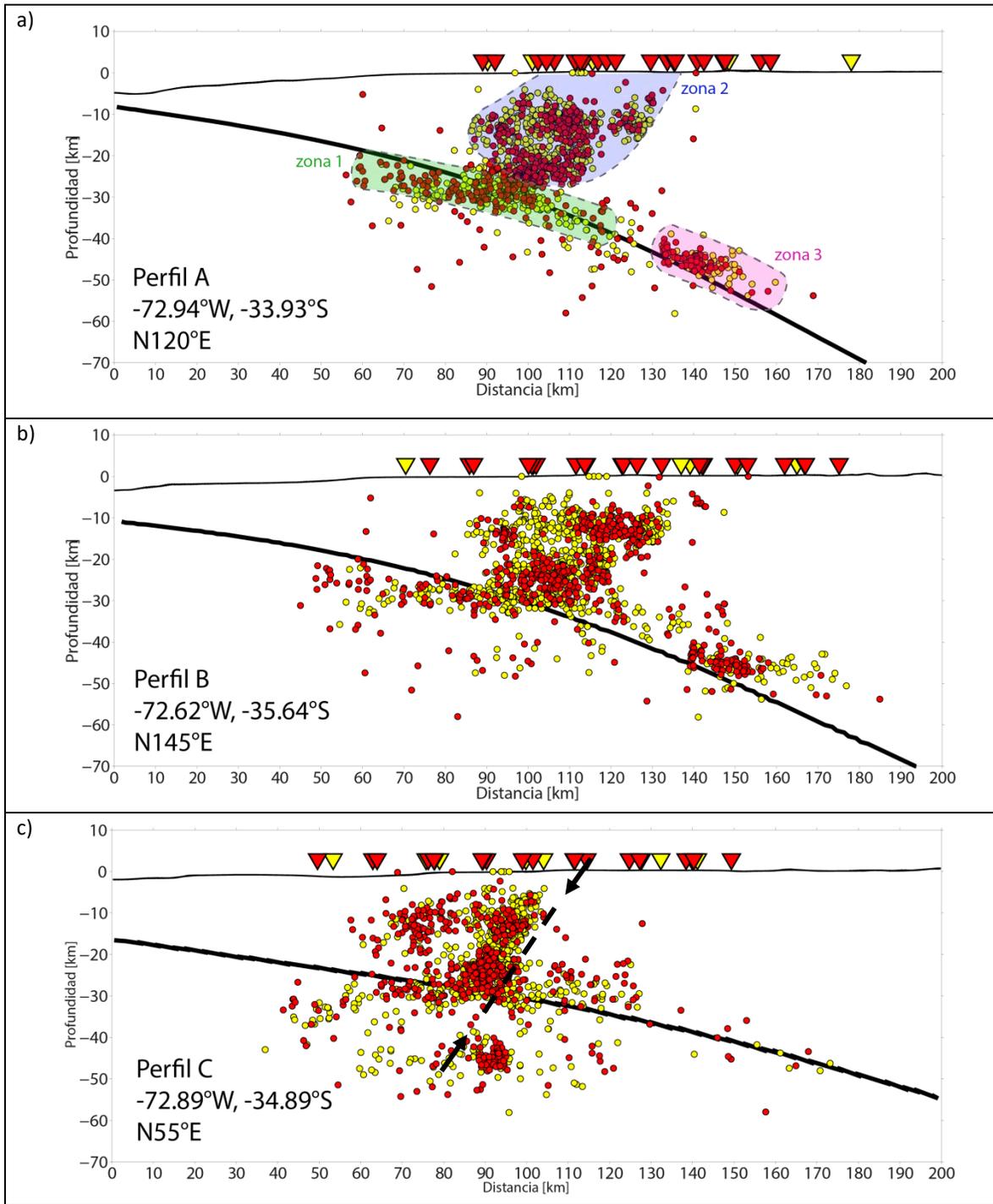


Figura 5.3: Perfiles identificados en la Figura 5.2, donde: **a)** es el Perfil A (perpendicular a la fosa), con azimut de N120°E; **b)** es el Perfil B (en el sentido de la sismicidad), con un azimut de N145°E; y **c)** el Perfil C (perpendicular al perfil B), con un azimut de N55°E. Los círculos amarillos corresponden a la sismicidad registrada por las estaciones temporales del año 2010, y los círculos rojos corresponden a la sismicidad registrada por la red temporal del año 2017. La proyección de las estaciones utilizadas se ilustra con triángulos invertidos amarillo (2010) y rojo (2017). La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir `sam_slab1.0_clip.xyz` (n <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 1 km para el modelo de subducción, y ± 100 km para la sismicidad.

Perfil A: En la Figura 5.3a se puede identificar las siguientes zonas de alta sismicidad:

- **Zona 1:** Sismos localizados en el contacto de la subducción, entre aproximadamente los 20 y 40 km de profundidad.
- **Zona 2:** Presenta una gran densidad de sismos concentrados sobre la subducción, en la placa continental (sismicidad cortical). Esta sismicidad se presenta desde la superficie hasta el contacto interplaca.
- **Zona 3:** La sismicidad presentada en esta zona se localiza a una profundidad intermedia (entre los 35 a 50 km aproximadamente), bordeando la placa oceánica subductada.

Perfil B: Este perfil, NW-SE y NNW-SSE, fue trazado en el sentido de la falla de Pichilemu (Figura 5.3b). Se puede apreciar sismicidad con mayor dispersión que en el perfil B, pero se mantiene una concentración entre los 90 y 140 km

Perfil C: Este perfil fue trazado perpendicular al perfil B (Figura 5.2), con el objetivo de visualizar la sismicidad asociada a la falla. En la Figura 5.3c se puede observar que existe una menor dispersión de la sismicidad.

Con el fin de destacar la sismicidad de la zona de Pichilemu, se construyó la Figura 5.4, donde los círculos morados representan los sismos localizados dentro de la zona morada de la Figura 5.3. Se puede observar que la sismicidad asociada a Pichilemu se presenta concentrada en una distribución lineal con un ángulo de elevación c.a 55°.

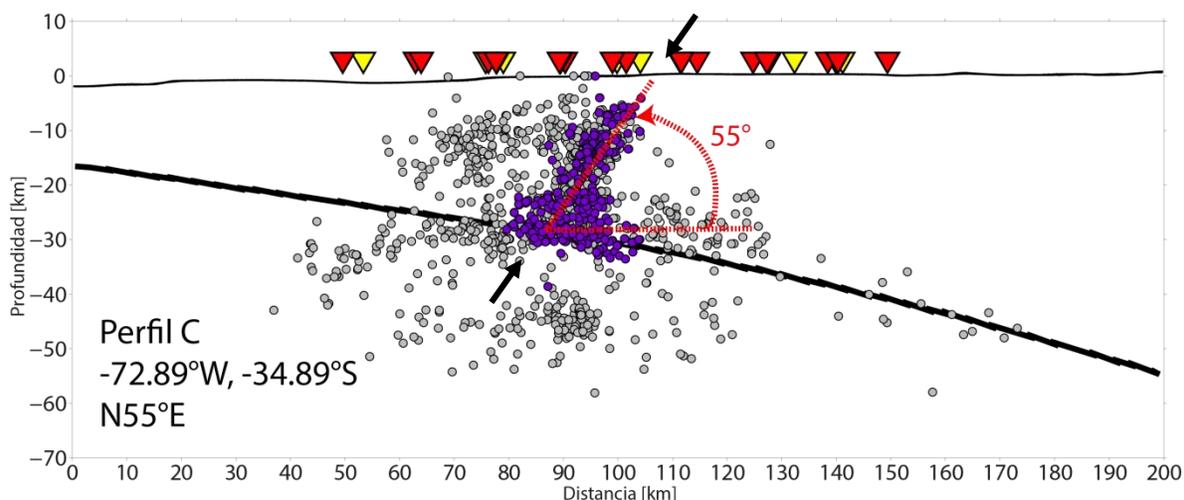


Figura 5.4: Perfil C (con un azimut de N55°E) donde se resalta la sismicidad de la zona de Pichilemu (zona morada de la Figura 5.2). Los círculos morados corresponden a la sismicidad registrada en la zona de Pichilemu, y los círculos grises representan el resto de la sismicidad. La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 1 km para el modelo de subducción, y ± 100 km para la sismicidad

5.1.2 Sismicidad según período de observación

En la Figura 5.5 se puede observar que se registró sismicidad en ambas redes (2010 y 2017) en principalmente las mismas zonas, teniendo ambas redes sismicidad en la zona de Pichilemu. En la Figura 5.3c, se observa la presencia de sismicidad cortical actual en la zona del terremoto (Figura 5.5, círculos rojos), concentrada en las mismas áreas que la sismicidad post-terremoto registrada el año 2010 (Figura 5.5, círculos amarillos).

Varios estudios atribuyen la activación de la falla de Pichilemu al megaterremoto del Maule 2010 (por ejemplo, Farías et al., 2011; Ryder et al., 2012; Ruiz et al., 2014). A 7 años del terremoto principal, la sismicidad registrada el 2017 estaría indicando que la falla continúa actualmente sísmicamente activa.

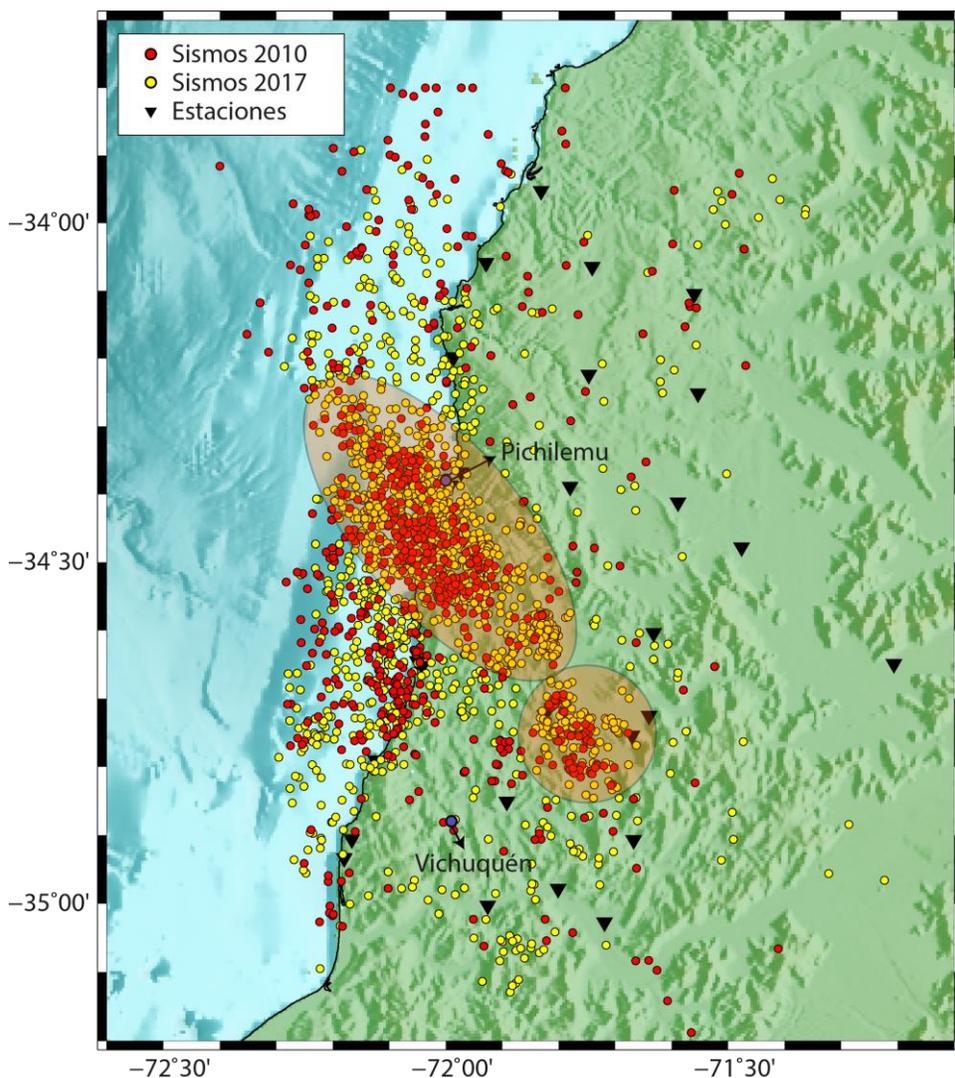


Figura 5.5: Sismicidad registrada por las estaciones de las redes 2010 y 2017 relocalizadas con el modelo 3D de velocidades determinado. Los círculos amarillos corresponden a la sismicidad registrada por las estaciones temporales del año 2010, y los círculos rojos corresponden a la sismicidad registrada por la red temporal del año 2017. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas de ambas redes.

5.2 MODELO DE VELOCIDADES 3D

El modelo presentado a continuación fue determinado iniciando con el modelo 1D de velocidades mostrado en la Figura 4.4, y utilizando los siguientes parámetros: una ventana móvil de suavizamiento = 7 km en dirección N-S y W-E, una suavidad = 5 km en la dirección de la profundidad, y un factor de amortiguación = 100. El modelo final de velocidad 3D, se obtuvo luego de 15 iteraciones, y utilizó un total 27,445 fases obtenidas de 2,292 sismos, presentando una desviación estándar = 0.0705 y un RMS = 0.0499.

5.2.1 Anomalías en Z=0 y la geología local

Con el objetivo de interpretar el modelo de velocidades obtenido, se compararon las anomalías de velocidad obtenidas en Z=0 con la geología local. Para relacionarlos, primero se identificaron los cuerpos anómalos obtenidos en Z=0 (Figura 5.6), y luego se proyectaron sobre el mapa geológico del área de estudio (Figura 5.7).

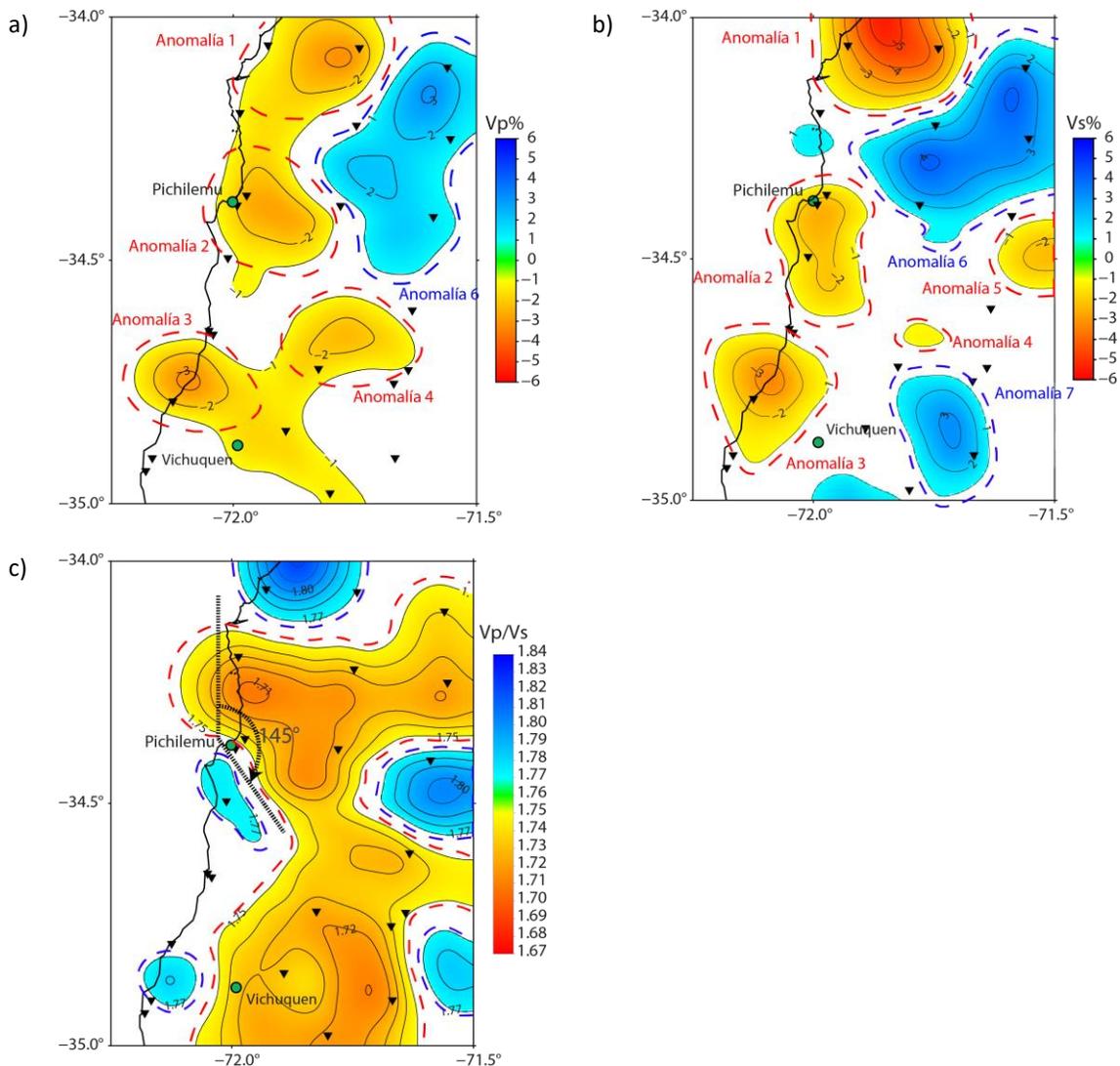


Figura 5.6: Anomalías de velocidad determinadas en Z=0 km. Las figuras a) y b) representan a Vp% y Vs% respectivamente, donde la línea punteada azul resalta las anomalías positivas de alta velocidad, y en rojo se resalta las anomalías negativas de baja velocidad. El blanco representa al rango -1% a 1%. La figura c) representa la razón Vp/Vs, donde la línea punteada azul representa las anomalías de alto Vp/Vs, y en rojo las anomalías de bajo Vp/Vs. El blanco representa al rango 1.74 a 1.77.

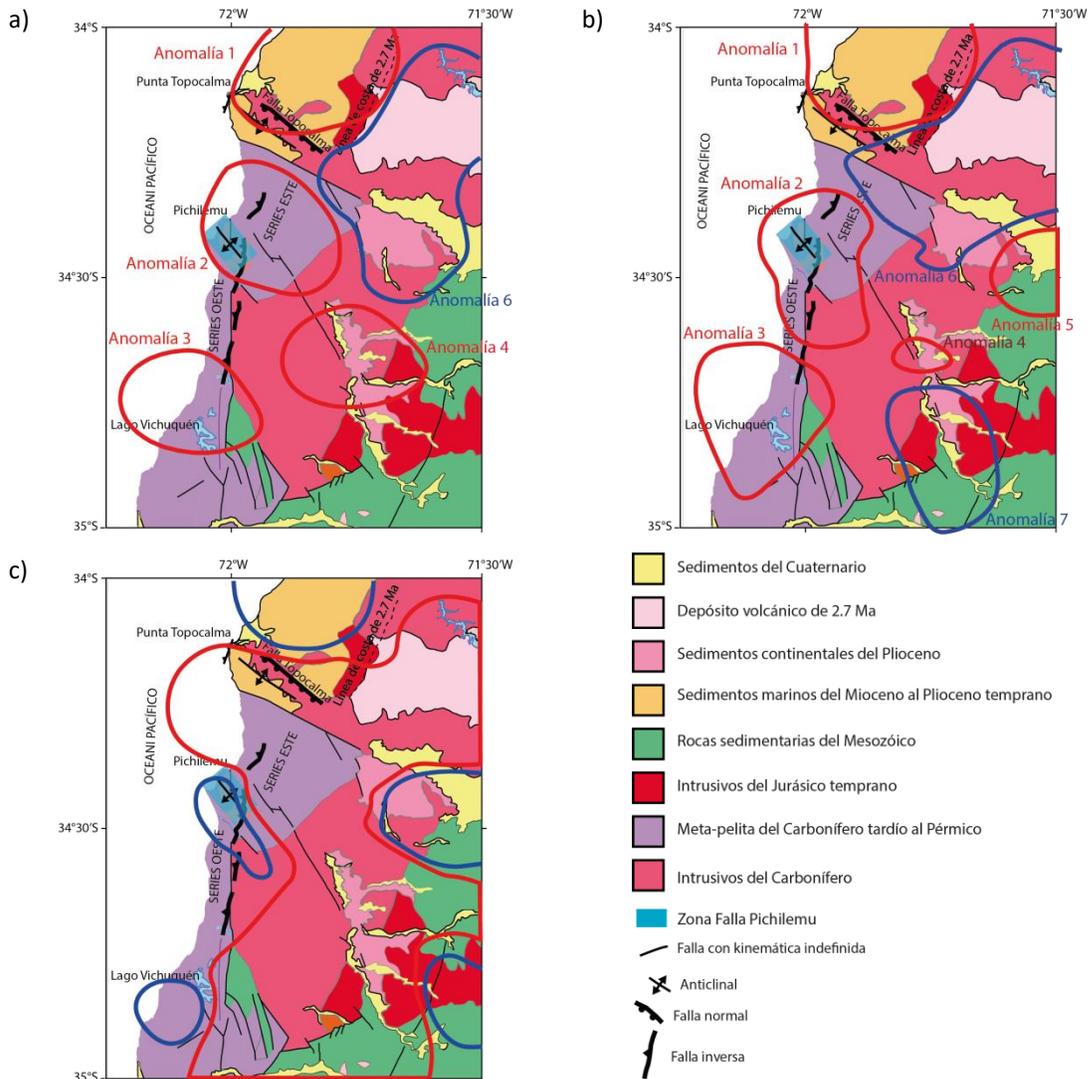


Figura 5.7: Geología de la zona de estudio (Figura 3.3), con el modelo de velocidades en $Z=0$ km sobre ella. La descripción del modelo de velocidades es la misma que en la Figura 5.6.

Al observar la Figura 5.6, las anomalías de baja velocidad se extienden a lo largo de toda la zona de estudio, presentando una tendencia NNE-SSW, bordeando el borde costero (Figura 5.6). Las anomalías de alta velocidad se presentan al Este de las anomalías de bajas velocidades, principalmente entre -34.0°S y 34.5° , presentando una tendencia NE-SW.

En la Figura 5.6 se identificaron 5 anomalías de baja velocidad (4 anomalías en V_p y 5 anomalías en V_s), y 2 anomalías de alta velocidad (1 en V_p y 2 en V_s). A continuación, se presenta una descripción de cada anomalía y su interpretación según su proyección sobre el mapa geológico del área de estudio (Figura 5.7):

- **Anomalía 1:** Anomalía de baja velocidad tanto para Vp como para Vs. Esta anomalía se encuentra ubicada sobre el continente, emplazada sobre la zona de Navidad. Esta anomalía se encuentra asociada a un alto Vp/Vs por lo que se infiere una zona altamente hidratada.

La proyección de esta anomalía sobre la geología local coincide con sedimentos marinos del Mioceno al Plioceno temprano, y termina sobre la falla de Topocalma, lo cual complementa la interpretación de una zona poco consolidada y altamente hidratada.

- **Anomalía 2:** Anomalía de baja velocidad que se encuentra en la zona de Pichilemu. Para el caso de Vp, esta anomalía se encuentra desde Pichilemu hacia el Norte y se asocia a un bajo Vp/Vs. Y en el caso de Vs se encuentre desde Pichilemu hacia el Sur, asociado a un alto Vp/Vs.

La separación de la anomalía de bajo y alto Vp/Vs presenta una orientación N145°E (Figura 5.6c), similar a la tendencia de la sismicidad cortical en la zona de Pichilemu. Según la proyección de esta discontinuidad en el mapa geológico (Figura 5.7c), ésta se encuentra sobre la falla de Pichilemu propuesta por Farias et al. (2011).

Estas anomalías de Vp/Vs podrían estar separando la zona de Pichilemu en 2 parte: hacia el NorEste una zona con rocas poco consolidadas y/o fracturadas y secas (bajo Vp, bajo Vs, y bajo Vp/Vs), y hacia el SurOeste una zona altamente fracturada e hidratada (bajo Vs, y alto Vp/Vs). La proyección la anomalía de Vp sobre la geología local coincide, hacia el NorEste de Pichilemu, con la Serie Este, lo que coincidiría con la descripción de una zona con rocas poco consolidadas.

- **Anomalía 3:** Anomalía de baja velocidad entre Bucalemu y Duao ubicado en la costa. La parte superior de la anomalía presenta un Vp/Vs neutro (Vp/Vs ~1.76), mientras que la parte inferior de la anomalía está asociada a un Vp/Vs alto influenciado por la baja de Vs en esa zona. En esta anomalía, al igual que la anomalía 1 se puede asociar a un alto Vp/Vs por lo que se infiere una zona altamente hidratada.

La proyección de esta anomalía sobre la geología local coincide con las Series Oeste cerca del Lago Vichuquén.

- **Anomalía 4:** Anomalía de baja velocidad, principalmente de bajo Vp, se asocia con una bajo Vp/Vs por lo que se plantea una zona de fracturamiento seco.

La proyección de esta anomalía sobre la geología local coincide con una zona de sedimentos continentales desde el Plioceno al Cuaternario, mezclado con depósitos volcánicos e intrusivos del Carbonífero.

- **Anomalía 5:** Anomalía de baja velocidad y alto Vp/Vs, asociado principalmente una anomalía de bajo Vs. Se plantea una zona con rocas poco consolidadas y/o fracturadas, pero altamente hidratadas.

La proyección de esta anomalía sobre la geología local se posiciona en un área donde se han encontrado principalmente rocas sedimentarias del Mesozoico y sedimentos del Cuaternario.

Anomalía 6 y 7: Anomalía de alto Vp y alto Vs asociada a un bajo Vp/Vs (causado principalmente por el alza de Vs), y se ubican costa adentro (entre las coordenadas -71.9°W y -71.5°W), al Este de las principales anomalías de baja velocidad. Estas zonas de altas velocidades se pueden interpretar como zonas con rocas altamente consolidadas.

La proyección de esta anomalía sobre la geología local coincide con una zona con sedimentos desde el Plioceno al Cuaternario, mezclado con depósitos volcánicos e intrusivos del Carbonífero, y más al Sur con rocas sedimentarias del Mesozoico.

5.2.2 Anomalías en Profundidad

Para identificar las principales estructuras anómalas de velocidad en profundidad, se trazaron 3 perfiles verticales cada 20 km para cada una de las velocidades V_p , V_s , $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s (Figura 5.8).

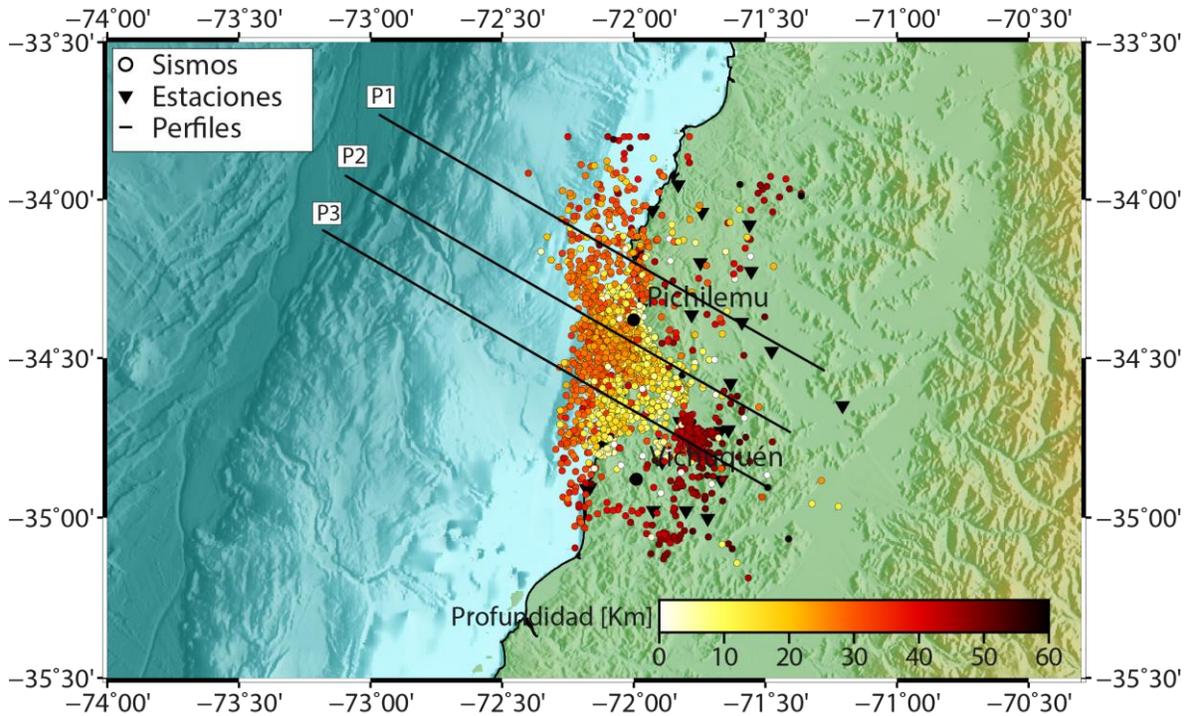


Figura 5.8: Mapa con 3 perfiles perpendiculares a la fosa en la zona de estudio para analizar las principales anomalías. Los círculos representan los sismos, los cuales están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos invertidos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sísmológicas de ambas redes. Las líneas negras representan a los 3 perfiles (de P1 a P3) a estudiar en la zona, y con una orientación $N120^{\circ}E$.

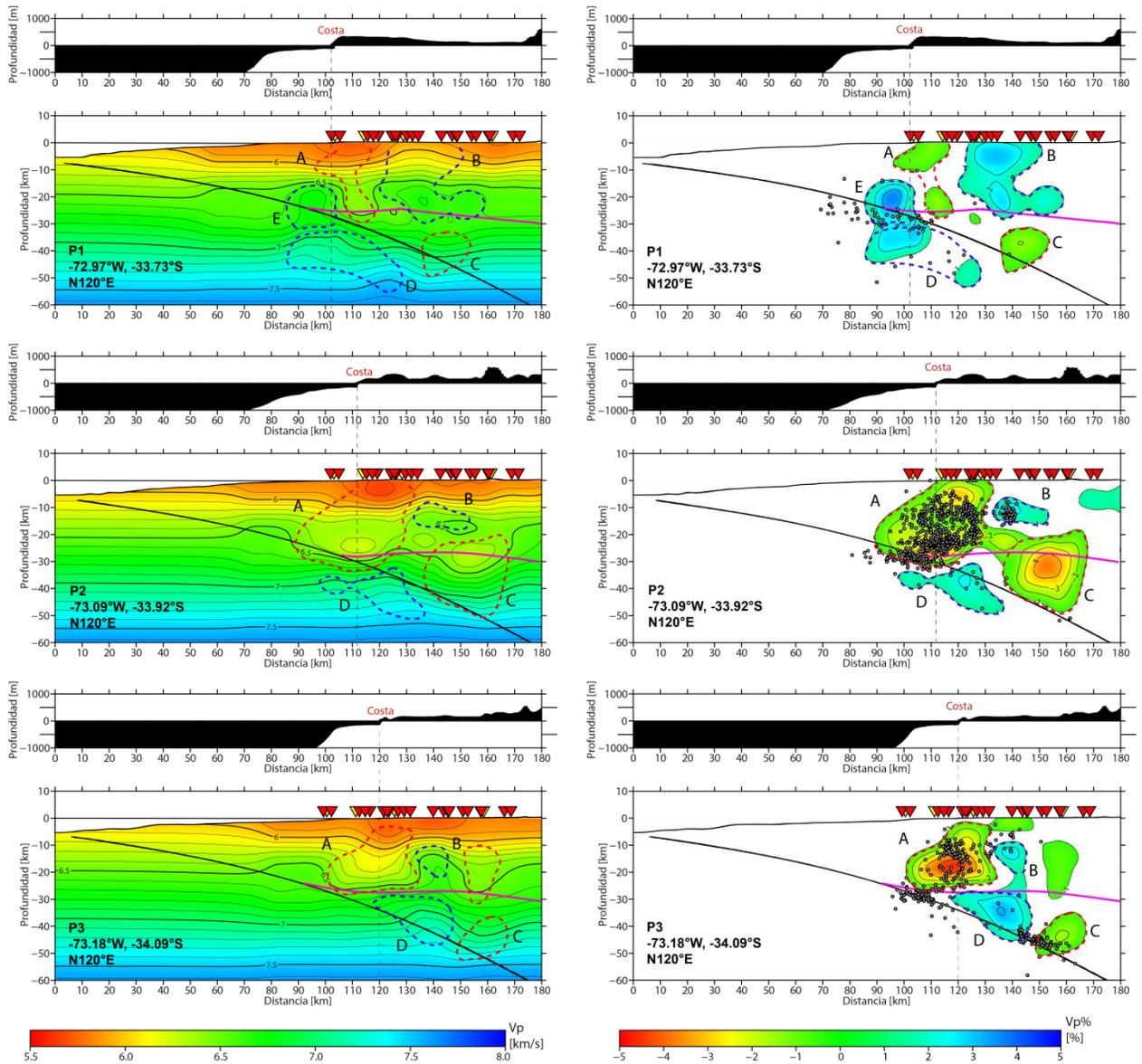


Figura 5.9: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa para velocidades de la onda P. La columna izquierda representa el modelo de velocidad de onda P (V_p) en km/s. La columna derecha corresponde a la variación porcentual de la velocidad de onda P ($\%V_p$) con respecto al modelo inicial. Con línea punteada se resaltan las anomalías observadas, teniéndose en azul las anomalías alta velocidad, y en rojo las anomalías de baja velocidad. Las letras A, B, C, D y E representan las 4 principales anomalías de velocidad identificadas en los perfiles. La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir `sam_slab1.0_clip.xyz` (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>), y la línea rosada corresponde al Moho graficado a partir de los datos de Tassara & Echaurren. (2012). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 5 km para el modelo de velocidades, ± 10 km para la sismicidad, y ± 1 km para la topografía, la subducción y el moho.

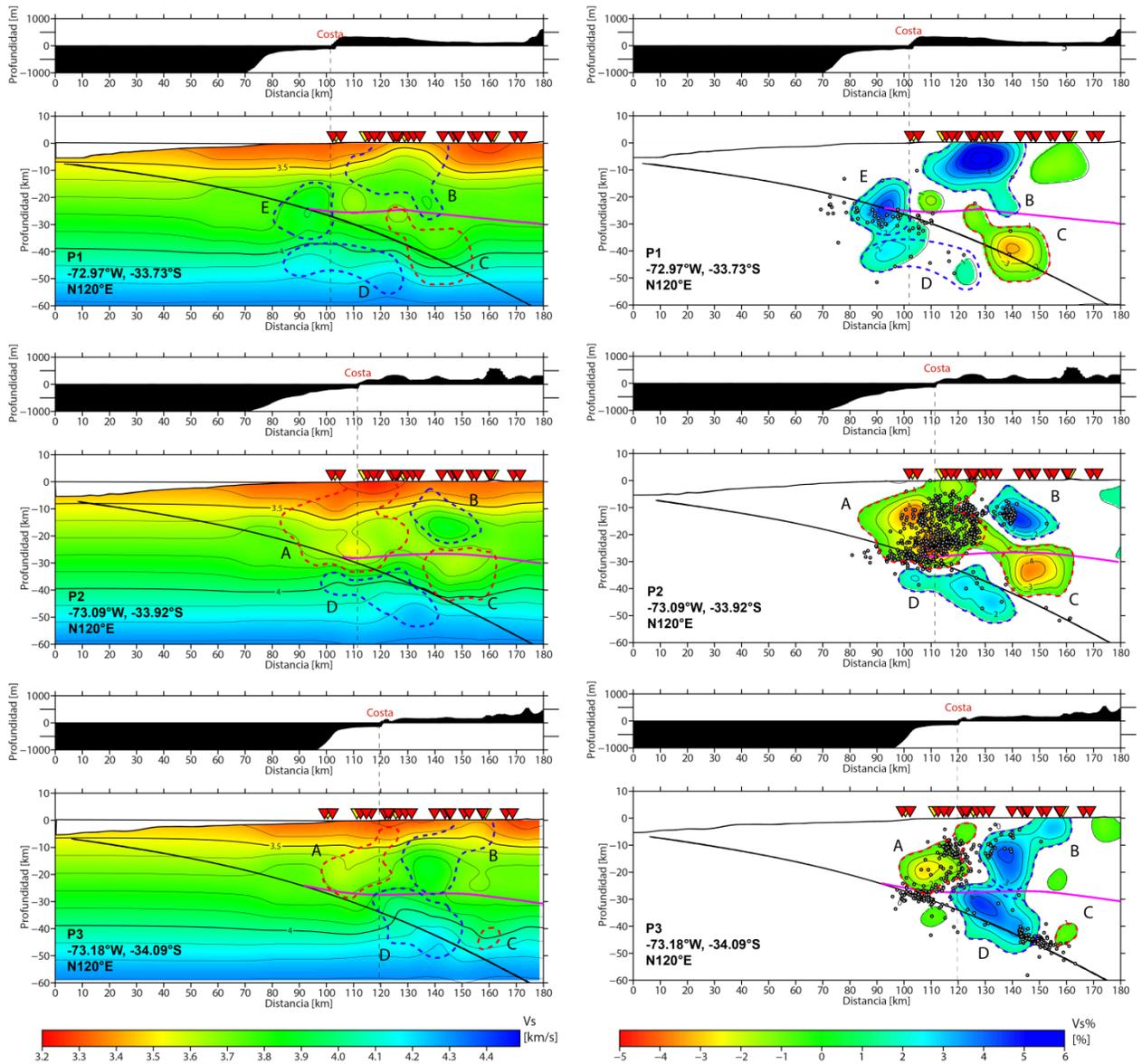


Figura 5.10: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa para velocidades de la onda S. La columna izquierda representa el modelo de velocidad de onda S (V_s) en km/s. La columna derecha corresponde a la variación porcentual de la velocidad de onda S ($\%V_s$) con respecto al modelo inicial. El detalle de la figura es el mismo que el descrito en la Figura 5.9.

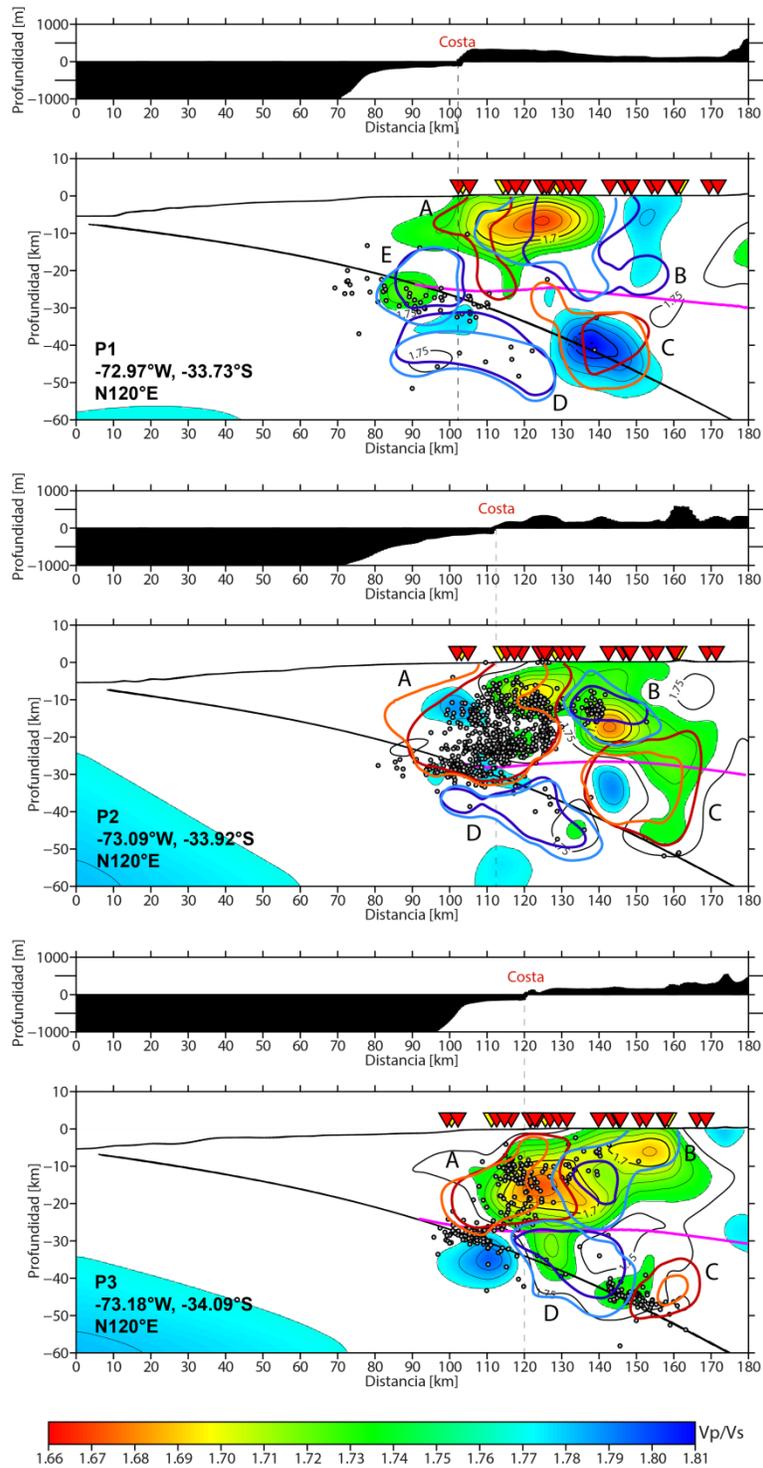


Figura 5.11: Resultado de los perfiles perpendiculares a la fosa, para V_p/V_s . Las líneas rojo oscuro y azul oscuro representan las anomalías de baja y alta velocidad V_p , respectivamente, y las líneas naranja y celeste representan las anomalías de baja y alta velocidad V_s respectivamente. En blanco se representa el rango de V_p/V_s entre 1.74 y 1.77. El detalle de la figura es el mismo que el descrito en la Figura 5.9.

| | A | | B | | C | | D | | E | |
|-----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | ΔVP [km/s] | ΔVS [km/s] |
| P1 | -0.15 | 0.00 | 0.15 | 0.20 | -0.10 | -0.15 | 0.15 | 0.05 | 0.20 | 0.15 |
| P2 | -0.30 | -0.15 | 0.15 | 0.15 | -0.30 | -0.15 | 0.10 | 0.10 | 0.00 | 0.00 |
| P3 | -0.35 | -0.10 | 0.10 | 0.15 | -0.15 | 0.05 | 0.20 | 0.15 | 0.00 | 0.00 |

Tabla 5.1: Detalle de la variación de velocidad máxima de Vp y Vs, perfil por perfil, para las 5 anomalías observadas en la Figura 5.9 y Figura 5.10.

Describiendo el modelo de velocidades final, se observa que las variaciones de velocidad de las ondas P y S fueron de 5.7 a 7.6 km/s para Vp, y de 3.3 a 4.3 km/s para Vs (Figura 5.9 y Figura 5.10), presentando anomalías de velocidad con variaciones de entre -0.35 y 0.20 km/s para Vp, y entre -0.15 y 0.20 km/s para Vs, con respecto al modelo inicial. Por otro lado, las variaciones de Vp/Vs fueron de 1.68 a 1.80, donde los valores entre 1.68 - 1.74 se asociaron a anomalías de mediano a bajo Vp/Vs, y los valores entre 1.77 - 1.81 se asociaron a anomalías de alto Vp/Vs (Figura 5.11).

En las Figura 5.9 y Figura 5.10 se puede identificar 4 grandes áreas que presentan anomalías de velocidad, que llamaremos A, B, C, D y E, de las cuales se apreciaron 2 zonas anómalas negativas: las zonas A y C (en línea punteada roja), y 3 zonas con anomalías positivas: las zonas B, D y E (en línea punteada azul).

A continuación, se presenta una descripción para cada anomalía, utilizando como referencia, el modelo de subducción sam_slab1.0_clip.xyz (disponible en <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>), y el modelo del Moho planteado por Tassara & Echaurren. (2012):

- **Anomalía A:** Esta anomalía corresponde a la anomalía de baja velocidad con tendencia NNE-SSW presente en borde costero, y se extiende desde la superficie hasta aproximadamente los 25-30 [km] de profundidad, más específicamente hasta el límite del moho en todos los perfiles.

En general, tanto Vp como Vs disminuyeron, pero Vp disminuyó más que Vs en todos los perfiles (Tabla 5.1). Se pueden apreciar 2 segmentos en las variaciones y características de la anomalía:

P1: La anomalía se presenta prácticamente sólo en Vp con valores de 5.8 a 6.5 km/s, producida por una disminución de alrededor de -0.15 km/s sobre el modelo inicial (Tabla 5.1), asociado a un Vp/Vs.

Esta anomalía se encuentra emplazada sobre sedimentos marinos del Mioceno al Plioceno temprano (Figura 5.7, anomalía 1). Este tipo de material presenta generalmente una baja compactación, lo que podría explicar las anomalías de bajas velocidades presente en la zona. Bajas velocidades contrastado con un alto Vp/Vs, sugiere la presencia de fluidos en la zona

P2 y P3: Las velocidades varían entre 5.7 a 6.7 km/s para Vp, y entre 3.3 a 3.7 km/s para Vs. Esta anomalía de bajas velocidades está asociada en gran parte con una anomalía de bajo Vp/Vs hacia el Este de la anomalía. Este bajo Vp/Vs se extiende desde el límite superior hasta el límite inferior alcanzando valores de 1.70. Por otro lado, el límite Oeste de la anomalía y el límite inferior, más específicamente en el límite con el moho, coincide con una zona de alto Vp/Vs de hasta 1.78, reflejado de forma más clara en el perfil 2. La mayor concentración de sismos registrados para este estudio se presenta en estos perfiles.

Según O'Connell & Budiansky (1974) y Toksöz et al. (1976), un incremento en la densidad de fracturas en rocas secas (poros vacíos) provoca una disminución en Vp y en Vs, siendo la disminución de Vp mayor a la disminución de Vs, por lo que la razón Vp/Vs tiende a disminuir, por lo que esta anomalía se puede relacionar directamente con una zona altamente fracturada.

La alta tasa de fracturamiento se puede deber a la alta sismicidad observada, teniendo su límite de fracturamiento hacia el Oeste de la anomalía, y siendo consistente con la presencia de un sistema de fallas.

Por otro lado, esta anomalía coincide con las bajas velocidades de Vp y Vs, asociados a un bajo Vp/Vs que se observó en superficie (la anomalía 2). Estas anomalías son características de la presencia de material menos denso, como el cuarzo y los compuestos de feldespato, por lo que podemos relacionar estas anomalías con material intrusivo a lo largo de la falla.

Otra interpretación que puede darse a esta anomalía es la siguiente, un bajo Vp puede ser asociado a un aumento de sedimentos félsicos y láminas de corteza continental acretadas sobre el *slab* en el prisma de acreción.

Por último, un alto Vp/Vs hacia el límite inferior Oeste de la anomalía, asociado a un bajo Vp, puede ser producido por presencia de fluidos derivados de la subducción, sin embargo, en este caso el efecto del agua sería bajo o casi nulo, porque Vs no disminuye lo suficiente.

- **Anomalía B:** Esta anomalía corresponde a una anomalía de alta velocidad, que se observa al Este de la anomalía A. Su localización va de NorEste a SurOeste (Figura 5.6), hasta aproximadamente 20 km de profundidad.

Sus velocidades varían entre 5.9 y 6.5 km/s para Vp (producidas por un aumento de entre 0.10 y 0.15 km/s con respecto al modelo inicial), y de 3.8 km/s para Vs (producidas por un aumento de entre 0.15 y 0.20 km/s con respecto al modelo inicial).

A lo largo de los perfiles se observa que Vs aumenta levemente más que Vp, lo cual genera un bajo Vp/Vs hasta aproximadamente los 15-20 km de profundidad, llegando a valores de $Vp/Vs = 1.68$.

En la zona Norte de Chile, Husen et al. (2000) asocia los altos valores de Vp en la corteza superior (menos 15 [km]) a afloramientos de grandes cantidades rocas basales que se formaron durante la actividad magmática del Jurásico y que comprenden 70% del volumen de la actual cordillera costera. Como el estudio se sitúa cercano a la Cordillera de la Costa, las anomalías 4 y 5 (de alto Vp y Vs) podrían relacionarse con los depósitos volcánicos observados en la geología del lugar.

En el mismo estudio, Husen et al. (2000) correlacionó largas regiones de alto Vp debajo de la cordillera de la costa con afloramiento de rocas en superficie, asociado a material intrusivos. En este estudio además de material magmático, en la geología de la zona se observan intrusivos del Carbonífero que también podrían explicar la anomalía de velocidad.

En los perfiles P1 y P3, esta anomalía no presenta sismicidad asociada directamente. En P2, la zona presenta sismicidad cortical, a aprox. 10 km de profundidad, nucleada en el centro de la anomalía de alto Vp y alto Vs.

- **Anomalía C:** Esta anomalía de bajas velocidades se localiza bajo el continente a lo largo de toda la zona de estudio, variando su localización en profundidad entre los 20 y 40 km. Debido a esta variación y características de la anomalía, se identificaron 3 segmentos:

P1: Vp varía entre 6.7 y 7.3 km/s, y Vs entre 3.8 y 4.1 km/s. Esta anomalía se localiza entre la corteza superior de la placa oceánica y el manto. Ambas velocidades (Vp y Vs) disminuyen igual con variaciones muy pequeñas, y están asociadas a zonas de alto $Vp/Vs = 1.80$.

P2: Vp varía entre 6.4 y 7.3 km/s, y Vs entre 3.7 y 4.0 km/s. La anomalía se encuentra a menor profundidad que en los perfiles P1 al P3, específicamente en la cuña del manto. La anomalía tuvo una variación de -0.30 km/s para Vp, y de entre -0.15 km/s para Vs, en donde Vp disminuyó considerablemente más que Vs.

Esta anomalía se asocia a una zona que va desde un alto Vp/Vs hacia el Oeste de la anomalía, hasta un Vp/Vs neutro (≈ 1.76) hacia el Este de la anomalía.

P3: La anomalía, de menor magnitud que en los perfiles anteriores, se vuelve a localizar a una profundidad mayor, alcanzando el límite superior de la corteza oceánica subductada. La anomalía disminuye su magnitud, manteniendo a Vp con mayor disminución que Vs. Esta variación no se asocia a una anomalía clara de Vp/Vs.

Comte et al (2016), en un estudio en la zona Norte de Chile, atribuye un aumento en la razón Vp/Vs, asociado a bajos valores de Vp y Vs, a la hidratación y serpentización del manto en la parte superior de la placa en subducción a profundidades de entre 40 y 80 km. En nuestro caso, se tiene que la anomalía se encuentra entre los 40 y 50 km de profundidad, específicamente en la cuña del manto y sobre la placa oceánica, por lo que esta anomalía de bajas velocidades asociada a un aumento de Vp/Vs puede ser interpretada de igual forma, principalmente para el caso de P1. En P2 el alto Vp/Vs disminuye considerablemente, teniendo un Vp/Vs prácticamente neutro en P3. Si se comparan las características de la anomalía A con esta anomalía, se sugiere que esta anomalía está siendo influenciada por el complejo de fallas.

Respecto a la sismicidad, no se observa sismicidad asociada específicamente a la anomalía C

- **Anomalía D:** Esta anomalía de alta velocidad se localiza en profundidad, cercano a la proyección del límite de la costa, a lo largo de toda la zona de estudio, variando en algunos perfiles su localización costa afuera y en otros, costa adentro. Su profundidad varía entre los 30 y 40 km de profundidad, identificando 2 segmentos:

P1 y P2: La anomalía se localiza principalmente en la corteza superior de la placa oceánica subductada con variaciones de ~ 0.1 km/s para Vp y Vs, y se asocia a un Vp/Vs neutro.

Generalmente se espera un alto Vp/Vs en el contacto interplaca, explicado por el elevado contenido de fluidos en el sedimento subductado [Husen et al., 2000; Contreras-Reyes et al., 2010]. Sin embargo, la anomalía D presente en la zona del contacto presenta un alto Vp y Vs, y un bajo o neutro Vp/Vs. Al encontrarse esta zona fuera del área de resolución de nuestro estudio, estas velocidades anómalas han sido consideradas como artefactos del estudio.

P3: En este segmento, la anomalía sobrepasa el límite superior de la placa oceánica, localizándose principalmente en la cuña del manto. La velocidad presenta variaciones de hasta 0.20 km/s para Vp, y 0.15 km/s para Vs con respecto al modelo inicial, en donde Vp aumentó más que Vs. Estas velocidades se asocian a una zona sin variación Vp/Vs, o variaciones negativas pequeñas.

No se observa sismicidad asociada específicamente a la anomalía D.

- **Anomalía E:** Anomalía de alta velocidad que solo se observa en P1. Esta anomalía está asociada a variaciones de ~ 0.15 km/s, y se localiza en profundidad, en el límite del moho con la placa subductada, principalmente en la cuña del manto. Su Vp/Vs es ligeramente bajo, del orden de 1,74.

Husen et al. (2000) interpreta un alto V_p en la parte inferior de la corteza oceánica como material intrusivo proveniente de la subducción que puede estar enriquecido por minerales pesados como piroxeno u olivino, lo cual puede incrementar el V_p .

5.2.3 Perfiles a lo largo de la falla

Teniendo en cuenta que la orientación de la falla Pichilemu se estima entre NO-SE y NNW-SSE, se realizaron 2 perfiles de 70 km de longitud separados por 20 km, perpendicular al sistema de falla (N55°E).

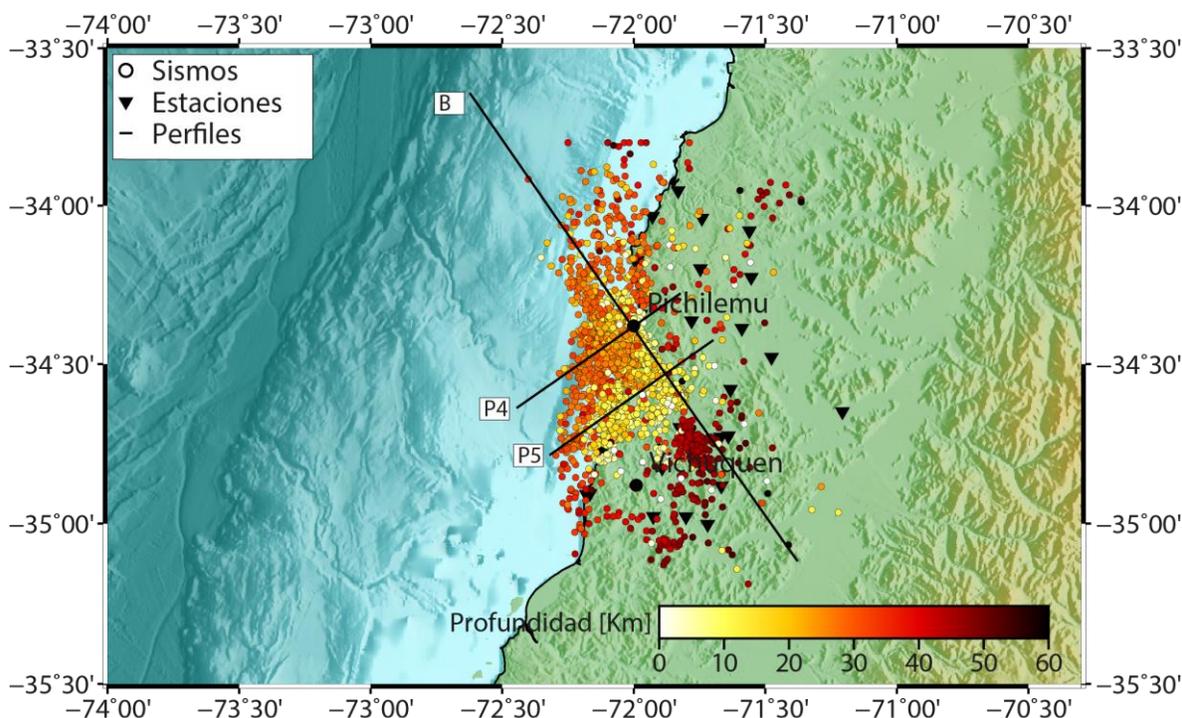


Figura 5.12: Mapa con 2 perfiles (Azimut=N55°E, con una separación de 20 km) perpendiculares a la tendencia de la sismicidad cortical presentada (Perfil B: Azimut=N145°E). Los círculos representan los sismos, los cuales están diferenciados según profundidad, esquematizado en colores. Los triángulos negros corresponden a la ubicación de las estaciones sísmológicas de ambas redes.

En el perfil P4 (Figura 5.13, columna izquierda), tanto para $V_p\%$ como para $V_s\%$ se observan 2 tipos de sismicidad: una asociada al contacto interplaca, y otra sismicidad cortical concentrada en una zona de baja velocidad, asociada a un V_p/V_s alto.

Para el perfil P5 (Figura 5.13, columna derecha), se observa mayor dispersión de la sismicidad, teniéndose sismicidad dispersa 0 y 40 km de distancia a lo largo del perfil, y sismicidad concentrada a distancias entre 40 y 50 km del perfil. En $V_p\%$, la sismicidad se localiza en el borde de una anomalía de bajo V_p , y en el caso de V_s , no se puede asociar a una anomalía en particular. La zona donde se encuentra dispersa la sismicidad presenta un bajo V_p/V_s .

La sismicidad localizada en una la zona de bajo V_p y V_s complementa el planteamiento que la anomalía A representa una zona altamente fracturada. Esta zona es interpretada como la Falla principal de Pichilemu.

En el caso de P4, su alto V_p/V_s se asocia directamente a una zona altamente hidratada, como lo propuesto por Farias et al. (2011). Para el caso de P5, su variable V_p/V_s (de alto a bajo), puede ser atribuible a un efecto combinado producido por fracturamiento intenso y por presencia de material félsico hacia el Este de la anomalía, con una menor contribución de la presencia de fluidos hacia el Oeste de la anomalía. Por lo anterior se plantea que la falla presenta hidratación en los primeros 20 km cercanos a la costa, pero luego presenta un fracturamiento intenso seco hacia el interior.

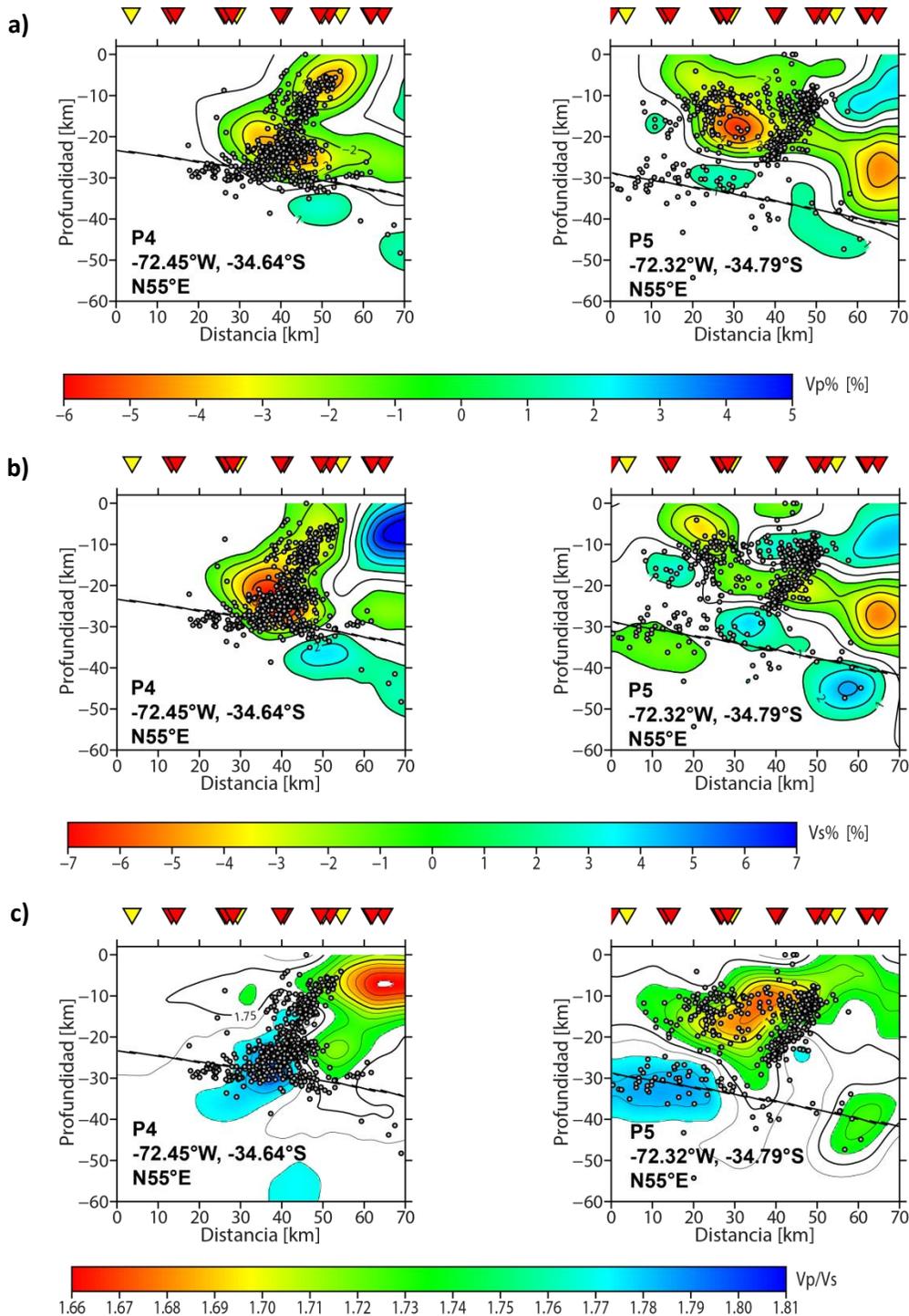


Figura 5.13: Resultado de los perfiles mostrados en Figura 5.12, donde: **a)** representa el modelo de variación porcentual de la velocidad de onda P (V_p %), **b)** representa el modelo de variación porcentual de la velocidad de onda S (V_s %), y **c)** representa el modelo de variación del parámetro V_p/V_s . La línea negra gruesa corresponde a la subducción graficada a partir sam_slab1.0_clip.xyz (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>). Para cada perfil se utilizó el siguiente intervalo de datos para las proyecciones: ± 5 km para el modelo de velocidades, ± 10 km para la sismicidad, y ± 5 para la subducción.

CAPITULO 6. CONCLUSIONES

A partir del estudio de la sismicidad cortical encontrada y de la tomografía 3D determinada en el presente estudio, se presentan las siguientes conclusiones:

- El modelo de velocidades obtenido presenta resolución suficiente hasta 30 km de profundidad, y entre 34°S a 35°S y 72.1°W a 71.6°W.
- La sismicidad registrada por las redes de estaciones sismológicas (2010 y 2017) presentaron registros sísmicos corticales asociados a la falla de Pichilemu, la cual permanece sísmicamente activa.
- Las estructuras identificadas en el modelo de velocidades obtenido fueron las siguientes:

Anomalía A: Estructura de bajas velocidades y bajo V_p/V_s , cuya característica de anomalía de velocidad se asociaron a:

(1) Fracturamiento intenso presente en la zona, consistente con la sismicidad cortical registrada en el estudio y relacionado con la presencia de material menos denso, como el cuarzo y los compuestos de feldespato como material intrusivo a lo largo de la falla. La alta tasa de fracturamiento se puede deber a la alta sismicidad observada, teniendo su límite de fracturamiento hacia el Oeste de la anomalía, y siendo consistente con la presencia de un sistema de fallas

(2) Aumento de sedimentos félsicos y láminas de corteza continental acretadas sobre la losa en la cuña de acreción activa.

(3) Y, en menor medida, y hacia el límite inferior Oeste, presencia de fluidos derivados de la losa.

Anomalía B: Estructura de altas velocidades V_p y V_s , y bajo V_p/V_s , cuya característica de anomalía de velocidad se asociaron a la presencia de intrusivos del Carbonífero y a actividad magmática del Jurásico, asociado a la cordillera de la costa.

Anomalía C: Anomalía de altas velocidades V_p y V_s , y alto V_p/V_s , en el límite inferior de la corteza continental, ubicada bajo la cordillera de la costa. Se propone que esta anomalía está formada por material intrusivo que puede estar enriquecido por minerales pesados como piroxeno u olivino.

Anomalía E: Esta estructura, con características de bajas velocidades y alto V_p/V_p , se asoció a hidratación y serpentinización de la cuña del Manto.

- Respecto a la Falla de Pichilemu, ésta se asoció directamente con la sismicidad cortical de la anomalía A, que se prolonga en profundidad hasta ca. 30 km a lo largo de un plano inclinado de orientación entre NNW-SSE y NW-SE ($\sim N145^\circ E$), y un ángulo de elevación cercano a los 55° . Se propone que la Falla de Pichilemu se extiende de forma oblicua desde la costa afuera (~ 10 km) al interior, apreciándose en este estudio un largo de aproximadamente 40 km. Se plantea además que la zona cercana a la costa (los primeros 20 km) se encuentra completamente hidratada asociado a un alto V_p/V_s , sin embargo, ya costa adentro, no se presenta hidratación, sino más bien se representa como una zona caracterizada por fracturamiento intenso y por presencia de material félsico.

En general, se concluyó que, con la base de datos obtenida en conjunto con la metodología utilizada en el presente estudio, se logró generar un modelo de velocidades de ondas P y S detallado para la zona de Pichilemu, el cual se presenta como una herramienta clave para futuros estudios de riesgo sísmico en la zona.

CAPITULO 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R. W., & Arancibia, G. (2015). Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 127(3-4), 464-479.
- Aki, K., & Lee, W. H. K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical research*, 81(23), 4381-4399.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). Quantative seismology: Theory and methods. *New York*, 801.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.
- Bangs, N. L., & Cande, S. C. (1997). Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, 16(3), 489-503.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., & Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et Alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., ... & Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1), 177-195.
- Cecioni, G. (1983). Chanco Formation, a potential Cretaceous reservoir, central Chile. *Journal of Petroleum Geology*, 6(1), 89-93
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., ... & Suárez, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region?. *Science*, 233(4762), 449-453.
- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., & Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern Chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2), 1080-1105.
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., & Grevemeyer, I. (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(6).
- Darwin, C. (1851). *Geological observations of South America*. Smith, Elder, London.
- Delouis, B., Nocquet, J. M., & Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw= 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Dvorkin, J., Prasad, M., Sakai, A., & Lavoie, D. (1999). Elasticity of marine sediments: Rock physics modeling. *Geophysical research letters*, 26(12), 1781-1784.
- Encinas, A., Makshev, V., Pinto, L., Le Roux, J. P., Munizaga, F., & Zentilli, M. (2006). Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 369-381.
- Farías, M., (2017). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de Los Andes de Chile central durante el neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Gautier, S., Latorre, D., Virieux, J., Deschamps, A., Skarpeles, C., Sotiriou, A., ... & Tselentis, A. (2006). A new passive tomography of the Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 2002 data set. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3), 431-453.

- Gilbert, F., & Backus, G. E. (1968). Approximate solutions to the inverse normal mode problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1), 103-131.
- Graeber, F. M., & Asch, G. (1999). Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9), 20237-20256.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., & Jolley, E. J. (2000). Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28(4), 331-334.
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansgorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., ... & Peter, Y. (1999). 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics*, 304(3), 201-218.
- Hayes, G. P., Bergman, E., Johnson, K. L., Benz, H. M., Brown, L., & Meltzer, A. S. (2013). Seismotectonic framework of the 2010 February 27 M_w 8.8 Maule, Chile earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 195(2), 1034-1051.
- Heintz, M., Debayle, E., & Vauchez, A. (2005). Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from Surface wave tomography. *Tectonophysics*, 406(1-2), 115-139.
- Herron, E. M., Cande, S. C., & Hall, B. R. (1981). An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical Survey of the Chile margin triple junction. *Geological Society of America Memoirs*, 154, 683-702.
- Hervé, M. (2013). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al Norte de Paposo (24°S), Chile. *Andean Geology*, (31), 37-42.
- Hansen, P. C. (2005). *Rank-deficient and discrete ill-posed problems: numerical aspects of linear inversion* (Vol. 4). Siam.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., & Asch, G. (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3), 687-701.
- Husen, S., Kissling, E., & Flueh, E. R. (2000). Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28183-28198
- Ito, H., DeVilbiss, J., & Nur, A. (1979). Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4731-4735.
- Jara-Munoz, J., Melnick, D., Brill, D., & Strecker, M. R. (2015). Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews*, 113, 171-192.
- Kato, T. T. (1985). Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 96(7), 918-924.
- Koulakov, I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., & Milkereit, C. (2010). Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1), 207-224.
- Kushnir, A. F., Lapshin, V. M., Pinsky, V. I., & Fyen, J. (1990). Statistically optimal event detection using small array data. *Bulletin of the seismological society of america*, 80(6B), 1934-1950.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., ... & Beck, S. (2012). Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 413-425.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology* (Vol. 58). Elsevier.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Koper, K. D., Sufri, O., & Hutko, A. R. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (M_w 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Lees, J. M., & Wu, H. (1999). P wave anisotropy, stress, and crack distribution at Coso geothermal field, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17955-17973.
- Lei, J., & Zhao, D. (2005). P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. *Tectonophysics*, 397(3-4), 281-295.

- Lira, Elias., (2011). Tomografía sísmica y modelo de física de rocas: Potencial sistema geotermal asociado al complejo volcánico Tinguiririca. *Tesis para optar al grado de Magister en ciencias, Mención Geofísica, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile.*
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., ... & Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3), 173.
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441.
- Mavko, G., Mukerji, T., & Godfrey, N. (1995). Predicting stress-induced velocity anisotropy in rocks. *Geophysics*, 60(4), 1081-1087.
- Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006). Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central Andes (36–42 S). In *The Andes* (pp. 565-568). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Mordojevich, C. (1981). Sedimentary basins of Chilean Pacific offshore.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., & Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Nur, A., & Simmons, G. (1969). Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study. *Journal of Geophysical Research*, 74(27), 6667-6674.
- Nur, A. (1971). Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks. *Journal of Geophysical Research*, 76(8), 2022-2034.
- O'Connell, R. J., & Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research*, 79(35), 5412-5426.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Pavez, C., Tapia, F., Comte, D., Gutierrez, F., Lira, E., Charrier, R., & Benavente, O. (2016). Characterization of the hydrothermal system of the Tinguiririca Volcanic Complex, Central Chile, using structural geology and passive seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 107-117.
- Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793-802.
- Plafker, G., & Savage, J. C. (1970). Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4), 1001-1030.
- 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(3), 873-890.
- Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G., & Nishimura, Y. (2006). Imaging subduction from the trench to 300 km depth beneath the central North Island, New Zealand, with Vp and Vp/Vs. *Geophysical Journal International*, 165(2), 565-583.
- Richter, P. P., Ring, U., Willner, A. P., & Leiss, B. (2007). Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*, 164(1), 203-214.
- Roecker, S. W. (1982). Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush Region: Possible evidence of subducted crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B2), 945-959.
- Roecker, S. W., Yeh, Y. H., & Tsai, Y. B. (1987). Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: Deep structure beneath an arc-continent collision. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B10), 10547-10570.
- Roecker, S. W., Sabitova, T. M., Vinnik, L. P., Burmakov, Y. A., Golvanov, M. I., Mamatkanova, R., & Munirova, L. (1993). Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 15779-15795.

- Roecker, S., Thurber, C., & McPhee, D. (2004). Joint inversion of gravity and arrival time data from Parkfield: New constraints on structure and hypocenter locations near the SAFOD drill site. *Geophysical Research Letters*, *31*(12).
- Roecker, S., Thurber, C., Roberts, K., & Powell, L. (2006). Refining the image of the San Andreas Fault near Parkfield, California using a finite difference travel time computation technique. *Tectonophysics*, *426*(1-2), 189-205.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., & Comte, D. (2014). Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile M w 7.0 and M w 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, *197*(1), 414-434.
- Ryder, I., Rietbrock, A., Kelson, K., Bürgmann, R., Floyd, M., Socquet, A., ... & Carrizo, D. (2012). Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, *188*(3), 879-890.
- Sayers, C. M. (1988). Stress-induced ultrasonic wave velocity anisotropy in fractured rock. *Ultrasonics*, *26*(6), 311-317.
- Shedlock, K. M. (1986). Structure and tectonics of North China (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, *11*(3), 211-215.
- Stanton-Yonge, A., Griffith, W. A., Cembrano, J., St Julien, R., & Iturrieta, P. (2016). Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*, *35*(9), 1990-2013.
- Stein, S., Wysession, M., & Houston, H. (2003). Books—An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Physics Today*, *56*(10), 65-72.
- Tarantola, A. (1987). Inverse problem theory: Method for data fitting and model parameter estimation. *Elsevier*, 613.
- Tassara, A., & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, *189*(1), 161-168.
- Tatham, R. H. (1982). V p/v s and lithology. *Geophysics*, *47*(3), 336-344.
- Tebbens, S. F., Cande, S. C., Kovacs, L., Parra, J. C., LaBrecque, J. L., & Vergara, H. (1997). The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B6), 12035-12059.
- Tebbens, S. F., & Cande, S. C. (1997). Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B6), 12061-12084.
- Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B10), 8226-8236.
- Toksöz, M. N., Cheng, C. H., & Timur, A. (1976). Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, *41*(4), 621-645.
- Vidale, J. E., & Helmberger, D. V. (1988). Elastic finite-difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *78*(1), 122-141.
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, *55*(5), 521-526.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J. C., Métois, M., Madariaga, R., ... & Carrizo, D. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS. *Science*, *332*(6036), 1417-1421.
- Wiggins, R. A. (1972). The general linear inverse problem: Implication of Surface waves and free oscillations for earth structure. *Reviews of Geophysics*, *10*(1), 251-285.
- Willner, A. P. (2005). Pressure–temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35° S). *Journal of Petrology*, *46*(9), 1805-1833.

- Willner, A. P., Thomson, S. N., Kröner, A., Wartho, J. A., Wijbrans, J. R., & Herve, F. (2005). Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35 30' S). *Journal of Petrology*, 46(9), 1835-1858.
- Willner, A. P., Richter, P. P., & Ring, U. (2009). Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in north-central Chile (34-35 S) during post-accretional deformation. *Andean Geology*, 36(1).
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23-38.
- Ye, S., Flueh, E. R., Klaeschen, D., & Von Huene, R. (1997). Crustal structure along the EDGE transect beneath the Kodiak shelf off Alaska derived from OBH seismic refraction data. *Geophysical Journal International*, 130(2), 283-302.
- Zhao, D., & Kanamori, H. (1992). P-wave image of the crust and uppermost mantle in Southern California. *Geophysical research letters*, 19(23), 2329-2332.
- Zhao, D., Horiuchi, S., & Hasegawa, A. (1992). Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands. *Tectonophysics*, 212(3-4), 289-301.