



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

CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA EN
CHILE CENTRAL, ENTRE LOS 32°30' S Y LOS 34° S, MEDIANTE TOMOGRAFÍA
SÍSMICA PASIVA

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

ANDREA PAZ NAVARRO ARÁNGUIZ

PROFESOR GUÍA:
DIANA COMTE SELMAN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por proyectos FONDECYT N°1161806,
AMTC AFB180004 y CONICYT-NSF China L1P1-PII18003

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: ANDREA PAZ NAVARRO ARÁNGUIZ
FECHA: 2020
PROF. GUÍA: DIANA COMTE SELMAN

CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA EN CHILE CENTRAL, ENTRE LOS 32°30' S Y LOS 34° S, MEDIANTE TOMOGRAFÍA SÍSMICA PASIVA

Considerando la ocurrencia de un sismo Mw 6.9 frente a las costas de Valparaíso, se instaló una densa red temporal de estaciones sismológicas entre abril y octubre de 2017; dicha red abarcó la Región de Valparaíso y parte de la Región Metropolitana. Con los datos registrados se determinó un modelo 3D de velocidades de ondas P y S, a través de una tomografía sísmica para caracterizar la litósfera oceánica, el manto y la corteza continental bajo la Cordillera de la Costa en Chile Central.

De lo anterior, la litósfera oceánica se caracteriza por áreas rígidas y frágiles; su composición es principalmente menor a un 55 % de sílice; sin embargo, dentro de lo identificado como el techo de la litósfera oceánica, existen zonas de composición más ácida propia de la corteza continental, sugiriendo que son el resultado del proceso de erosión por subducción y de la acreción basal.

El manto litosférico subcontinental, que se identifica geoméricamente como una cuña, se caracteriza por estar parcialmente serpentizado, poseer una zona frágil relacionada a un área de cizalle que coincide con el límite más profundo del contacto interplaca entre 50 y 60 km de profundidad; además, se observa que el material acretado y con estructura de dúplex se distribuye sobre dicha zona frágil. La caracterización de anomalías vinculadas a material sometido alta presión en condiciones de metamorfismo de grado bajo-medio indican la existencia de acreción basal y formación de dúplex, cuya distribución da cuenta de una geometría de cuña de doble vergencia con alta fricción basal.

La corteza continental está constituida mayoritariamente por rocas ígneas y metamórficas de composición ácida a intermedia, con presencia de áreas fracturadas (secas e hidratadas).

A partir de la información geológica de superficie, es posible correlacionar lineamientos y estructuras hasta ca. 15 km de profundidad; a su vez, se proponen algunas estructuras no mapeadas en superficie que podrían constituir contactos litológicos o fallas en la corteza superior. En la corteza continental inferior, cerca del Moho, se identifica en la parte central de este estudio, una zona triangular de alto V_p/V_s que mantea hacia el Este. Esto indicaría la presencia de manto parcialmente serpentizado a una profundidad menor respecto al área adyacente.

En base a la caracterización sismotectónica del modelo 3D de velocidades de ondas de cuerpo, se concluye que la Cordillera de la Costa forma parte de una cuña asimétrica de doble vergencia desarrollada en subducción (cuña del complejo de subducción) con un desarrollo significativo de un complejo acrecionario basal que sería responsable del reacomodo de esfuerzos que suscitarían el alzamiento topográfico actual de la Cordillera de la Costa considerando que esta cuña de doble vergencia exhibe deformación en la corteza como un homoclinal que mantea hacia el Este. De este modo, el orógeno formado por la dinámica de la cuña de subducción correspondería a la Cordillera de la Costa y no a la Cordillera de Los Andes.

*Dedicado a todas las mujeres a las que se les prohíbe o se les prohibió el derecho a educación, en especial a mis abuelas.
Con el debido respeto a todas las personas mutiladas, violadas, torturadas, desaparecidas y asesinadas por el Estado de Chile.*

1312

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por los proyectos Fondecyt Regular 1161806, AMTC AFB180004 y Conicyt-NSF China L1P1-PII18003.

Gracias a mi profesora guía, Diana Comte, por no tan sólo ser la guía, sino que también por confiar en mí, alentarme, re-educarme, por permitirme trabajar con ella y ser un referente. Gracias también a mi profesor co-guía, Marcelo Farías, por las discusiones científicas y filosóficas. Gracias a Andrei por su simpatía, energía y aceptar ser parte de mi comisión. Gracias a los profesores Steven Roecker y Andreas Rietbrock por el apoyo y oportunidades brindadas. Gracias al Topo León-Ríos por las lecciones de vida y por ser mi tutor en Alemania. Gracias especiales a la Dani Calle, por darme otra visión de la vida y por estar dispuesta a ayudarme hasta en lo más simple que esta mente volátil olvidaba.

Quiero agradecer a mi familia entera, especialmente a mi madre, Claudia, la que siempre oyó mis preguntas y opiniones, la que me empoderó desde niña. Gracias mamá, fuiste y eres una pieza clave junto a papá, Víctor, en este camino.

Agradezco a mis profesoras y profesores, siempre alentándome, desde que estuve en el jardín hasta el Liceo 1. Agradezco a todas las personas que conocí para bien o mal en Beauchef.

Agradezco en esta trayectoria especialmente a Catalina Pino, Marcia Ojeda, Daniela Montecinos, Valeria González, Constanza Urzúa, Valentina Reyes, Daniela Calle (nuevamente) y Nicole Krumm, mujeres maravillosas a las que admiro y quiero mucho; también a Gustavo Pérez y Ariel Figueroa, mis varones “deconstruidos” favoritos.

Gracias a todas las amistades que me dieron una palabra de aliento, quienes me compartieron sus penas y alegrías, que barrieron con mis prejuicios y ampliaron mi mente (en todos los planos imaginables e inimaginables por la mente misma).

Gracias a todas esas personas que se despojaron de ese miedo ancestral al patrón, al patriarca, e hicieron posible que podamos hoy comenzar a construir una nueva sociedad. Estoy segura que incluso la forma colonial de hacer ciencia (de lo que soy actualmente parte), será derrumbada.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Contexto Científico: Cuña Orogénica	2
1.2. Hipótesis	5
1.3. Objetivos	6
2. Contexto Geológico y Sismotectónico	7
2.1. Geología de Chile Central	7
2.1.1. Estructuras en la Cordillera de la Costa	13
3. Fundamentos Teóricos	15
3.1. Tomografía Sísmica	15
3.1.1. Teoría de Rayos	15
3.1.2. Problema Directo: Identificación de Tiempos de Arribo y Cálculo de Hipocentros (Modelo <i>Forward</i>)	16
3.1.3. Problema Inverso: Tomografía por medio del Método de Mínimos Cuadrados Amortiguados	17
3.2. Velocidades de Ondas de Cuerpo	18
4. Metodología	24
4.1. Adquisición de Datos	25
4.2. Procesamiento de Datos	26
4.2.1. <i>Autopicker</i>	26
4.2.2. <i>Tomography</i>	30
4.3. Elección de Modelo	31
4.4. Test de Resolución: <i>Checkerboard</i>	32
5. Resultados	34
5.1. Determinación de Hipocentros	34
5.1.1. Localización por <i>Tomography</i> y modelo de <i>slab</i>	36
5.2. Resultados de Resolución	39
5.3. Modelo 3D de velocidades	46
5.3.1. Perfiles Verticales WE	48
5.3.2. Vista en planta	79
5.3.3. Perfiles Azimut 135°	90
6. Análisis de Resultados y Discusión	107
6.1. Caracterización Litósfera Continental y Litósfera Oceánica (<i>Slab</i>)	107

6.2.	Discontinuidad entre los 33°S y 33.30°S	115
6.3.	Caracterización de fallas de orientación NW y otras estructuras al Este de la Cordillera de la Costa, en la Corteza Continental Superior	120
7.	Conclusiones	124
7.1.	Caracterización Tectónica de la Cordillera de la Costa en Chile Central . . .	124
7.2.	Modelo de Cuña de Subducción	125
7.3.	Proyecciones: Investigaciones Propuestas	126
	Bibliografía	127
	A. Anexo I	132
A.1.	Información Estaciones	132
	B. Anexo II	134
B.1.	Modelo 3D de velocidades	134
B.1.1.	Perfiles verticales NW	135
B.1.2.	Vistas en planta	138
B.1.3.	Perfiles verticales azimut 135°	140

Índice de Tablas

3.1. Tendencias de comportamiento de velocidades de onda con respecto a las propiedades fisicoquímicas de la roca, basada en O'Connell and Budiansky (1974); Tatham (1982); Christensen and Mooney (1995)	21
3.2. Tabla resumen relación velocidades con respecto a tipos de roca, de acuerdo con Christensen and Mooney (1995) y Christensen (1996)	22
3.3. Abreviaciones usadas por Christensen and Mooney (1995).	23
4.1. Comparación de distintos parámetros para la elección de modelo final	31
6.1. Tabla con las tendencias de comportamientos de las distintas anomalías y su interpretación, de acuerdo al Marco Teórico.	108
A.1. Lista de estaciones.	133

Índice de Ilustraciones

1.1. Esquema de cuña de doble vergencia para margen activo (A) y colisión continental (A), de acuerdo con el modelo geodinámico (C) propuesto por Willett et al. (1993).	2
1.2. Las 3 etapas de desarrollo de una cuña de doble vergencia. Adaptado de Willett et al. (1993)	3
1.3. Proceso de acreción basal. Adaptado de Gutscher et al. (1996).	5
2.1. Distribución de principales terrenos y cratones en el Sur de Sudamérica (Chile-Argentina) Fuck et al. (2008).	8
2.2. Ciclos Tectónicos, orogenias y eventos en la evolución del margen occidental de Sudamérica. Figura de Charrier et al. (2015).	9
2.3. Mapa de elevación de Los Andes entre los 16° y los 40°S con principales morfoestructuras, características tectónicas y geográficas. (Charrier et al., 2015).	10
2.4. Mapa Geológico de la región Andina entre los 31°S y los 37°S.(Charrier et al., 2015).	12
2.5. Fallas en la Cordillera de La Costa Occidental.	13
3.1. Velocidades a 20 km de profundidad de rocas ígneas desde granito a gabro, rocas metamórficas de distintas facies, y rocas ultramáficas desde serpentinizadas a inalteradas. Figura de Christensen and Mooney (1995).	19
3.2. Figura de Christensen and Mooney (1995). Estructura de velocidades promedio continentales comparadas a las velocidades promedio medidas en laboratorio para varias rocas. Las abreviaciones se muestran en la Tabla 3.3.	22
4.1. Mapa con estaciones sismológicas instaladas y sismicidad costa afuera registrada por USGS, entre el 1 de febrero al 28 de abril del 2017, con magnitudes desde 2.5.	24
4.2. Ejemplo de las partes de una estación sismológica.	25
4.3. Parámetros de la grilla 3D	27
4.4. Modelo de velocidades unidimensional inicial (Comte et al., 2016).	29
5.1. Hipocentros localizados por <i>Autopicker</i>	34
5.2. Hipocentros localizados por <i>Tomography</i>	35
5.3. Vista en superficie de perfiles azimuth 90° y distribución de sismicidad	36
5.4. Distribución de sismicidad y comparación con modelo de <i>slab</i> en perfiles verticales de azimuth 90°	37

5.5. Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 10 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	40
5.6. Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 14 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	41
5.7. Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 34 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	42
5.8. Comparación modelo sintético Inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 42 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	43
5.9. Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 58 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	44
5.10. Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 66 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s	45
5.11. Mapa geológico del área de estudio con fallas presentes en la Cordillera de la Costa Occidental y fallas en la zona de Depresión Central-Cordillera Principal Occidental	47
5.12. Mapas que indican la posición de los tres perfiles EW (S1, S2, y S3).	49
5.13. Perfil S1. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el <i>slab</i> y el Moho.	51
5.14. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para el perfil S1, con el <i>slab</i> y Moho propuestos.	52
5.15. Anomalías en corteza continental, perfil S1.	53
5.16. Anomalías en manto litosférico serpentizado, perfil S1	56
5.17. Anomalías en litósfera oceánica, perfil S1	58
5.18. Perfil S2. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el <i>slab</i> y el Moho.	61
5.19. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para la sección S2, con el <i>slab</i> y Moho propuestos.	62
5.20. Anomalías en corteza continental, perfil S2.	63
5.21. Anomalías en manto litosférico serpentizado, perfil S2.	66
5.22. Anomalías en litósfera oceánica, perfil S2	68
5.23. Perfil S3. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el <i>slab</i> y el Moho.	70
5.24. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para el perfil S3, con el <i>slab</i> y Moho propuestos.	71
5.25. Anomalías en corteza continental, perfil S3.	72
5.26. Anomalías en manto litosférico serpentizado, perfil S3.	75
5.27. Anomalías en litósfera oceánica, perfil S3.	77
5.28. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 2 km de profundidad.	80
5.29. V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 2 km de profundidad.	81

5.30. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 10 km de profundidad.	83
5.31. V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 10 km de profundidad	84
5.32. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 30 km de profundidad.	86
5.33. V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 30 km de profundidad	87
5.34. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 58 km de profundidad.	88
5.35. V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 58 km de profundidad.	89
5.36. Mapas con 8 perfiles de azimut 135°	91
5.37. Perfil P3. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.	92
5.38. Perfil P3. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s	93
5.39. Perfil P5. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.	97
5.40. Perfil P5. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s	98
5.41. Perfil P7. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.	102
5.42. Perfil P7. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s	103
6.1. Perfil vertical NW, S1	109
6.2. Perfil vertical NW, S2	109
6.3. Perfil vertical NW, S3	110
6.4. Interpretación anomalías en corteza continental superior.	111
6.5. Interpretación anomalías en corteza continental inferior.	112
6.6. Interpretación anomalías en manto litosférico continental, parcialmente serpentizado.	113
6.7. Interpretación anomalías en litósfera oceánica.	114
6.8. Identificación de anomalía de disminución en V_p alrededor de los 30 km de profundidad.	116
6.9. Identificación de anomalía de disminución en V_s alrededor de los 30 km de profundidad.	116
6.10. Identificación de anomalía de disminución en V_p/V_s alrededor de los 30 km de profundidad.	117
6.11. Perfiles verticales que atraviesan la anomalía de disminución en V_p . En la imagen aparecen los perfiles azimut 90° S2 y S3, junto a los perfiles de azimut 135° P3 y P4.	117
6.12. Anomalía de disminución de V_p , perfil S2.	118
6.13. Anomalía de disminución de V_p , perfil S3.	118
6.14. Anomalía de disminución de V_p , perfil P3.	119
6.15. Anomalía de disminución de V_p , perfil P4.	119
6.16. Relación V_p/V_s en fallas NW y otras estructuras, de acuerdo con los perfiles de azimut 135° y los perfiles horizontales a 2, 10 y 14 km de profundidad desde la base del modelo.	122
6.17. Mapas interpretación fallas con zonas secas e hidratadas, dentro de los 15 km de profundidad.	123

7.1. Modelo de Cuña de Subducción propuesto	125
B.1. Perfil S1. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con <i>slab2</i> como referencia.	135
B.2. Perfil S2. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con <i>slab2</i> como referencia.	136
B.3. Perfil S3. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con <i>slab2</i> como referencia.	137
B.4. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 22 km de profundidad.	138
B.5. Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 66 km de profundidad.	139
B.6. Mapa de la zona con los 8 perfiles de 135° de azimut	140
B.7. Perfil P1. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.	141
B.8. Perfil P2. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.	142
B.9. Perfil P4. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.	143
B.10. Perfil P6. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.	144
B.11. Perfil P8. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.	145

Capítulo 1

Introducción

Chile se encuentra en el margen occidental de Sudamérica, territorio que posee una historia geológica de acreción de terrenos, cambios de régimen de esfuerzos y distintos procesos de subducción (*e.g.* Ramos et al. (1986, 2010); Charrier et al. (2007)). En este sentido, Chile es un lugar propicio para estudiar la dinámica de la subducción y su relación con las estructuras de la placa superior, pues el actual estado de margen activo sitúa al territorio como uno de los más sísmicos en el mundo, lo que genera condiciones para implementar una serie de metodologías geofísicas como la tomografía sísmica pasiva, dado que las ondas de cuerpo generadas por los sismos contienen información del proceso de ruptura del sismo (fuente sísmica), del sitio donde se registran estas ondas y, fundamentalmente, del medio por el cual se propagan.

Durante los primeros meses del 2017 se presentó una sismicidad anómala frente a las costas de Valparaíso, zona central de Chile. El 24 de abril, de acuerdo con el Centro Sismológico Nacional (CSN), ocurre el sismo principal de Mw 6.9 ubicándose su hipocentro a 24 km de profundidad, siendo seguido por una serie de réplicas. Este contexto de actividad sísmica resultó favorable para estudiar el contacto interplaca en el área, la dinámica de las fallas en la placa superior y actualizar los modelos sismotectónicos para la zona central de Chile, utilizando tomografía sísmica pasiva. De esta manera, este trabajo se enmarca en un proyecto conjunto financiado por el proyecto FONDECYT N°1161806 del Dr. Marcelo Farías y la Dra. Diana Comte, con colaboración internacional del Dr. Andreas Rietbrock (*Karlsruhe Technological Institute*, Alemania). Se realizó una campaña de instalación de 40 estaciones sismológicas temporales en la región de Valparaíso y parte de la región Metropolitana, situándose principalmente en la Cordillera de la Costa; con el fin de obtener un modelo sismotectónico actualizado de la zona.

1.1. Contexto Científico: Cuña Orogénica

En lo que respecta a las condiciones mecánicas de bordes convergentes y el desarrollo de cordones montañosos, estudios sobre la cuña de doble vergencia¹ son capaces de explicar la formación de orógenos y fenómenos asociados a condiciones mecánico-termales (*e.g.* Jamieson and Beaumont (1988); Willett et al. (1993); Jamieson et al. (1996); Willett (1999)).

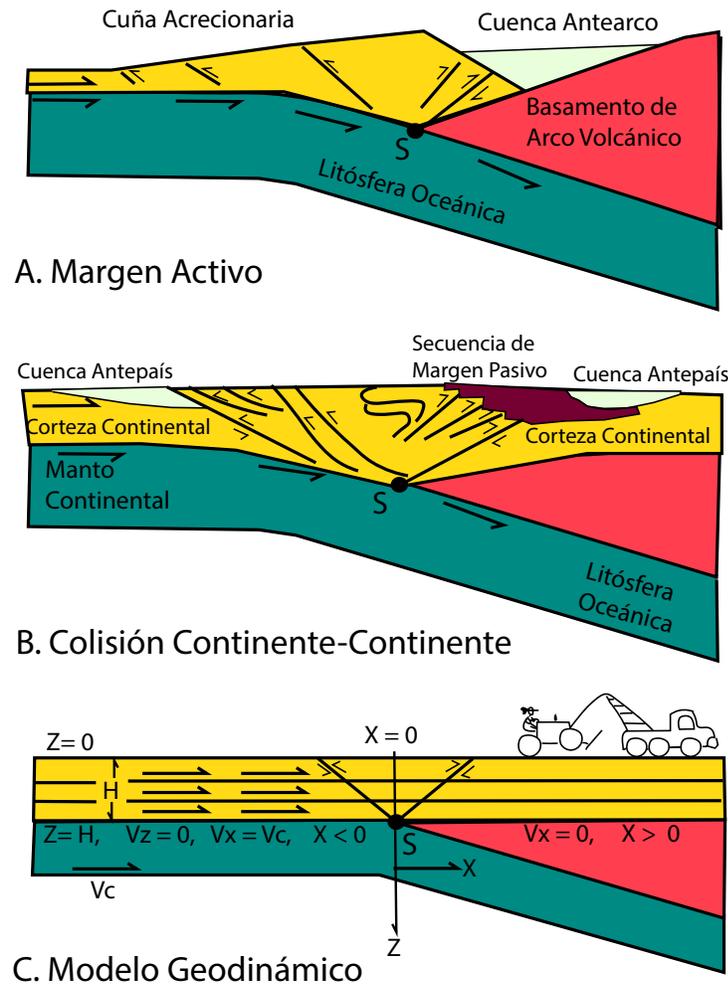


Figura 1.1: Esquema de cuña de doble vergencia para margen activo (A) y colisión continental (A), de acuerdo con el modelo geodinámico (C) propuesto por Willett et al. (1993). La deformación cortical se focaliza sobre el punto S, donde una de las placas comienza a deslizarse bajo la otra. El modelo impone las siguientes condiciones: a la izquierda del punto S, la velocidad de la placa es constante, positiva y en dirección horizontal; a la derecha del punto S la velocidad es cero. Figura adaptada de Willett et al. (1993).

El modelo de cuña de doble vergencia indica que inicialmente el esfuerzo (*stress*) y las tasas de deformación (*strain*) son simétricos, localizándose esta última en dos zonas conjugadas

¹Deformación por plano de esfuerzos uniformes lateralmente, capa rígida-plástica sobre dos placas convergentes y rígidas

de cizalle (*shear-zone*) que forman inicialmente un ángulo de 45° con respecto a la dirección del máximo *stress* compresivo (Figura 1.1); posteriormente el crecimiento de la cuña es asimétrico. El desarrollo de esta cuña de doble vergencia, de acuerdo con Willett et al. (1993), consiste en 3 etapas (descritas gráficamente en la Figura 1.2):

- Primera etapa: se traspasan los esfuerzos en el área entre cizalles (*shear-zone*), generando alzamiento del bloque entre éstos.
- Segunda etapa: la deformación se propaga más allá de la zona entre cizalles. El desprendimiento basal ocurre primero a la izquierda del punto S², por lo que esta zona de deformación es identificada como el “pro-lado” de la cuña; a la derecha del punto S el área de deformación toma el nombre de “retro-lado”.
- Tercera etapa: en esta etapa la cuña en su retro-lado se moviliza por el despegue basal y el frente de deformación se propaga hacia la zona no deformada, hacia la derecha.

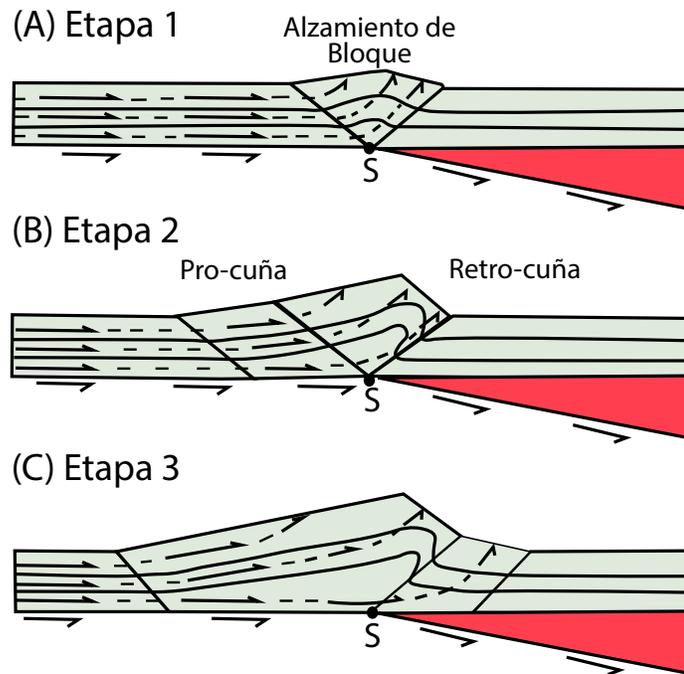


Figura 1.2: Las 3 etapas de desarrollo de una cuña de doble vergencia. Adaptado de Willett et al. (1993)

Con respecto a la exhumación en orógenos de rocas metamórficas cristalizadas a altas presiones y profundidades, se han propuesto tres mecanismos (Feehan and Brandon, 1999; Ring et al., 1999): erosión, fallas normales cercanas a la parte superior de la cuña y flujo dúctil en la zona más profunda de la cuña. De acuerdo con Willett (1999), el proceso de

²Punto S, *S-point* o punto de subducción, hace referencia al área límite del acoplamiento elástico de la placa, vale decir, al área tope donde ocurre deslizamiento interplaca con fricción (la velocidad disminuye hasta ser igual a cero en el punto S)

erosión es el principal mecanismo de exhumación de rocas provenientes de niveles profundos de la corteza.

En relación con la formación de cuñas en un material o roca con alta fricción basal, Gutscher et al. (1996) realizaron experimentos con cajas de arenas para estudiar el comportamiento cíclico de una cuña formada en un material con alta fricción basal, el cual se ilustra en la Figura 1.3.

Dado que se considera como cuña de acreción al material sedimentario que se acreta durante el proceso de subducción, el concepto de cuña de doble vergencia se comienza a utilizar para la acreción tanto de material sedimentario como de rocas de la placa cabalgante (Brandon, 2004).

Los mecanismos de acreción frontal y basal son por *offscraping* y *underplating* respectivamente (Cloos and Shreve, 1988). La acreción frontal se caracteriza por una foliación vertical producto de un flujo horizontal; la acreción basal se caracteriza por una foliación horizontal por flujo vertical (Ring et al., 1999). De acuerdo con el estudio de Richter et al. (2007), realizado sobre la cuña de acreción paleozoica en la costa de Chile central, la acreción frontal promueve el acortamiento horizontal y la zona se crea en condiciones P-T de bajo grado, donde las temperaturas son bajas y la presión es intermedia. Por otra parte, la acreción basal se desarrolla en condiciones P-T de metamorfismo de alta presión y el avance por debajo de la placa superior genera un acortamiento vertical y el desarrollo de una foliación subhorizontal.

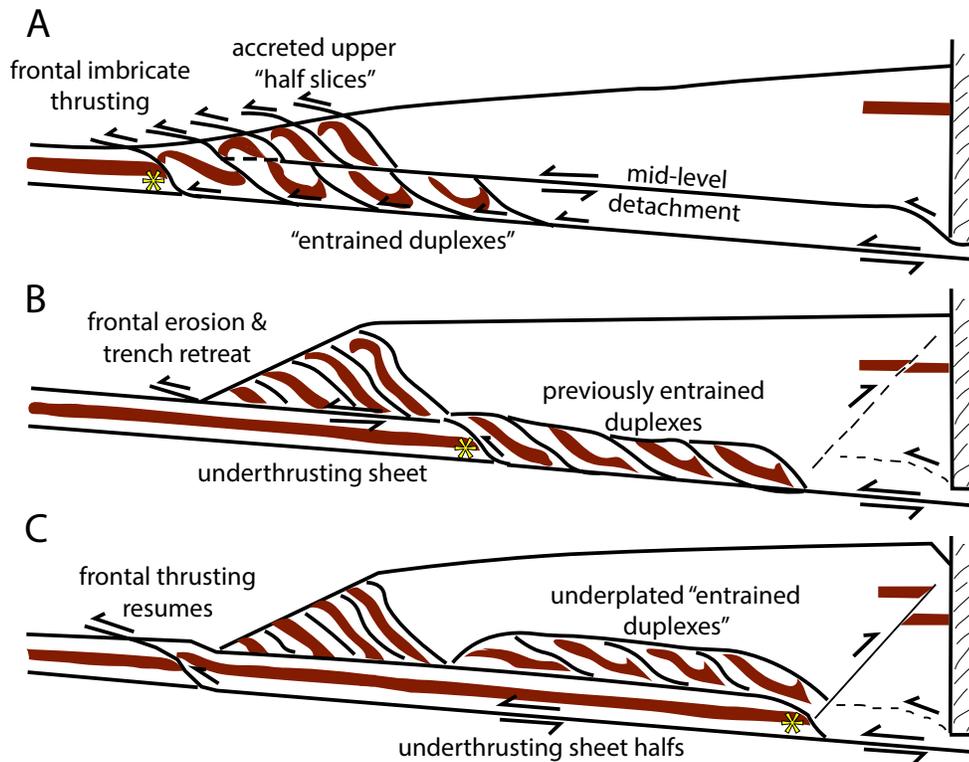


Figura 1.3: Proceso de acreción basal. A: Acreción frontal y desarrollo de estructuras imbricadas. B: *underthrusting* temprano con inclinación de la pendiente frontal. C: *underplating* de dúplex debido a la reanudación del empuje frontal. Notar que el asterisco amarillo en la punta de la unidad que avanza paralela a la dirección del empuje. Adaptado de Gutscher et al. (1996).

1.2. Hipótesis

El margen occidental de Sudamérica es un ejemplo de borde convergente de tipo subducción, donde se reconoce a la Cordillera de Los Andes como el cordón montañoso más importante en tamaño, el cual coincide con el arco volcánico (con zonas puntuales sin vulcanismo en Perú y Chile) que se originaría debido a la fusión parcial de las rocas del manto sobre la placa subducida (Tarbuck and Lutgens, 2005).

Convencionalmente, se plantea que en el proceso de subducción los sedimentos provenientes del continente, junto a material de la corteza continental y de la placa que subduce, se acretan hacia la placa cabalgante, desarrollándose un prisma de acreción. Si la subducción es lo suficientemente prolongada temporalmente, se puede formar un prisma de gran tamaño que puede elevarse por encima del nivel del mar (Tarbuck and Lutgens, 2005).

Dado que el desarrollo de orógenos en bordes convergentes puede explicarse a partir del modelo de cuña de doble vergencia crítica (*e.g.* Jamieson and Beaumont (1988); Willett et al. (1993); Jamieson et al. (1996); Willett (1999)), la hipótesis de este trabajo es que existe un prisma o cuña asociada al proceso de subducción que se extiende bajo la Cordille-

ra de la Costa, teniendo como punto más profundo el área concordante con el *downdip* de los terremotos interplaca y cuya dinámica sería clave de la elevación de la Cordillera de la Costa como respuesta al proceso de *underplating*, acreción basal y reacomodo de esfuerzos. Esto significaría que el orógeno desarrollado por la subducción en un primer orden sería la Cordillera de la Costa y no la Cordillera de los Andes.

1.3. Objetivos

Objetivo General

Proponer un modelo sismotectónico actualizado que permita explicar la morfoestructura actual de la Cordillera de la Costa como respuesta al proceso de *underplating*, acreción basal y reacomodo de esfuerzos dentro de una cuña de subducción.

Objetivos Específicos

- Determinar un modelo sismotectónico actualizado a partir de la correlación entre las anomalías de campo de velocidades de las ondas de cuerpo obtenidas de la tomografía sísmica y de la geología con evidencia superficial en el área de estudio.
- Caracterizar la cuña de subducción bajo la Cordillera de la Costa en Chile Central, a partir del modelo sismotectónico determinado por la tomografía sísmica pasiva y su relación con la geología en el área de estudio.
- Identificar fallas y lineamientos, tanto cartografiados como no, en base a la caracterización sismotectónica de la tomografía sísmica en la corteza superior.

Capítulo 2

Contexto Geológico y Sismotectónico

2.1. Geología de Chile Central

El margen Oeste de Sudamérica presenta una historia geológica de acreción de terrenos en diferentes latitudes (*e.g.* Ramos et al. (1986); Ramos and Vujovick (1993); Bahlburg and Hervé (1997); Fuck et al. (2008); Charrier et al. (2007, 2015)), ordenándose en edad de más joven a más viejo desde Oeste a Este (Figura 2.1). La zona de estudio, entre los 32°S y los 34°S, se localiza sobre el terreno Chilenia, que se habría acretado con el terreno Cuyania en el período Devónico, tiempo en el cual habría comenzado el ensamblaje del continente Gondwana (Figura 2.2).

La zona de Chile Central se caracteriza morfoestructuralmente por la presencia de las cordilleras de La Costa y Los Andes, y la aparición de la Depresión Central a partir de ca. 33° (Figura 2.3). El área de estudio de este trabajo abarca la zona de la Cordillera de la Costa entre 32.5°S y 34°S.

La parte occidental de la Cordillera de la Costa se caracteriza por franjas de intrusivos del Jurásico al Cretácico, al oriente de estos se sitúan depósitos del Triásico Superior-Jurásico Superior, seguidos de depósitos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior los cuales son intruidos por plutones del Cretácico Superior-Eoceno y al costado de estos se hallan depósitos del Cretácico Inferior-Paleógeno; sobre la Depresión Central existen depósitos cuaternarios; en la zona de la Cordillera Principal, existen depósitos del Eoceno-Oligoceno que son instruidos por intrusivos del Oligoceno Superior-Plioceno; sobre la Cordillera Principal hay depósitos volcánicos Miocenos y hacia el Este de estos, a partir de los 33.5°S hacia el sur, comienza el cordón volcánico situado sobre depósitos Triásico-Jurásicos, depósitos Jurásico-Cretácicos y unos pocos depósitos del Cretácico al Paleógeno; en la Cordillera Frontal aflora basamento del Paleozoico Superior, donde se reconoce la Super Unidad Elqui (SUE), y se localizan depósitos del Triásico; esta misma secuencia de basamento Paleozoico-depósitos Triásicos aflora en la costa, al Sur de los 33°S (Figura 2.4).

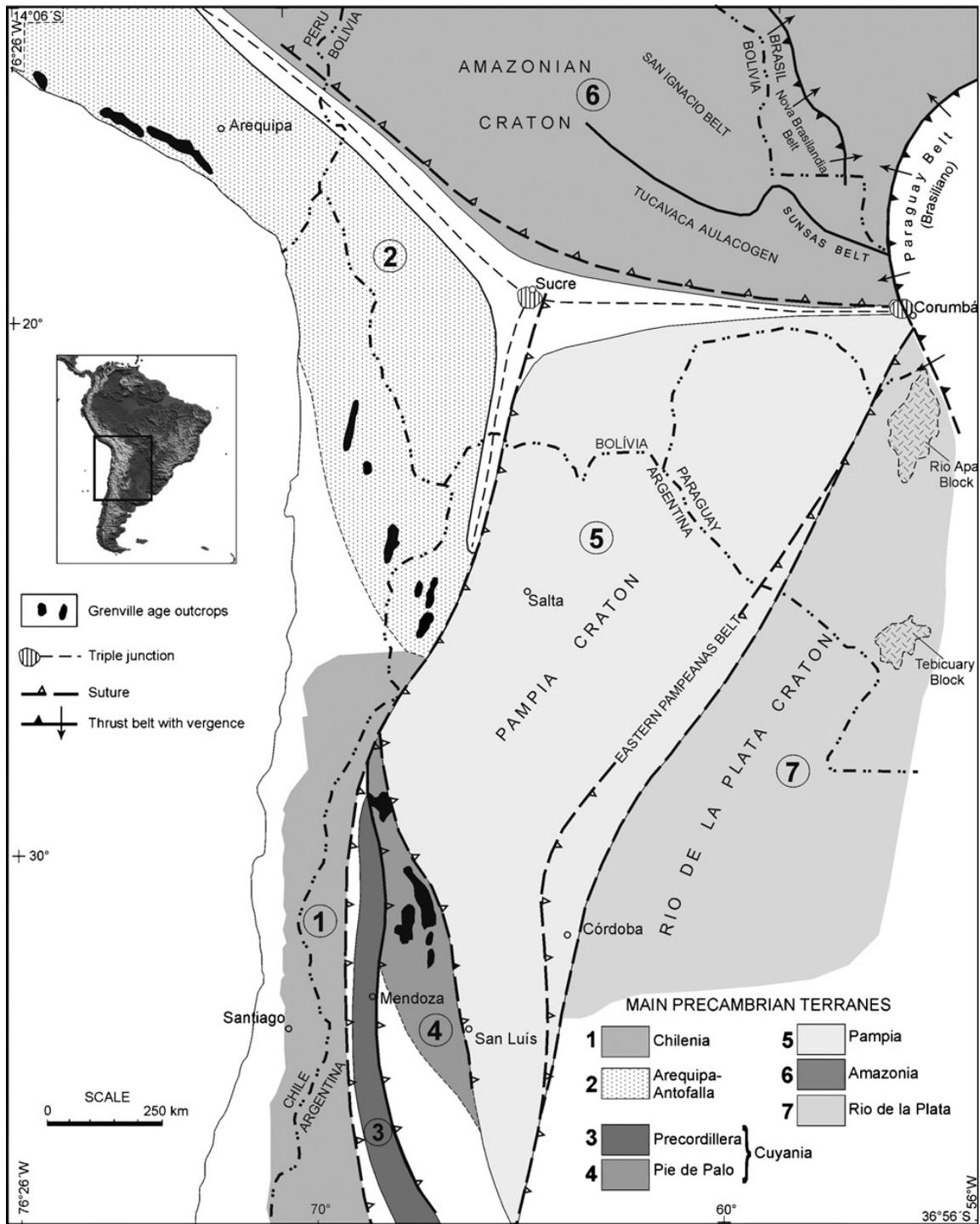


Figura 2.1: Distribución de principales terrenos y cratones en el Sur de Sudamérica (Chile-Argentina). Los terrenos más antiguos se ubican al Este. Figura de Fuck et al. (2008), adaptado de Ramos and Vujovick (1993).

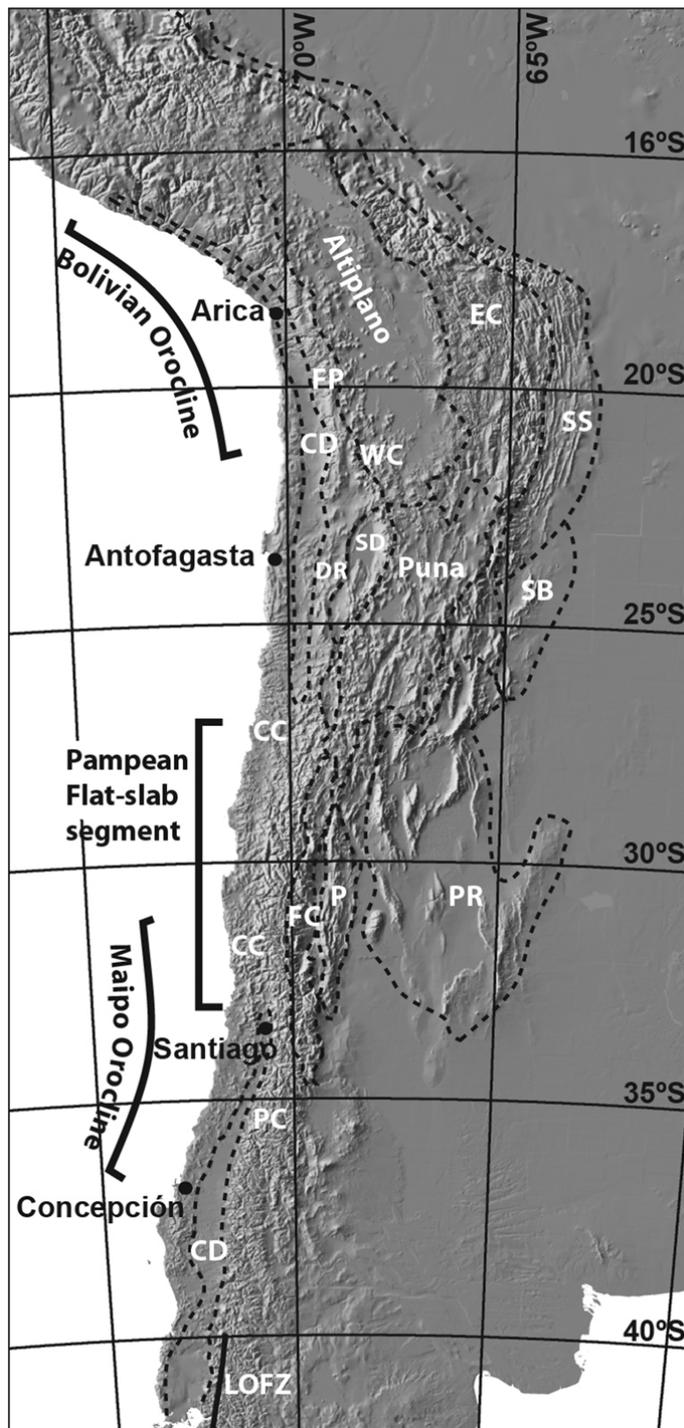


Figura 2.3: .

Mapa de elevación de Los Andes entre los 16° y los 40°S con principales morfoestructuras, características tectónicas y geográficas. Abreviaciones: CC, *Coastal Cordillera*; CD, *Central Depression*; DR, *Domeyko Range*; EC, *Eastern Cordillera*; FC, *Frontal Cordillera*; FP, *Forearc Precordillera* (flanco Oeste del Altiplano); LOFZ, *Liquiñe-Ofqui Fault Zone*; P, *Precordillera en Argentina*; PC, *Principal Cordillera*; PR, *Pampean Ranges*; SB, *Santa Barbara System*; SD, *Salar Depressions*; SS, *Subandean System*; WC, *Western Cordillera*.

Figura de Charrier et al. (2015)

El basamento Paleozoico en la zona de estudio está constituido por granitoides del Batolito Costero provenientes del Paleozoico Tardío, junto con afloramientos de rocas volcanoclásticas marinas de la misma época. El Batolito Costero constituye la parte profunda del arco magmático del Paleozoico Tardío y se compone de tonalitas de grano grueso, granodioritas y granitos, que pueden presentar una estructura de gneiss (Vergara et al., 1995). Los afloramientos de basamento paleozoico dan cuenta de una migración diferida del arco Paleozoico en el área, existiendo al Norte de los 33°S una mayor migración hacia el Este del arco Paleozoico con respecto al Jurásico, situándose el primero en la Cordillera Frontal y el arco Jurásico en la Cordillera de la Costa; al Sur de los 33°S existe solo una ligera migración hacia el Este del arco Jurásico con respecto al arco Paleozoico. Rebolledo and Charrier (1994), proponen que el arco paleozoico fue separado por un evento tectónico extensional de orientación oblicua (NNW-SSE) controlado por zonas de debilidad preexistentes; además, de acuerdo con Hervé et al. (2014), el Batolito Elqui-Limarí (del cual la SUE constituye la mayor parte) y el Batolito Costero difieren en su historia magmática.

En cuanto a las secuencias estratificadas del Jurásico-Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa, que se componen principalmente (más de un 90 %) de rocas volcánicas y volcanoclásticas, forman el homoclinal del limbo Oeste de un sinclinorio donde las unidades mantean entre 20°-70° al Este y se hacen sucesivamente más jóvenes hacia el valle central (Vergara et al., 1995).

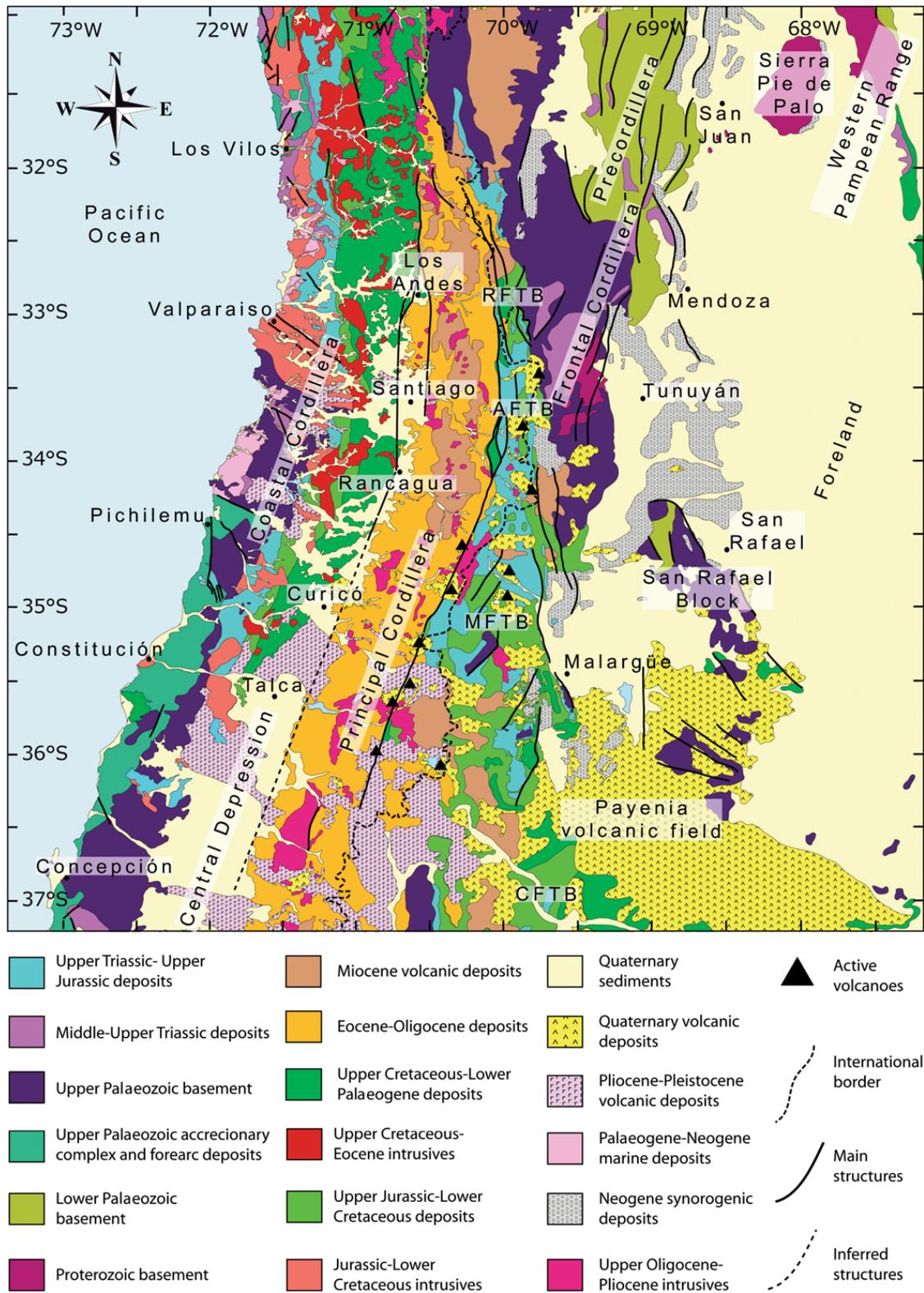


Figura 2.4: Mapa Geológico de la región Andina entre los 31°S y los 37°S. Abreviaciones: RFTB, *Ramada fold-and-thrust belt*; AFTB, *Aconcagua fold-and-thrust belt*; MFTB, *Malargüe fold-and-thrust belt*; CFTB, *Chos-Malal fold-and-thrust belt*. (Charrier et al., 2015)

2.1.1. Estructuras en la Cordillera de la Costa

Las fallas NW y NE en la Cordillera de la Costa datan de antes del Jurásico y habrían controlado el emplazamiento de plutones del Jurásico, siendo reactivadas posteriormente en el Mioceno-Plioceno como fallas normales (Gana et al., 1996).

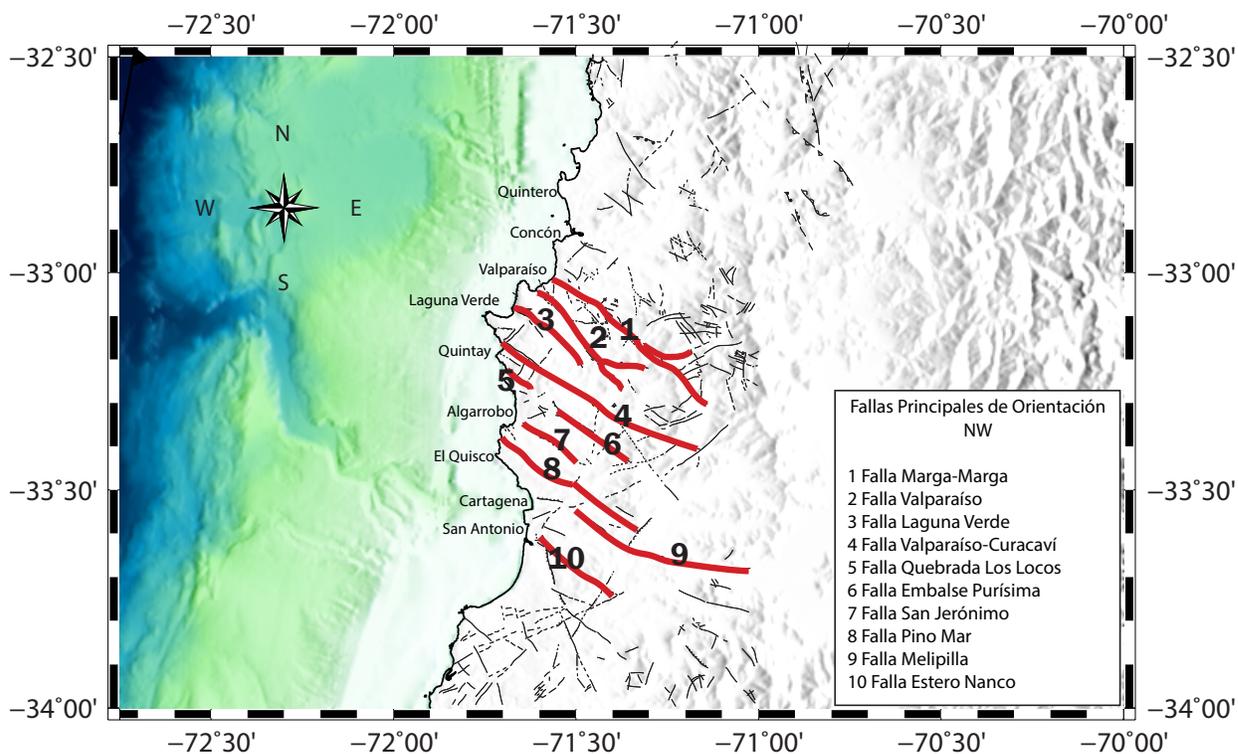


Figura 2.5: Fallas en la Cordillera de la Costa Occidental. En rojo las trazas de fallas NW en la Cordillera de la Costa Occidental, potencialmente activas, de acuerdo con Sabaj (2008). Mapa adaptado de las Hojas Quillota-Portillo, Valparaíso-Curacaví y San Antonio-Melipilla (Rivano et al., 1993; Gana et al., 1996; de Geología y Minería et al., 1996), junto al trabajo de Sabaj (2008).

El dominio occidental de la Cordillera de la Costa se caracteriza por un relieve más suave, con distintos niveles de terrazas de abrasión marina y con elevaciones entre los 100 a 500 m sobre el nivel del mar (Gana et al., 1996), y se constituye fundamentalmente por el basamento paleozoico, intrusivos jurásicos y la existencia de estructuras principales de orientación NW, las cuales crean un sistema de bloques de desplazamiento vertical post Plioceno junto a fallas menores de orientación NE, el cual se habría superpuesto a un movimiento de rumbo (Gana et al., 1996). El dominio occidental se caracteriza en la zona más costera por presentar depósitos marinos del Cretácico Superior-Paleógeno, depósitos marino-continentales del Neógeno y del Pleistoceno (como la Formación Navidad).

El dominio oriental se caracteriza por un relieve más escarpado con alturas que superan los 2 m.s.n.m. y se constituye fundamentalmente por intrusivos cretácicos y secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico al Cretácico Inferior (formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado y Veta Negra) inclinadas al Este (Gana et al., 1996), que forman el homoclinal del

limbo Oeste del sinclinorio mencionado anteriormente.

En la Figura 2.5 se visualizan las fallas del dominio occidental de la Cordillera de la Costa, mapeadas por Rivano et al. (1993); Gana et al. (1996); de Geología y Minería et al. (1996), las cuales poseen una tendencia de orientación NW y a ca. 33°S , en el centro del dominio occidental, las trazas de las fallas mayores se asocian a fallas de rumbo sinestrales y dextrales. De acuerdo con el estudio de Sabaj (2008), existen fallas potencialmente activas de orientación NW entre los 33°S y los 33.705°S , las cuales, trazadas en rojo en la Figura 2.5, se usarán de referencia al interpretar el modelo de velocidades de la tomografía sísmica pasiva.

Capítulo 3

Fundamentos Teóricos

3.1. Tomografía Sísmica

De acuerdo con Fawcett and Clayton (1984), la tomografía consiste en la reconstrucción de un campo a partir de integrales de línea o de superficie. En sismología el campo a reconstruir es el de las anomalías de lentitud (inverso de la velocidad), considerando que el tiempo de viaje del frente de ondas sísmicas es perturbado con respecto a un modelo de velocidades referencial. De este modo, la tomografía sísmica utiliza el residual de los tiempos de llegada de las ondas, en relación con el tiempo de llegada calculado en base al modelo inicial y un tiempo de llegada observado, para reconstruir el campo de velocidades del medio por el que se propagan las ondas.

La tomografía sísmica se denomina activa cuando las ondas son inducidas (se generan ondas a partir de perturbaciones originadas de manera artificial), y pasiva cuando utiliza la sismicidad natural.

3.1.1. Teoría de Rayos

Las ondas sísmicas son ondas elásticas, por lo que, según las propiedades fisicoquímicas del medio por el cual se transmiten, presentarán variaciones en sus velocidades desde su fuente al receptor. Cuando ocurre un sismo, se generan las ondas de cuerpo, P y S, que se propagan fundamentalmente en el interior de la Tierra.

La onda P, conocida también como onda compresiva o longitudinal, se caracteriza por generar que el movimiento de vibración de las partículas del medio sea paralelo a la dirección de propagación, dado que depende de la compresibilidad de este. Por otra parte, la onda S, conocida como onda transversal, depende de la rigidez o elasticidad del medio en que se propaga y su movimiento vibratorio es perpendicular a la dirección de propagación.

Se puede considerar que la energía sísmica es liberada desde fuentes puntuales, generándose un frente de onda esférico. Considerando que una onda es plana si su amplitud y dirección de propagación se mantienen constantes, en una onda esférica se puede delimitar una superficie

donde los puntos posean la misma fase para un mismo instante (Araujo, 2010), de modo que la dirección de propagación se define perpendicular a la superficie de las ondas. Así, aplicando el Principio de Fermat (Berryman, 1989), se traza una trayectoria uniendo los puntos donde se cumple dicha perpendicularidad y se considera que el frente de onda desde el hipocentro al receptor es un rayo.

3.1.2. Problema Directo: : Identificación de Tiempos de Arribo y Cálculo de Hipocentros (Modelo *Forward*)

El problema directo consiste en determinar el hipocentro y el tiempo origen de los sismos, con un modelo de ondas P y S conocido, obteniéndose los tiempos de propagación de las ondas desde su fuente hasta el receptor.

El tiempo de propagación de un rayo sísmico puede entenderse como una integral de línea del espacio recorrido dividida en la velocidad:

$$T = \int_s \frac{ds}{V(\vec{r})} \quad (3.1)$$

Siendo s el espacio recorrido y $v(\vec{r})$ la velocidad del rayo sísmico. El principio de Fermat aplicado a la Ecuación 3.1, minimiza el valor de T .

Si el medio por el cual se propaga el rayo sísmico es dividido en n bloques, es posible calcular la longitud del rayo sísmico de manera discreta, para cada bloque, de modo que la ecuación 3.1 puede expresarse como sigue:

$$T = \sum_{j=1}^n s_j ds_j \quad (3.2)$$

Para el cálculo del tiempo de propagación para un modelo de velocidades, la ecuación 3.1 tendría la forma:

$$T_o = \int_{s_o} \frac{ds}{V_o(\vec{r})} \quad (3.3)$$

De este modo, dado que los tiempos calculados de forma directa están supeditados al modelo de velocidad predeterminado, se obtienen valores preliminares para los tiempos de llegada de los rayos sísmicos.

Para saber si los cálculos se ajustan a la realidad, se evalúa la diferencia entre el tiempo observado y el tiempo calculado, de modo que si diferencia tienda a cero. Entonces, a partir de las diferencias entre las Ecuaciones 3.1 y 3.3 se obtiene:

$$r = T - T_o = \int_s \frac{ds}{V(\vec{r})} - \int_{s_o} \frac{ds}{V_o(\vec{r})} \quad (3.4)$$

Que representa el tiempo residual, ligado a las perturbaciones o anomalías referentes al hipocentro y al modelo de velocidades, el cual debería ser mínimo considerando que el valor del error del tiempo de propagación calculado ha de ser infinitésimo en relación al tiempo observado. A partir del tiempo residual r , se ha de calcular la velocidad del medio que mejor ajuste los datos, a través de la resolución del problema inverso.

3.1.3. Problema Inverso: Tomografía por medio del Método de Mínimos Cuadrados Amortiguados

Para el problema inverso, los errores no son de primer orden al basarse en una expansión lineal del problema directo que requiere del cálculo de derivadas parciales.

Para resolver este problema, es de gran utilidad desarrollarlo para i sismos registrados por k estaciones, de forma discreta (Comte et al., 2016). Así, el tiempo residual discretizado, obviando los términos de orden superior, se expresa:

$$r_{ik} = T_{ik} - T_{oik} = \sum_{j=1}^n \left. \frac{\delta T_{ik}}{\delta m_j} \right|_{m_o} \Delta m_k + \sum_{j=1}^4 \left. \frac{\delta T_{ik}}{\delta m_j} \right|_{h_o} \Delta h_j \quad (3.5)$$

Siendo m_j el modelo j-ésimo de velocidad y h_j el hipocentro j-ésimo, considerando los 4 parámetros de este (x_j, y_j, z_j, T_j) . Este sistema de ecuaciones lineales se resuelve de manera iterativa mediante el algoritmo de mínimos cuadrados detallado por Paige and Saunders (1982):

$$G\Delta m = r \quad (3.6)$$

Con G representa la matriz de derivadas parciales, Δm corresponde a las anomalías de velocidad y r al tiempo residual.

La resolución del caso particular de mínimos cuadrados para la tomografía, se regulariza por el factor de amortiguamiento o *dampner* Θ^2 bajo los criterios expresados por Roecker (1982):

$$\Delta \hat{m} = (G^T G + \Theta^2 I)^{-1} G^T G \Delta m \quad (3.7)$$

\hat{m} corresponde a la aproximación de la solución m , I a la matriz identidad.

3.2. Velocidades de Ondas de Cuerpo

La relación V_p/V_s ¹ junto con un análisis de aumento o disminución de las velocidades de las ondas S y P, son parámetros útiles para caracterizar propiedades de las rocas, cambios en sus estados fisicoquímicos, cambios en las litologías, existencia de fases fluidas y cambios en el grado metamórfico.

A continuación, se detalla cómo es el comportamiento de las velocidades de las ondas de cuerpo según las características del medio por el cual se propagan:

- Fracturas y fluidos

O'Connell and Budiansky (1974), reportaron que cuando la roca presenta fracturas o grietas, esté saturada de agua o seca, disminuye la velocidad de la onda P (V_p) y de la onda S (V_s). Sin embargo, dependiendo del volumen, con o sin fluidos dentro de las grietas, el comportamiento V_p/V_s es diferente. Cuando las grietas en las rocas están completamente secas, se espera una disminución mucho mayor en la onda P que en la onda S, lo que conlleva a una baja en la relación V_p/V_s . Por otra parte, si las grietas están completamente saturadas, la velocidad de la onda S disminuye tendiendo a cero, por lo que la relación V_p/V_s tiende a infinito; ahora bien, si 2/3 de las grietas o fracturas están saturadas de fluidos, la relación V_p/V_s no presenta variaciones. Si la saturación supera tal proporción, hay un aumento en V_p/V_s ; caso contrario, hay una disminución.

El trabajo de O'Connell and Budiansky (1974) reporta diferencias en el comportamiento V_p/V_s en lo que respecta a propiedades de fluido y tamaño de las grietas: para fluidos más compresibles (cuyas densidades varían ante un cambio de presión, ejemplo de ello son los gases) o grietas gruesas, la relación V_p/V_s es similar en comportamiento al caso de fracturas secas; en contraparte, para fluidos menos compresibles (el agua es un fluido incompresible) o grietas más delgadas, el comportamiento de V_p/V_s es como el caso de una saturación mayor a 2/3 en el total de las grietas de una fractura (V_p/V_s aumenta).

- Geometría

En cuanto a factores más determinantes que inciden en el comportamiento de la razón V_p/V_s , Tatham (1982) sugirió que la geometría de las grietas de una fractura o la geometría de los poros son más determinantes en las razones V_p/V_s que las constantes elásticas de los minerales que forman la matriz de una roca.

¹Denotando como V_p a la velocidad referente a la onda longitudinal y V_s para la onda transversal

- Anisotropía

En relación con la anisotropía, los cambios en ella con respecto a la profundidad son mínimos para la mayoría de las rocas. Christensen and Mooney (1995) reportaron el porcentaje de anisotropía de variados tipos de roca sometidos a 1Gpa, siendo las rocas ígneas isotrópicas en una primera aproximación y muchas de las rocas metamórficas por contraparte, anisotrópicas. De acuerdo con este reporte, para las rocas pelíticas de bajo grado la anisotropía es un parámetro importante, siendo las filitas y pizarras las que mayor anisotropía presentan (promedio de 9.5 % y 17.2 % respectivamente). Por otra parte, las rocas metamórficas de grado intermedio como los gneiss tonalíticos, anfibolita y esquistos de mica-cuarzo poseen anisotropías promedio de 8.3 %, 9.3 % y 13 % respectivamente. Estos valores para las rocas metamórficas de bajo y medio grado son superiores a la anisotropía promedio de la dunita (tipo de peridotita, roca plutónica ultramáfica). Las rocas metamórficas de alto grado como la eclogita y la granulita poseen una anisotropía relativamente baja, por lo que se puede aseverar que la anisotropía es una propiedad más significativa en la corteza superior y media, que en la baja.

Christensen (1996) afirma que la anisotropía de las rocas metamórficas de grado bajo e intermedio es debida a las orientaciones preferentes de los minerales y que en lo que respecta al contenido de sílice, tanto la onda de compresión como la de cizalle presentan cambios en sus velocidades bastante similares para rocas con un contenido de sílice bajo el 55 %. Al superar dicho porcentaje, la onda compresional decrece y la de corte aumenta.

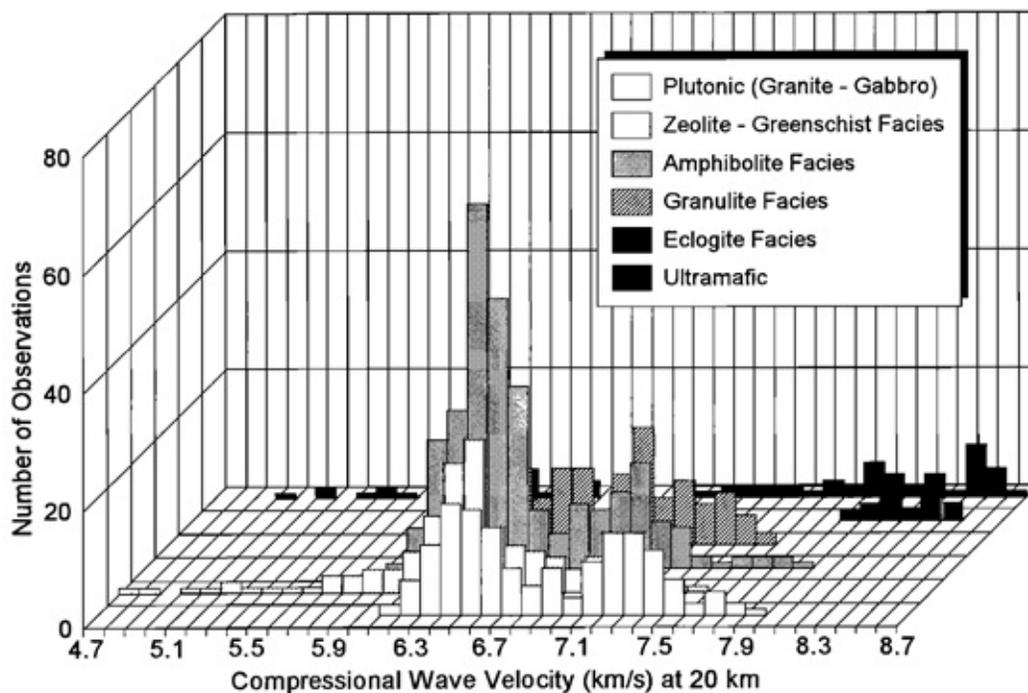


Figura 3.1: Velocidades a 20 km de profundidad de rocas ígneas desde granito a gabbro, rocas metamórficas de distintas facies, y rocas ultramáficas desde serpentinizadas a inalteradas. Figura de Christensen and Mooney (1995).

- Profundidad

Christensen and Mooney (1995), en el mismo estudio, observaron que entre los 15 a los 30 km de profundidad, rango donde el grado metamórfico se incrementa (de facies anfibolita a granulita), el promedio de velocidad V_p cortical aumenta de 6.3 km/s a 6.7 km/s, lo que indica que el metamorfismo progresivo es responsable en el aumento de velocidades en dicho rango. Por otra parte, en la corteza media la composición mineral cambia gradualmente a una con mayor porcentaje de minerales máficos, por lo que el aumento en velocidades entre los 30 km a los 50 km puede adjudicarse a este hecho.

Cabe recalcar que el incremento en la velocidad de las ondas sísmicas no es simplemente en función al grado metamórfico, puesto que por ejemplo velocidades corticales dentro del rango de 6-7.5 km/s pueden ser ligadas tanto a distintos grados metamórficos, como a rocas ígneas (Figura 3.1, de Christensen and Mooney (1995)).

A partir de los estudios anteriormente mencionados y al comportamiento de las ondas de cuerpo de acuerdo con las propiedades y características de las rocas (como fracturas y presencia de fluidos, porosidad, saturación, geometría, anisotropía, profundidad y grado metamórfico, litología) se elabora la Tabla 3.1 que caracteriza el medio por el cual se propagan las ondas sísmicas de acuerdo con el comportamiento de V_p , V_s y V_p/V_s ; y la Tabla 3.2, que resume el comportamiento comparativo de las velocidades de ondas de cuerpo según el tipo de roca (ígneas, sedimentaria, metamórfica).

Roca Fracturada	Seca	Vp ↓ ↓	Vs ↓	Vp/Vs ↓	Menos de 2/3 de saturación, la cual puede ser por fluidos gaseosos o líquidos
Roca Fracturada	Hidratada	Vp ↓	Vs ↓ ↓	Vp/Vs ↑	Relativo a más de 2/3 de saturación
Roca Porosa	Alta Presión de Poro	Vp ↓	Vs ↓ ↓	Vp/Vs ↑	Corresponde a una roca poco consolidada con alta presión de poro que tiene un efecto más marcado en la onda de cizalle
Roca Porosa	Baja Presión de Poro	Vp ↓ ↓	Vs ↓	Vp/Vs ↓	Corresponde a una roca poco consolidada
Roca No Porosa	-	Vp ↑	Vs ↑	Vp/Vs ↑	Corresponde a una roca consolidada
Roca sobre 55% de contenido de sílice	-	Vp ↓	Vs ↑	Vp/Vs ↓	-
Roca sobre 55% de contenido de sílice sometida a presiones intermedias a altas	-	Vp ↑	Vs ↑ ↑	Vp/Vs ↓	En el caso de anomalías en que Vs sube más que Vp, sin disminuir Vp

Tabla 3.1: Tendencias de comportamiento de velocidades de onda con respecto a las propiedades fisicoquímicas de la roca. Las flechas apuntando hacia abajo y arriba indican disminuciones y aumentos en el valor de las velocidades, respectivamente. Tabla resumen basada en estudios de O'Connell and Budiansky (1974); Tatham (1982); Christensen and Mooney (1995) y Christensen (1996).

Relación Rocas	Vp	Vs	Comentarios
Ígnea-Sedimentaria	Ígnea ↑	ígnea ↑	Con excepción de las ígneas extrusivas como la volcánica, que pueden presentar vesículas y hacer el material más poroso y liviano
Metamórfica-Sedimentaria	Metamórfica ↑	Metamórfica ↑	Producto de la baja cementación de las rocas sedimentarias

Tabla 3.2: Tabla resumen relación velocidades con respecto a tipos de roca, de acuerdo con Christensen and Mooney (1995) y Christensen (1996). Las flechas indican un aumento preponderante de las velocidades para un tipo de roca sobre otro

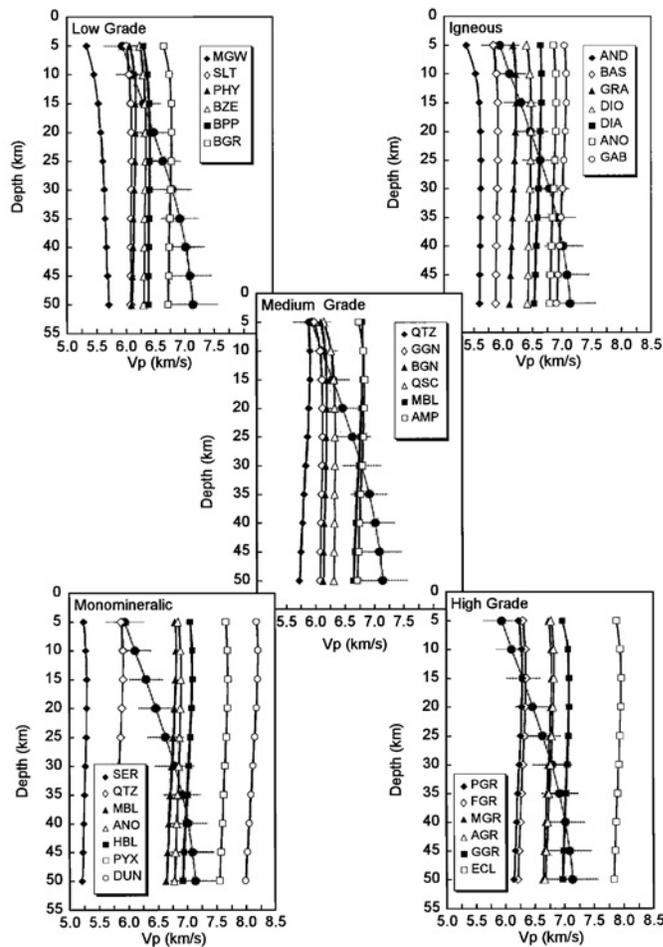


Figura 3.2: Figura de Christensen and Mooney (1995). Estructura de velocidades promedio continentales comparadas a las velocidades promedio medidas en laboratorio para varias rocas. Las abreviaciones se muestran en la Tabla 3.3.

Abreviación	Significado	Abreviación	Significado
MGW	Metagrauvaca	BGN	Gneiss de Biotita o Tonalítico
SLT	Pizarra	QSC	Esquisto Cuarzo-Micáceo
PHY	Filita	MBL	Mármol
BZE	Facies de Ceolita, Protolito Basáltico	AMP	Anfibolita
BPP	Facies de Prehnita-Pumpellita, Protolito Basáltico	SER	Serpentinita
BGR	Facies de Esquistos Verdes, Protolito Basáltico	HBL	Horblendita
AND	Andesita	PYX	Piroxenita
BAS	Basalto	DUN	Dunita
GRA	Granito-Granodiorita	PGR	Paragranulita
DIO	Diorita	FGR	Granulita Félsica
DIA	Diabasa (Dolerita)	MGR	Granulita Félsica
ANO	Anortosita	AGR	Granulita Anortosítica
GAB	Gabro-Norita-Troctolita	GGR	Granulita de Granate Máfico
QTZ	Cuarcita	ECL	Eclogita Máfica
GGN	Gneiss Granítico	-	-

Tabla 3.3: Abreviaciones usadas por Christensen and Mooney (1995).

La interpretación de resultados, además de utilizar las Tablas 3.1 y 3.2, se complementarán con la Figura 3.2 (Christensen and Mooney, 1995), referente a las velocidades promedio de experimentos en laboratorios. En esta figura se encuentran valores de velocidad de onda P para rocas en distintas condiciones para una corteza continental, éstos valores serán usados para interpretar el modelo de velocidades obtenido por la tomografía sísmica, específicamente para las vistas en planta a diferentes profundidades, como referencia para interpretar el tipo de rocas y las condiciones en que se han formado.

Capítulo 4

Metodología

Desde finales de abril a fines de octubre del año 2017, se realizó un registro de sismicidad natural en el área de Valparaíso y alrededores, mediante una red temporal de 40 estaciones sismológicas, espaciadas en promedio unos 15 km entre ellas, con sensores de 3 componentes de período corto (4.5 Hz) y registro continuo. En su mayoría, los datos recolectados corresponden a réplicas del sismo $M_w = 6.9$ del 24 de abril de 2017.

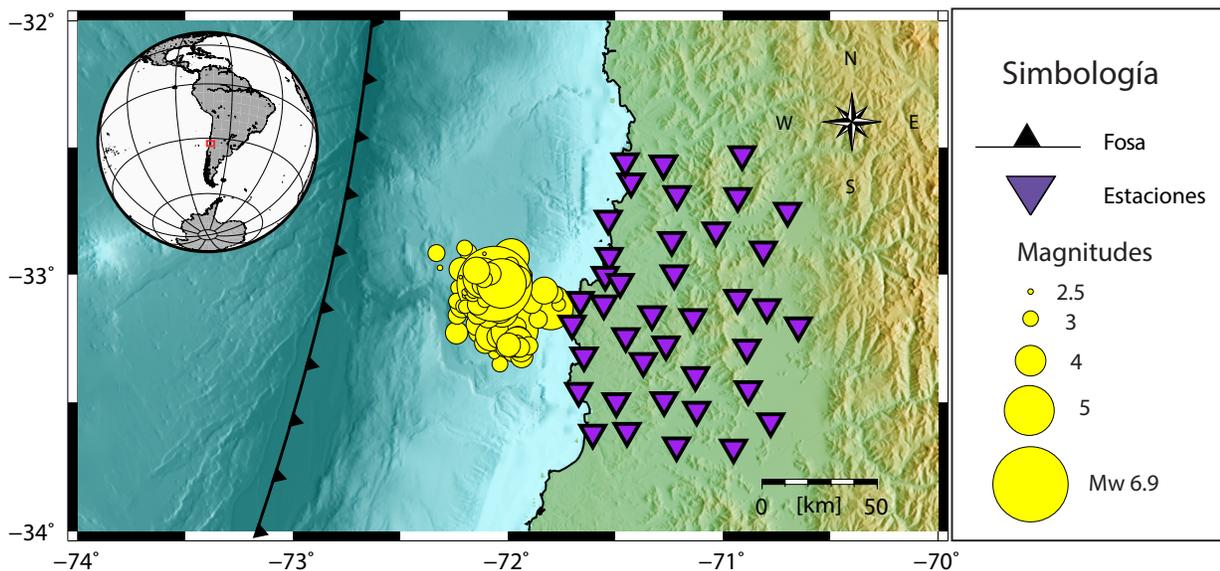


Figura 4.1: Mapa con la distribución de las estaciones sismológicas instaladas (triángulos púrpuras invertidos) y sismicidad costa afuera registrada por USGS, entre el 1 de febrero al 28 de abril del 2017, con magnitudes desde 2.5 (círculos amarillos, cuyo tamaño es proporcional a la magnitud).

4.1. Adquisición de Datos



Figura 4.2: Ejemplo de las partes de una estación sismológica: geófono de tres componentes, el registrador *Data-Cube*³, un GPS y una fuente de poder que en la imagen son baterías de litio.

La red de estaciones sismológicas fue distribuida entre los 32.5°S a 33.7°S y los 70.6°W a 71.7°W (Figura 4.1), abarcando un área aproximada de 130000 km^2 . Cada estación sismológica temporal consistió en:

- Geófono: sensor sísmico de 3 componentes de período corto, con una frecuencia natural de 4.5 Hz (se comporta como un filtro pasa alto con esta frecuencia de corte) y un amortiguamiento de 0.56.
- *Data – Cube*³: cubos registradores proveídos por el Dr. Andreas Rietbrock, de *Karlsruher Institut für Technologie* (KIT), a través de un convenio con el Centro Avanzado de Tecnología para la Minería (AMTC) y el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (DGF). Los Data Cube usan un conversor análogo-digital para transformar las señales de voltaje continuas que vienen desde el geófono, a una serie de números que son guardados en una memoria. La tasa de muestreo utilizada fue de 200 Hz y poseen un búfer de 32 GB.
- Antena GPS: antena genérica que se conecta al registrador para sincronizar el tiempo de forma exacta.

- Baterías: como fuente de poder, conectadas al registrador, se usaron baterías de 12 V.

El sistema de adquisición de los registradores genera archivos en un formato propio de cada *Data-Cube*³, por lo que para transformar el formato de los datos a *mseed* (formato destinado meramente a almacenar e intercambiar datos de serie de tiempo y metadatos que se relacionan) y posteriormente a *SAC* (*Seismic Analysis Code*, formato con el que pueden ser procesados los datos sísmológicos por el programa que detecta las llegadas de ondas de cuerpo), se utilizaron algoritmos en *Python* (desarrollados por Chi Durán (2015)).

4.2. Procesamiento de Datos

El procesamiento de datos se realizó con programas elaborados por el Dr. Steven Roecker (Comte et al. (2019), material complementario). Los registros fueron procesados por el programa *Autopicker* con el fin de obtener los tiempos de llegada de las ondas P y S, para posteriormente, mediante el programa *Tomography*, realizar la inversión de los datos, obteniendo los hipocentros y las velocidades que tomaron las ondas sísmicas en distintos sectores.

4.2.1. *Autopicker*

Inicialmente se tienen dos incógnitas: el hipocentro y el tiempo origen de los sismos. Para generar automáticamente un catálogo de tiempos de llegada de las ondas de cuerpo e hipocentros, es necesario desarrollar el problema de forma directa (*forward*). Así, utilizando la teoría de rayos y comenzando de un modelo de velocidades 1D de capas planas, se obtienen las trayectorias de los rayos desde la fuente hacia las estaciones. La solución al problema directo fue llevada a cabo por el programa *Autopicker* que, en base a las trazas de las estaciones sísmológicas, identifica y compara fases de onda entre registros para una ventana temporal, usando filtros y refinando dichas detecciones para determinar si pueden ser asociadas a un sismo y así generar un catálogo de hipocentros (Comte et al. (2019), material complementario).

El algoritmo de *Autopicker* contiene un paquete de softwares desarrollados por el Dr. Steven Roecker designados como *Regressive Estimator (REST)*. Este, para la elaboración del catálogo de hipocentros, utiliza la aproximación autoregresiva de Pisarenko et al. (1987) y Kushnir et al. (1990), con el algoritmo de ventanas de Rawles and Thurber (2015).

Antes de identificar los primeros potenciales tiempos de llegada, se necesita definir una serie de parámetros relativos a las estaciones (nombre de la estación, su ubicación, tasa de muestreo y tipo de sismómetro), un espacio que contenga el área cubierta por la red de estaciones (para trabajar con una grilla tridimensional que contemple la latitud, longitud y profundidad) y un modelo inicial unidimensional de velocidades de ondas de cuerpo. Una vez definidos estos parámetros se procede a interpolar el modelo 1D de velocidades para la grilla 3D, obteniéndose un modelo tridimensional *a priori* de ondas de cuerpo.

La ubicación, nombre, sampleo y banda de respuesta del geófono para cada estación sísmológica, se adjuntan en Anexos (Tabla A.1). Los parámetros de la grilla tridimensional se muestran en la Figura 4.3.

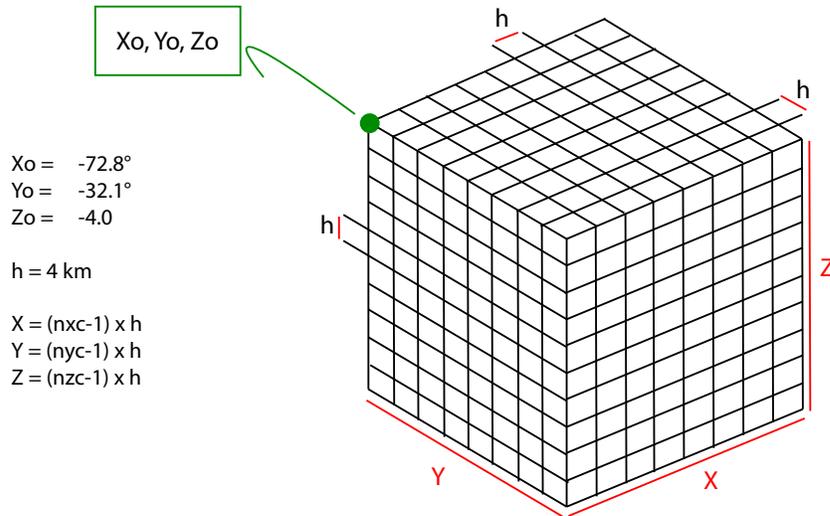


Figura 4.3: Parámetros de la grilla 3D. X_o , Y_o y Z_o (en km, siendo positivo hacia abajo) son el punto origen de la grilla, h corresponde al espacio entre vértices o nodos; n_{xc} , n_{yc} y n_{zc} corresponden al número de nodos en una línea para la longitud, latitud y profundidad respectivamente; X , Y , y Z corresponden a las dimensiones en kilómetros de la grilla.

La grilla 3D generada constó de 205350 nodos, cada uno espaciado por 4 km tanto en las dimensiones del plano horizontal, como en el vertical. La dimensión de la grilla fue de $292 \times 296 \times 144 \text{ km}^3$ con un número de 36 capas en profundidad.

El modelo 1D de velocidades empleado fue el obtenido por Comte et al. (2016) para el norte de Chile, el cual es graficado en la Figura 4.4.

Una vez generado el modelo 3D de velocidades a partir de mod.1d, se procede a utilizar el algoritmo de auto-picado de ondas. Así, a partir de las trazas sísmicas y el modelo 3D de velocidades, se identifican fases coherentes y se refinan de manera de determinar si dichas fases pueden asociarse a una localización razonable de un sismo. Este algoritmo posee 5 subrutinas principales, las cuales se explican a continuación:

- *gest_beta*: es el algoritmo de detección de potenciales tiempos de llegada. A la señal sísmica cruda (en formato SAC) para la componente vertical, en un intervalo temporal dado, se le aplica un filtro para posteriormente calcular su ruido de fondo (*background*) e ir comparando en ventanas temporales qué tan grande es la amplitud de la señal filtrada en relación a la del *background*; así cada *peak* de onda que cumpla cierta condición dada es interpretado como una detección de onda P.

Para el procesamiento de los datos de la presente tesis, se aplicó un filtro Bessel entre 1-30 Hz sobre la señal sísmica en formato SAC, para la componente vertical (SHZ); posteriormente la señal fue normalizada por la media y se consideraron *peaks* las amplitudes que fuesen como mínimo dos veces más grandes que dicha media. El ancho de

las ventanas temporales móviles fue de 420 segundos (al tratarse de señales sísmicas de una región activa), con una superposición entre ellas de 60 segundos por las fases que podrían haber en los bordes de estas ventanas. Todas las detecciones de potenciales tiempos de llegada de la onda P son guardadas en un único archivo de salida.

- `collect_event`: es el algoritmo que define cuando una detección corresponde a un sismo o no, a partir del archivo de salida de `gest_beta`. Se define un sismo si al comparar detecciones para un mismo intervalo temporal, se cumple con una mínima cantidad de detecciones dentro de ese intervalo, para distintas estaciones. Si una estación aparece más de una vez en el intervalo, se usa el criterio de considerar el peak de mayor amplitud o el que primero se detecta.

Para las primeras detecciones realizadas, se consideró que la condición necesaria para considerarlas un sismo es que al menos 10 segundos antes y/o después de una detección, existieran un mínimo de 3 detecciones en diferentes estaciones. Así, si por ejemplo hay una detección en un tiempo X, deberían existir 3 detecciones más en +/- 10 segundos a partir de dicha detección para considerar que representan un sismo. Para el caso en que se repitiera la misma estación, se consideró la detección más temprana.

El archivo de salida contiene la información de la fecha y hora a la que corresponden las detecciones consideradas un sismo, agrupadas por su intervalo temporal.

- `window_sac_beta`: utilizando al archivo de salida de la subrutina `collect_event`, los registros SAC para las 3 componentes (N, E, y Z) y la información de las estaciones, el algoritmo `window_sac_beta` crea carpetas para los registros que contienen sismos. Se definen criterios para el tamaño de la ventana temporal que se considerará para guardar los registros SAC y cuáles componentes de éstos se usarán, generándose carpetas donde cada una contiene una serie de tiempo, donde están contenidas las detecciones de onda P, para todas las estaciones.

Para los datos procesados se generaron carpetas con una ventana temporal igual para todas las estaciones y para las 3 componentes. La ventana para la serie temporal de los archivos SAC, consideró 20 segundos previos y 40 segundos posteriores a la primera detección.

- `runall_rest_beta`: es el algoritmo que el Dr. Steven Roecker actualiza a partir del paquete TomoFD (Roecker et al., 2006), donde refina iterativamente la estimación de tiempo de inicio, basado en Rawles and Thurber (2015), combinado con lo descrito por Pisarenko et al. (1987) y Kushnir et al. (1990). Esta subrutina consiste en, a partir de las carpetas anteriormente creadas, realizar 4 iteraciones para detectar fases de similar modo que con `gest_beta`, pero con una ventana temporal menos restrictiva y considerando la onda S. Así, partiendo con un primer filtro y una ventana temporal más espaciosa, se genera un archivo con las nuevas detecciones de onda P al que se le aplican subalgoritmos que localizan y generan archivos con el tiempo de llegada de las ondas, para posteriormente repetir el proceso con un tamaño de ventana menor, considerando esta vez un rango temporal para la detección de la onda S; proceso que se realiza dos

veces más para finalmente generar subcarpetas con los sismos detectados.

Para los filtros se usó un mínimo de fases permitidas de 4 para todas las iteraciones. Para la primera iteración se asignó un umbral de residual para el tiempo absoluto de 2 s y de 20% para el tiempo porcentual, y un umbral de desviación estándar de 10. Para la segunda y tercera iteración se utilizaron 1 s, 5% y 1.50 para el umbral de tiempo absoluto, porcentual y desviación estándar respectivamente. En la última y cuarta iteración, para dichos valores se asignó 1.2 s, 5% y 1.50. El criterio final para determinar si las localizaciones correspondían efectivamente a un sismo, fue que por cada localización dentro de una subcarpeta, debían existir 3 localizaciones más.

- `make_fdloc_data.csh`: en base al resultado final de `runall_rest_beta`, este algoritmo recopila las fases detectadas para cada sismo, generando 2 archivos: uno que contiene la información del hipocentro del sismo y sus respectivas fases detectadas, y otro que contiene solo la información de los hipocentros. Es en este punto del proceso en que se genera el catálogo de hipocentros.

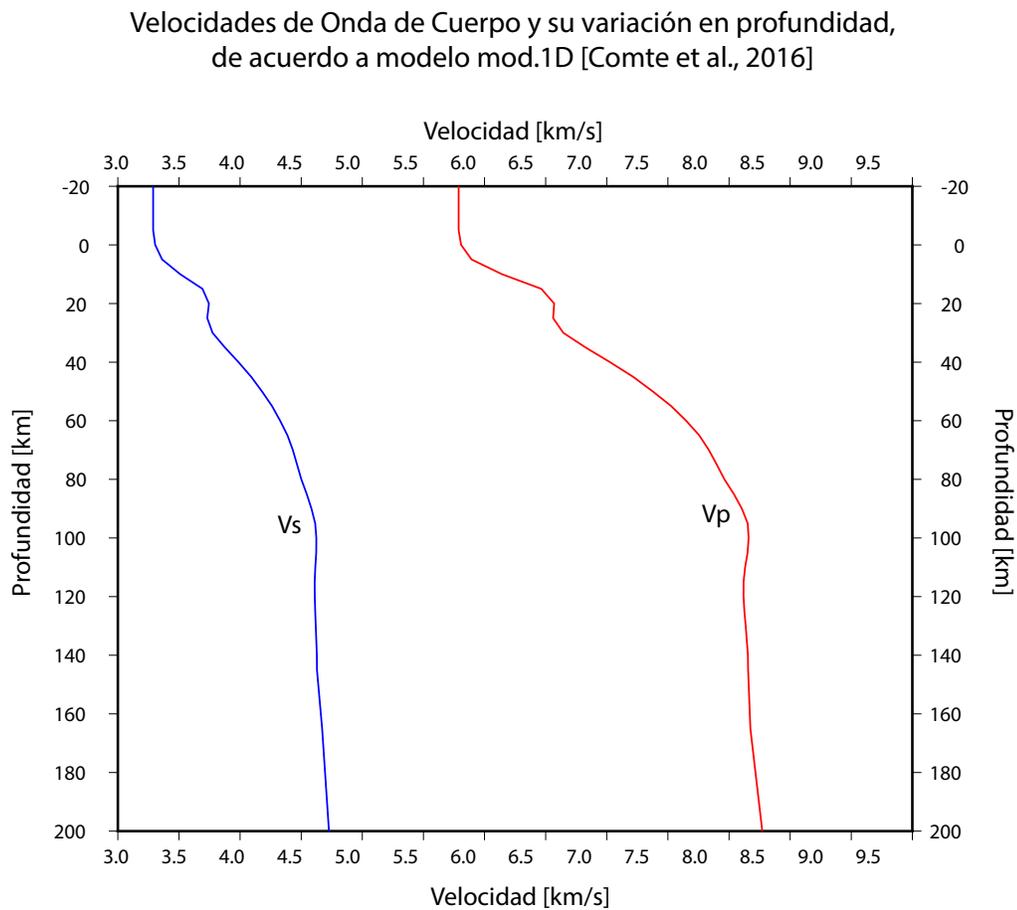


Figura 4.4: Modelo de velocidades unidimensional inicial (Comte et al., 2016). El modelo 1D corresponde a capas planas, cuyas variaciones en velocidad ocurren en profundidad. La velocidad en profundidad de la onda longitudinal (P) es representada por la línea de color rojo y la de la onda transversal (S), por la línea de color azul

Finalmente se obtuvieron 97619 tiempos de llegada de onda P y 52330 de onda S, de 10369 eventos registrados.

Con el catálogo de hipocentros y el modelo inicial de velocidades, se procede a resolver el problema del cálculo de las velocidades de las ondas de cuerpo mediante la inversión de estos datos y su refinamiento (minimizar el error entre los tiempos de llegada) con el algoritmo de *Tomography*.

4.2.2. *Tomography*

El programa que resuelve el problema inverso es *Tomography*, que utiliza el método de los mínimos cuadrados amortiguados para obtener los modelos 3D de las velocidades de P y S, su razón y la localización de los hipocentros.

Los pasos que realiza este programa son :

1. Se crea una grilla 3D dentro del volumen de la grilla definida para Autopicker
2. Se utilizan el modelo inicial de velocidades 1D y el catálogo de hipocentros obtenidos por *Autopicker* como *inputs* (10369 sismos detectados), interpolándose a la grilla para generar un modelo 3D de velocidades
3. Se generan tablas con la información de tiempo de viaje de las ondas para cada estación, de acuerdo al modelo 3D de velocidades
4. Se determinan parámetros hipocentrales para cada sismo
5. Se filtran los sismos de acuerdo a parámetros establecidos
6. Se generan derivadas de las lentitudes y derivadas de los hipocentros
7. Se generan las matrices para la inversión (G)
8. Se obtiene un nuevo modelo de velocidades mediante mínimos cuadrados amortiguados
9. Se verifican los criterios de convergencia a un mínimo error
10. Se vuelve a iterar comenzando como modelo de velocidades el último 3D creado y se pasa al punto 3

La grilla se elaboró con 137640 nodos, espaciados por 4 km en ambas direcciones horizontales y en la vertical. Se ingresaron distintos umbrales para la desviación máxima permitida y el mínimo número de fase permitido, un umbral de residual para el tiempo absoluto de 0.5 s y de 5 % para el tiempo porcentual.

Por *default* el valor para V_p/V_s fue de 1.757, el *damper* utilizado para la resolución del

problema mediante mínimos cuadrados fue de 20^1 y la ventana promedio móvil para crear un nuevo modelo suavizado² a partir de lo anterior, fue de 3 puntos para cada componente, suavizándose sólo 2 veces.

4.3. Elección de Modelo

En base a fases permitidas y rango de errores aceptado, los modelos mostraron diferentes mínimos locales. En la Tabla 4.1 se identifican distintas configuraciones utilizadas como *inputs* para la inversión.

N° Míni- mo de Fa- ses Permi- tidas	Máxima σ Permitida	N° Itera- ción	Variación Datos	σ	RMS	N° Obser- vaciones (sismos)
10	0.5	5	0.0148	0.1216	0.0891	633
10	0.5	9	0.0144	0.1199	0.0857	596
10	0.5	10	0.0142	0.1189	0.0850	596
10	0.5	11	0.0133	0.1155	0.0807	602
10	0.7	6	0.0296	0.1722	0.1196	750
10	0.7	7	0.0273	0.1651	0.1154	747
8	0.5	7	0.0163	0.1276	0.0911	759
8	0.5	11	0.0165	0.1285	0.0946	794
8	0.5	15	0.0163	0.1278	0.0933	801
8	0.7	4	0.0363	0.1905	0.1288	981
8	0.7	5	0.0376	0.1940	0.1309	967
8	0.7	6	0.0348	0.1865	0.1265	1039
6	0.5	4	0.0178	0.1335	0.0960	929
6	0.5	5	0.0180	0.1343	0.0974	974
6	0.5	6	0.0179	0.1337	0.0930	958

Tabla 4.1: Comparación de distintos parámetros para la elección de modelo final. σ corresponde a la desviación estándar. Los valores de variación son en comparación al modelo calculado en la iteración anterior, por lo tanto, si se evalúa con la mínima variación y ésta es resultado de la iteración n, el modelo final que se elige es el n-1.

El criterio de selección contempló una desviación estándar máxima para las iteraciones que generara una baja variación de los datos, una baja desviación estándar y un bajo RMS,

¹Este valor se asigna por ensayo-error, en base al promedio de la diagonal de las ecuaciones normalizadas. Si el *damp* es más pequeño que dicho valor, la amortiguación del modelo no tendrá un efecto marcado; en cambio, si el valor es muy grande la convergencia al modelo será mucho más lenta.

²La suavización es una técnica *a posteriori* con el objetivo de tener un modelo simple con el cual explicar las observaciones, básicamente consiste en pasar las perturbaciones por un filtro pasa bajo. Mientras mayor sea el largo de las ventanas de promedio móvil y las veces en que esta ventana pasa por el modelo, mayor será el suavizamiento del modelo. Como criterio se tomaron 3 elementos para cada componente, pasando la ventana sólo 2 veces, dado que los datos utilizados son de una red sísmológica bastante robusta y no es necesario un mayor suavizamiento.

pero que contemplara un número no tan bajo de observaciones (sismos) inicialmente³; por lo que además de una baja desviación estándar máxima permitida de 0.5, el número de fases permitidas finalmente seleccionado fue de 8.

Seleccionados los *inputs* para la inversión tomográfica, los mínimos valores de variación con respecto a los datos, desviación estándar y RMS se obtuvieron para la iteración n°7 en comparación a la iteración n°6. Así finalmente los resultados del modelo de velocidades que aparece en el capítulo Resultados corresponden al *output* de la iteración n°6.

4.4. Test de Resolución: *Checkerboard*

Algo fundamental para el análisis de los resultados de una tomografía sísmica, es corroborar la capacidad de los datos para resolver adecuadamente el modelo de velocidades de ondas de cuerpo, lo que se hace en base a un modelo hipotético o sintético. El procedimiento de robustez de la solución consiste en aplicar el esquema de inversión (utilizado para los datos reales) a datos sintéticos y evaluar la calidad con que se recupera la información del modelo sintético.

El término *checkerboard* o tablero de ajedrez hace referencia a la metodología con que se crea un modelo sintético, que consiste en perturbar positiva y negativamente un modelo de velocidades inicial. Para las pruebas de resolución del modelo final obtenido por la tomografía sísmica, se utilizó el algoritmo *checker* (desarrollado por el Dr. Steven Roecker) donde se usaron perturbaciones de $\pm 5\%$ intercaladas para cada bloque que compone la grilla a invertir (por ejemplo, si en una misma línea hay 5 bloques, el patrón de perturbación a los datos será 0; 5%; 0; -5%; 0).

El algoritmo esencialmente consiste en los siguientes pasos:

- Generar modelo 1D de velocidades (como puede ser uno modelo cualquiera, para la presente tesis se efectuó en base a los tiempos de llegada calculados por *Autopicker*)
- Perturbar el modelo de velocidades
- Generar nuevas tablas con los tiempos de viaje de la onda P y S, para las estaciones sismológicas
- Generar un catálogo de hipocentros sintéticos que será el *input* para la tomografía
- Realizar la inversión de los datos con la misma configuración que para los datos reales

La tomografía con los datos sintéticos se realizó con los mismos criterios que para los reales (desviación estándar máxima de 0.5, número de fases permitida de 08, *damp* de 20, *correlation length* de 3 puntos, suavizamiento de 2 veces), eligiéndose la iteración con menor RMS y menor variaciones en los datos.

³Mientras mayor el número de fases permitidas, menos sismos se consideran, pero se tiene una mejor definición y por ende un menor error.

Al realizar las inversiones para obtener un modelo realista y suave⁴, se aplicaron restricciones de suavizamiento a través de la ventana móvil o *correlation length*, la cual promediaba 3 puntos y posteriormente volvía a promediar 3 puntos sobre estos promedios; de esta manera no se tenían *correlation lengths* muy largos que hicieran un modelo demasiado suave y poco real, ni muy bajos (al pasar 2 veces) que hicieran un modelo demasiado irregular e irreal.

⁴A pesar de que el modelo inicial se linealiza iterativamente hasta que converja, los datos observados están ligados a incertezas o errores en las mediciones, siendo prácticamente imposible obtener un modelo fino. Frente a esta realidad, es necesario aplicar restricciones de suavizamiento bajo el criterio de que mientras más puntos toma el promedio móvil, más suave es el modelo, y por otra parte aplicar un factor de amortiguamiento o *damp* que controle la solución de la inversión al hacerla converger a un tiempo prudente sin generar grandes perturbaciones (un factor muy pequeño genera un modelo inestable; uno muy grande, tarda más en converger), que generen un modelo entre irregular y suave al que se le conoce como realista y suave.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Determinación de Hipocentros

En la Figura 5.1 se visualizan 103.69 hipocentros localizados por el algoritmo *Autopicker*, usados como dato de entrada para la inversión.

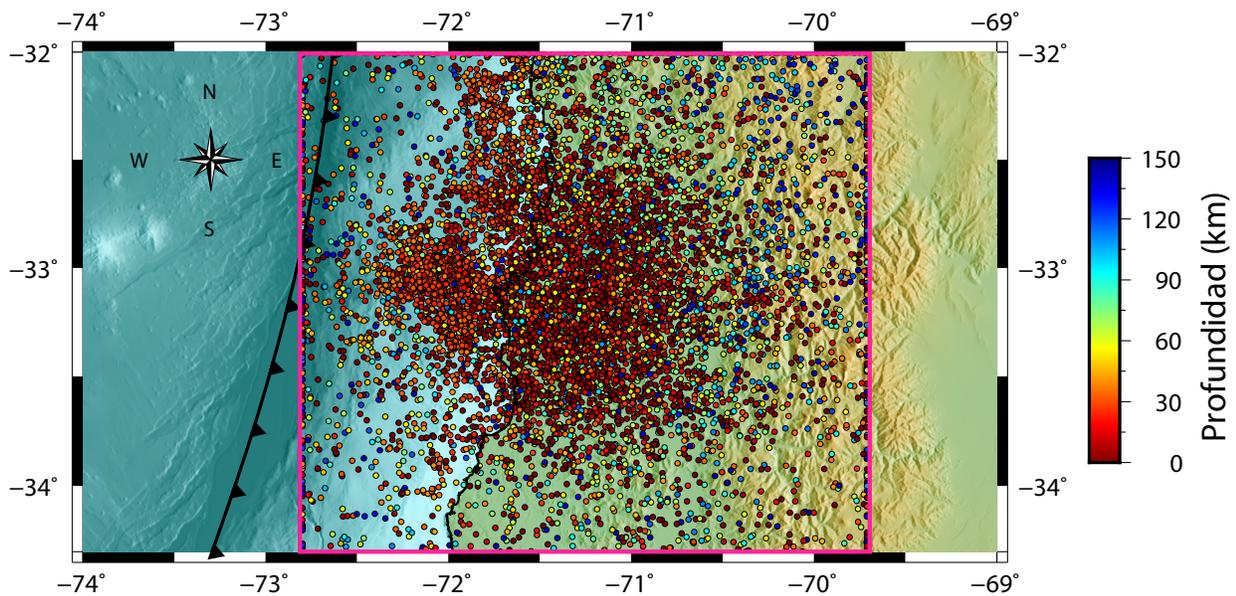


Figura 5.1: Hipocentros localizados por *Autopicker*. El cuadro rosa representa los límites en latitud y longitud para la grilla 3D definida para el algoritmo de inversión. La barra de colores indica la profundidad del hipocentro localizado.

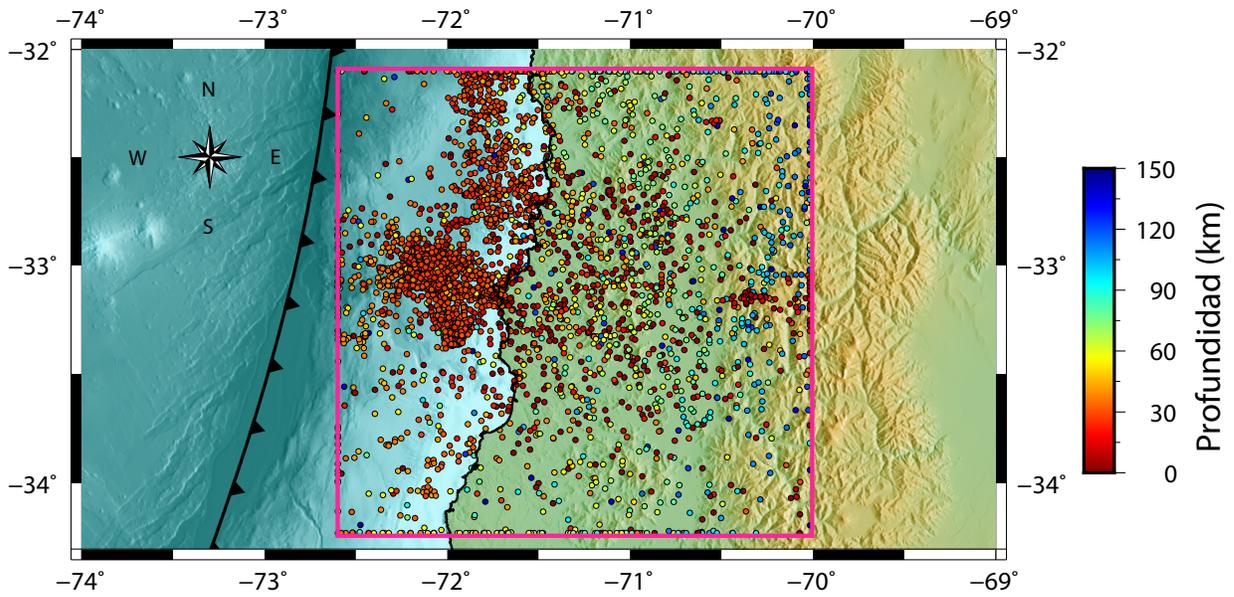


Figura 5.2: Hipocentros localizados por *Tomography*. El cuadro rosa representa los límites de la grilla 3D definida para el algoritmo para resolver el problema directo. La barra de colores indica la profundidad del hipocentro localizado.

En la Figura 5.2 se visualizan los 4.343 hipocentros relocados por el algoritmo de inversión *Tomography*.

Al realizar el procesamiento de datos con un modelo 1D de velocidades inicialmente e interpolarlo a la grilla 3D según los parámetros definidos, se restringe la localización para el área de estudio donde es posible realizar la inversión.

5.1.1. Localización por *Tomography* y modelo de *slab*

En la Figura 5.3, se visualiza la sismicidad relocalizada por el algoritmo de inversión junto al trazado de 3 perfiles verticales WE, a los -32.5° (I), -33° (II) y -33.5° (III), respectivamente. A modo de referencia, se grafica el modelo *slab2* de Hayes et al. (2018) sobre estos perfiles en profundidad (Figura 5.4).

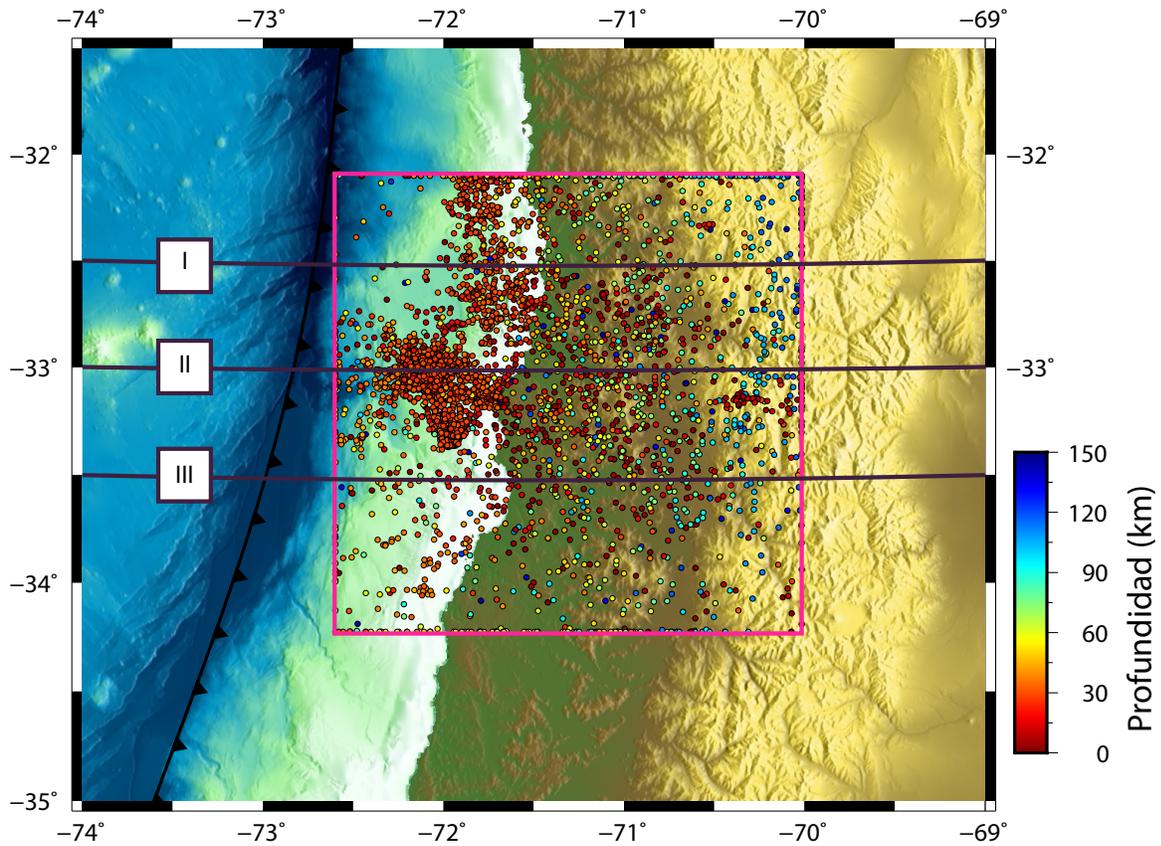


Figura 5.3: Vista en superficie de perfiles azimuth 90° y distribución de sismicidad. El área rosa corresponde a los límites espaciales (en latitud y longitud) para la inversión; los perfiles sobre los cuales se grafica el modelo *slab2* de Hayes et al. (2018) en la Figura 5.4 son identificados como I, II y III.

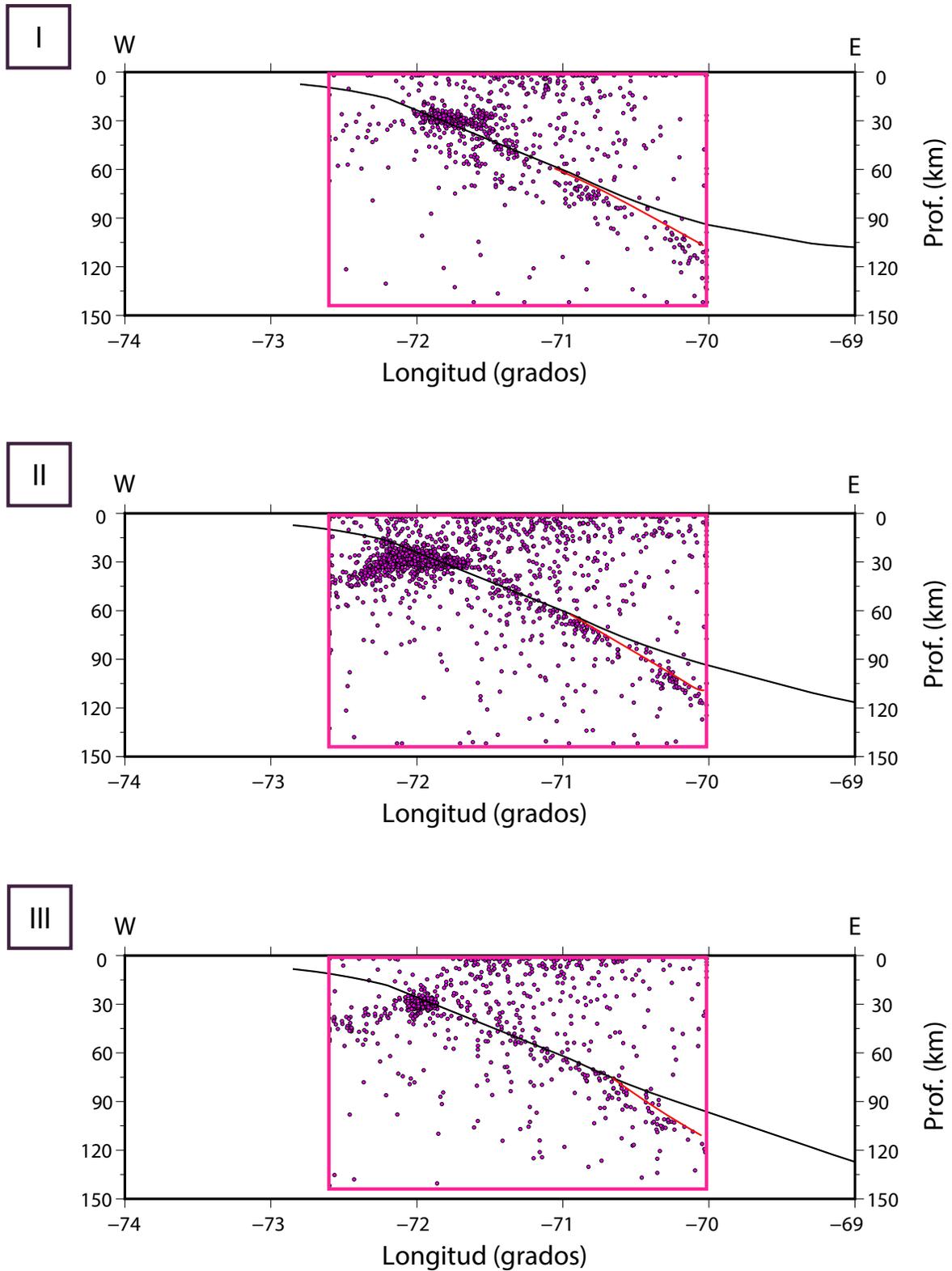


Figura 5.4: Distribución de sismicidad y comparación con modelo de *slab* en perfiles verticales de azimut 90° . La línea negra continua que sobrepasa el cuadro rosa (límites del área inversión en profundidad y longitud) corresponde al límite superior de la placa oceánica que subducta (el *slab*), de acuerdo al modelo desarrollado por Hayes et al. (2018). La línea roja sobre los perfiles representa al segmento propuesto para la continuidad del *slab* en profundidad, de acuerdo a la relocalización de sismos por *Tomography*.

En la Figura 5.4 se observa que la sismicidad del perfil I, a partir de los ca. 71°W y a unos 60 km de profundidad, no se distribuye conforme al modelo de *slab* de Hayes et al. (2018). Para esta latitud el modelo *slab2* reconoce la existencia de la subducción plana, la cual se evidencia en la pendiente suavizada de la línea negra, cerca de los 69°W a ca. 100 km de profundidad; en cambio, la distribución de sismicidad para el perfil I continua con una pendiente pronunciada y a los 70°W llega a los ca. 120 km de profundidad.

Para el perfil II, que representa la transición desde la subducción plana a una normal, el modelo *slab2* cambia su pendiente y al situarse a ca. 69°W llega cerca de los 120 km de profundidad; sin embargo, al igual que para el perfil I, la distribución de sismicidad señala una mayor pendiente en la loza oceánica situando ésta a unos 120 km de profundidad para los 70°W .

En el perfil III, la pendiente de acuerdo al modelo de Hayes et al. (2018) es más pronunciada, concordando con la normalización de la geometría del *slab*. Para este perfil, el modelo a los 69°W llega cerca de los 130 km de profundidad, pero de igual modo que en los perfiles I y II, los sismos se distribuyen en una mayor pendiente que alcanza los 120 km a los 70°W .

Las diferencias en las pendientes de *slab* del modelo de Hayes et al. (2018) y la línea sugerida como continuidad (en rojo), se podrían deber fundamentalmente al número de sismos empleados, las distintas aproximaciones realizadas y la cobertura espacial de la red de estaciones. El modelo *slab2* para la zona de sudamérica utiliza 1.370 sismos distribuidos a lo largo de su margen occidental, siendo el número total de sismos localizados por *Tomography* cerca de 3 veces dicha cantidad (4.343) los cuales sólo se distribuyen en Chile central. Por otra parte, una fuente de error en las relocalizaciones cercanas a los límites espaciales definidos para el algoritmo de inversión es que la red de estaciones sismológicas no posee cobertura costa afuera ni más al Este de la Cordillera de la Costa, por lo que la distribución de sismos entre las longitudes 72.5° y 72° , junto con los 70.5°W y los 70.5°W , podrían no ser las más exactas. Sin embargo, considerando que mejores aproximaciones se obtienen con una mayor densidad de datos, se propone realizar un reajuste al modelo de *slab* para el área contemplando los datos de la presente tesis.

5.2. Resultados de Resolución

Los resultados del test de resolución dan cuenta que la calidad de resolución del modelo varía de acuerdo a la densidad de rayos, por lo que a diferentes profundidades hay zonas con más resolución que otras a la misma longitud y/o latitud. Así, en niveles más superficiales (Figuras 5.5 y 5.6, a 10 km y 14 km de profundidad respectivamente, a partir del cero definido para la grilla situado 4 km sobre el nivel del mar) la zona con mejor cobertura está entre las latitudes -32.6° y -33.6° , y las longitudes -71.8° y los -70.8° .

A medida que se desciende a niveles medios (alrededor de unos 30 km) el modelo sintético no recupera con la misma calidad las perturbaciones como a los niveles más superficiales; sin embargo, se puede apreciar en la Figura 5.7, a 34 km, que la zona de mejor resolución sigue siendo la misma que para la corteza superior. Al observar la Figura 5.8, referente a los 42 km de profundidad de la grilla, la calidad de la recuperación de datos es mejor que a los 30 km, extendiéndose hacia el Oeste.

Al observar los resultados de la prueba de resolución para profundidades mayores, se observa que a los 58 km de profundidad (Figura 5.9) el área con mejor densidad de rayos se restringe en comparación a la resolución de la Figura 5.8, situándose esta hacia el oriente, entre las latitudes 32.75°S y 33.38°S y las longitudes 71.25°W y 70.5°W .

A los 66 km de profundidad, el área con mejor densidad de datos se restringe a una zona menos uniforme, tomando principalmente una columna entre los -32.8° y los -33.8° de latitud, contenida entre los -71° y los -70.75° de longitud.

Los resultados del *checkerboard* dan cuenta que la resolución de la tomografía es mejor entre los primeros 10 km a 42 km aproximadamente, lo cual estaría ligado consecuentemente con la mayor localización de sismos por el algoritmo de *Autopicker* en ese tramo de profundidades (0-50 km).

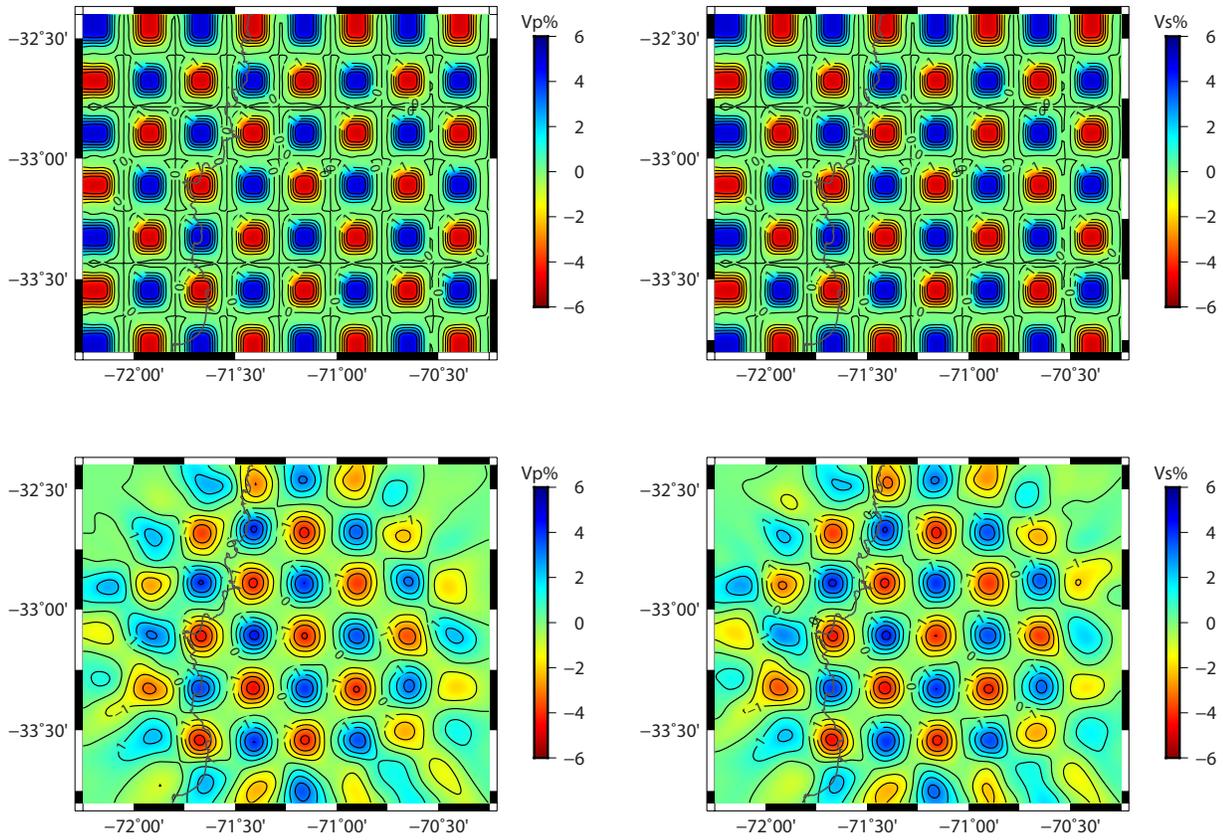


Figura 5.5: Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 10 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

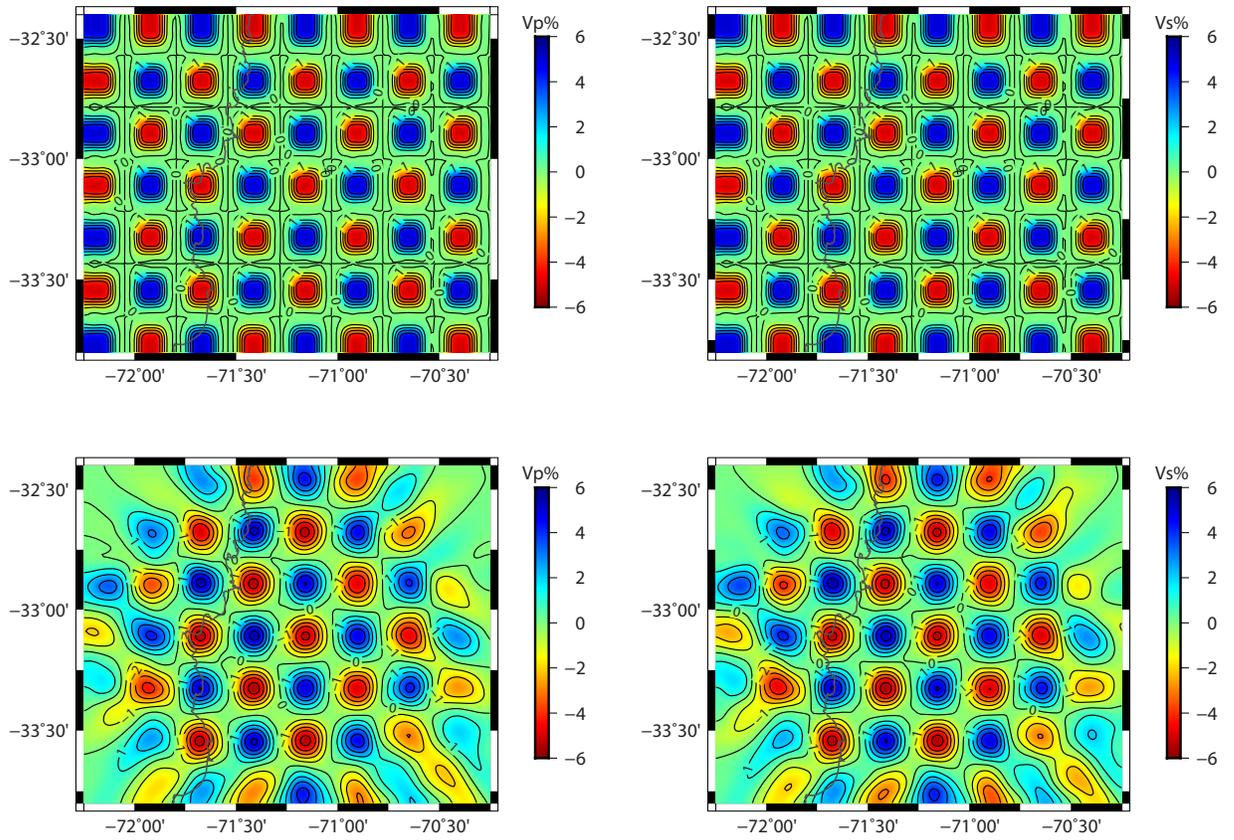


Figura 5.6: Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 14 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

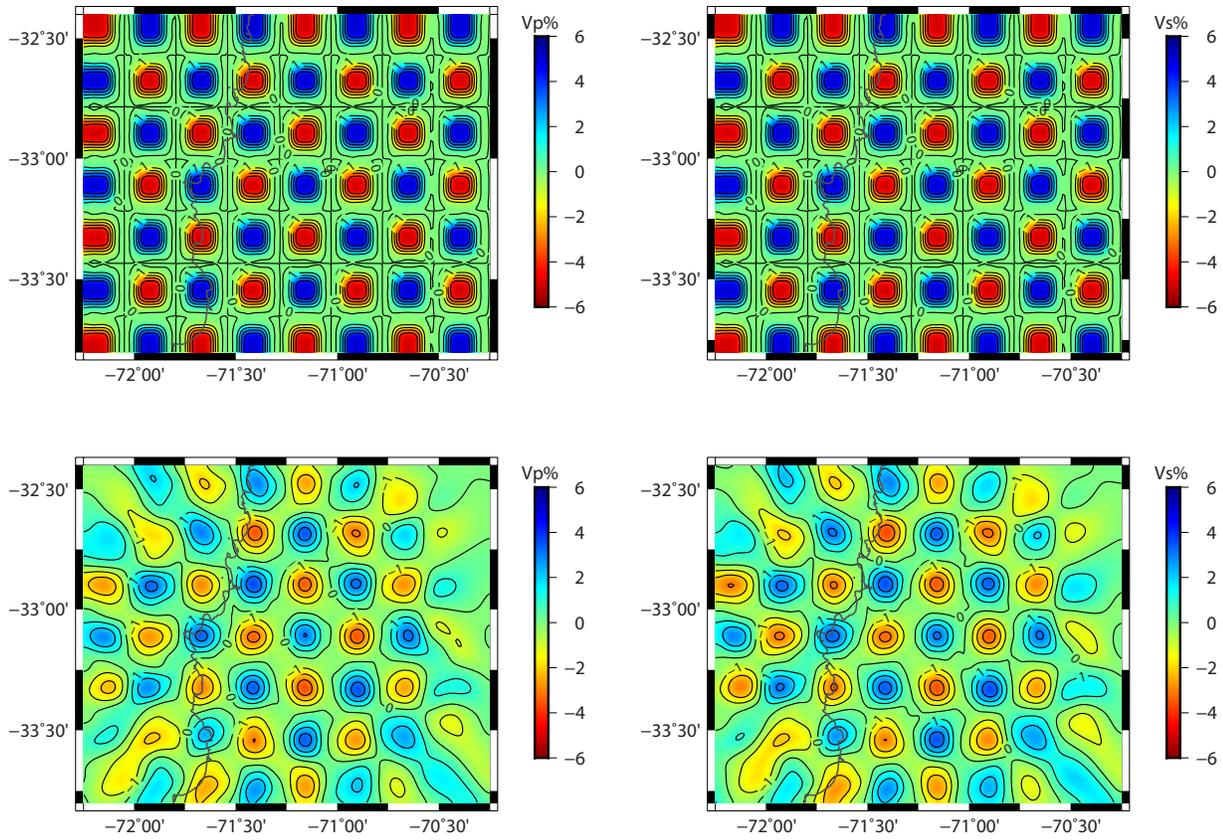


Figura 5.7: Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 34 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

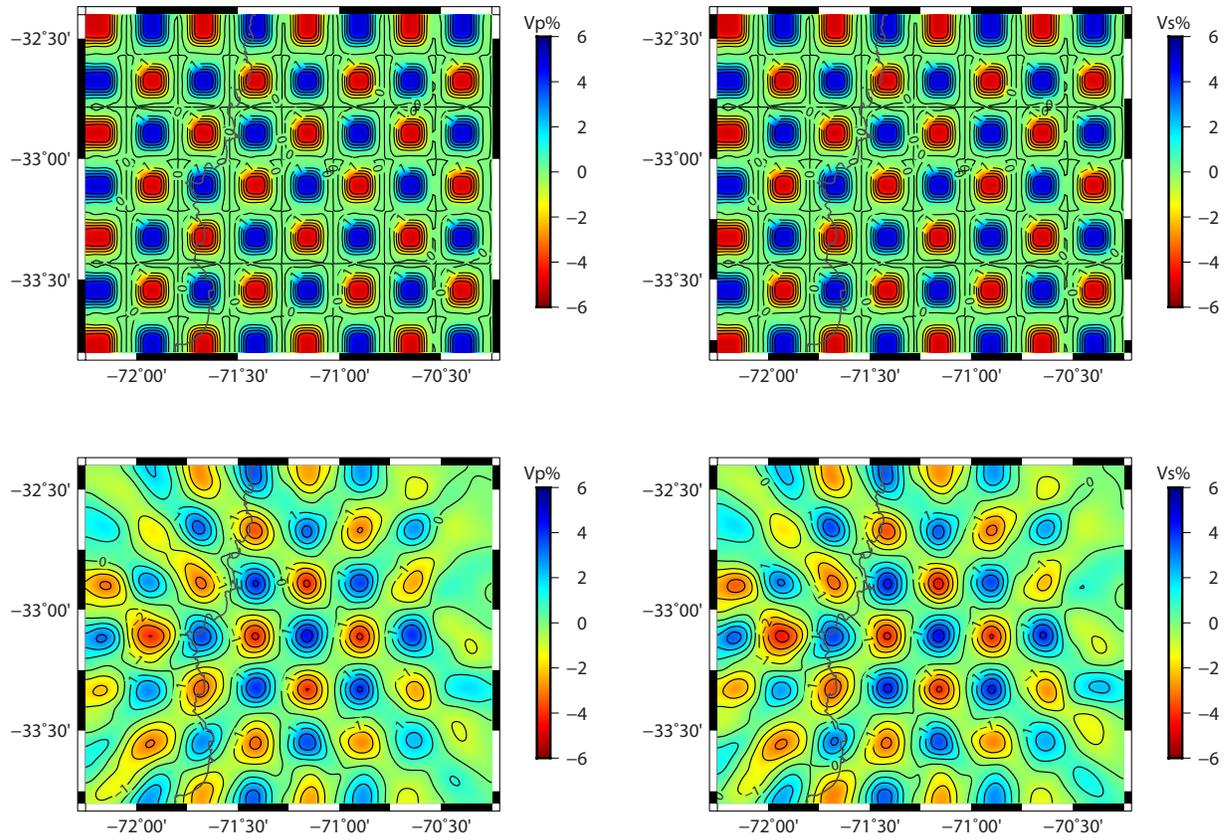


Figura 5.8: Comparación modelo sintético Inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 42 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

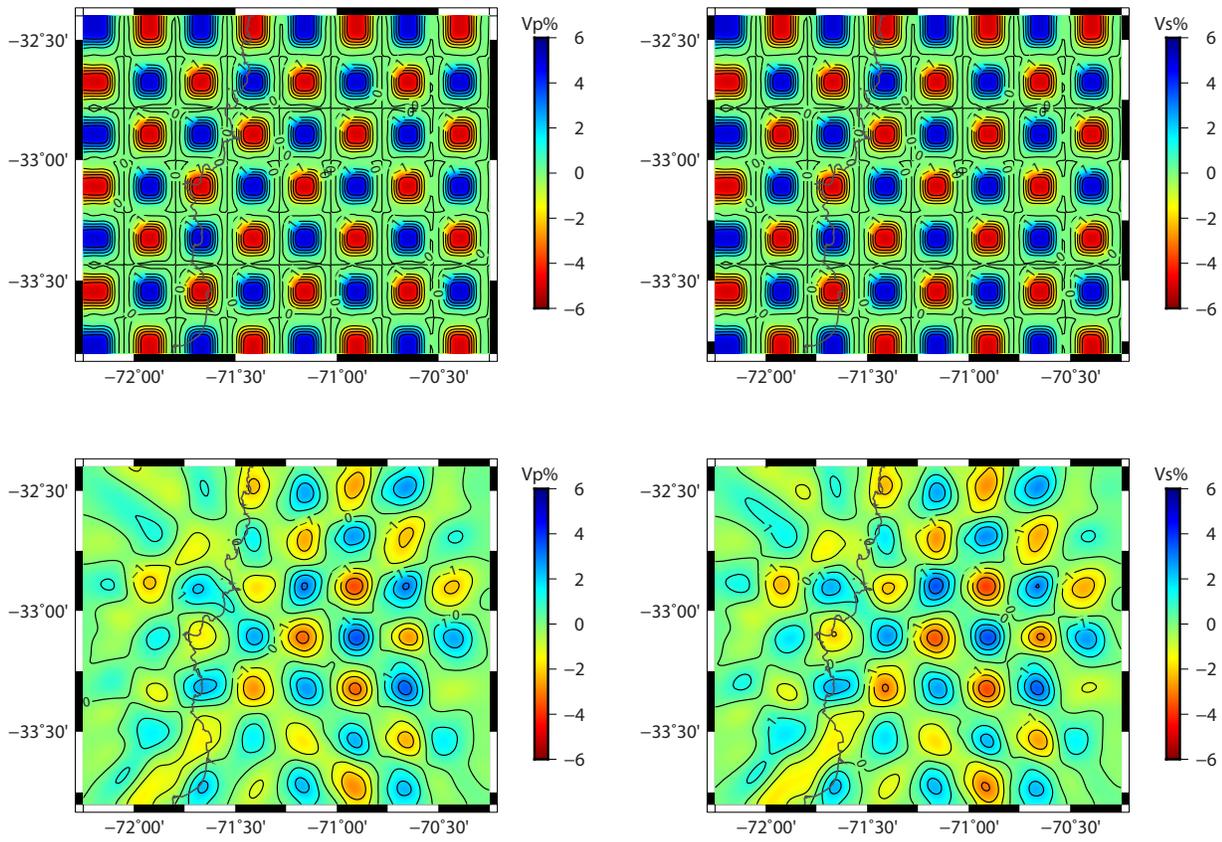


Figura 5.9: Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 58 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

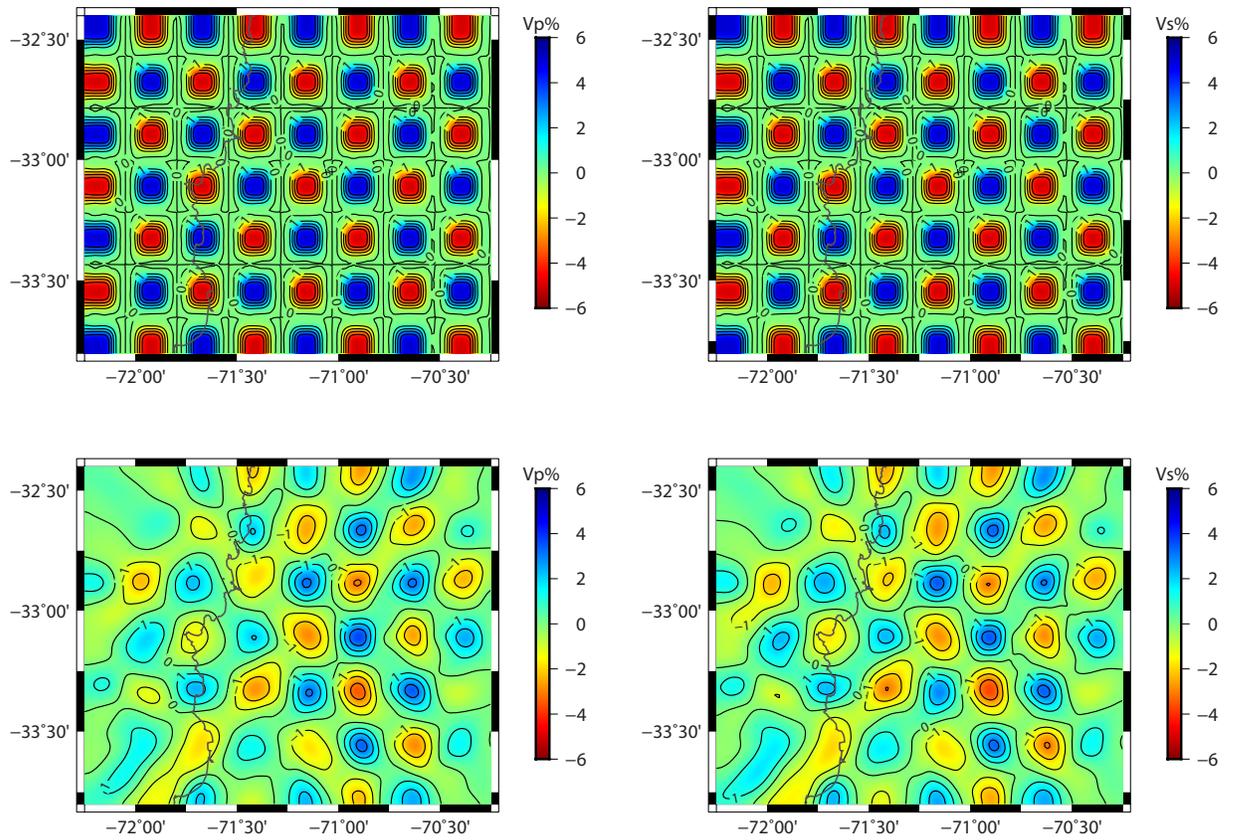


Figura 5.10: Comparación modelo sintético inicial (fila superior) con el recuperado por la inversión (fila inferior). Vista en planta a 66 km de profundidad para variaciones porcentuales de V_p y V_s .

5.3. Modelo 3D de velocidades

En esta sección, se presentan los resultados del modelo 3D de velocidades de onda de cuerpo visualizados en perfiles verticales y vistas en planta, con el fin de correlacionar anomalías de velocidades con estructuras geológicas a distintas profundidades y orientaciones.

En primer lugar (subsección 5.3.1), se abordan los resultados del modelo a partir de perfiles verticales de orientación W-E que tienen como objetivo caracterizar distintas zonas de la litósfera continental y la litósfera oceánica en subducción, junto a visualizar y relacionar anomalías de velocidades con estructuras de orientación N-S. Posteriormente se presentan perfiles de vistas en planta a distintas profundidades (subsección 5.3.2), con el objeto de correlacionar a niveles superficiales las anomalías de velocidades con contactos litológicos y sistemas de fallas, y a niveles más profundos (alrededor de 30 a 60 km de profundidad) localizar similitudes en la distribución de anomalías de velocidad y correlacionarlas con la tectónica y sus procesos a una misma profundidad. La última subsección (subsección 5.3.3) consiste en los resultados visualizados en perfiles verticales de azimut 135° , realizados con el fin de correlacionar las anomalías con estructuras geológicas de orientación NW.

A continuación, se presenta la Figura 5.11, la cual representa el mapa del área de estudio que se utilizará para el análisis de correlación de los resultados del modelo 3D de velocidades con las estructuras geológicas.

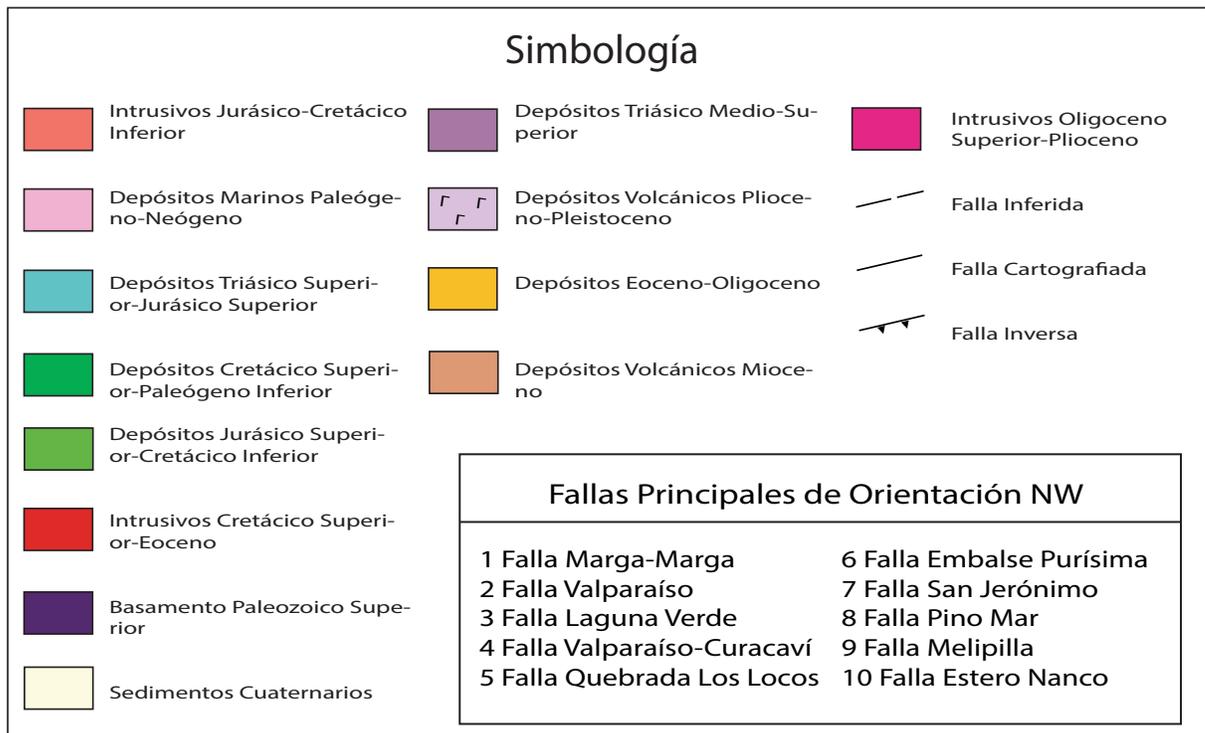
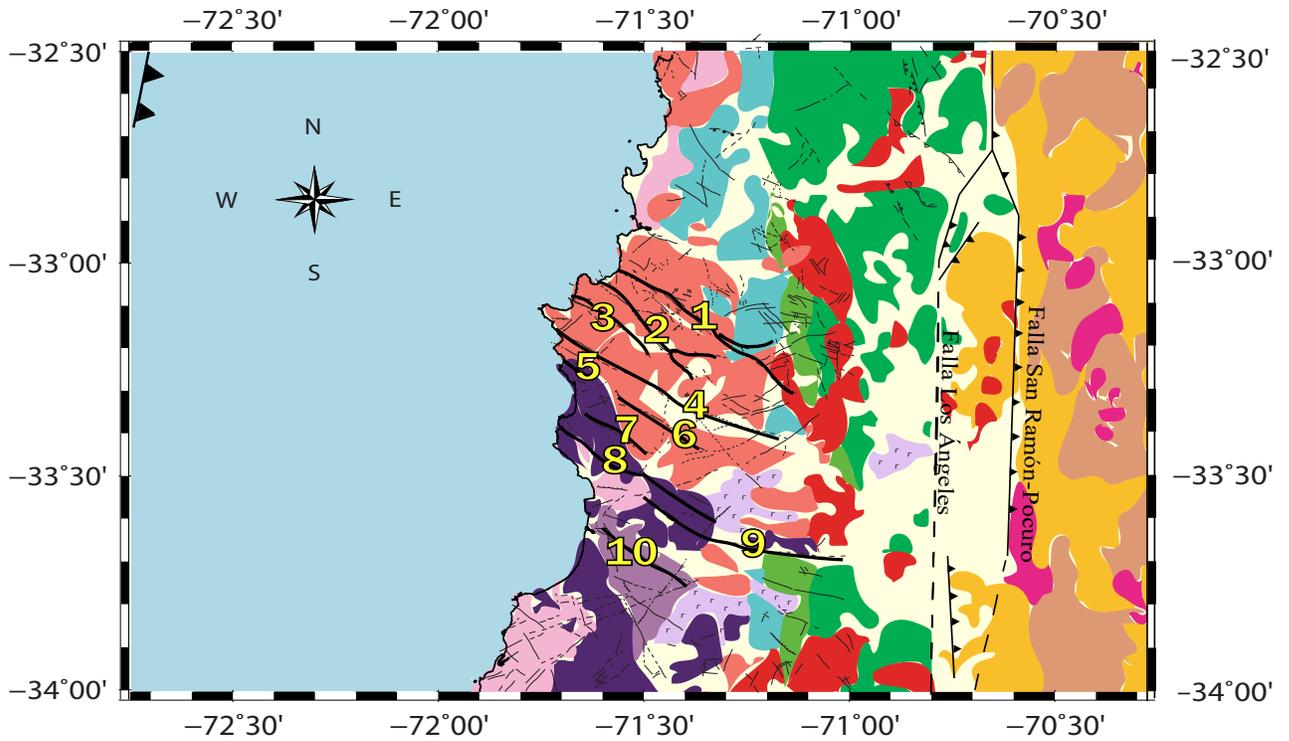


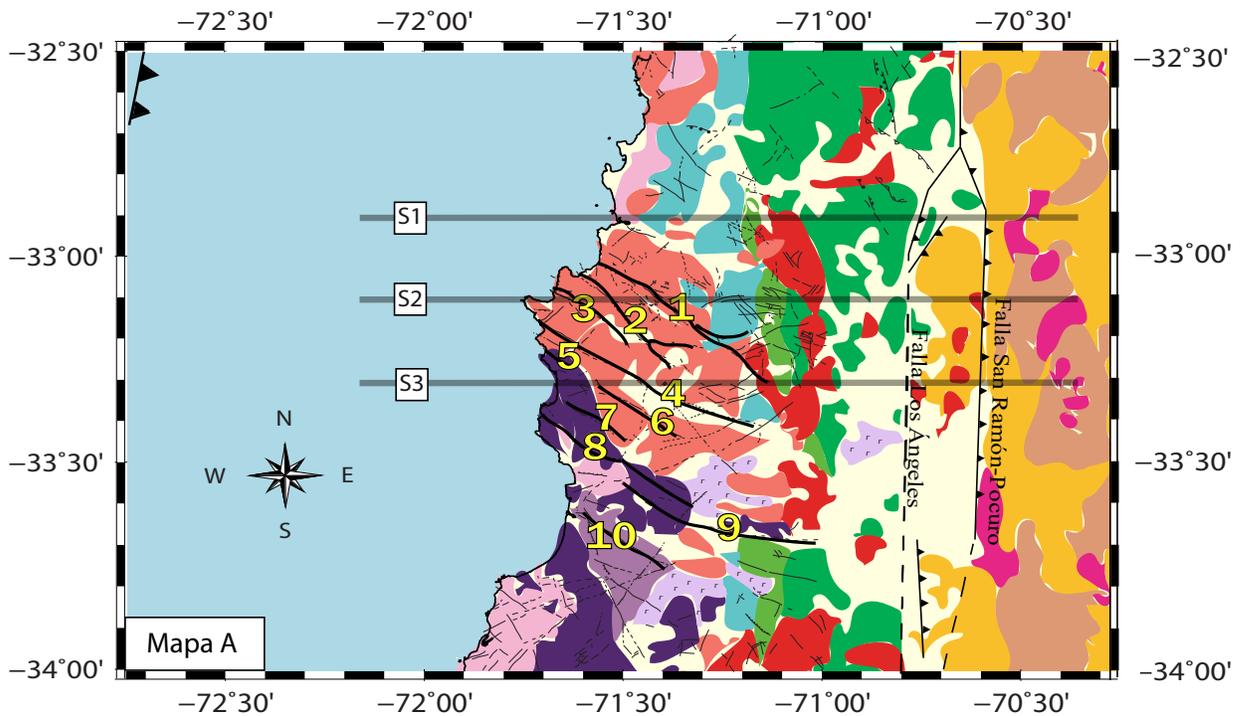
Figura 5.11: Mapa geológico del área de estudio con fallas presentes en la Cordillera de la Costa Occidental y fallas en la zona de Depresión Central-Cordillera Principal Occidental (fallas Los Ángeles y San Ramón-Pocuro). Adaptado de Farías Thiers (2007), Sabaj (2008) y Charrier et al. (2015)

5.3.1. Perfiles Verticales WE

Para caracterizar tectónicamente el modelo de velocidades, inicialmente se identifican indicadores de las zonas del *slab* y del manto litosférico serpentizado (sobre el cuál se traza el Moho a priori), de modo que se realizaron 3 perfiles WE verticales equiespaciados por 20 km, de 180 km de largo (Figura 5.12) , en los cuales se visualizan las estructuras mayores referentes a la zona de subducción. Estos perfiles se sitúan a los -32.9° , -33.1° y -33.3° , identificados como S1, S2 y S3 respectivamente.

Para identificar el *slab* y la ubicación a priori del Moho en la placa continental, se observaron los modelos de velocidades de onda P y S, junto con sus variaciones porcentuales. Posteriormente, las observaciones se complementaron con el modelo de razón V_p/V_s para un mejor ajuste. A todos estos modelos se les graficó el modelo de *slab2* como referencia para el *slab*, el cual se modificó adecuándose con los resultados (para visualizar los perfiles sin la caracterización, ir a Anexos, Figuras B.1, B.2 y B.3).

Posterior a la identificación y caracterización del *slab* y de la cuña del manto serpentizado, los 3 perfiles son utilizados para complementar la información de las estructuras relacionadas al proceso de subducción y caracterizar otras estructuras con rumbo N-S, analizando los modelos de variación porcentual de las velocidades de las ondas P y S, junto al modelo de razón V_p/V_s .



Simbología	
Intrusivos Jurásico-Cretácico Inferior	Depósitos Triásico Medio-Superior
Depósitos Marinos Paleógeno-Pleistoceno	Depósitos Volcánicos Plioceno-Pleistoceno
Depósitos Triásico Superior-Jurásico Superior	Depósitos Eoceno-Oligoceno
Depósitos Cretácico Superior-Paleógeno Inferior	Depósitos Volcánicos Mioceno
Depósitos Jurásico Superior-Cretácico Inferior	Intrusivos Oligoceno Superior-Plioceno
Intrusivos Cretácico Superior-Eoceno	Falla Inferida
Basamento Paleozoico Superior	Falla Cartografiada
Sedimentos Cuaternarios	Falla Inversa
Fallas Principales de Orientación NW	
1 Falla Marga-Marga	6 Falla Embalse Purísima
2 Falla Valparaíso	7 Falla San Jerónimo
3 Falla Laguna Verde	8 Falla Pino Mar
4 Falla Valparaíso-Curacaví	9 Falla Melipilla
5 Falla Quebrada Los Locos	10 Falla Estero Nanco

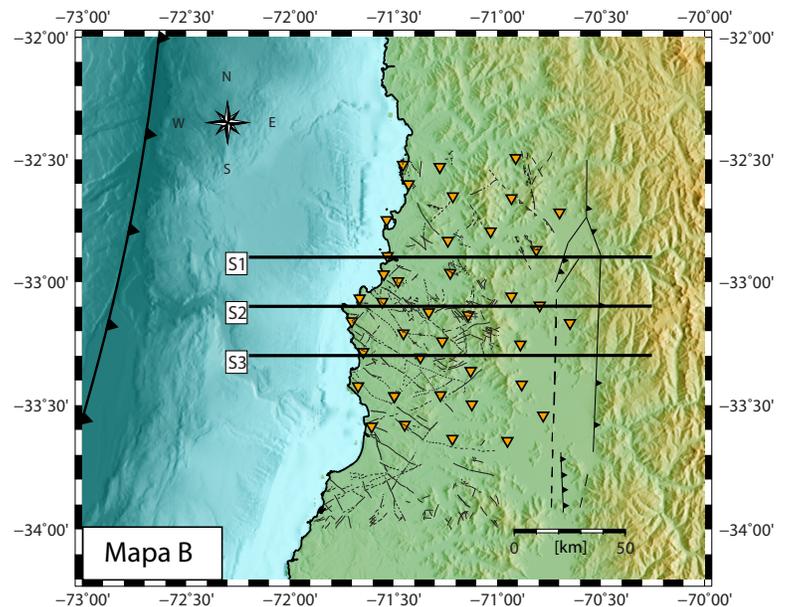


Figura 5.12: Mapas que indican la posición de los tres perfiles EW (S1, S2, y S3). Mapa A representa el mapa geológico con las fallas NW, donde se proyectan las secciones S1, S2 y S3. En Mapa B se visualizan los 3 perfiles sobre el mapa del área de estudio con su relieve, las fallas en la Costa Occidental (Rivano et al., 1993; Gana et al., 1996; de Geología y Minería et al., 1996) y las fallas entre la Depresión Central y la Cordillera Principal Occidental (Farías Thiers, 2007; Charrier et al., 2015), junto a la línea referente a la fosa, señalada con la simbología de falla inversa en el océano.

Perfil S1

El perfil S1 se orienta de Oeste a Este, intersectando al continente a unos 60 km desde su comienzo. Este perfil atraviesa las siguientes fallas:

- Falla de orientación NNW-SSE, en depósitos cretácicos-paleógenos, a unos 90-100 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Los Ángeles, a unos 130 km desde el comienzo del perfil.
- Falla San Ramón-Pocuro, a unos 160 km desde el comienzo del perfil.

Para delimitar la zona que podría corresponder al *slab* y al manto litosférico serpentizado, se analizaron los cambios en las velocidades y la distribución de la sismicidad, identificándose el límite corteza-manto serpentizado (Moho) de acuerdo a los parámetros evidenciados por Bostock et al. (2002) y Hyndman and Peacock (2003), los cuales caracterizan a un manto serpentizado a partir de una disminución en las velocidades de ondas de cuerpo. Estas primeras identificaciones de los límites de las estructuras fueron superpuestas en los perfiles de las variaciones porcentuales de velocidad como trazos de color rosa y rojo para el *slab* y el Moho respectivamente (ver Figura 5.13).

Los trazos anteriormente mencionados para el *slab* y el Moho, se ubican estas en el modelo de velocidades de acuerdo con su relación V_p/V_s para el perfil S1, siendo el Moho levemente reajustado en base a la observación de las variaciones en la razón V_p/V_s al comenzar el manto serpentizado (razón V_p/V_s que aumenta, de acuerdo a Bostock et al. (2002) y Hyndman and Peacock (2003)). La traza para el *slab* y el Moho finalmente se visualiza en negro sobre el modelo de velocidades de acuerdo con sus valores de V_p/V_s (Figura 5.14).

En la Figura 5.14, se identifican las anomalías para la sección S1 en el modelo de velocidad según las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo, sobreponiéndose estas en el modelo de razón V_p/V_s . Sobre este último, se identifican áreas de aumentos y disminuciones en la relación V_p/V_s bordeadas de amarillo y azul respectivamente (siendo 1.75 el valor de referencia para caracterizar el aumento o disminución), las cuales serán analizadas en relación con el comportamiento de las anomalías identificadas para $V_p\%$ y $V_s\%$.

Para el análisis detallado, la caracterización de las anomalías se efectúa de acuerdo a su localización en la zona interpretada como corteza continental (Figura 5.15), manto litosférico (Figura 5.16) y litósfera oceánica (Figura 5.17). En las imágenes, los hipocentros localizados por la inversión se visualizan como pequeños círculos blancos de borde negro.

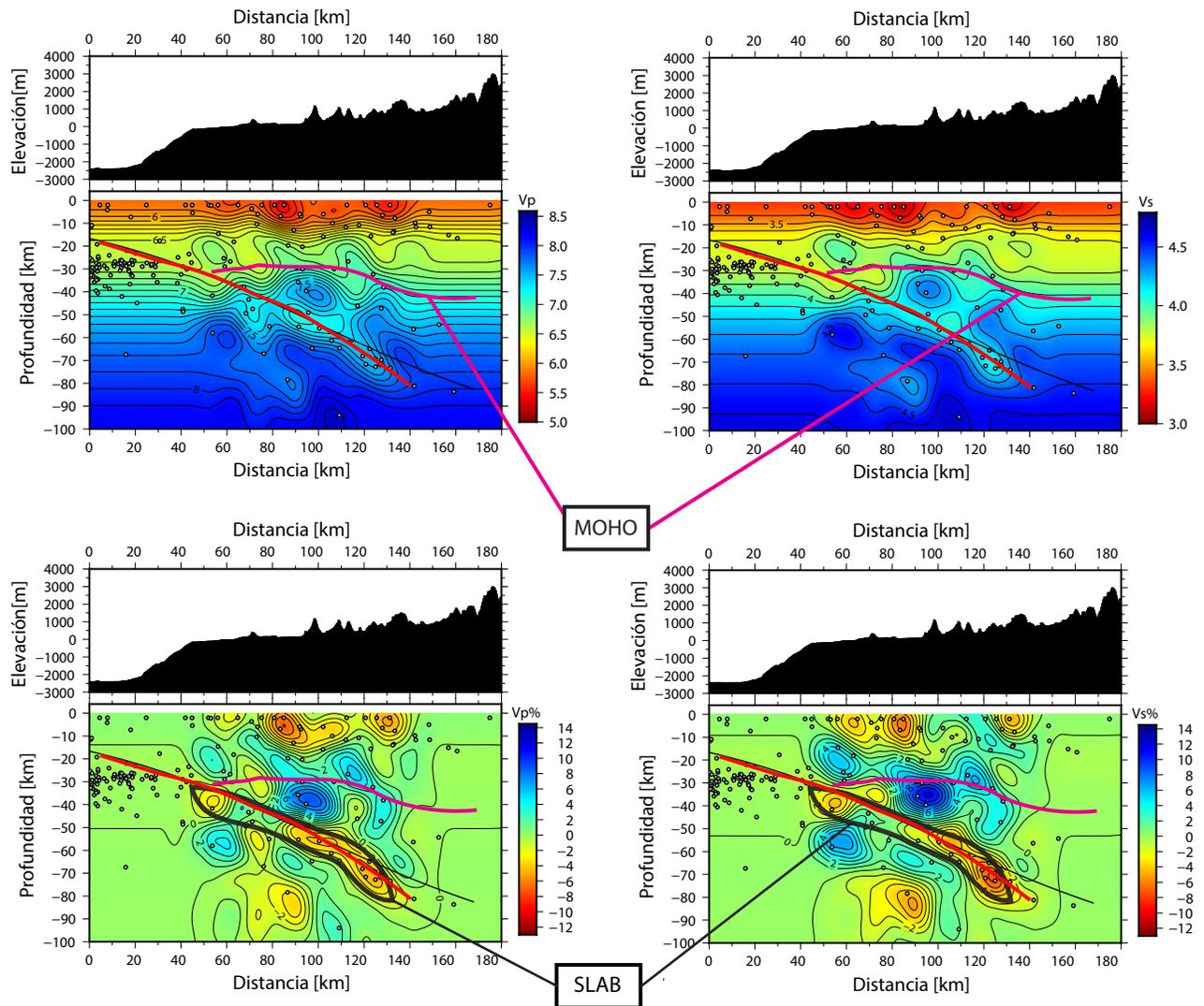


Figura 5.13: Perfil S1. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el *slab* y el Moho. La línea negra continua representa el modelo *slab2*, la línea roja es el *slab* interpretado de acuerdo a la sismicidad y los modelos de velocidad absoluta, la línea rosa corresponde a la primera propuesta de la discontinuidad de Mohorovic de acuerdo a los modelos de velocidad absoluta. En los perfiles de los modelos de variación porcentual de velocidades, se identifica el *slab* bordeado por una línea negra.

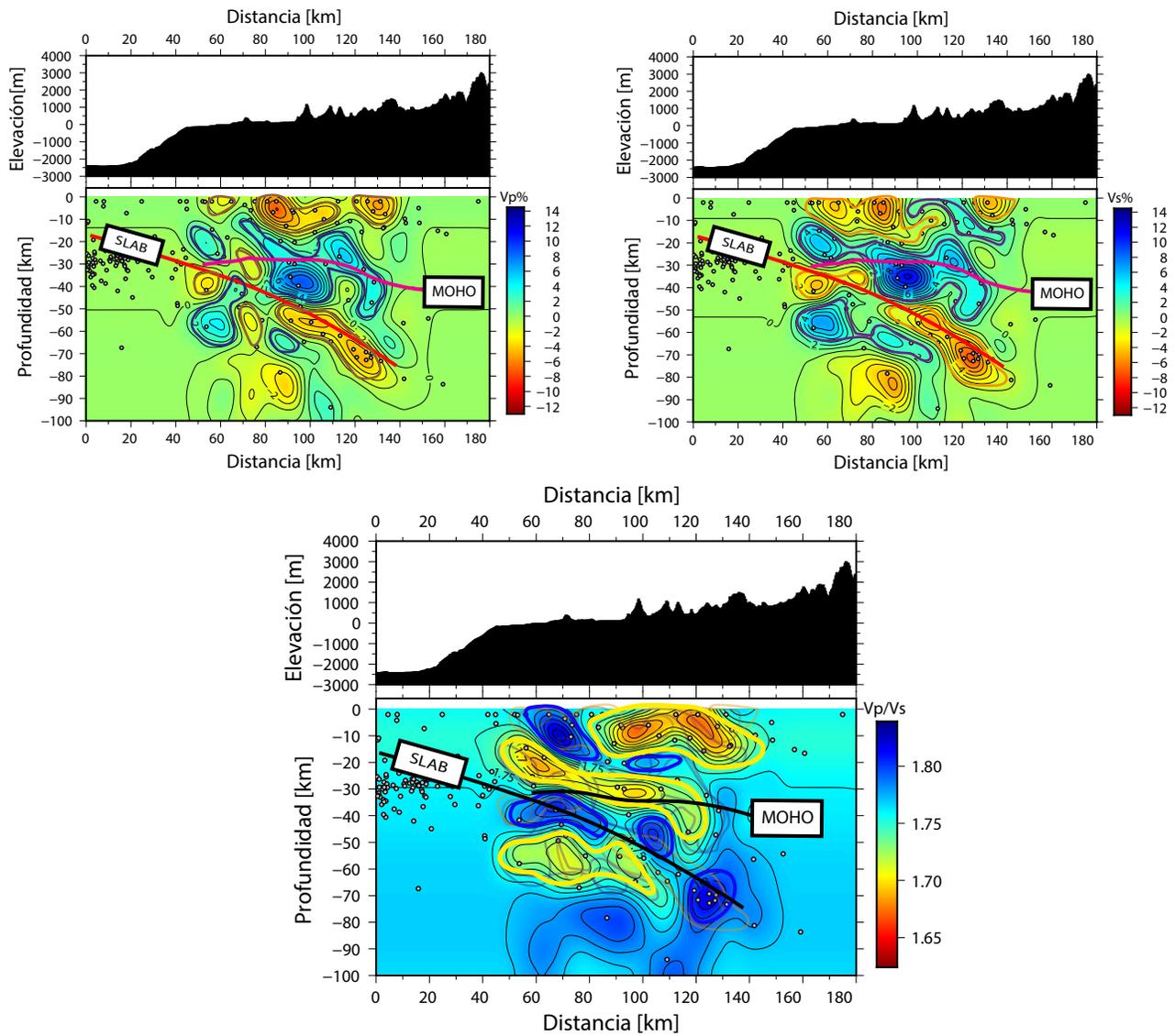


Figura 5.14: Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para el perfil S1, con el *slab* y Moho propuestos. . Las áreas demarcadas con púrpura y azul en cada imagen representan aumentos en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s , las áreas de color anaranjado y amarillo representan disminuciones en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s .

S1: ANOMALÍAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL

En la Figura 5.15 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro de la corteza continental, las cuales se nombran desde la A a la D.

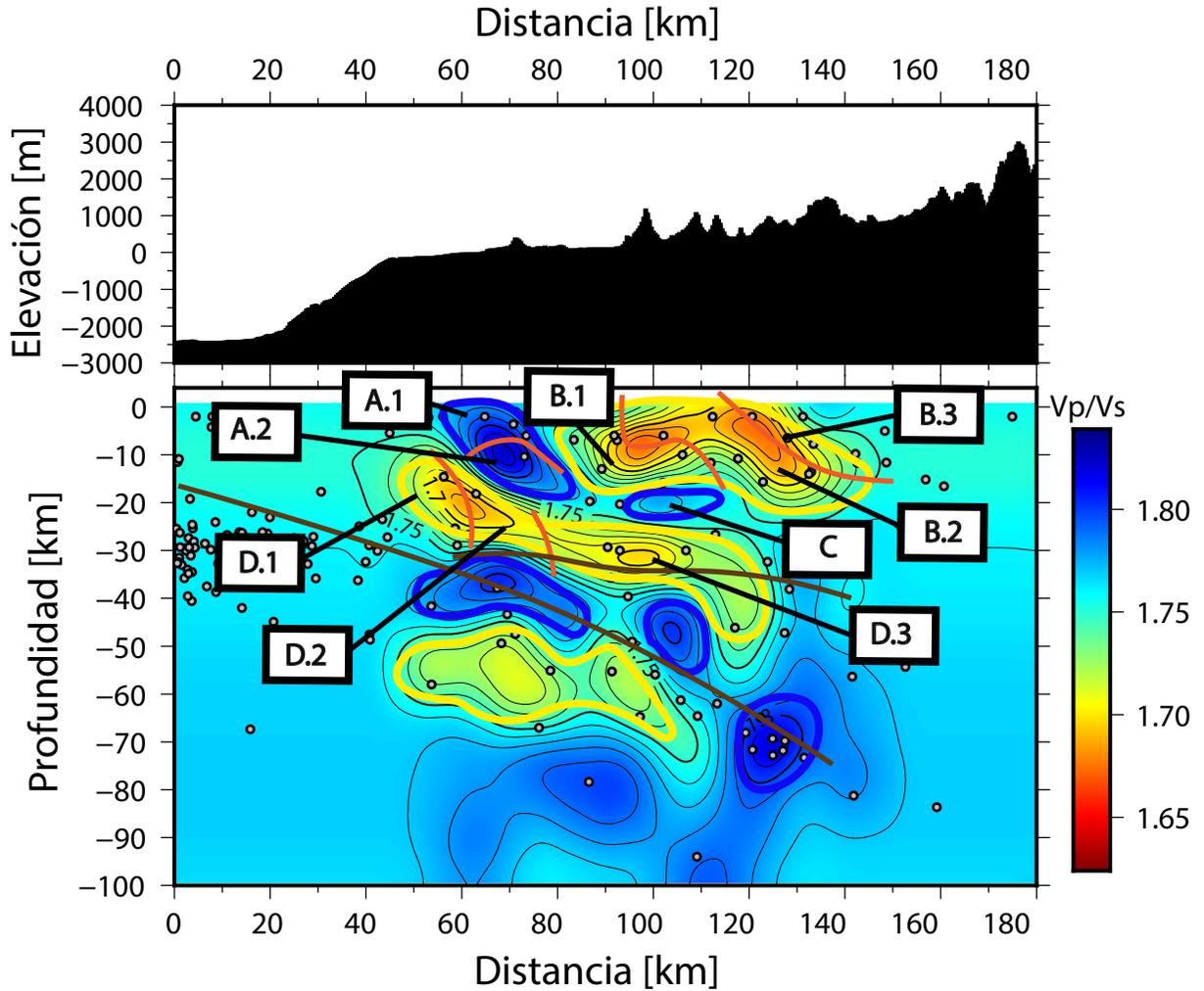


Figura 5.15: Anomalías en corteza continental, perfil S1. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía A: se sitúa entre unos 50 a 90 km horizontales desde el comienzo del perfil, a una profundidad de 20 km. Esta anomalía presenta dos comportamientos en cuanto a velocidades, divididos en la A.1 y A.2.
 - La anomalía A.1 se localiza hasta unos 10 km de profundidad, presenta sismicidad y se caracteriza por una mayor disminución en V_s que en V_p , por lo que puede estar vinculada a una falla o sistemas de fallas hidratadas que no son observables en la superficie de esa sección, al estar cubiertas por depósitos marinos del Paleógeno-Pleistoceno, depósitos del Triásico a Jurásico y sedimentos Cuaternarios.
 - La anomalía A.2 se relaciona con una disminución en V_s y un aumento en V_p , lo que indica que la roca que se sitúa en dicha zona posee composición o propiedades físicas que dificultan los movimientos de cizalle y benefician levemente los movimientos longitudinales, por lo que sugiere que es una roca porosa sometida a una alta presión de poro o bien, una roca en su mayoría consolidada que presenta pequeñas fisuras con fluidos a alta presión que en términos generales afecta sólo a V_s y que cuya composición podría ser más básica.
- Anomalía B: de baja relación V_p/V_s , presenta sismicidad y está unos 2 km al Sur de fallas inferidas en el lado occidental de la Cordillera de la Costa. Esta anomalía se divide en B.1, B.2, y B.3.
 - La anomalía B.1 se localiza entre unos 80 a 120 km en la sección horizontal y entre unos 5 a 20 km de profundidad, se asocia a disminuciones tanto de V_p como de V_s , por lo que puede interpretarse como una roca fracturada con menos de un 2/3 de hidratación o bien, seca.
 - La anomalía B.2 está asociada a un aumento en V_s y una disminución en V_p , lo que puede interpretarse como un material más rico en sílice, el que presentaría anisotropía que facilita los movimientos de cizalle por sobre los longitudinales y que, además, no estaría sometido a presiones que aumenten V_p . La Anomalía B.2 puede interpretarse como un material que no está fuertemente consolidado (estaría levemente fracturado y asociado a la falla Los Ángeles que el perfil atraviesa a los 130 km), de composición entre intermedia a ácida y podría tratarse de plutones del Jurásico-Cretácico Superior o de plutones del Cretácico Superior al Eoceno.
 - La anomalía B.3, al igual que la B.1, está relacionada con disminuciones en V_p y en V_s . Esta anomalía se interpreta como la falla Los Ángeles que atraviesa el perfil a los 130 km y que en sus niveles superficiales constaría de depósitos del Cretácico Superior al Paleógeno Inferior.
- Anomalía C: representa un leve aumento en V_p/V_s , asociado a un aumento tanto de V_p como de V_s , por lo que podría tratarse de una roca consolidada, como un plutón, sometida a presiones intermedias.

- Anomalía D: vinculada a bajo V_p/V_s , se divide en D.1, D.2, y D.3 dado el comportamiento diferente de cada velocidad de onda.
 - La anomalía D.1 está asociada a aumentos tanto en V_p como en V_s , siendo mayor el aumento en V_s ; por lo que se interpreta que esta zona es roca de composición ácida a intermedia, sometida a presión media.
 - La anomalía D.2 presenta un aumento para la V_s , pero una disminución para V_p , lo que se interpreta como material con anisotropía dada por una composición silícea intermedia a alta, el cual estaría sometido a una presión más baja que D.1.
 - La anomalía D.3, al igual que la D.1, se asocia a aumentos en las velocidades de ambas ondas de cuerpo y se interpreta como una roca de composición ácida a intermedia sometida a presiones mayores que la zona de D.2.

S1: ANOMALÍAS DEL MANTO SERPENTINIZADO

En la Figura 5.16 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del manto litosférico serpentinizado, las cuales se identifican como I y II.

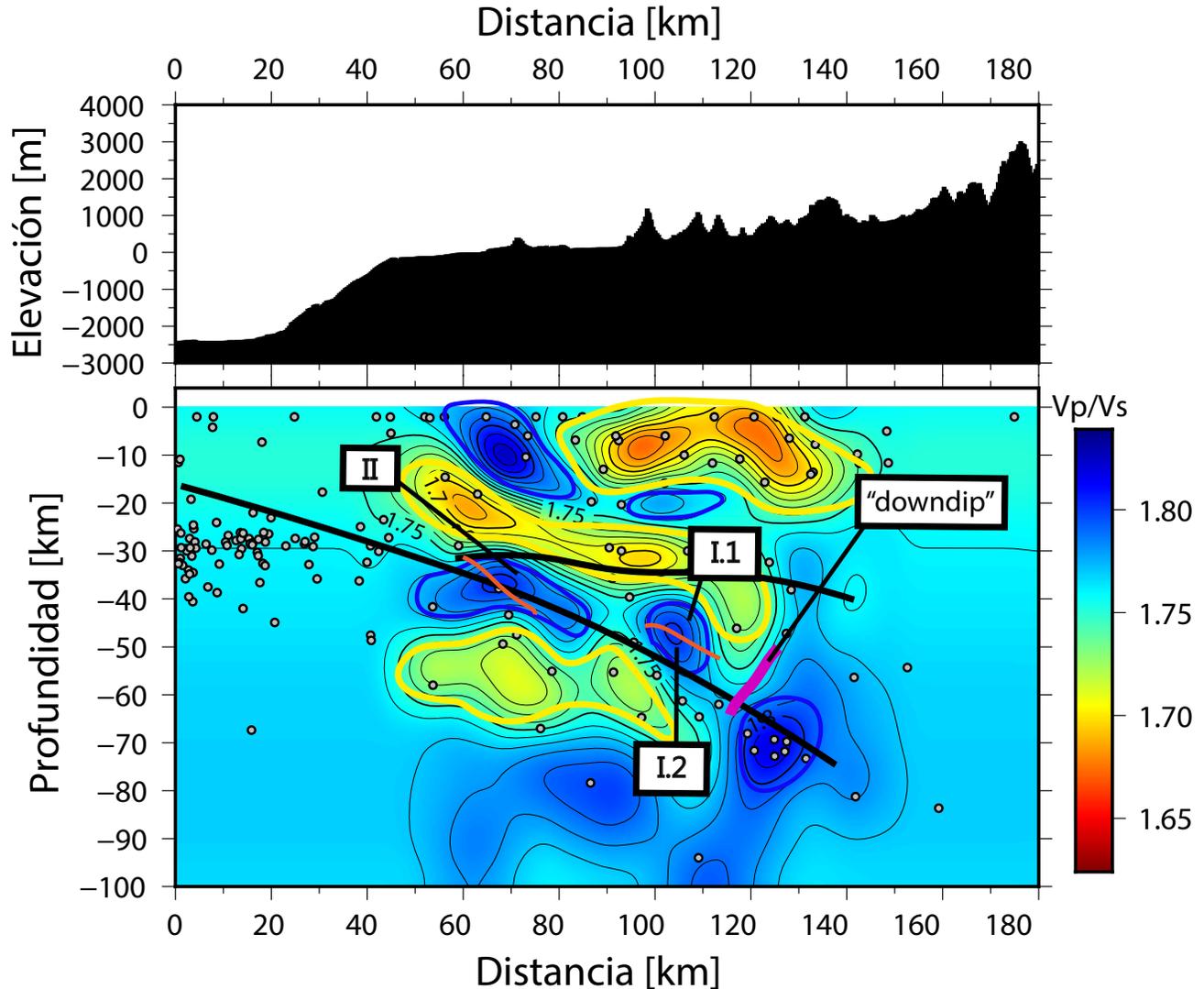


Figura 5.16: Anomalías en manto litosférico serpentinizado, perfil S1. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s . El final del contacto sísmico, *downdip*, es identificado como un contraste de V_p/V_s .

- Anomalía I: caracterizada por una alta relación V_p/V_s , se divide en I.1 y I.2 de acuerdo con el comportamiento diferente de V_p y V_s entre una zona y otra.
 - La anomalía I.1 se vincula a un material altamente consolidado por sus aumentos tanto en V_p como en V_s .
 - La anomalía I.2 se vincula a disminuciones en las velocidades, siendo mayor la disminución en V_s , lo que se interpreta como material hidratado o con cierto grado de comportamiento dúctil, lo que indicaría que representa parte del manto serpentizado.

- Anomalías II: al igual que la anomalía I.2, presenta el mismo comportamiento en V_p y V_s , por lo que esta anomalía también sería una manifestación del manto litosférico serpentizado.

El *downdip*, referido al final de la zona sismogénica de los terremotos de subducción a unos 50 km (eg. Oleskevich et al. (1999); Hyndman et al. (1997); (Hyndman, 2007)), es propuesto en la zona de alto contraste de V_p/V_s cercano a los 60 km de profundidad.

S1: ANOMALÍAS DE LA LITÓSFERA OCEÁNICA

En la Figura 5.17 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del slab (litósfera oceánica), las cuales se identifican como 1, 2 y 3.

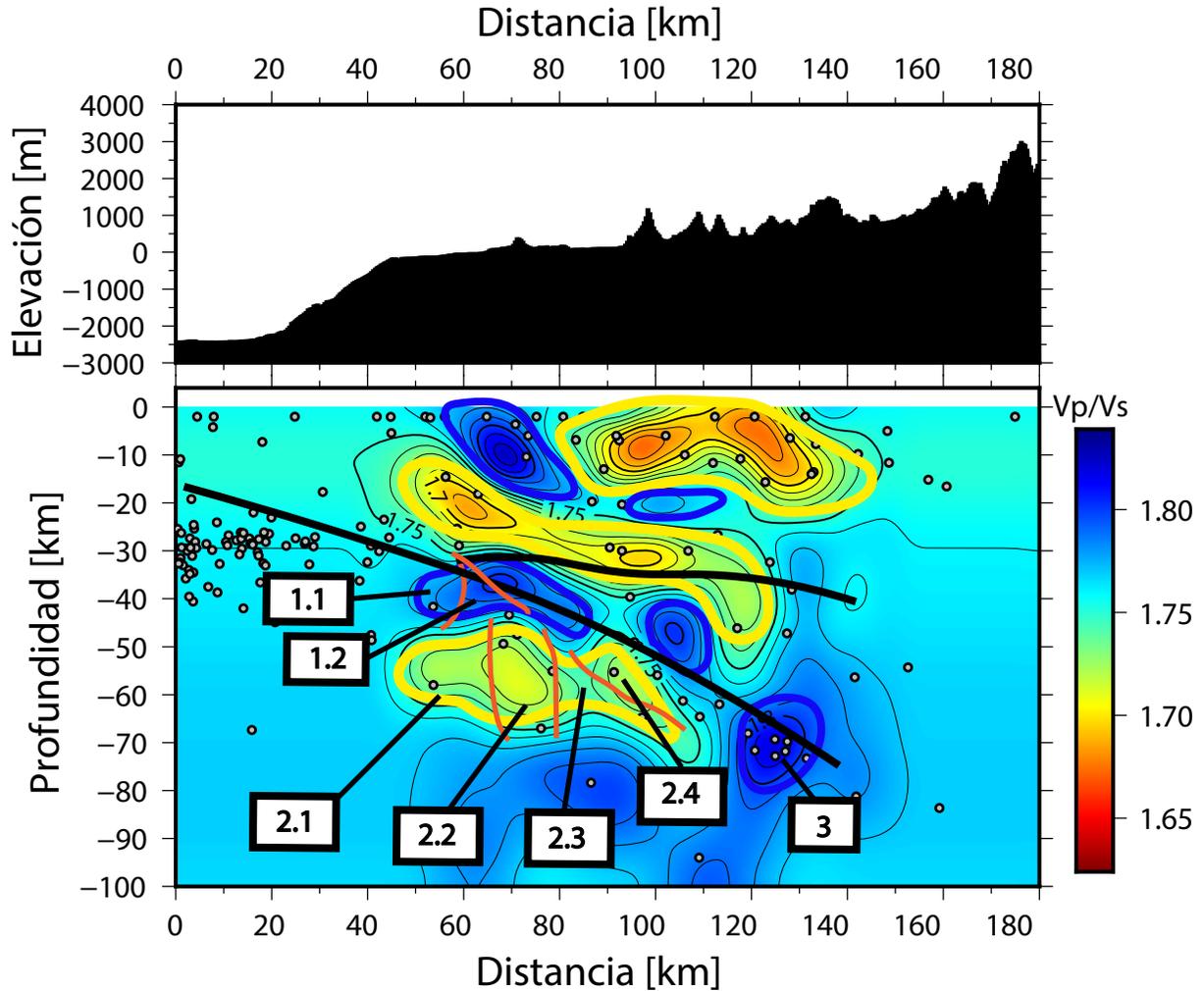


Figura 5.17: Anomalías en litósfera oceánica, perfil S1. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía 1: se divide en 1.1 y 1.2 y se asocia a un alto V_p/V_s .
 - La anomalía 1.1 se asocia a disminuciones en V_p y V_s y, al igual que la anomalía A.1 en la corteza continental, se puede relacionar con roca fracturada con una saturación de más de $2/3$.

- La anomalía 1.2 presenta, al igual que la anomalía A.2 en la corteza continental, un aumento en V_p y una disminución en V_s que puede relacionarse con la existencia de material hidratado pero sometido a una presión mayor, lo que podría equipararse al material que se interpreta de la anomalía A.2 en términos de que sería una roca mayoritariamente consolidada que presenta pequeñas fisuras con fluidos a alta presión y que cuya composición podría ser intermedia-básica.
- Anomalía 2: asociada a una baja relación V_p/V_s , se divide en 2.1, 2.2, 2.3 y 2.4.
 - La anomalía 2.1 tiene un comportamiento como el de la anomalía D.1 en la corteza continental, asociado a un aumento en V_p y V_s , siendo más determinante el aumento en V_s ; de este modo, la anomalía 2.1 se interpreta como roca de composición ácida a intermedia.
 - La anomalía 2.2 está asociada a una disminución en V_p y un aumento en V_s , del mismo modo que para la anomalía D.2 en la corteza continental, por lo que se trataría de una roca de una composición intermedia-ácida por la anisotropía que presenta; sin embargo, dado que está entre 50 a 70 km de profundidad, estaría sometida a presiones mayores en comparación a las presiones de la anomalía D.2 y, dado que a un metamorfismo de mayor grado la anisotropía no aumenta (Capítulo Teórico, Velocidades de Onda), la roca podría ser de una composición mucho más silíceo y estar a condiciones de metamorfismo intermedio, pero a una menor presión que las zonas de sus costados.
 - La anomalía 2.3, posee un comportamiento como el de la anomalía 2.1, por lo que estaría relacionada a un material silíceo a una presión mayor que la anomalía 2.2.
 - La anomalía 2.4 se relaciona con disminuciones porcentuales para ambas velocidades, siendo mayor la disminución en V_p , por lo que puede interpretarse como una roca fracturada sometida a una menor presión.

Un hecho a discutir sobre la anomalía 2, si se considera que el límite superior del *slab* es representado por la línea de tendencia que sigue la sismicidad (plano de Wadati-Benioff), es que esta anomalía esté situada inmediatamente debajo de ella y se le asocie un comportamiento en alguna de sus zonas a material silíceo o con alta anisotropía, siendo una zona donde se espera una composición intermedia-básica.

- Anomalía 3: al igual que las anomalías I.2 y II en el manto litosférico, se asocia a bajas porcentuales en ambas velocidades, por lo que también se trataría de material hidratado o con cierto grado de comportamiento dúctil; sin embargo, dentro de sí existe sismicidad por lo que la interpretación final de la anomalía es que correspondería a una zona del *slab* que presenta hidratación. Cabe mencionar que la tomografía pierde resolución a la profundidad de la anomalía 3.

Perfil S2

El perfil S2, orientado de Oeste a Este, intersecta al continente a una distancia de 40 km desde su comienzo. Este perfil atraviesa las siguientes fallas:

- Falla Laguna Verde, a 50 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Valparaíso, a 60 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Marga-Marga, a 70 km desde el comienzo del perfil.
- Fallas menores no nombradas en el lado occidental del dominio oriental de la Cordillera de la Costa, a 90-100 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Los Ángeles, a 130 km desde el comienzo del perfil.
- Falla San Ramón-Pocuro, a 160 km desde el comienzo del perfil.

De igual modo que para el perfil S1, para delimitar el *slab* y el Moho a priori, se analizaron cambios en las velocidades, identificándose en una primera aproximación el límite de dichas estructuras para luego posicionarlas en las secciones de las variaciones porcentuales de las velocidades (Figura 4.19). Así, a partir de este primer trazado para identificar las estructuras, se realiza una segunda aproximación de acuerdo con la relación V_p/V_s , modificándose la línea del Moho (Figura 5.18, líneas negras sobre el modelo de velocidades de acuerdo con su razón V_p/V_s).

En la Figura 5.19, se identifican anomalías en el modelo para el perfil S2. Estas anomalías son en base a la variación porcentual de las velocidades de onda P y S, las cuales se superponen sobre el modelo para la relación V_p/V_s siguiendo la misma metodología que para el perfil S1.

Tal como se efectuó para el perfil S1, las anomalías para S2 fueron analizadas de acuerdo a su ubicación dentro de la litósfera continental y oceánica, identificándose la corteza continental, manto litosférico y litósfera oceánica (Figuras 5.20, 5.21 y 5.22 respectivamente).

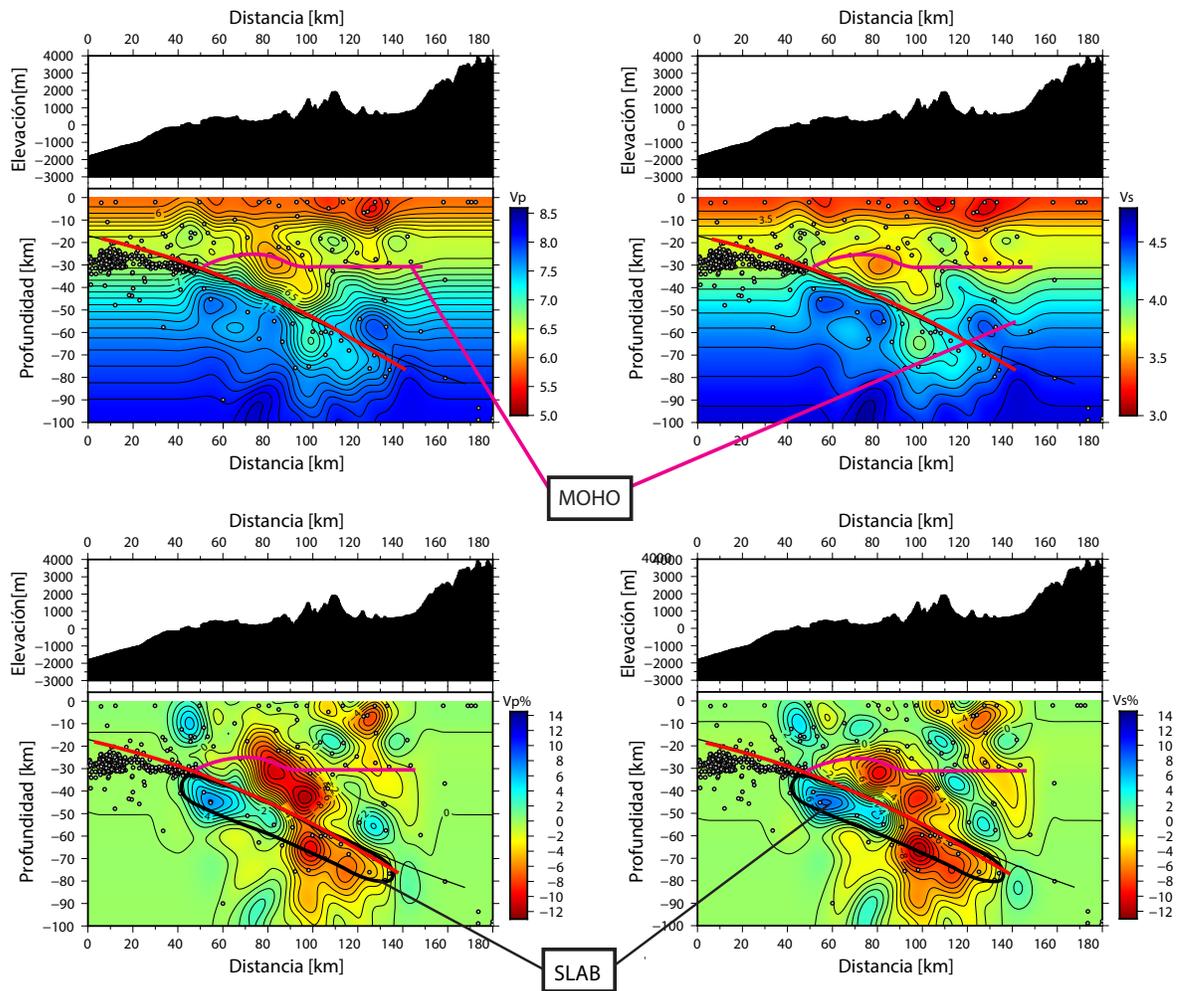


Figura 5.18: Perfil S2. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el *slab* y el Moho. La línea negra continua representa el modelo *slab2*, la línea roja es el slab interpretado de acuerdo con la sismicidad y los modelos de velocidad absoluta, la línea rosa corresponde a la primera propuesta de la discontinuidad de Mohorovic basada en los modelos de velocidad absoluta. En los perfiles de los modelos de variación porcentual de velocidades, se identifica el slab bordeado por una línea negra.

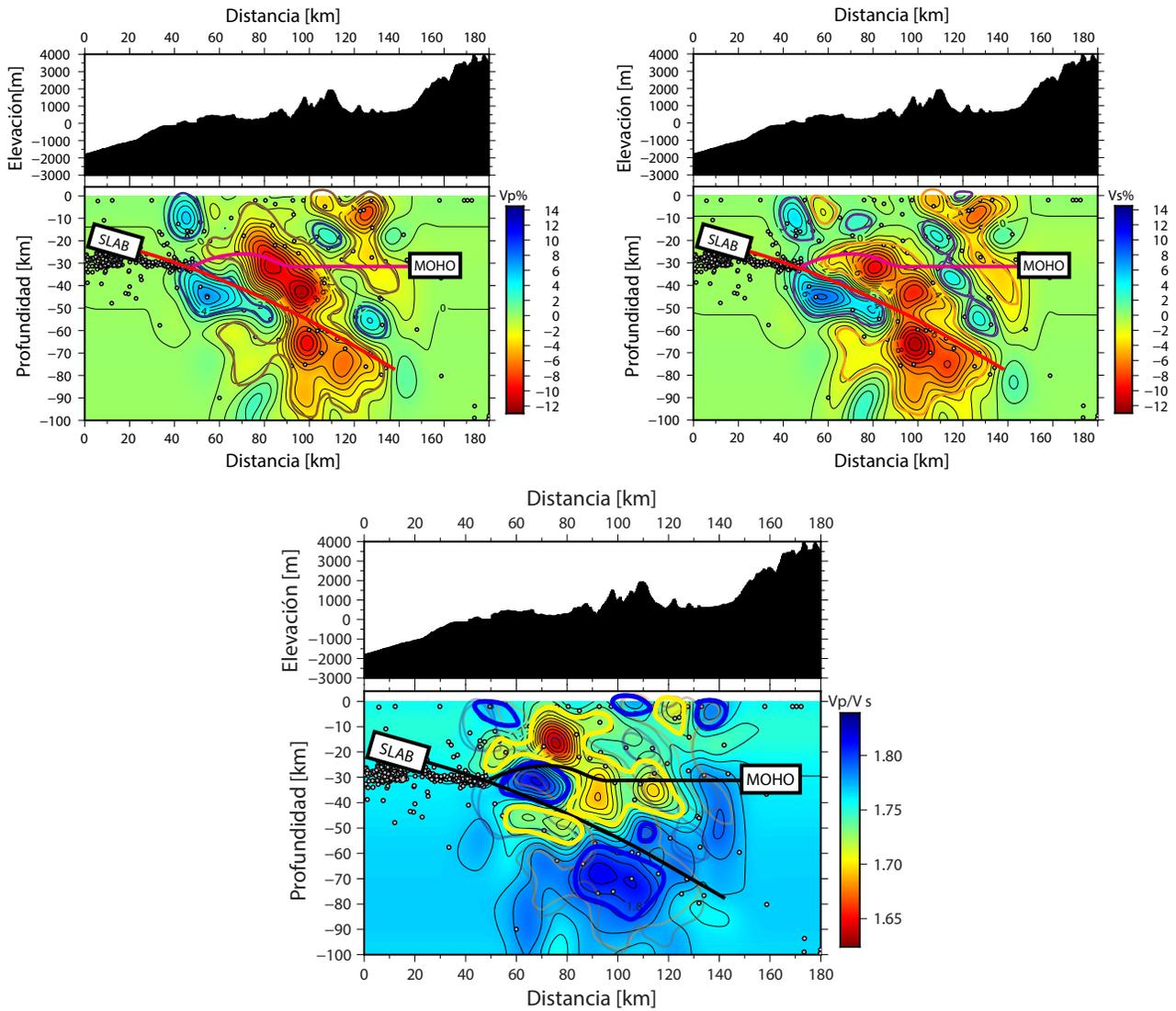


Figura 5.19: Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para el perfil S2, con el *slab* y Moho propuestos. Las áreas demarcadas con púrpura y azul en cada imagen representan aumentos en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s , las áreas de color anaranjado y amarillo representan disminuciones en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s .

S2: ANOMALÍAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL

En la Figura 5.20 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro de la corteza continental, las cuales se nombran desde la A a la E.

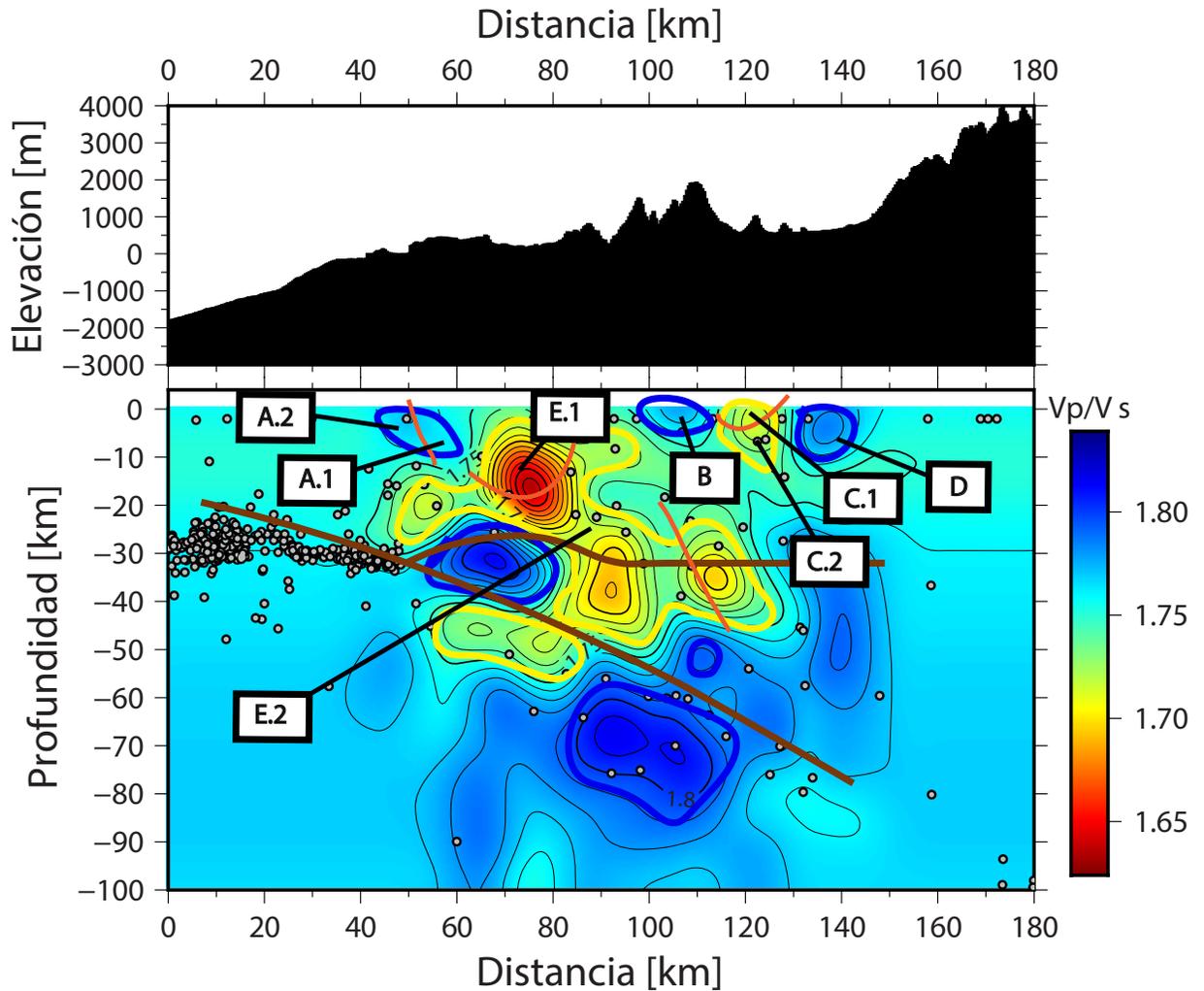


Figura 5.20: Anomalías en corteza continental, perfil S2. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía A: se localiza entre 40 y 60 km desde el comienzo del perfil en dirección horizontal, entre las fallas Laguna Verde, Valparaíso y el sistema de fallas Marga-Marga y su área abarca en profundidad poco más de 10 km. Se asocia a un aumento en el valor de V_p/V_s , presentando comportamientos diferentes en cuanto a V_p y V_s para la misma zona, por lo que la anomalía se divide en A.1 y A.2.
 - Anomalía A.1 se vincula con leves disminuciones en ambas velocidades, pero siendo esta disminución mayor para V_s que para V_p , por lo que la anomalía A.1 se relaciona con material fracturado e hidratado y correspondería al área de la falla Valparaíso.
 - Anomalía A.2 se relaciona con aumentos en V_p y V_s con un leve aumento en la razón V_p/V_s , interpretándose como un área de material consolidado que correspondería a plutones del Jurásico-Cretácico.
- Anomalía B: caracterizada por disminuciones en V_p y V_s , se asocia con las cercanías del trazado en planta de fallas en el lado occidental de la Cordillera de la Costa Oriental, por lo que esta anomalía que abarca hasta unos 10 km de profundidad representaría material fracturado e hidratado que corresponderían a intrusivos del Cretácico Superior al Eoceno.
- Anomalía C: vinculada a una baja relación V_p/V_s , se secciona en C.1 y C.2 de acuerdo al comportamiento diferente de V_p y V_s en la misma área.
 - La anomalía C.1 representa una zona que presenta un aumento mayor para V_s , por lo que se trataría de material con anisotropía que favorecen los movimientos de cizalle por sobre los longitudinales. Observando el mapa geológico, esta anomalía se vincularía a intrusivos del Cretácico al Eoceno, cubiertos en gran parte por depósitos del Cretácico Superior al Paleógeno Inferior y sedimentos Cuaternarios.
 - La anomalía C.2 se vincula a disminuciones para ambas velocidades de ondas de cuerpo, pero que es más marcada para V_p , por lo que representaría una zona fracturada con menos de 2/3 de saturación, por lo que se relacionaría con la falla Los Ángeles.
- Anomalía D: representa disminuciones en V_p y V_s , que podrían estar asociadas a roca porosa con una alta presión de poro o bien, material fracturado que presenta hidratación. Como se sitúa entre la Depresión central y la parte occidental de la Cordillera Principal, se puede interpretar que su zona más somera forma parte de la Formación Abanico (Eoceno a Mioceno bajo) y, dado que cruza la falla de Los Ángeles, correspondería a una zona con fracturas que estarían hidratadas.
- Anomalía E: asociada a un bajo valor de relación V_p/V_s , se divide en E.1 y E.2, localizándose la disminución en el valor V_p/V_s más acentuada en el área que colinda entre ellas.

- La anomalía E.1 se relaciona con una disminución en V_p y un aumento en V_s , lo que se interpreta como un material con anisotropía que favorece los movimientos de cizalle, por lo que sería roca de composición intermedia-ácida que no está sometida a una presión tal que cause un aumento en V_p . Sobre esta anomalía, si bien los niveles más superficiales están expuestos a una menor resolución debido a los sedimentos poco consolidados que pueden existir encima, se puede considerar que la zona corresponde a plutones del Jurásico-Cretácico y no existiría un importante aporte de sedimentos cuaternarios.
- La anomalía E.2 se vincula con disminuciones importantes tanto para V_p como para V_s y podría corresponder a material fuertemente fracturado.

S2: ANOMALÍAS EN MANTO SERPENTINIZADO

En la Figura 4.22 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del manto litosférico serpentinizado, las cuales se identifican como I, II, III y IV.

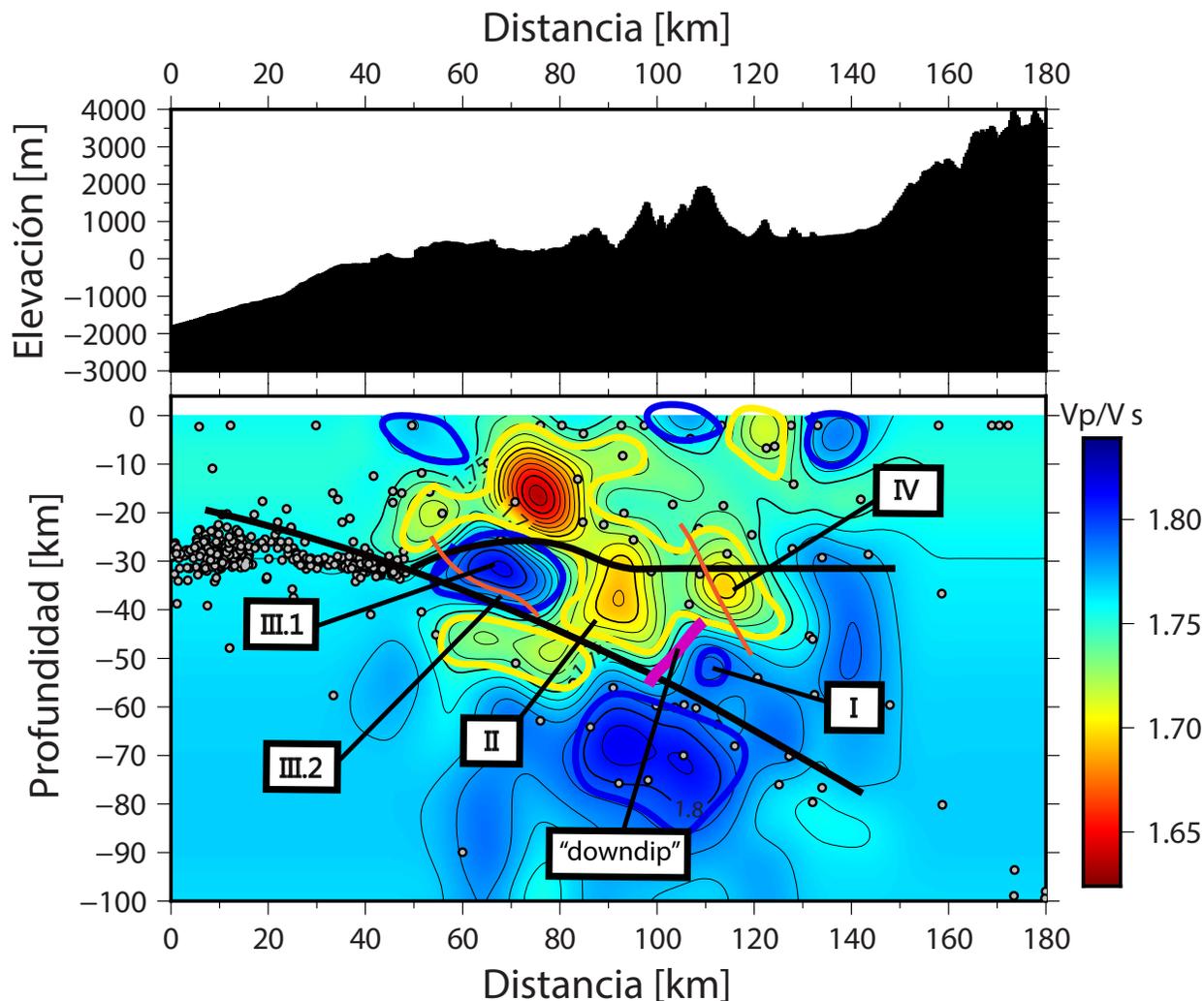


Figura 5.21: Anomalías en manto litosférico serpentinizado, perfil S2. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s . El final del contacto sísmogénico, *downdip*, es identificado como un contraste de V_p/V_s .

- Anomalía I: representa un alto valor para la razón V_p/V_s , se localiza hacia el Este de la zona identificada como downdip, representa disminuciones tanto en V_p como en V_s , siendo mayores las disminuciones para V_s , por lo que esta zona puede vincularse a un material más dúctil y/o hidratado.
- Anomalía II: representa un bajo valor para la razón V_p/V_s , asociada a disminuciones en V_p y V_s , siendo mayores para V_p , por lo que se interpreta como material fracturado no hidratado.
- Anomalía III: alto valor de razón V_p/V_s , se divide en III.1 y III.2 según los distintos comportamientos de V_p y V_s en la misma área.
 - La anomalía III.1 se asocia a una baja tanto en V_p como en V_s , lo que indicaría que forma parte del manto litosférico serpentizado.
 - La anomalía III.2 se relaciona con el paso de una zona de bajas velocidades a una donde aumentan, por lo que puede ser interpretada como un área de transición entre una zona más dúctil (manto serpentizado) hacia una más consolidada.
- Anomalía IV: representa un área en que el aumento de las velocidades es más marcada para la onda S, por lo que se podría sugerir de acuerdo con el Marco Teórico, que se trataría de una roca de composición intermedia a ácida.

Dado que las anomalías II y IV han sido situadas dentro del manto litosférico, se sugiere que a las profundidades alcanzadas el manto está parcialmente serpentizado y que las anomalías asociadas a rocas ácidas y rocas fracturadas corresponderían a material cortical.

S2: ANOMALÍAS EN LA LITÓSFERA OCEÁNICA

En la Figura 4.23 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del slab (litósfera oceánica), las cuales se identifican como 1 y 2.

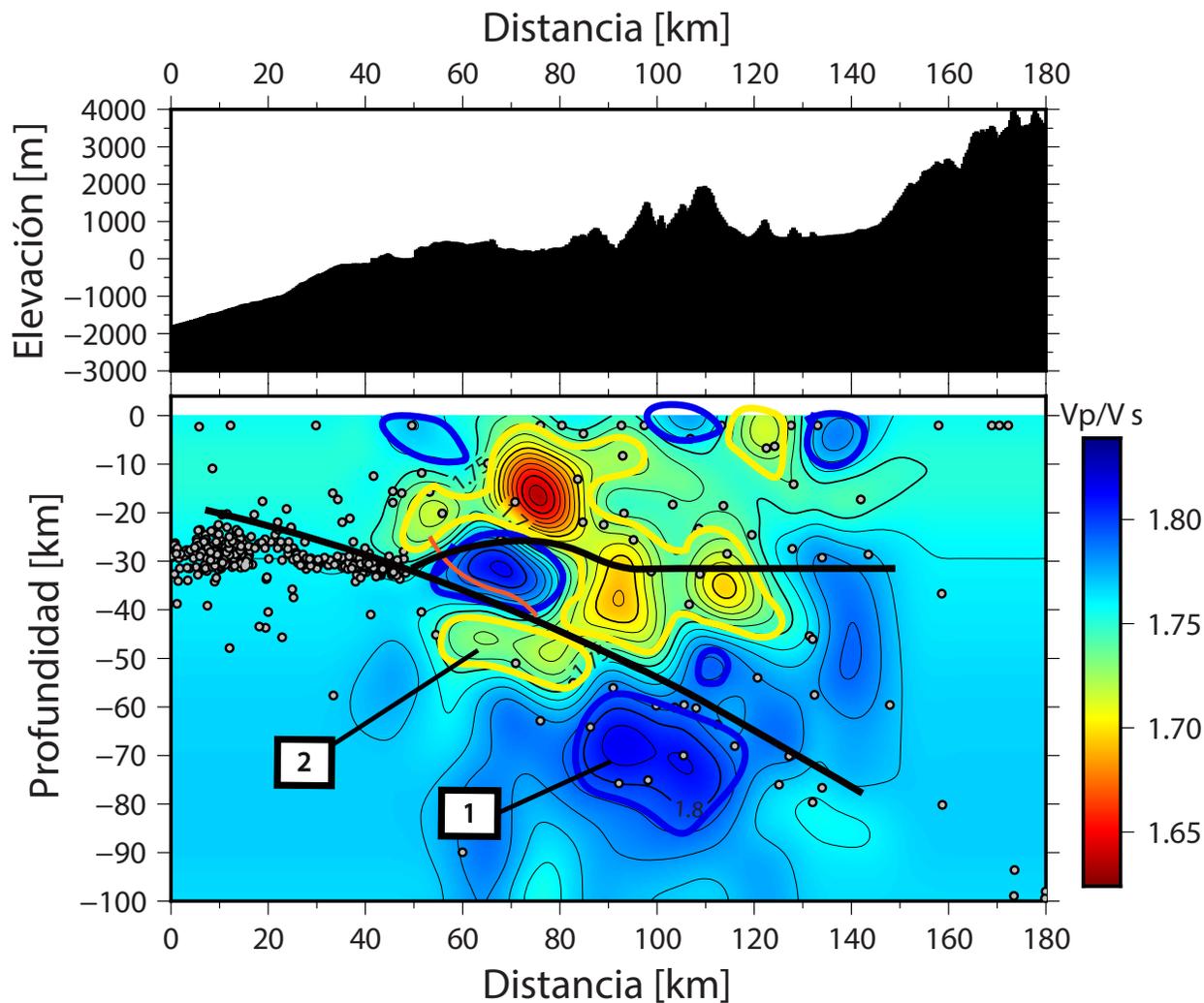


Figura 5.22: Anomalías en litósfera oceánica, perfil S2. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía 1: representa altos valores de V_p/V_s , asociados a disminuciones en V_p y V_s , siendo estas disminuciones porcentualmente mayores para V_s , por lo que se trataría de una zona hidratada o con cierto grado de comportamiento dúctil y se le podría considerar como parte del slab hidratado.
- La Anomalía 2: de bajo valor de razón V_p/V_s se asocia a aumentos tanto en V_p como en V_s , interpretándose como una zona donde el material es sometido a presiones que elevan los valores de velocidad de las ondas, cuya composición sea probablemente intermedia-ácida y esté sometido a metamorfismo de grado medio, dado que V_s aumenta por sobre V_p . Sin embargo, al igual que la anomalía 2 en el perfil S1, de bajo V_p/V_s , podría tratarse de un artefacto.

Perfil S3

El perfil S3, orientado de Oeste a Este, intersecta al continente a una distancia de ca. 50 km desde su comienzo. Este perfil atraviesa las siguientes fallas:

- Falla Quebrada Los Locos, a 50 km desde el comienzo del perfil.
- Embalse Purísima, a ca. 60 km desde el comienzo del perfil.
- Valparaíso-Curacaví, a 70 km desde el comienzo del perfil.
- Fallas menores no nombradas en el lado occidental del dominio oriental de la Cordillera de la Costa, a 90-100 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Los Ángeles, a 130 km desde el comienzo del perfil.
- Falla San Ramón-Pocuro, a 160 km desde el comienzo del perfil.

La metodología para determinar el *slab* y el límite corteza-manto (Moho) fue idéntica a la realizada para los perfiles S1 y S2. Del mismo modo lo fue el criterio para analizar las anomalías según lo identificado como corteza continental, manto litosférico y litósfera oceánica.

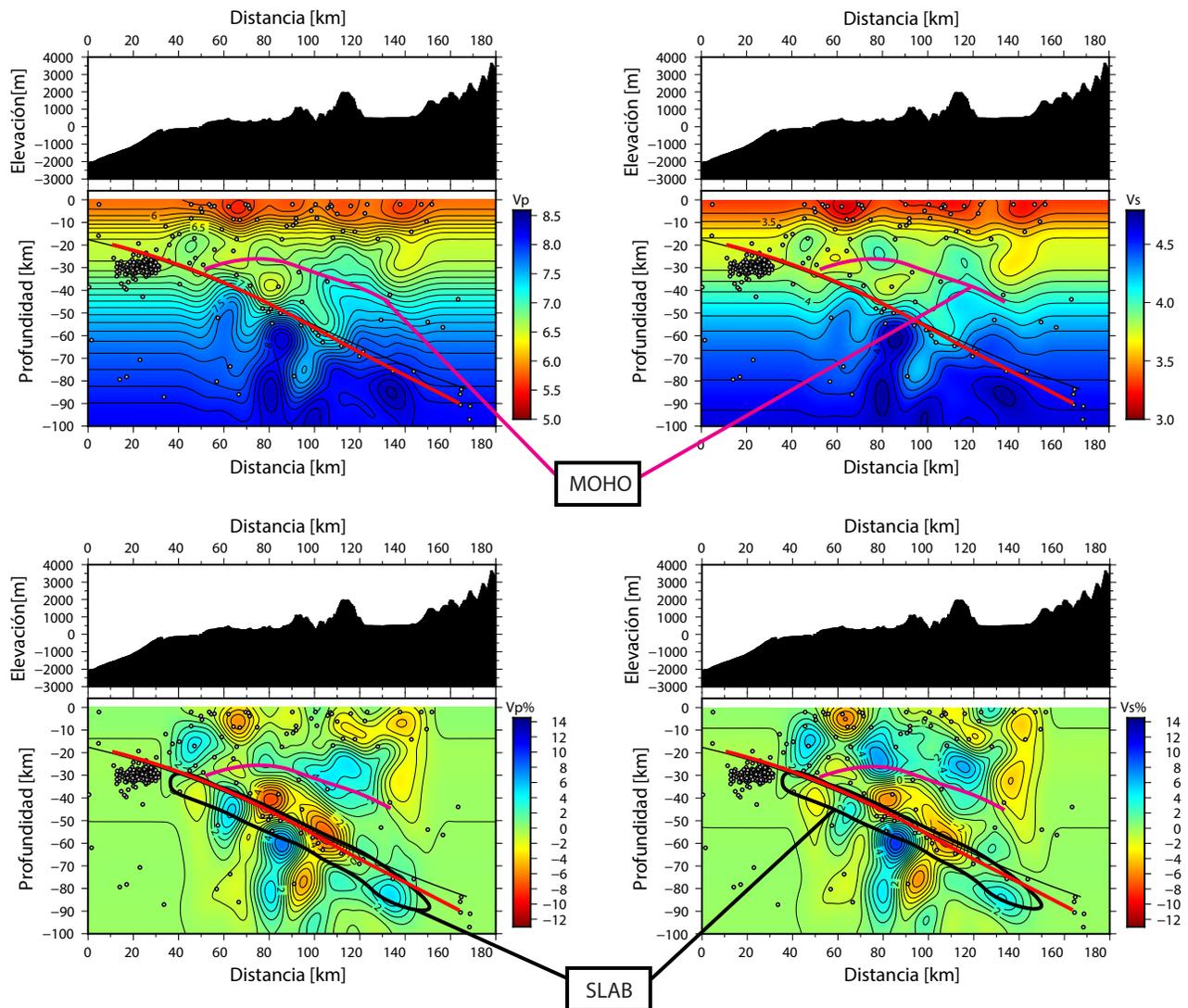


Figura 5.23: Perfil S3. Modelo de velocidades absolutas y sus variaciones porcentuales, con una primera aproximación para el *slab* y el Moho. La línea negra continua representa el modelo *slab2*, la línea roja es el *slab* interpretado de acuerdo con la sismicidad y los modelos de velocidad absoluta, la línea rosa corresponde a la primera propuesta de la discontinuidad de Mohorovic de acuerdo con los modelos de velocidad absoluta. En los perfiles de los modelos de variación porcentual de velocidades, se identifica el *slab* bordeado por una línea negra.

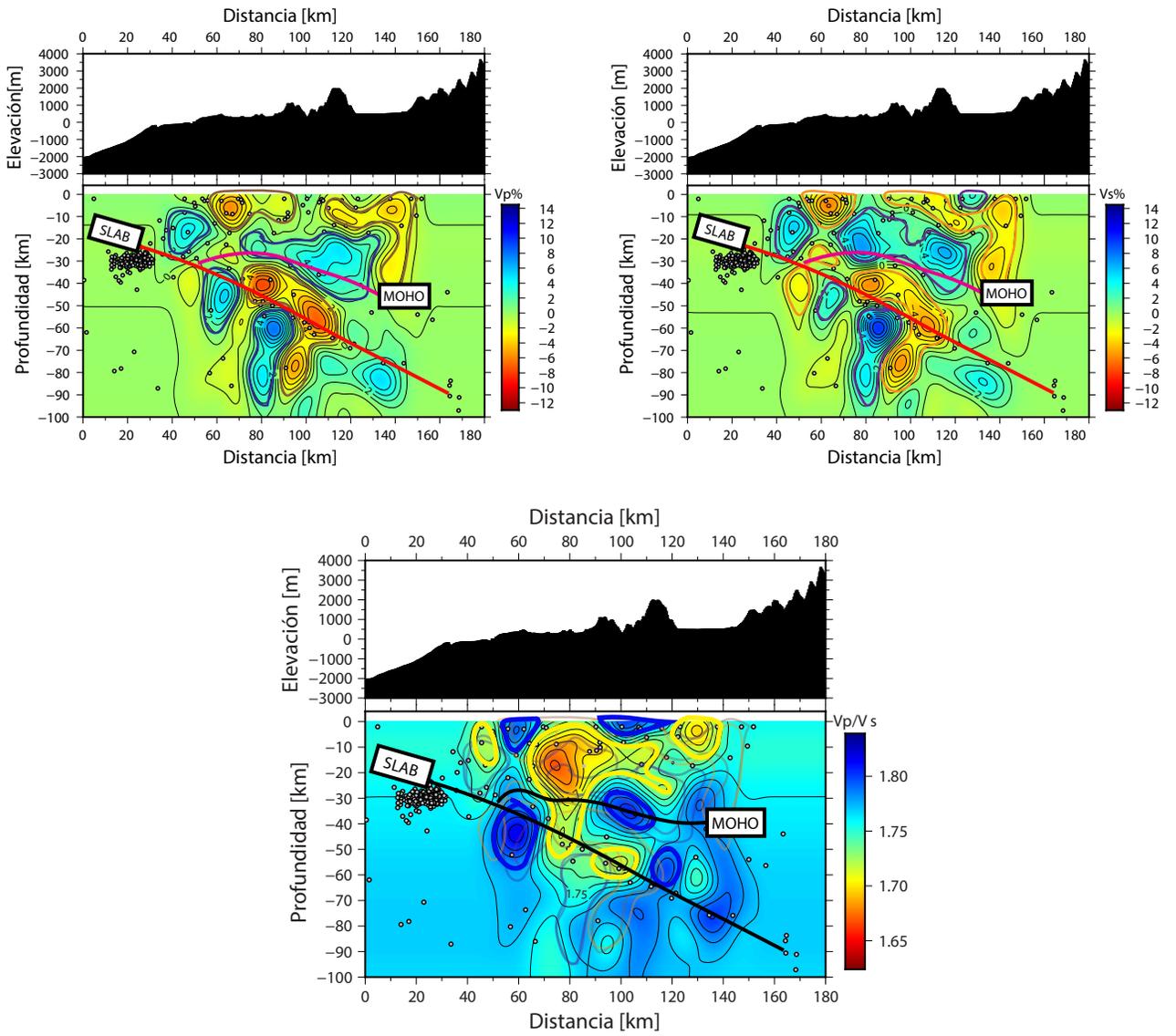


Figura 5.24: Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de velocidades de ondas de cuerpo y en razón V_p/V_s para el perfil S3, con el *slab* y Moho propuestos. Las áreas demarcadas con púrpura y azul en cada imagen representan aumentos en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s , las áreas de color anaranjado y amarillo representan disminuciones en $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s .

S3: ANOMALÍAS EN CORTEZA CONTINENTAL

En la Figura 5.20 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro de la corteza continental, las cuales se nombran desde la A a la F.

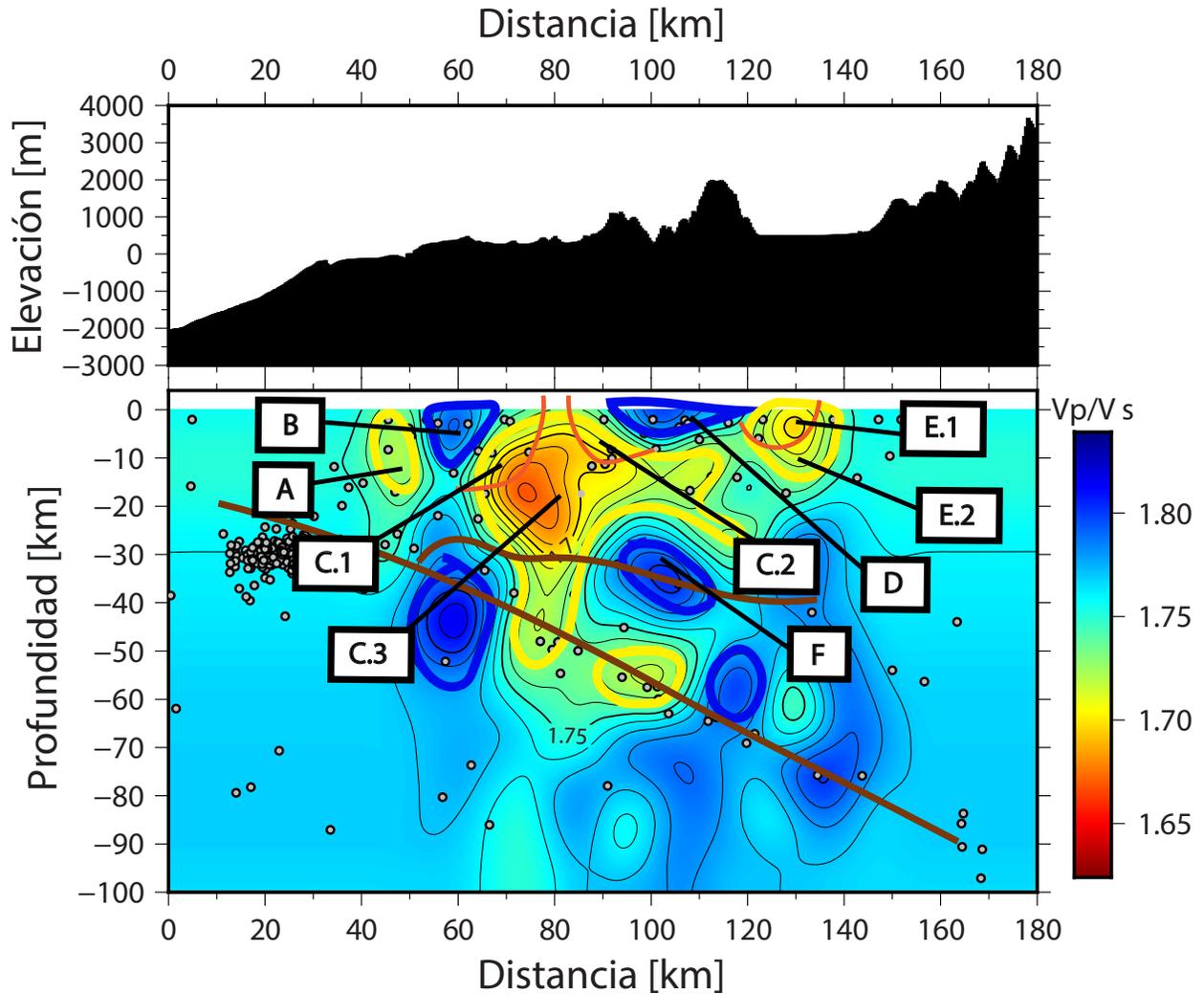


Figura 5.25: Anomalías en corteza continental, perfil S3. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía A: se localiza a 40-50 km horizontales desde el comienzo del perfil S3. Asociada a leve descenso en el valor de V_p/V_s , debido a aumentos en V_p y V_s . Se interpreta como material sometido a una presión relacionada a condiciones de metamorfismo intermedio y de composición intermedia a ácida; correlacionando esto con la geología en planta, este material podría corresponder a el basamento paleozoico metamorfozido (Batolito Costero).
- Anomalía B: situada entre 50 a 70 km horizontales desde el comienzo del perfil, dentro de los primeros 10 km de profundidad. Se asocia a un alza en el valor de V_p/V_s , vinculada a disminuciones en V_p y V_s . Se interpreta como roca fracturada hidratada asociada a las fallas Quebrada Los Locos y Embalse Purísima.
- Anomalía C: representa disminuciones en el valor de V_p/V_s , se divide en C.1, C.2 y C.3 de acuerdo con los distintos comportamientos de V_p y V_s para la misma anomalía V_p/V_s . Las anomalías C.1 y C.2 se encuentran bajo estructuras, por lo que pueden ser ligadas a intrusivos Jurásico-Cretácicos con fracturas.
 - La anomalía C.1 se asocia a disminuciones en V_p y V_s , siendo mayores para V_p . Se interpreta como roca fracturada seca relacionada con la falla Valparaíso-Curacaví.
 - La anomalía C.2 se asocia a disminuciones en V_p y V_s , siendo mayores para V_p . Se interpreta como roca fracturada en el lado oriental de la Cordillera de La Costa Occidental.
 - La anomalía C.3 se asocia a aumentos en V_p y V_s , siendo mayores para V_s . Se interpreta como material de composición intermedia a ácida que cerca de las anomalías C.1 y C.2 no está sometido a una presión tal que aumente la velocidad de la onda P, pero que desde los 20 a 30 km de profundidad se puede interpretar que la presión sí aumentaría al ser mayor la variación porcentual de la onda P (lo que se podría explicar por la relación entre presión y profundidad).
- Anomalía D: situada bajo los altos topográficos de la Cordillera de la Costa, representa un alto valor de V_p/V_s , donde V_s disminuye y V_p se mantiene invariable a excepción de un leve aumento a unos 5 km de profundidad. Se interpreta como una zona o bloque que podría ser material poroso con alta presión de poro o bien, una zona fracturada e hidratada.

En cuanto a esta misma anomalía, el hecho de que V_p aumente levemente puede ser producto de irregularidades en los valores de las velocidades en niveles más superficiales, donde existen sedimentos poco consolidados; sin embargo, al observar el mapa geológico se evidencia que el área se compone fundamentalmente de intrusivos del Cretácico Superior al Eoceno y depósitos del Jurásico-Cretácico al Cretácico-Paleógeno y que hacia el Este se distribuyen mayoritariamente los sedimentos cuaternarios, por lo que asociar el aumento de V_p a perturbaciones en el modelo debido exclusivamente a sedimentos sobre la Anomalía B, no es correcto. Así, puesto que los cambios en V_p son muy leves, se concluye que la anomalía podría ser debida a material poroso con alta

presión de poro.

- Anomalía E: representa un bajo valor de V_p/V_s , se divide en E.1 y E.2 según los distintos comportamientos de V_p y V_s en la misma área de anomalía V_p/V_s .
 - La anomalía E.1 se asocia a un leve aumento en V_s y un V_p invariable. Podría estar un tanto alterada en niveles más someros puesto que sobre ella existen sedimentos del cuaternario; no obstante, en cercanías existen afloramientos de material intrusivo del Cretácico Superior al Eoceno, por lo que se le puede vincular con este material cuya composición podría ser de media a ácida, al presentar mayor variación porcentual en V_s (aumenta).
 - La anomalía E.2 se asocia a una disminución en V_p y V_s . Se relaciona con la falla de Los Ángeles que justamente atraviesa al perfil en dicha área.
 - Anomalía F: se relaciona con aumentos porcentuales en V_p y V_s , por lo que se trataría de material consolidado, pero cuya composición sería de menos de un 55 % de sílice, al no aumentar proporcionalmente más la velocidad de la onda de cizalle.

S3: ANOMALÍAS EN EL MANTO SERPENTINIZADO

En la Figura 5.26 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del manto litosférico serpentinizado, las cuales se asignan como I, II, III y IV.

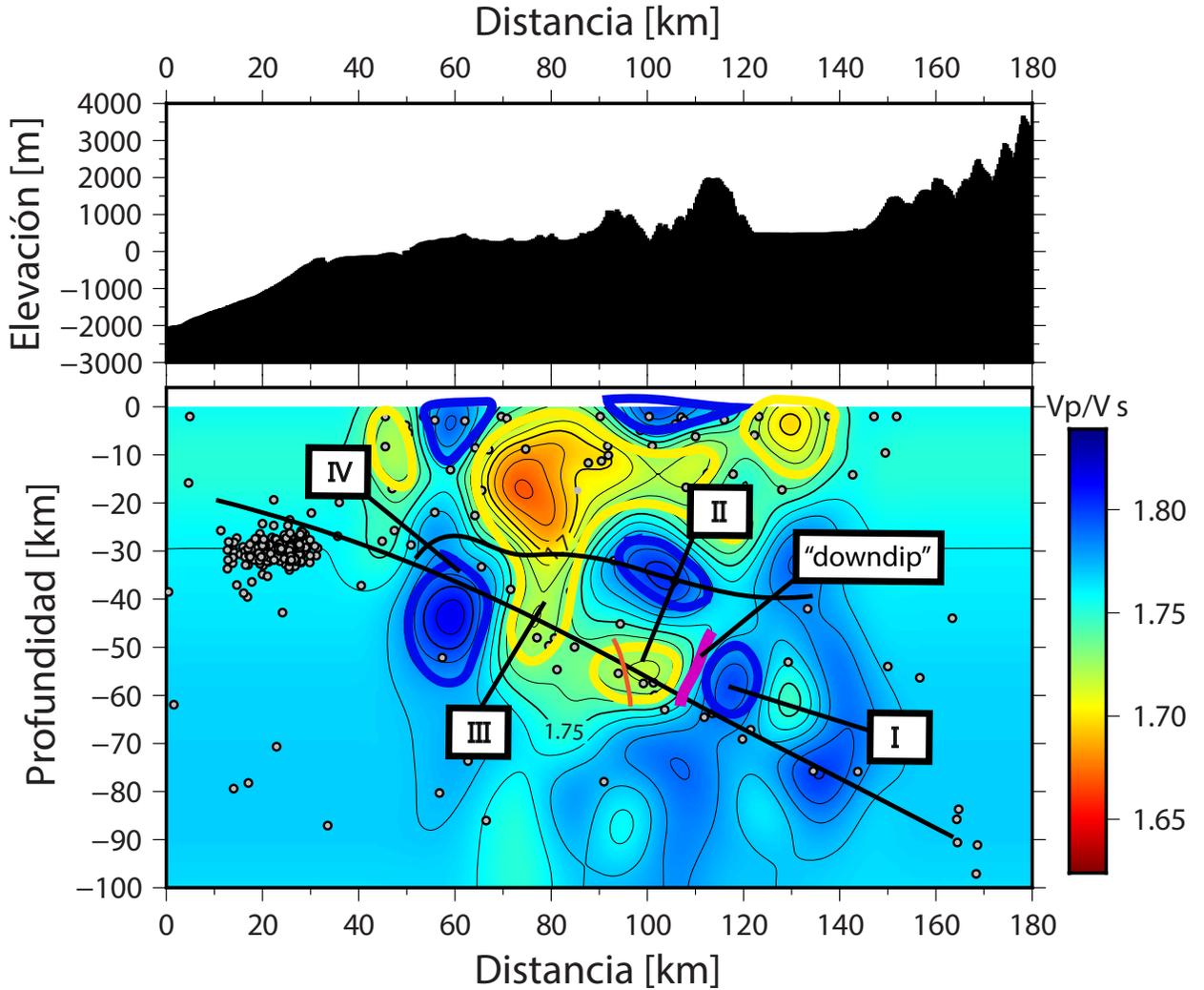


Figura 5.26: Anomalías en manto litosférico serpentinizado, perfil S3. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s . El final del contacto sísmogénico, *downdip*, es identificado como un contraste de V_p/V_s .

- Anomalía I: se localiza al Este del *downdip*, representa un alto V_p/V_s asociado a disminuciones tanto en V_p como en V_s , siendo más relevante la disminución en V_s . Se interpreta como una zona más dúctil y/o hidratada.
- Anomalía II y anomalía III: asociadas a un leve descenso o baja relación V_p/V_s , vinculadas a disminuciones en V_p y V_s . Se interpreta como una zona de roca fracturada que no posee una importante hidratación. Ahora bien, dado que son identificadas dentro del manto litosférico continental cercano a la litósfera oceánica, se puede interpretar que estas anomalías responden mejor a un slab fracturado que no posee una hidratación importante o bien, a zonas frágiles del manto litosférico. Con esta última idea, se desprende que, de ser una zona frágil del manto, no habría una distribución homogénea de fluidos a través del contacto entre las placas y que el manto cerca del final de la zona sismogénica posee fracturas.
- Anomalía IV: de alto V_p/V_s , asociada a zona que pasa de bajas velocidades de ondas de cuerpo, a una de altas. Representa un área de transición de disminución de velocidades a una de aumento en las velocidades, interpretándose como una zona más consolidada.

S3: ANOMALÍAS EN LA LITÓSFERA OCEÁNICA

En la Figura 5.27 se visualizan las anomalías V_p/V_s dentro del manto litosférico serpentinizado, las cuales se asignan como 1, 2 y 3.

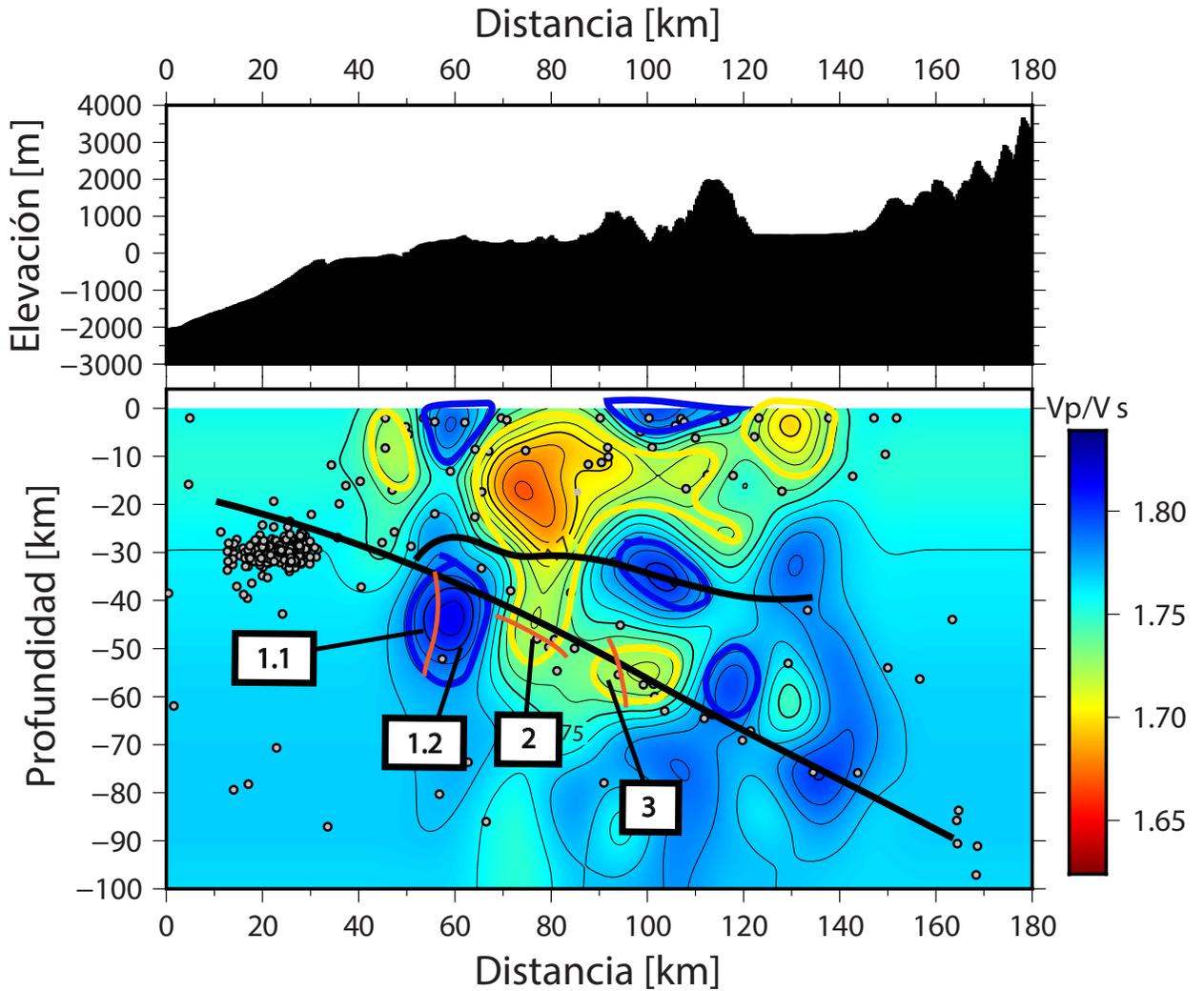


Figura 5.27: Anomalías en litósfera oceánica, perfil S3. Las áreas de baja relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color amarillo, las de alta relación V_p/V_s son bordeadas por líneas de color azul. En algunas áreas aparecen trazas naranjas indicativas de una zona que limita comportamientos de V_p y/o V_s diferentes para un mismo V_p/V_s .

- Anomalía 1: representa alzas en V_p/V_s , se divide en 1.1 y 1.2 según diferentes comportamientos de las velocidades de onda en la misma área.
 - La anomalía 1.1 se asocia a disminuciones de V_p y V_s , siendo mayor la disminución para V_s . Se interpreta como material fracturado e hidratado.
 - La anomalía 1.2 se asocia a aumentos en V_p y V_s , siendo mayores para V_p . Se interpreta como roca consolidada.
- Anomalía 2: se asocia a bajo V_p/V_s , vinculado a disminuciones en V_p y V_s , siendo más relevante la disminución en V_p . Se interpreta como roca fracturada no hidratada.
- Anomalía 3: asociada a leve disminución de V_p/V_s , debido a aumentos en V_p y V_s , siendo mayor el aumento para V_s . Se interpreta como roca con un contenido de sílice sobre un 55 %, sometidas a presiones intermedias-altas.

En cuanto a las anomalías en el propuesto límite superior del *slab* y bajo este, es interesante la observación de zonas caracterizadas como fracturas hidratadas/secas, junto con zonas colindantes más consolidadas. Otra característica interesante, de acuerdo con las asignaciones e interpretaciones de velocidades de la Tabla 3.1, es la existencia de una anomalía vinculada a un material más silíceo de lo que se suele caracterizar a la litósfera oceánica, lo que también se observa en los perfiles S1 y S2. Dada que esta última anomalía no supera los 60 km de profundidad, está bajo el área cubierta por la red de estaciones y, de acuerdo al *Checkerboard*, existe resolución a dicha profundidad; por lo que esto podría significar que la geometría del *slab* es mucho más compleja, presenta importantes variaciones laterales y que entre estas variaciones, hay material de la corteza continental que pudo haber sido adherido por algún mecanismo como podría ser la acreción, mezclándose con zonas más características, en cuanto a composición, de la litósfera oceánica.

5.3.2. Vista en planta

Las secciones de vista en planta, a distintas profundidades, han sido realizados con el fin de caracterizar comportamientos similares de variación en velocidades a la misma latitud y/o longitud, para una misma profundidad, y su potencial relación con la geología superficial.

Las secciones en los primeros kilómetros de profundidad buscan establecer relaciones con fallas mapeadas y contactos litológicos. Las secciones a ca. 30 km y ca. 60 km de profundidad tienen como objetivo visualizar variaciones y/o similitudes en la zona que comprende el límite corteza-manto y la zona de cambio reológico identificada como el *downdip* de los terremotos de subducción, respectivamente.

Vista a 2 km de profundidad del nivel base de la grilla

La existencia de sedimentos poco consolidados a niveles superficiales puede perturbar las velocidades del modelo, sin embargo, al aplicar correcciones relativas a la estación sísmológica y a los efectos de dichos sedimentos, no se produce una mayor reducción del tiempo de viaje residual de las ondas sísmicas (Powell and Withers, 2009; Powell et al., 2010). Por lo anterior, se asevera que, para el modelo de velocidades de la presente tesis, los efectos de los sedimentos no son de primer orden y no es necesario corregirlos.

Esta sección del modelo puede estar influenciada por perturbaciones, generando variaciones laterales en los espesores de los sedimentos poco consolidados producto de una densidad de poro muy variable; sin embargo, estas perturbaciones no son trascendentales para el modelo final, ya que este efecto disminuye rápidamente con la profundidad.

En la Figura 5.29 se visualiza que en $V_p\%$ y $V_s\%$ existe un mismo sector donde se sitúan las mayores disminuciones en velocidad, el cual en su parte baja parece delimitarse por una línea similar en orientación a la traza principal de la falla Marga-Marga. En este mismo lineamiento marcado en negro, V_p/V_s es levemente bajo y a la altura de los 71° , V_p/V_s aumenta (asociado a una disminución mayor en V_s). Más al Sur de este lineamiento, existen disminuciones porcentuales de las velocidades que parecen seguir una línea de tendencia, situadas en una zona que presenta fallas mapeadas en superficie. Esta zona presentaría hidratación cerca de los 33.5°S y su orientación como lineamiento sería similar al contacto entre el basamento Paleozoico y los intrusivos Jurásico-Cretácico.

A pesar de las perturbaciones relevantes a este nivel, existe una clara división a los 33°S con una orientación NW-SE, entre un comportamiento de baja y alta velocidad. En esta zona, en superficie (Figura 5.29), se identifica el área de contacto litológico entre intrusivos Jurásico-Cretácicos (color rosa anaranjado) y depósitos marinos del Paleógeno-Pleistoceno (color rosa pastel) con depósitos Triásico-Jurásicos (color celeste). A su vez, un poco más al Sur de esta división, se ubica el sistema de fallas Marga-Marga.

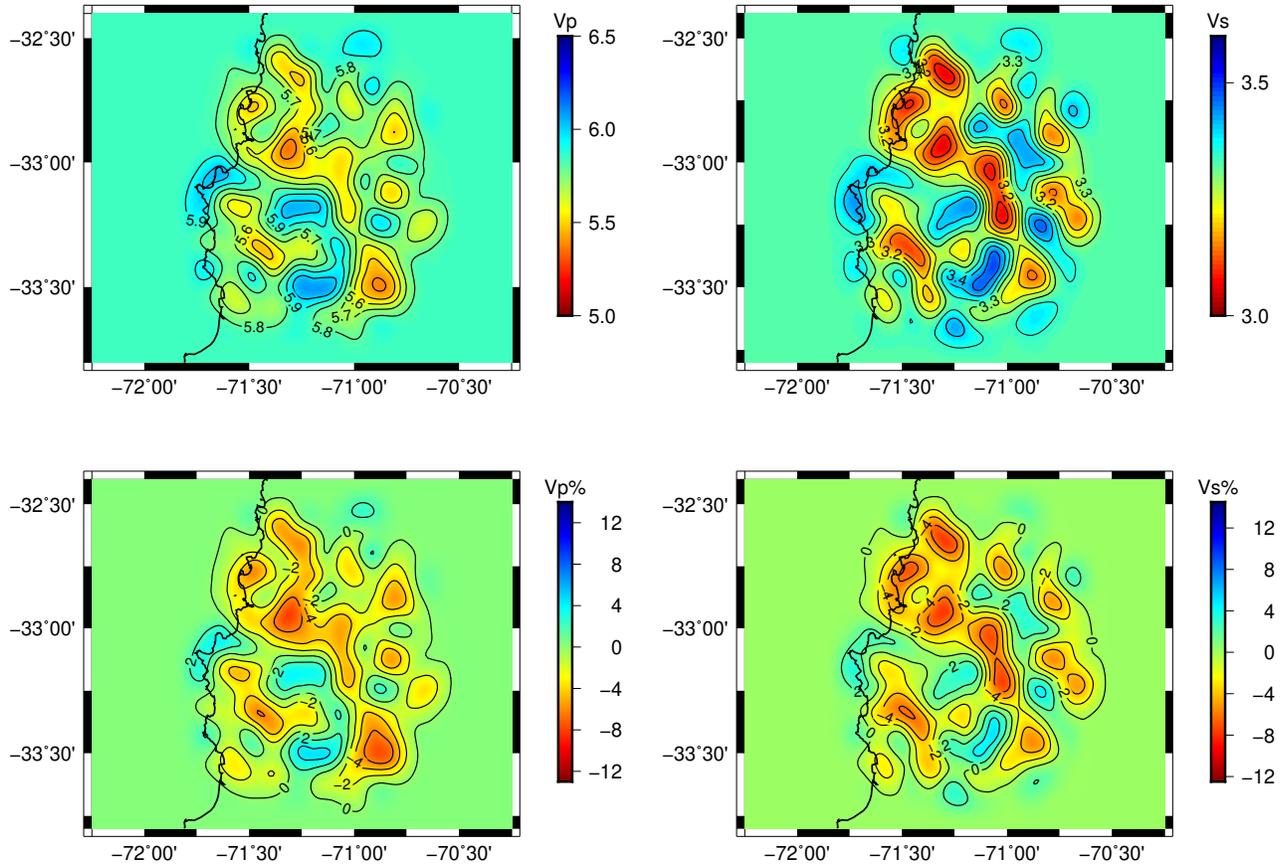
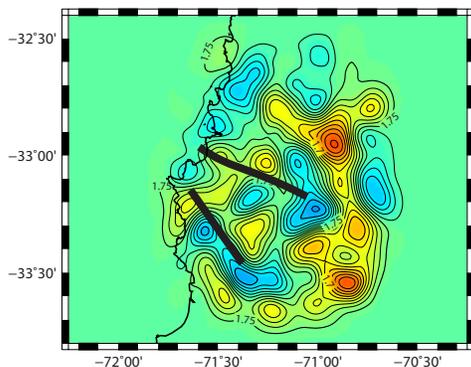
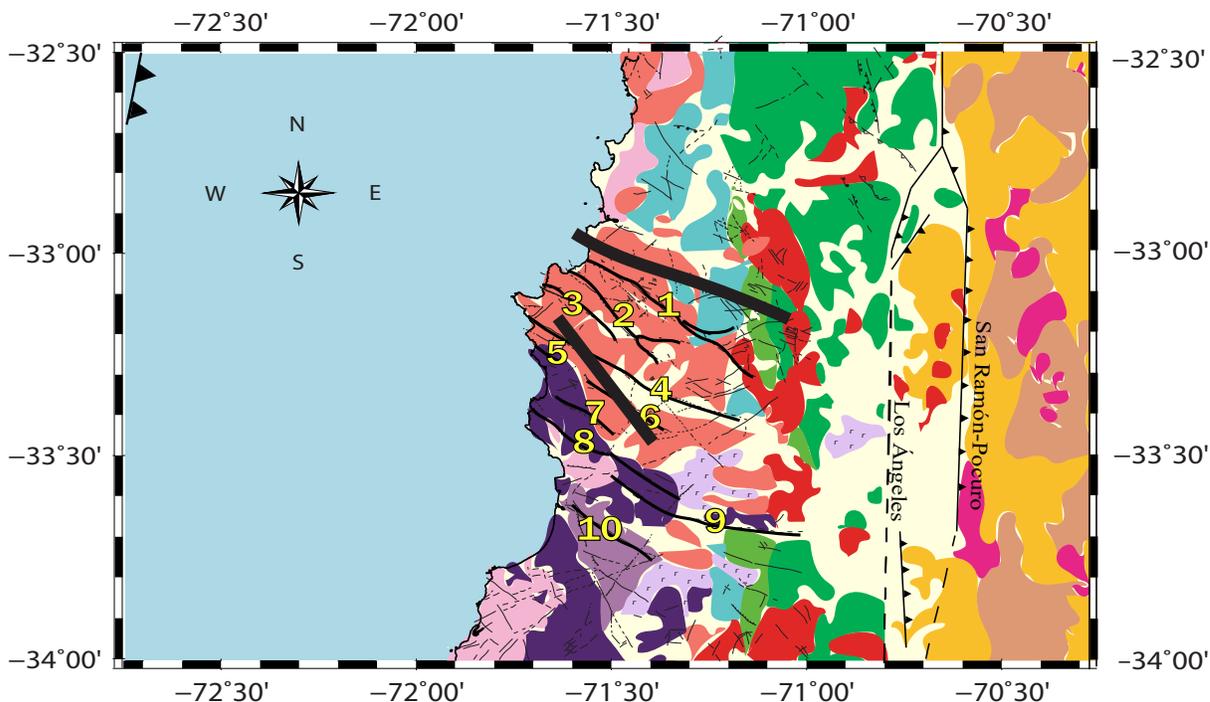


Figura 5.28: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 2 km de profundidad.



- Fallas Principales de Orientación NW**
- 1 Falla Marga-Marga
 - 2 Falla Valparaíso
 - 3 Falla Laguna Verde
 - 4 Falla Valparaíso-Curacaví
 - 5 Falla Quebrada Los Locos
 - 6 Falla Embalse Purísima
 - 7 Falla San Jerónimo
 - 8 Falla Pino Mar
 - 9 Falla Melipilla
 - 10 Falla Estero Nanco

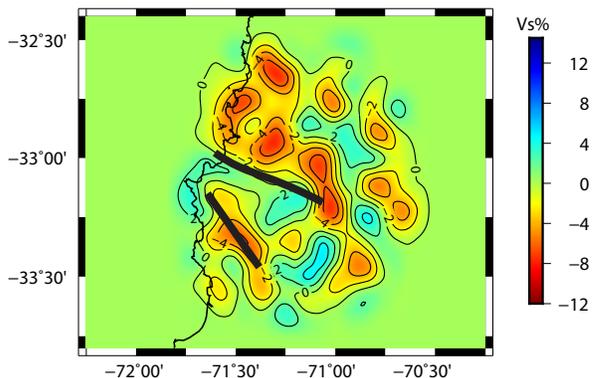
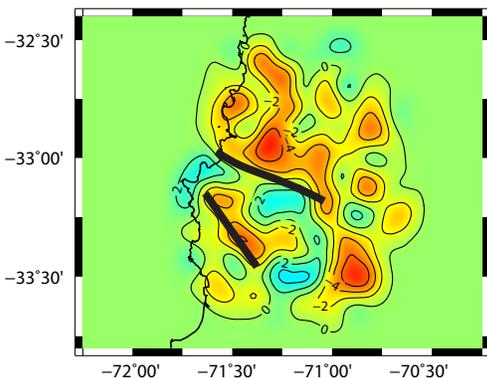


Figura 5.29: V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 2 km de profundidad. Las líneas negras sobre los modelos y el mapa geológico, indican los límites y/o tendencias en orientación de anomalías identificadas.

Al Sur de los 33°S, en el sector occidental de la Cordillera de la Costa, se observan variaciones porcentuales entre -2 % y -4 % tanto para Vp como para Vs, siendo estos más pronunciados que a los 2 km sobre el nivel del mar. Esta anomalía se identifica en la Figura 5.29 y sobre ella se traza una línea de tendencia NNW-SSE, la cual se ubica bajo el área que abarca las fallas Laguna Verde, Valparaíso-Curacaví, Quebrada Los Locos, Embalse Purísima y San Jerónimo, siendo su orientación, como se mencionó con anterioridad, similar al contacto entre el Batolito Costero (basamento Paleozoico, color púrpura) y las rocas intrusivas del Jurásico-Cretácico (color rosa anaranjado).

En la costa, en la zona de Laguna Verde-Valparaíso, identificada morfológicamente como Farellón Costero (Börgel Olivares, 1983), se visualiza un aumento de 2 % para Vp y Vs, con una relación de Vp/Vs principalmente alta, disminuyendo solo al Sur de Laguna Verde. En esta zona se ha reportado el Complejo Metamórfico Valparaíso, definido en primer lugar como Formación Quintay (que aflora también a la altura de San Antonio, en las Dioritas Gnéisicas de Cartagena (Gana et al., 1996) por Corvalán and Dávila (1964). El CMV consiste fundamentalmente en gneises, ortogneises y anfibolitas intruidos por granitoides paleozoicos (Gana et al., 1996; Herve and Del Campo, 2010), por lo que la zona de mayor Vp/Vs podría ligarse a la existencia preponderante de los granitoides y rocas no foliadas; por otra parte, la zona con bajo Vp/Vs, pero relacionada a un aumento mayor en Vs (lo que acusa una mayor anisotropía), puede asociarse con las rocas metamórficas foliadas que cristalizaron en un contexto de metamorfismo de grado medio.

Vista a 10 km de profundidad del nivel base de la grilla

En la vista en planta (Figura 5.30) se evidencia que las velocidades de onda P tienen un rango de 5.7 km/s a 6.4 km/s. Las altas velocidades coinciden principalmente, al igual que para los 2 km de profundidad, con el sector donde está el Complejo Metamórfico Valparaíso junto a granitoides Paleozoicos. En base a la Figura 3.2, estas velocidades corresponden fundamentalmente a gneises graníticos, asociados a metamorfismo de grado medio.

Dentro de las rocas metamórficas que podrían encontrarse a esta profundidad, de acuerdo con la Figura 3.2, están la cuarcita (asociada a velocidades bajas de Vp y a metamorfismo de grado medio) y rocas de grado bajo como filitas, pizarras (cercasas a Vp de 6.0 km/s), zeolitas y pumpellitas (cercasas a Vp de 6.3 km/s). Las rocas ígneas presentes, serían basaltos (velocidades bajas), granitos y dioritas (de velocidades medias a altas). En cuanto a mineral o rocas monominerales presentes, dominaría el cuarzo (con un Vp alrededor de 5.8 km/s).

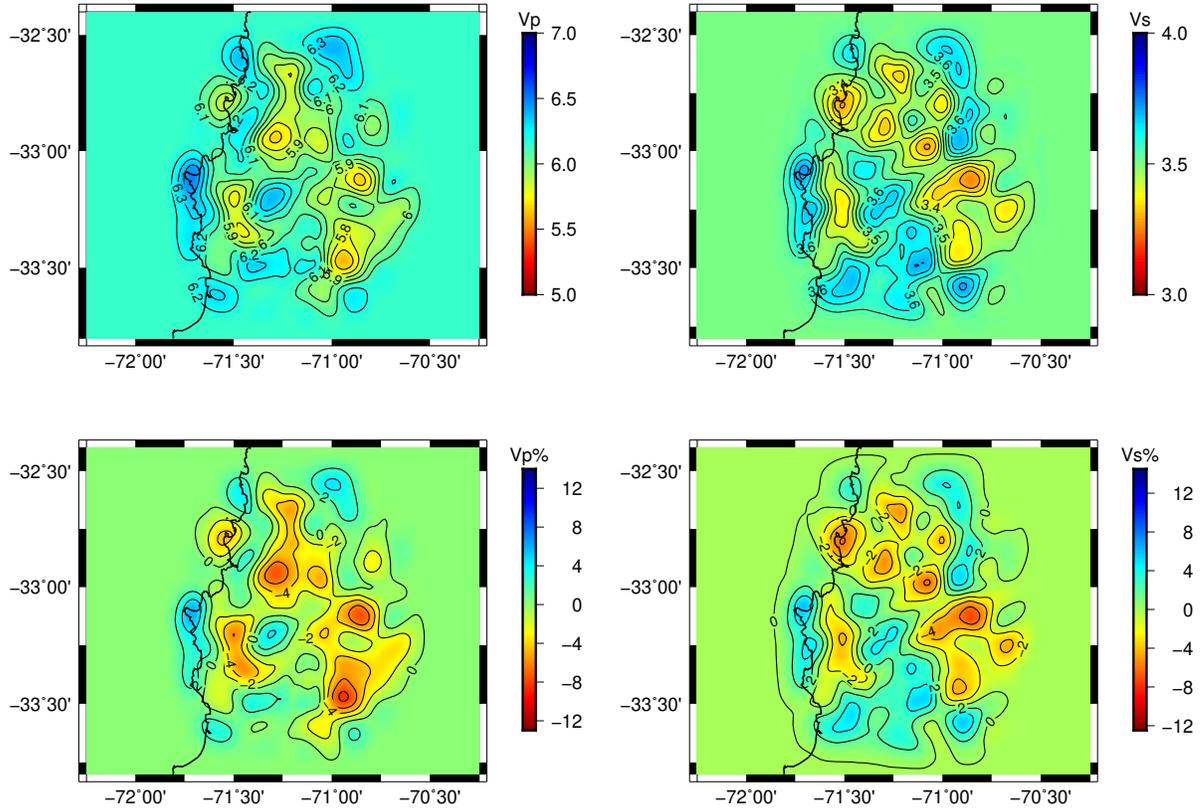
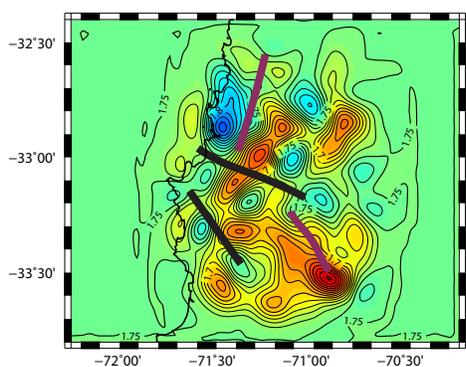
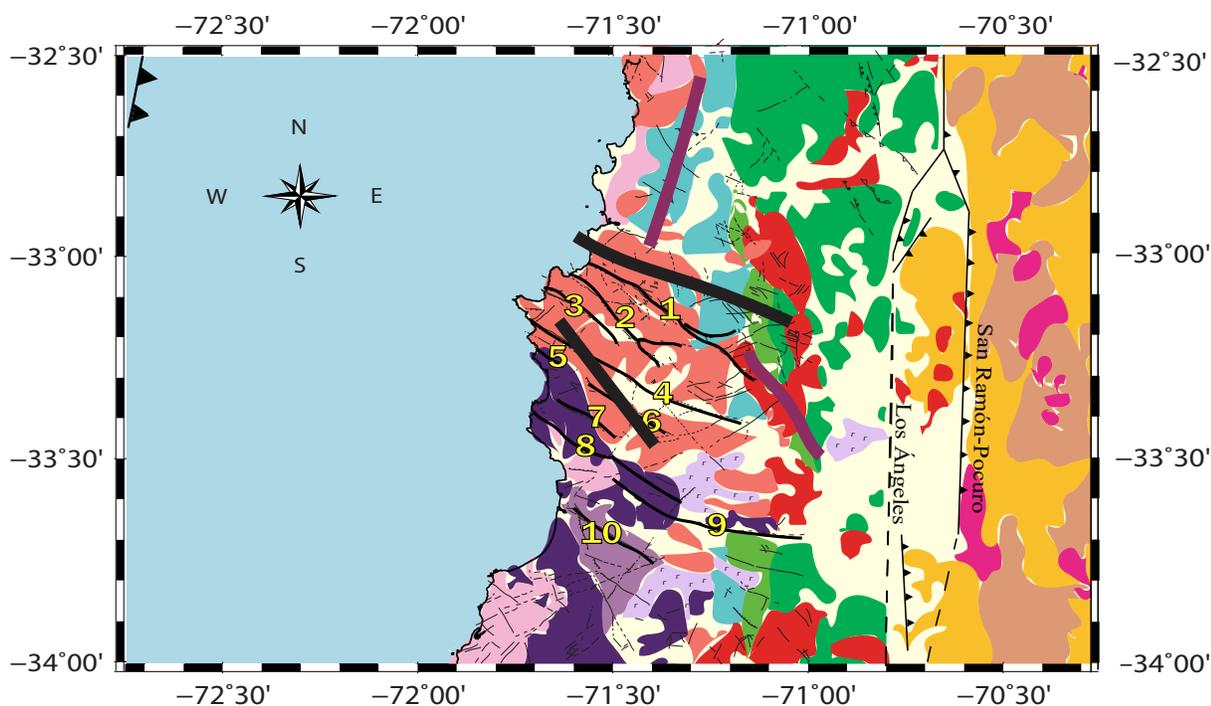


Figura 5.30: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 10 km de profundidad.



Fallas Principales de Orientación NW	
1	Falla Marga-Marga
2	Falla Valparaíso
3	Falla Laguna Verde
4	Falla Valparaíso-Curacavi
5	Falla Quebrada Los Locos
6	Falla Embalse Purísima
7	Falla San Jerónimo
8	Falla Pino Mar
9	Falla Melipilla
10	Falla Estero Nanco

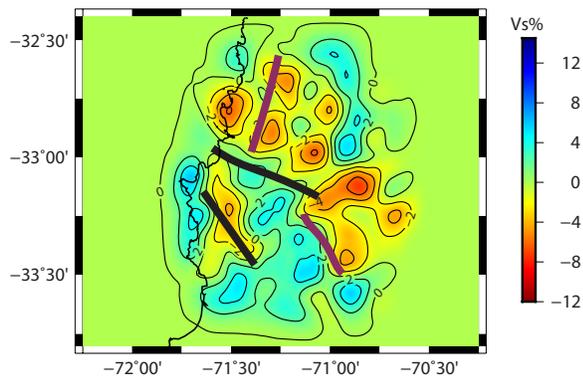
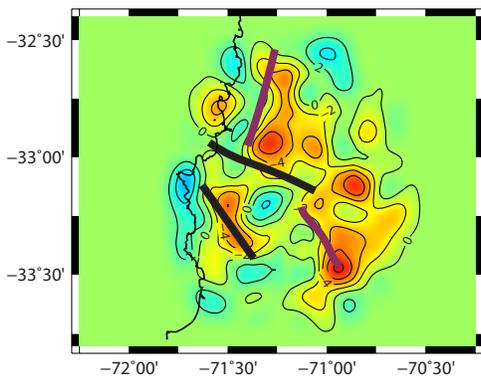


Figura 5.31: V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 10 km de profundidad. Las líneas negras sobre los modelos y el mapa geológico, indican los límites o tendencias en orientación de anomalías identificadas a las profundidades más someras; las líneas púrpuras corresponden a los límites de las anomalías de bajo V_p y bajo V_s identificadas a 10 km de profundidad.

En la Figura 5.31 se observa que los lineamientos trazados a los 2 km de profundidad (en negro), poseen continuidad a los 10 km. A su vez, se observan zonas de bajas velocidades al Norte y Sureste del sistema de fallas Marga-Marga, marcadas como segmentos burdeos de acuerdo con las orientaciones interpretadas. Entre las latitudes 33°S y 33.5°S, a los 71°W de longitud, se visualiza una zona de bajas velocidades que podría relacionarse con la Depresión Central.

Al Sur de la zona identificada como el área de las fallas Marga-Marga, entre los 71.5°W y 71°W, se visualizan zonas que presentan una leve disminución porcentual en V_p , pero que poseen un aumento porcentual para V_s , lo que podría interpretarse como rocas de alta anisotropía producto de un metamorfismo de bajo a medio grado, y/o con más de un 55 % de sílice en su composición.

En la costa, bajo los 32.5°S, se observa una anomalía de altos V_p y V_s , asociada a un leve aumento en V_p/V_s en su parte Sur, y una leve disminución en V_p/V_s en su parte Norte. Esta zona, en superficie, corresponde a intrusivos del Jurásico-Cretácico (color rosa anaranjado) compuestos principalmente de granodioritas, tonalitas, dioritas, monzodioritas y gabros (Rivano et al., 1993); por lo que, de acuerdo a las velocidades y la relación con rocas ígneas, la zona a los 10 km de profundidad estaría fundamentalmente compuesta por dioritas y granodioritas.

Vista a 30 km de profundidad del nivel base de la grilla

De acuerdo con las caracterizaciones realizadas en las secciones verticales de azimut 90°, esta sección se encuentra dentro del área límite entre la corteza litosférica inferior y el manto litosférico.

En la Figura 5.32 se observa que las velocidades de onda P tienen un mínimo de 6.0 km/s y un máximo de 7.3 km/s. Considerando que a esta profundidad no hay metamorfismo de bajo grado y en base a la Figura 3.2, las bajas velocidades se vincularían a granitos, dioritas y/o diabasas en relación a rocas ígneas; a gneis granítico, gneis tonalítico y esquistos micáceos en cuanto a metamorfismo de medio grado; a paragránulita y granulítica félsica si se trata de metamorfismo de alto grado. En relación con las altas velocidades, las rocas ígneas podrían ser anortosas y gabros, los minerales preponderantes o rocas monominerales serían hornblenda (7.0 km/s) y anortosa (6.7-6.8 km/s), las rocas de metamorfismo de grado medio serían anfíbolitas y las de alto grado, granulita anortosítica y granulita de granate máfico.

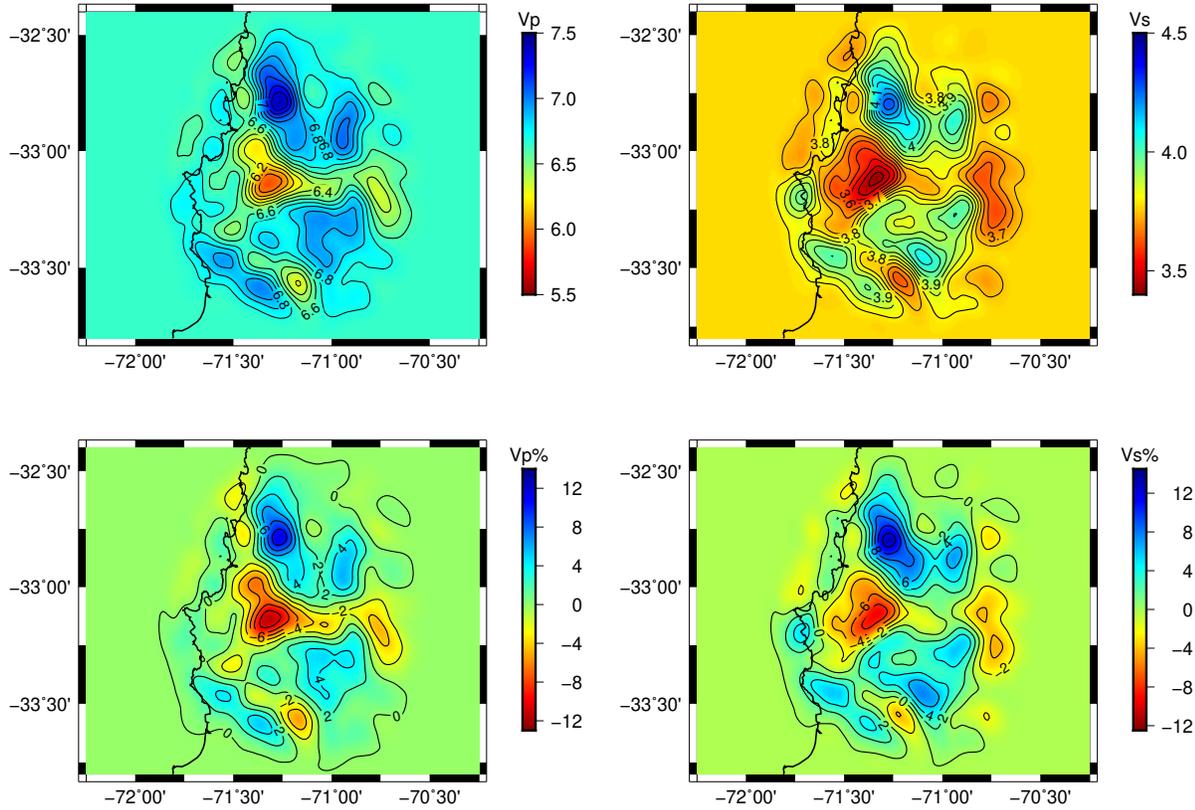
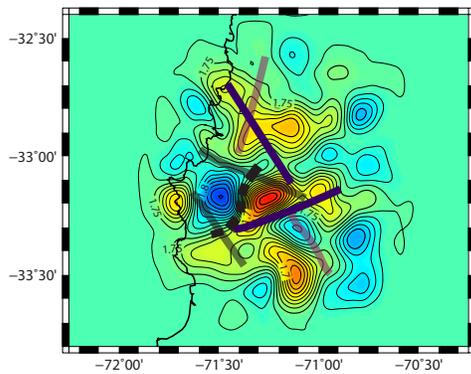
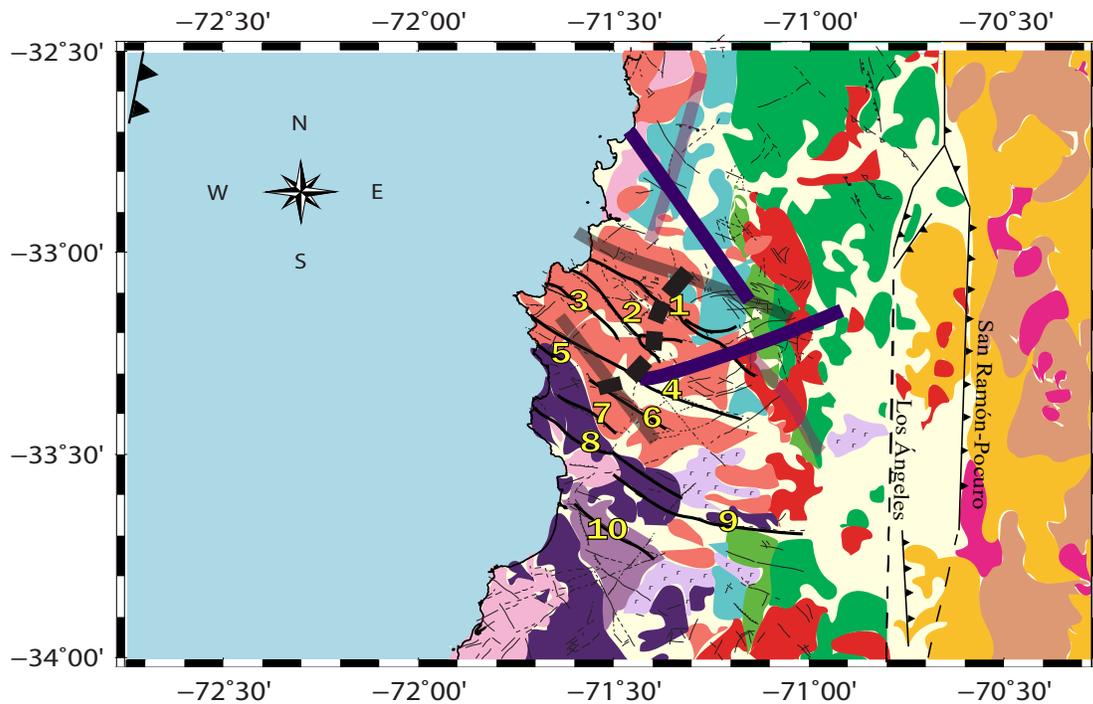


Figura 5.32: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 30 km de profundidad.

En la Figura 5.33, se observa que los lineamientos anteriormente trazados parecen no tener continuidad a esta profundidad, apareciendo otros representados como líneas de color morado en la imagen. La orientación de la traza morada al Norte es NNW, y la traza Sur es de tendencia NE; estas trazas representan los límites Norte y Sur de una anomalía de bajo V_p y bajo V_s , pero que presenta tanto altos V_p/V_s como bajos V_p/V_s .

En el modelo de velocidades, de acuerdo con los valores de V_p/V_s , se observa (marcada en línea negra segmentada) un contraste de alto y bajo V_p/V_s que podría significar un cambio en las condiciones fisicoquímicas en el área; el alto V_p/V_s asociado a una disminución en la velocidad de P y S, indicaría un comportamiento dúctil vinculado a la existencia, entre los 33°S y los 33.30°S, de material litosférico hidratado, concretamente de manto litosférico que comenzaría a serpentinizarse.



Fallas Principales de Orientación NW	
1	Falla Marga-Marga
2	Falla Valparaíso
3	Falla Laguna Verde
4	Falla Valparaíso-Curacaví
5	Falla Quebrada Los Locos
6	Falla Embalse Purísima
7	Falla San Jerónimo
8	Falla Pino Mar
9	Falla Melipilla
10	Falla Estero Nanco

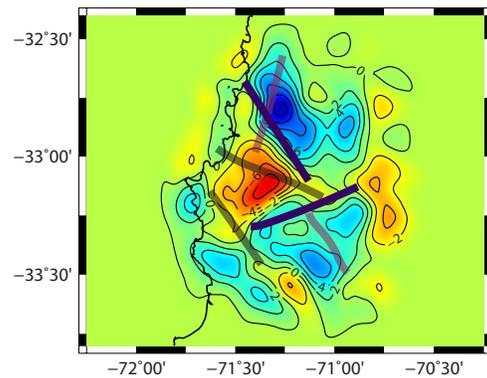
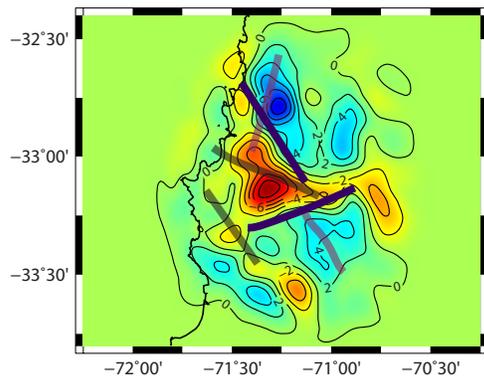


Figura 5.33: V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 30 km de profundidad. Las líneas translúcidas sobre los modelos y el mapa geológico, corresponden los límites o tendencias en orientación de anomalías identificadas a profundidades menores; las líneas moradas corresponden a los límites de las anomalías de bajo V_p y bajo V_s identificadas a 30 km de profundidad.

Vista a 58 km de profundidad

De acuerdo con el comportamiento de las velocidades de onda P hacia profundidades cercanas a los 50 km en la Figura 3.2, se continúa la línea de tendencia hacia profundidades mayores. De esta manera se interpreta que las altas velocidades a esta profundidad podrían corresponder a rocas metamórficas de alto grado como la eclogita (V_p alrededor de 7.8 km/s) y a minerales preponderantes o rocas monominerales de piroxeno y dunita; por otra parte, las velocidades bajas en cuanto a metamorfismo de grado medio serían anfibolitas y de alto grado serían granates máficos

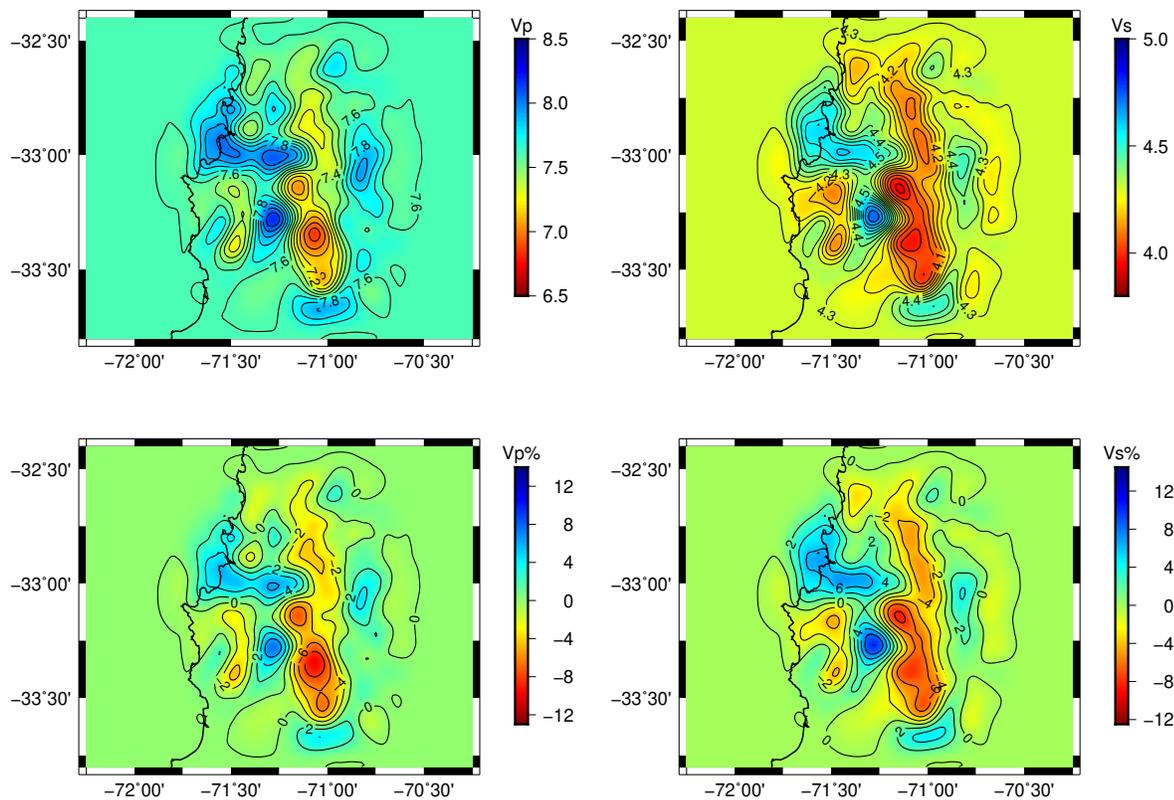


Figura 5.34: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 58 km de profundidad.

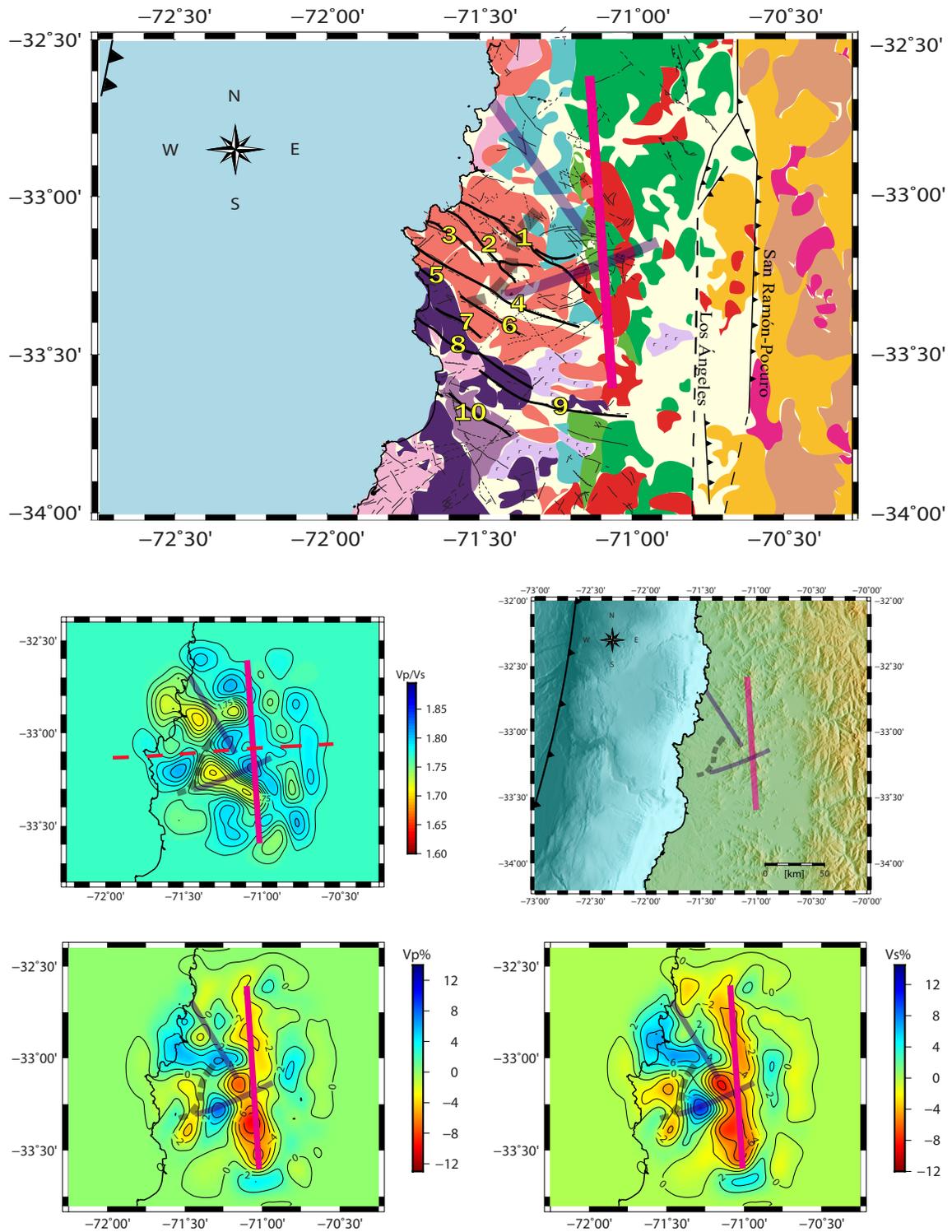


Figura 5.35: V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$ para sección horizontal a 58 km de profundidad. Las líneas translúcidas sobre los modelos y los mapas, corresponden a los límites o tendencias en orientación de anomalías identificadas a profundidades menores; la línea rosa corresponde a la orientación de las anomalías de bajo V_p y bajo V_s identificada a 58 km de profundidad; en el modelo de anomalías de V_p/V_s , aparece el lineamiento rosa intersectado por una línea roja discontinua, la cual separa áreas de simetría en el modelo.

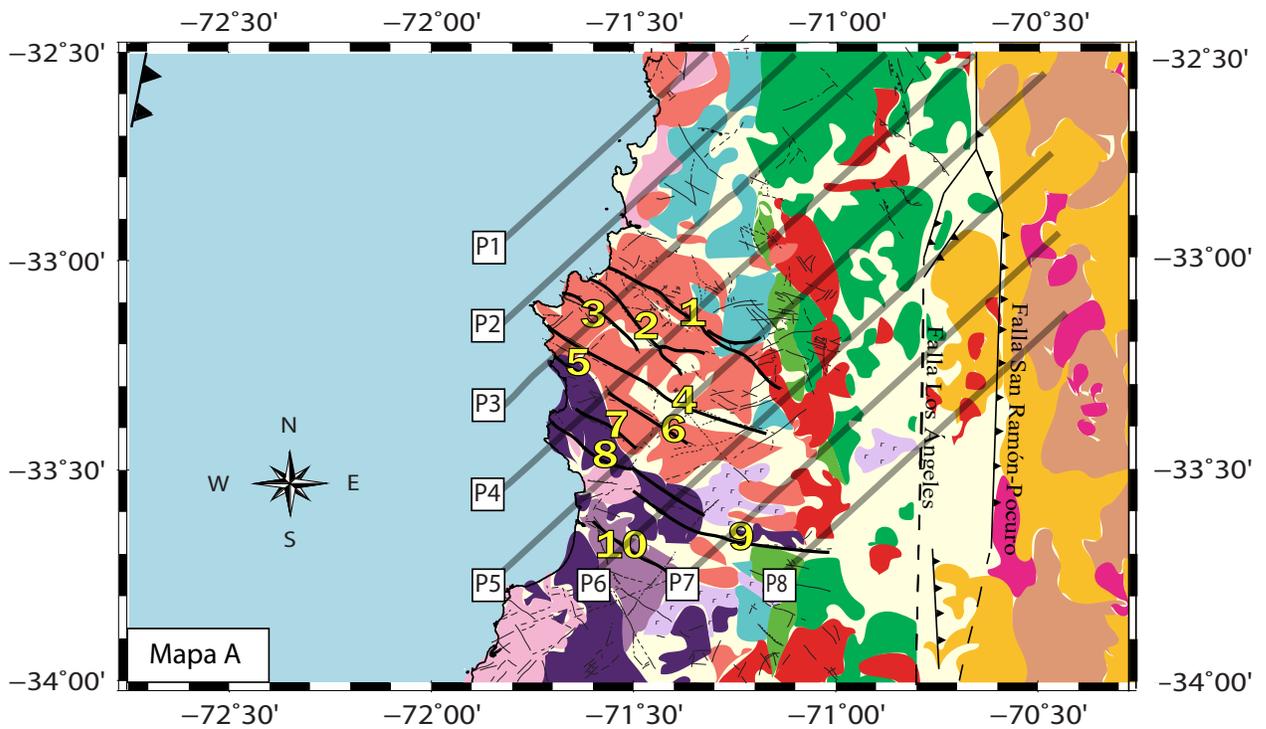
De acuerdo con lo visualizado en la Figura 5.35, ninguno de los lineamientos observados en las anteriores secciones continúa, a excepción de la línea segmentada del perfil anterior que coincide con la zona de alto contraste V_p/V_s hacia el Oeste; sin embargo, la resolución hacia la costa a estas profundidades no es la óptima, por lo que no se asevera que exista una relación directa entre el contraste V_p/V_s de este perfil con el anterior. Se observa, además, un área de orientación N-S vinculada a disminuciones en V_p y V_s , bajo la Cordillera de la Costa Oriental, la cual se ha trazado como un lineamiento de color rosa. Al observar la imagen de anomalías V_p/V_s , se identifica cierta simetría cuyo eje se sitúa entre los 33°S y 33.2°S (representado como línea roja discontinua).

El lineamiento bajo la Cordillera de la Costa, de acuerdo con lo evidenciado por los perfiles verticales de orientación NW, correspondería a la zona donde comienza a visualizarse el alto contraste de V_p/V_s que indicaría un cambio reológico, la cual se identifica como el *downdip* de los terremotos interplaca. Al Oeste de este lineamiento, las anomalías de alto y bajo V_p/V_s se localizan dentro de lo caracterizado como litósfera oceánica.

5.3.3. Perfiles Azimut 135°

Se realizaron 8 perfiles de azimut 135° perpendiculares al rumbo de las principales fallas y estructuras de orientación NW-SE en la zona, con el propósito de reconocerlas y caracterizarlas. Estos perfiles son de diferentes largos y parten desde el SSW al NNE. Finalmente fueron seleccionados 3 perfiles representativos (transectas de color rojo, Mapa B de la Figura 5.36) que están contenidos dentro del área de mayor robustez de datos.

Para cada perfil, se presenta una primera imagen con las velocidades y las variaciones porcentuales, todas con la tendencia del slab de acuerdo Hayes et al. (2018) sólo como referencia. Posteriormente, se identifican las distintas anomalías en las variaciones porcentuales para las ondas de cuerpo con respecto al modelo inicial, junto con las anomalías en la relación V_p/V_s , correlacionándose entre sí y efectuándose las correspondientes interpretaciones para cada perfil. En las imágenes aparecen círculos blancos rodeados por un margen negro, los cuales representan los hipocentros localizados por la inversión.



Simbología			
	Intrusivos Jurásico-Cretácico Inferior		Depósitos Triásico Medio-Superior
	Depósitos Marinos Paleógeno-Pleistoceno		Depósitos Volcánicos Plioceno-Pleistoceno
	Depósitos Triásico Superior-Jurásico Superior		Depósitos Eoceno-Oligoceno
	Depósitos Cretácico Superior-Paleógeno Inferior		Depósitos Volcánicos Mioceno
	Depósitos Jurásico Superior-Cretácico Inferior		Intrusivos Oligoceno Superior-Plioceno
	Intrusivos Cretácico Superior-Eoceno		Falla Inferida
	Basamento Paleozoico Superior		Falla Cartografiada
	Sedimentos Cuaternarios		Falla Inversa

Fallas Principales de Orientación NW	
1 Falla Marga-Marga	6 Falla Embalse Purísima
2 Falla Valparaíso	7 Falla San Jerónimo
3 Falla Laguna Verde	8 Falla Pino Mar
4 Falla Valparaíso-Curacaví	9 Falla Melpillilla
5 Falla Quebrada Los Locos	10 Falla Estero Nanco

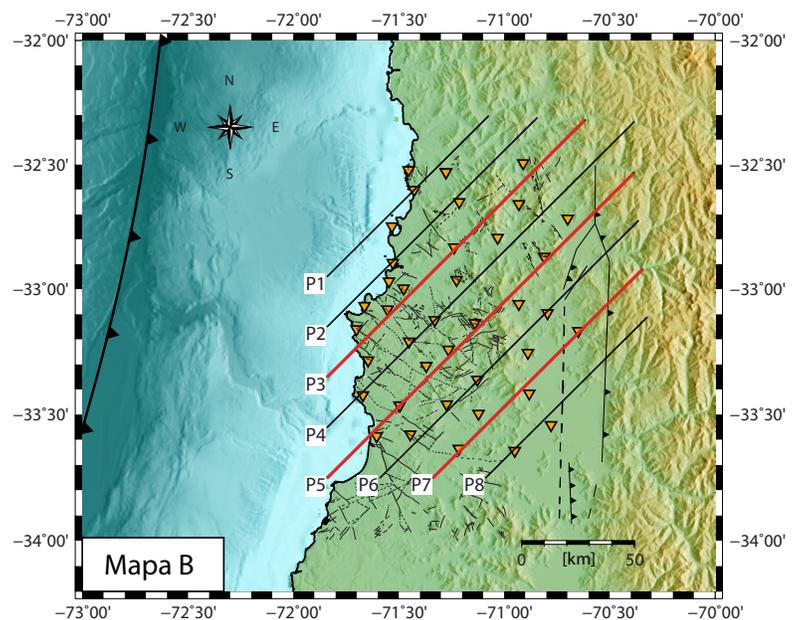


Figura 5.36: Mapa A representa el mapa geológico con las fallas NW, donde se proyectan los perfiles P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7 y P8. En Mapa B se visualizan las 8 secciones en el mapa del área de estudio, con su relieve, las fallas en la Cordillera de la Costa Occidental (Rivano et al., 1993; Gana et al., 1996; de Geología y Minería et al., 1996) y las fallas entre la Depresión Central y la Cordillera Principal Occidental (Farías Thiers, 2007; Charrier et al., 2015), junto a la línea referente a la fosa, señalada con la simbología de falla inversa en el océano. Los perfiles elegidos para interpretar aparecen marcados como transecta de color rojo (P3, P5 y P7)

Perfil P3

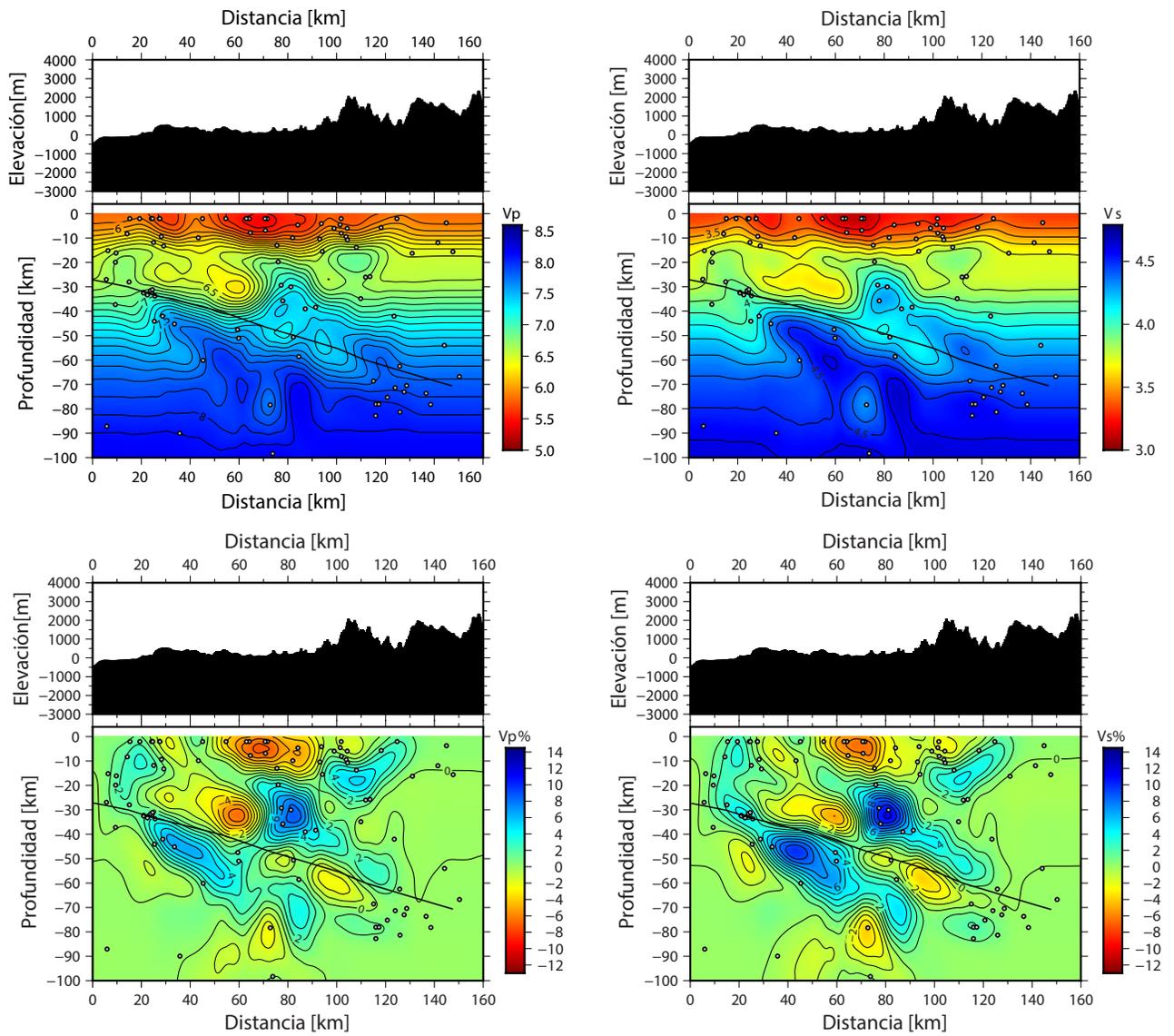


Figura 5.37: Perfil P3. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.

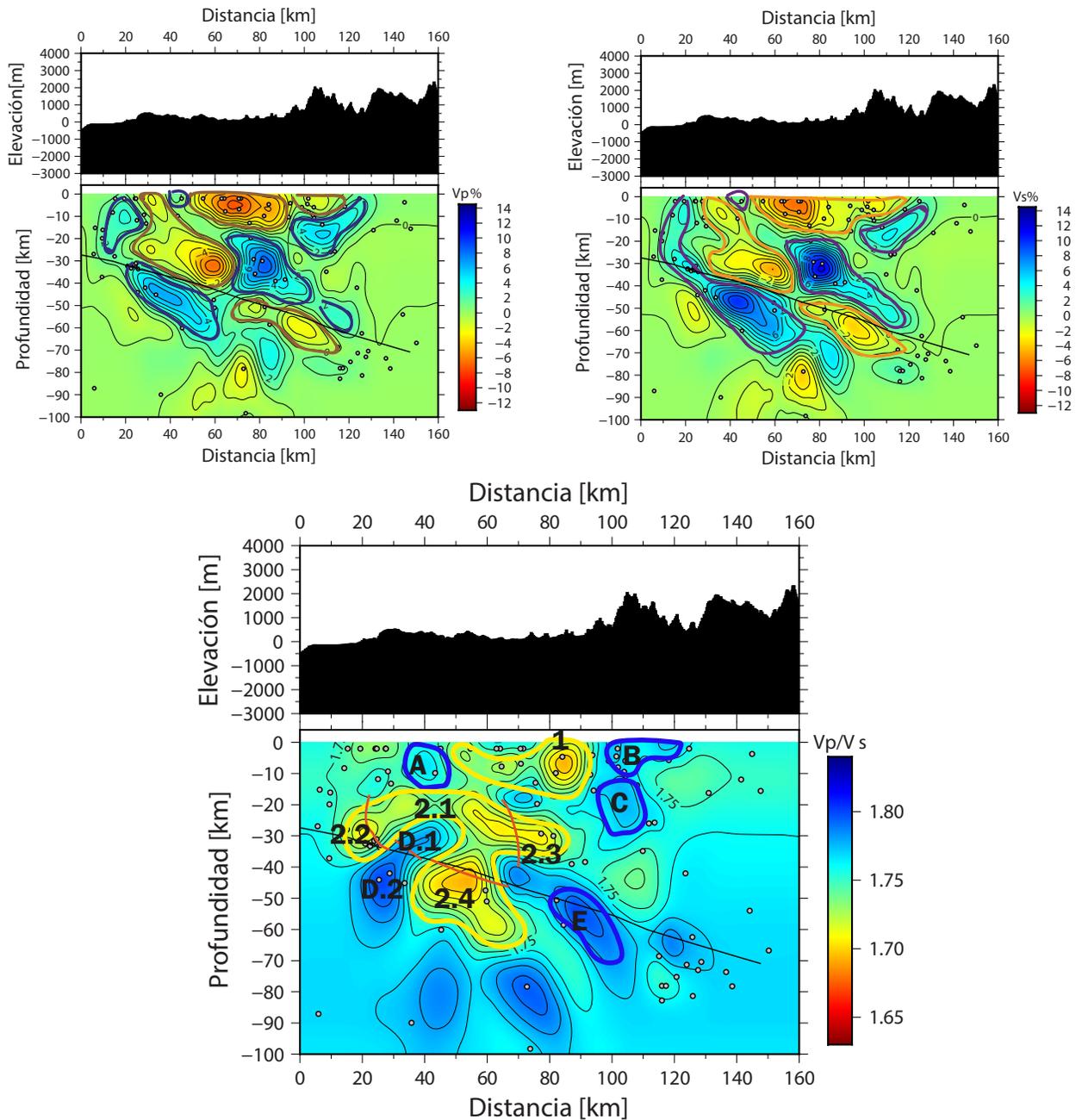


Figura 5.38: Perfil P3. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s . Para cada modelo, se identifican áreas de altas y bajas anomalías según las variaciones porcentuales de las velocidades y la razón entre estas (sobre la cual se superponen las áreas de variación porcentual identificadas, en tonos más translúcidos). Las áreas demarcadas con colores fríos representan anomalías de alto $V_p\%$, alto $V_s\%$ y alto V_p/V_s , los colores cálidos indican anomalías de variación negativa o baja relación V_p/V_s . Aparece una línea continua negra identificada como *slab*, que corresponde a la proyección de esta estructura de acuerdo a la geometría del perfil.

El Perfil P3 atraviesa las siguientes fallas:

- Falla Valparaíso-Curacaví, a 30 km de distancia horizontal desde el comienzo del perfil.
- Falla Laguna Verde, a 40 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Marga-Marga, a 50 km desde el comienzo de perfil.

En la Figura 5.38 se identifican anomalías de alto valor de V_p/V_s nombradas de la A a la E y anomalías de bajo valor de V_p/V_s asignadas como 1 y 2.

ANOMALÍAS V_p/V_s MAYORES A 1.75

- Anomalía A: representa un alto V_p/V_s asociado a disminuciones en las velocidades, por lo que se puede interpretar que esta anomalía corresponde a la falla Laguna Verde, que estaría hidratada y abarcaría desde la superficie a unos 10 km de profundidad. A la izquierda de esta anomalía se identifica un sector con sismicidad y disminuciones en V_p y V_s , lo que representaría a la falla Valparaíso-Curacaví.
- Anomalía B: comienza a 100 km de distancia horizontal desde el comienzo del perfil P3, atravesando principalmente una falla de orientación NNW-SSE y otras menores de orientación NNE-SSW, situadas en el lado occidental del alto topográfico de la Cordillera de la Costa. Esta anomalía finaliza a unos 120-130 km, coincidente con una falla NW-SE que se ha mapeado como normal (Rivano et al., 1993). Esta anomalía se interpreta, en sus niveles más superficiales, como depósitos del Cretácico al Paleógeno y a niveles cercanos a los 10 km de profundidad, como plutones del Cretácico Superior al Eoceno (Andino 2), los cuales estarían fracturados e hidratados/saturados.
- Anomalía C: situada a entre 10 a 30 km de profundidad, se asocia a un alto V_p/V_s , vinculada a aumentos en V_p y V_s . Se interpreta como plutones consolidados, seguramente del Cretácico Superior al Eoceno (Andino 2).
- Anomalía D: La Anomalía D se divide en D.1 y D.2.
 - La anomalía D.1 está relacionada con disminuciones porcentuales en V_p y V_s , siendo más determinante en V_s , por lo que se interpretaría como una zona que presenta fracturamiento e hidratación, la cual estaría vinculada al slab hidratado.
 - La anomalía D.2 está asociada a alzas porcentuales tanto para V_p como para V_s ,

siendo más determinante la mayor variación en V_p . Esta anomalía se interpreta como material consolidado sometido a presiones altas-intermedias.

- Anomalía E: de alta relación V_p/V_s , se interpreta como una zona de bajas velocidades que presenta hidratación o material más dúctil.

ANOMALÍAS V_p/V_s MENORES A 1.75

- Anomalía 1: las disminuciones en V_p y V_s a unos 50 km desde el comienzo del perfil, se interpretan como la falla Marga-Marga, la cual no estaría hidratada. A unos 80 km de distancia, la anomalía presenta su mayor disminución en el valor de V_p/V_s , visualizándose sismicidad en el perfil en profundidad, sin embargo la Figura 1.5 no sitúa ninguna falla cartografiada en la zona, por lo que podría estar cubierta por depósitos del Triásico-Jurásico y sedimentos del Cuaternario, siendo la continuación de la Falla NNW-SSE principal que está hacia Concón. Las rocas que componen la anomalía 1 en su mayoría podrían ser plutones Jurásico-Cretácicos, cubiertas a niveles más superficiales por los depósitos antes mencionados y material poco consolidado, que en unos primeros kilómetros de profundidad constarían de rocas porosas sometidas a una alta presión de poro, lo que explicaría la pequeña zona somera de alto V_p/V_s ; sin embargo, como se mencionó anteriormente, la resolución a niveles más superficiales puede estar perturbada por la existencia de estos mismos sedimentos, alterando los valores de las velocidades.
- Anomalía 2: se divide en 4 zonas con comportamiento diferente para V_p y V_s .
 - Anomalía 2.1: V_p disminuye más que V_s , por lo que se podría tratar de roca fracturada con menos de un 2/3 de saturación, por lo que se caracteriza como roca fracturada seca. La anomalía está situada entre unos 20 a 40 km de profundidad y su proyección en superficie corresponde al contacto entre el basamento Paleozoico y los intrusivos del Jurásico Superior al Cretácico (Andino 1).

Al observar las imágenes en planta a los 22 km de profundidad (ver Anexos, Figura B.4), la zona posee velocidades entre 6.1 a 6.6 km/s y si esta se corresponde con metamorfismo de grado medio, dichos valores de acuerdo a la Figura 3.2 corresponderían a gneiss granítico, gneiss tonalítico y esquistos cuarzo-micáceos; sin embargo, V_s no presenta aumentos que hagan sugerir una importante anisotropía asociada a foliaciones de rocas metamórficas. En cuanto a rocas ígneas, de acuerdo con la misma tabla, las velocidades corresponderían a granito y diorita, lo cual situaría a la roca en una composición entre intermedia a ácida y aplicando el mismo análisis de la anisotropía, la composición de la roca debería corresponder más bien a un porcentaje de sílice intermedio como la diorita.

- Las Anomalías 2.2, 2.4 y 2.3 están asociadas a bajo valor de V_p/V_s , pero a aumentos para V_p y V_s , siendo mayor porcentualmente para V_s . Se interpreta como

roca de composición intermedia a ácida sometido a presión, que presentaría una leve anisotropía. Estas zonas podrían constituirse de material metamorfozado o metamorfozándose a un grado intermedio. Si la composición de estas rocas fuese la misma que para 2.1, significaría que hay un proceso que rodea la anomalía 2 y la somete a mayores presiones en 2.2, 2.4 y 2.3, generando fracturas en la anomalía 2.1 que estaría sometida a una presión menor. Sin embargo, es importante mencionar que la anomalía 2.4 forma parte de lo identificado como litósfera oceánica, por lo que esta zona se podría identificar como una zona consolidada no fracturada del slab; aun así, el hecho de ser caracterizada como una roca intermedia a ácida contradice la idea de una litósfera oceánica más básica, por lo que se plantea que en el proceso de subducción, lo que se identifica geoméricamente como slab contiene rocas de la corteza continental seguramente arrastradas por acreción.

Perfil P5

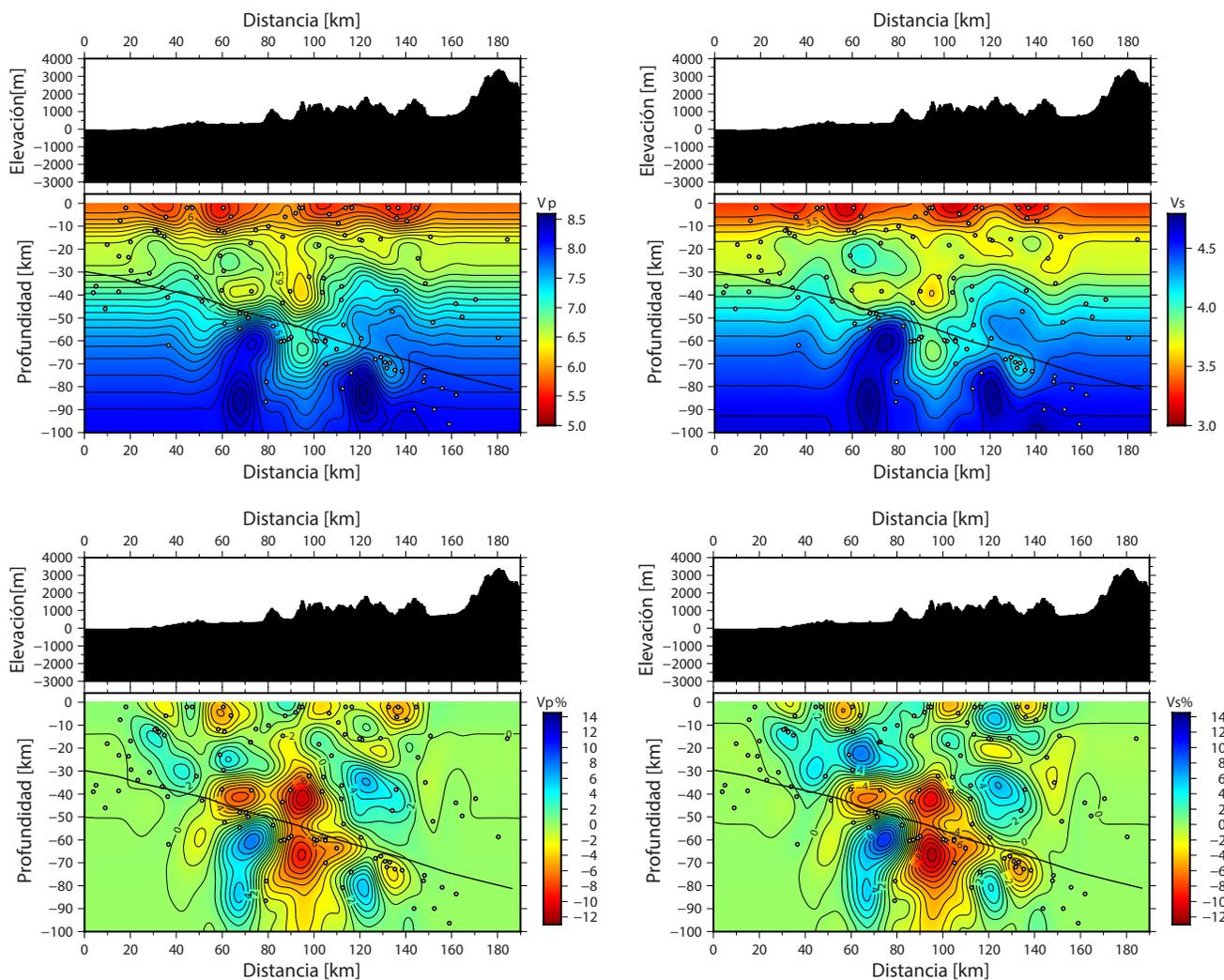


Figura 5.39: Perfil P5. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.

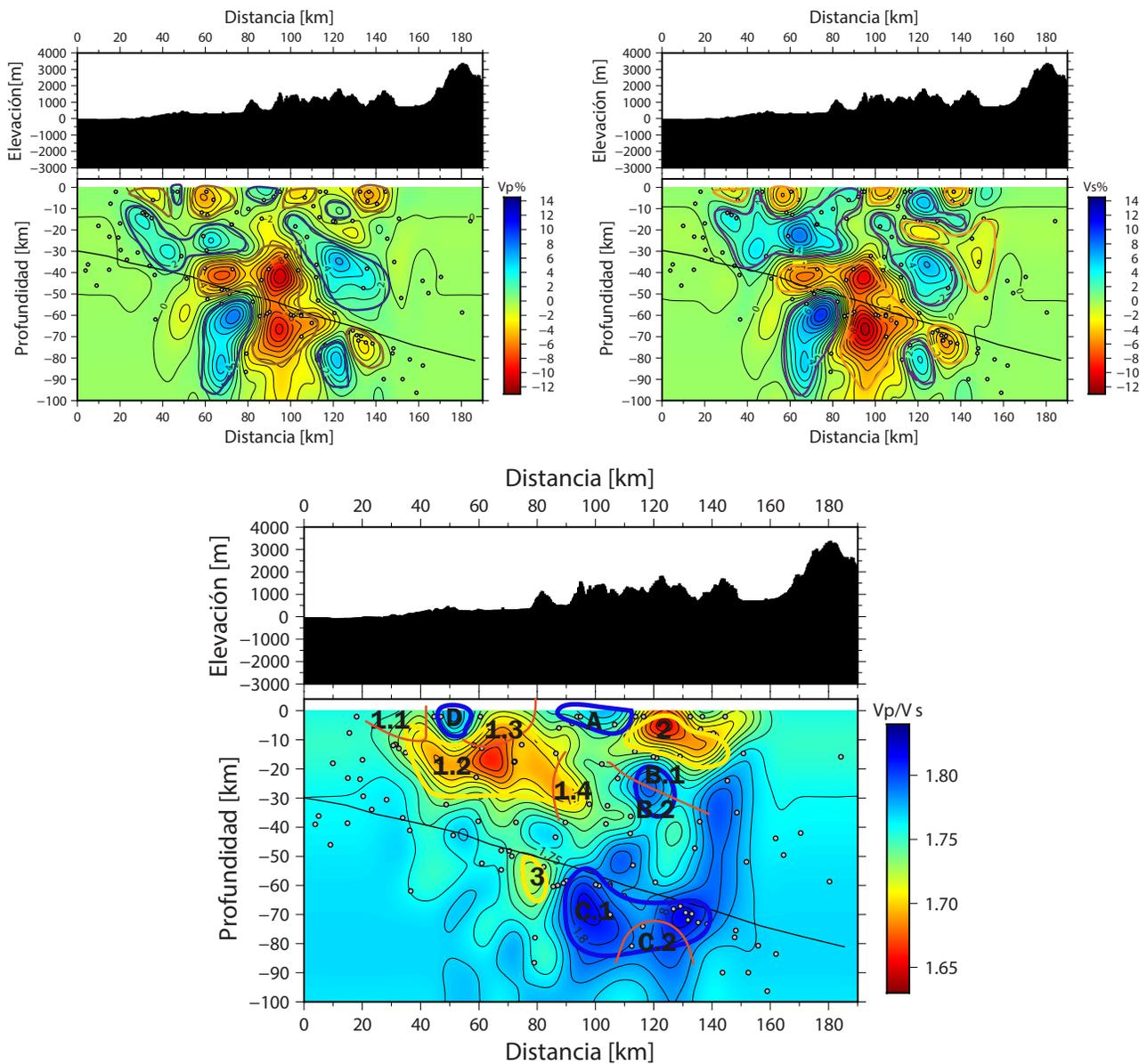


Figura 5.40: Perfil P5. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s . Para cada modelo, se identifican áreas de altas y bajas anomalías según las variaciones porcentuales de las velocidades y la razón entre estas (sobre la cual se superponen las áreas de variación porcentual identificadas, en tonos más translúcidos). Las áreas demarcadas con colores fríos representan anomalías de alto $V_p\%$, alto $V_s\%$ y alto V_p/V_s , los colores cálidos indican anomalías de variación negativa o baja relación V_p/V_s . Aparece una línea continua negra identificada como *slab*, que corresponde a la proyección de esta estructura de acuerdo a la geometría del perfil.

El Perfil P5 atraviesa las siguientes fallas:

- Fallas menores no nombradas cercanas a la costa, a 20-30 km desde el comienzo del

perfil, en el basamento Paleozoico y en depósitos marinos del Paleógeno-Pleistoceno.

- Falla Pino Mar, a ca. 45 km desde el comienzo del perfil.
- Falla San Jerónimo, a 50 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Embalse Purísima, a ca 60 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Valparaíso-Curacaví, a ca. 65 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Marga-Marga, a ca. 85 km desde el comienzo del perfil.

En la Figura 5.40 se identifican anomalías de alto valor de V_p/V_s nombradas de la A a la D y anomalías de bajo valor de V_p/V_s asignadas como 1, 2 y 3.

ANOMALÍAS V_p/V_s MAYORES A 1.75

- Anomalía A: la parte izquierda de esta anomalía está asociada a aumentos en V_p y V_s , por lo que se interpreta como roca consolidada, siendo intrusivos del Jurásico al Cretácico Inferior. Sobre estos intrusivos, a unos 85 km desde el comienzo del perfil, se sitúa la traza principal del sistema de fallas Marga-Marga, por lo que se interpreta la zona derecha de la anomalía A como una roca fracturada sobre la cual hay depósitos del Triásico-Jurásico, Jurásico-Cretácico y sedimentos cuaternarios.
- Anomalía B: se divide en B.1 y B.2.
 - Anomalía B.1: se relaciona con una disminución mayor para V_s que suscita un alto V_p/V_s . Se interpreta como, roca fracturada o poco consolidada, que presentaría una saturación mayor a $2/3$ (hidratación). Esta anomalía tiene un ancho de alrededor de 20 km y está situada entre unos 20 a 30 km de profundidad, bajo el intrusivo que se ha reconocido como del Cretácico al Paleoceno-Eoceno, siendo una zona de transición entre un material más consolidado a uno fracturado o sometido a una menor presión, representando también el límite entre rocas diferentes (desde una que podría tener composición intermedia-básica a una con más sílice).
 - Anomalía B.2: asociada a un aumento porcentual en ambas velocidades, siendo el aumento en V_p mayor. Se interpreta como roca consolidada que podría ser una roca intrusiva.
- Anomalía C: se divide en C.1 y C.2, de acuerdo con los distintos comportamientos de V_p y V_s para una misma área de alto V_p/V_s .
 - Anomalía C.1: situada entre 55-80 km de profundidad, estaría relacionada a material hidratado o fundido al presentar una disminución porcentual mayor para V_s que para V_p , lo que indicaría que se trataría de material del manto serpentizado

o un cambio reológico en el slab.

- Anomalía C.2: representa un aumento en V_p y V_s , siendo mayor para V_p . Se interpreta como material sometido a altas presiones que tendría una composición más básica, constituyéndose como parte del manto.
- Anomalía D: representada por un alto V_p/V_s . Esta anomalía consta de dos secciones de diferente comportamiento: al costado izquierdo, V_p y V_s aumentan; al costado derecho, disminuyen las velocidades siendo más determinante la disminución en V_s . Esta anomalía se interpreta como una roca consolidada delimitada entre la falla Pino Mar y la falla San Jerónimo, a 45-50 km de distancia horizontal desde el comienzo del perfil, la cual presenta fracturas con una saturación mayor a $2/3$ (definida como hidratada) que se relaciona con las fallas San Jerónimo y Embalse Purísima.

ANOMALÍAS V_p/V_s MENORES A 1.75

- Anomalía 1: representa bajas en V_p/V_s , pero está constituida por distintos comportamientos de variaciones porcentuales en las velocidades de ondas de cuerpo, por lo que se divide en 1.1, 1.2, 1.3 y 1.4.
 - Anomalía 1.1: representa una zona caracterizada por disminuciones en V_p y V_s , siendo más extensa el área de disminución en V_p . Se interpreta como roca poco consolidada y/o roca fracturada seca. Esta anomalía se localiza no más allá de los 10 km de profundidad, justamente donde comienza la costa, identificándose en planta la Formación Navidad y el basamento Paleozoico (rocas metamórficas y plutones Triásico-Jurásicos, Figuras 1.4 y 4.11), correspondiendo en planta a fallas cartografiadas por Gana et al. (1996) de orientación NE-SW y NWW-SEE. La anomalía en superficie, a unos 40 km desde el comienzo del perfil, limita con el área de la falla Pino Mar.

La anomalía 1.1, pese a las perturbaciones del modelo dada la existencia de sedimentos poco consolidados a niveles someros, correspondería a material que en sus niveles más superficiales constaría de la Formación Navidad (Mioceno-Plioceno) y depósitos del Triásico que presentarían fracturas con grietas de menos de $2/3$ de saturación (secas).

- Anomalía 1.2: caracterizada por una alza porcentual para V_p y V_s , siendo más determinante el aumento de V_s , lo que sugiere que la composición de la roca es de más de un 55 % de sílice y que estaría sometida a condiciones de metamorfismo (o ya ser una roca metamorfizada) que favorecerían una foliación preferente, por lo que esta anisotropía explicaría el hecho de que entre los 10 y 25 km de profundidad (bajo la anomalía D y bajo el área entre las anomalías 1.3 y A) la velocidad de la onda S aumenta un 2 a 3% y la velocidad de la onda P poco menos de un 1%. Ahora bien, dado que la variación en la velocidad de la onda P es pequeña

en este tramo, se sugiere que la presión es menor que en la zona de 25 a 40 km de profundidad; en esta última se evidencia un aumento de un 4-7 % de V_s en un área más extensa, en comparación a un 2-4 % en V_p .

Entre 20 y 40 km en dirección horizontal desde el comienzo del perfil, entre 10 a 40 km de profundidad, el material correspondiente a la anomalía 1.2 estaría sometido a condiciones distintas de presión que las 2 zonas descritas con anterioridad, al aumentar similarmente V_p y V_s ; este hecho podría ser explicado por las condiciones P-T asociadas al proceso de acreción de material por subducción bajo la placa cabalgante (underplating). Así, la anomalía 1.2 sería fundamentalmente basamento Paleozoico sometido a diferentes condiciones de presión (y consiguientemente, de metamorfismo).

- Anomalía 1.3: asociada a disminuciones en V_p y V_s , siendo más considerable la disminución de V_p al abarcar una mayor área. Esta zona, que presenta sismicidad, en superficie corresponde principalmente a fallas de orientación NW-SE, siendo desde el Suroeste al Noreste: la falla Embalse Purísima y la falla Valparaíso-Curacaví. Así, esta anomalía se caracterizaría como intrusivos del Jurásico al Cretácico Inferior que se encuentran fracturados con menos de un 2/3 de saturación (secos).
- Anomalía 1.4: se caracteriza por disminuciones en las velocidades, al igual que en las anomalías 1.1 y 1.3, y según la Tabla 3.1 se trataría de rocas fracturadas secas o rocas porosas con baja presión de poro; sin embargo, esta anomalía se sitúa entre unos 20 a 40 km de profundidad por lo que no caracterizarla como un material poco consolidado carece de sustento considerando el aumento de presiones con la profundidad.
- Anomalía 2: presenta bajo valor para V_p/V_s , asociado a un alza porcentual de ambas velocidades de ondas, siendo más determinante la mayor variación porcentual para V_s . Se interpreta como roca con un contenido de sílice mayor a 55 % y que, al observar el mapa geológico, las secciones horizontales a 2k y 10 km, y la Figura 3.2 relativa a las velocidades medias continentales, dicha roca serían intrusivos del Cretácico Superior al Paleoceno-Eoceno (Andino 2) que a los 10 km presentarían metamorfismo. Estos intrusivos estarían compuestos principalmente de granito y gneiss granítico (metamorfismo de grado medio).
- Anomalía 3: correspondería, por el aumento porcentual mayor para V_s que para V_p , a roca que presenta una leve anisotropía, la cual podría estar sometida a condiciones de metamorfismo de medio grado. Esta roca, estaría situada en parte sobre la zona de Wadati-Benioff, en lo identificado como *slab*.

Perfil P7

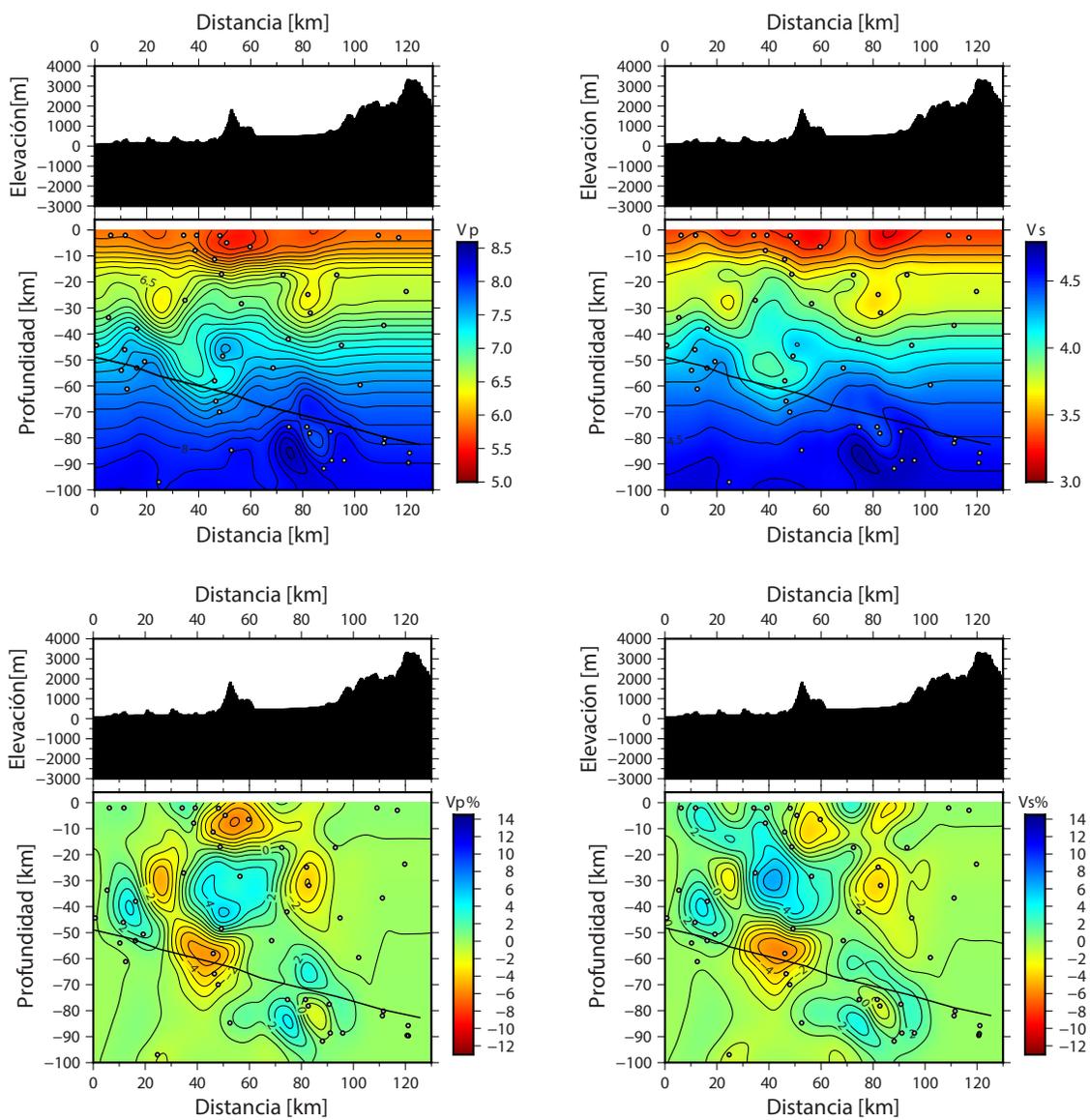


Figura 5.41: Perfil P7. Modelo de velocidades absolutas y variaciones porcentuales.

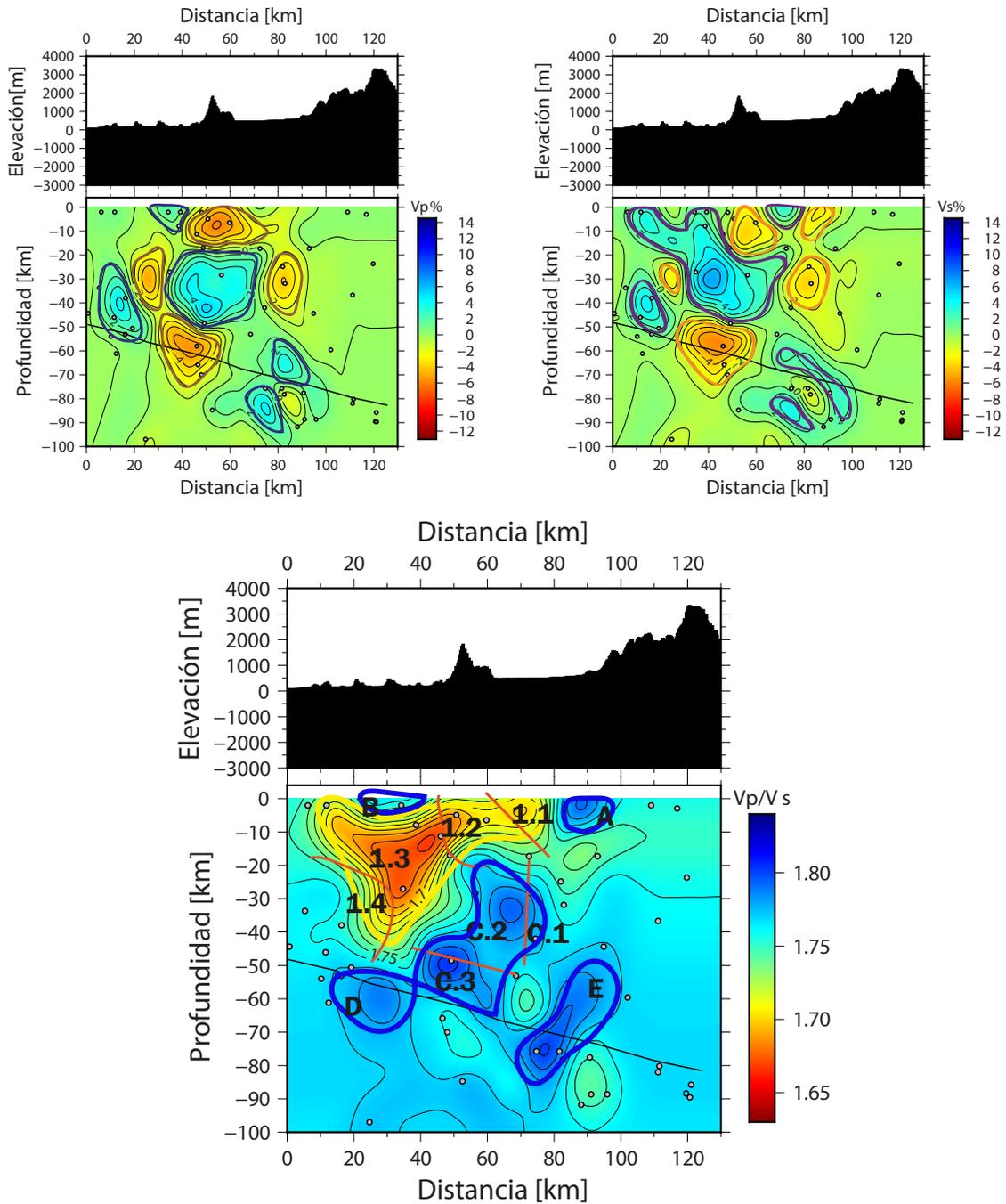


Figura 5.42: Perfil P7. Anomalías identificadas en las variaciones porcentuales de las velocidades de ondas de cuerpo y en la razón V_p/V_s . Para cada modelo, se identifican áreas de altas y bajas anomalías según las variaciones porcentuales de las velocidades y la razón entre estas (sobre la cual se superponen las áreas de variación porcentual identificadas, en tonos más translúcidos). Las áreas demarcadas con colores fríos representan anomalías de alto $V_p\%$, alto $V_s\%$ y alto V_p/V_s , los colores cálidos indican anomalías de variación negativa o baja relación V_p/V_s . Aparece una zona identificada como *slab*, que corresponde a la proyección de esta estructura de acuerdo a la geometría del perfil.

El Perfil P7 atraviesa las siguientes fallas:

- Falla Melipilla, a 20 km desde el comienzo del perfil.
- Falla Los Ángeles, a 80 km desde el comienzo del perfil.
- Falla San Ramón-Pocuro, a ca. 100 km desde el comienzo del perfil.

En la Figura 5.42 se identifican anomalías de alto valor de V_p/V_s nombradas de la A a la E y una anomalía de bajo valor de V_p/V_s asignada como anomalía 1.

ANOMALÍAS V_p/V_s MAYORES A 1.75

- Anomalía A: se sitúa entre la Depresión Central y la parte occidental de la Cordillera Principal, entre las fallas Los Ángeles y San Ramón-Pocuro. El comportamiento de V_p y V_s indican que la anomalía correspondería a material poroso con una alta presión de poro o bien, material fracturado que presenta hidratación.

Si bien esta anomalía se ubica en un área de baja cobertura para la red de estaciones, siendo sólo una estación instalada entre las fallas Los Ángeles y San Ramón-Pocuro (Mapa B, Figura B.6) se puede interpretar que su zona más somera forma parte de la Formación Abanico (Eoceno a Mioceno bajo) y, dado que el Perfil P7 cruza la falla Los Ángeles, correspondería a una zona fracturada que estaría hidratada.

- Anomalía B: no supera los 5 km de profundidad y presenta un V_p/V_s cerca de 1.76-1.77, asociado a leves aumentos en V_p y V_s , siendo mayor el aumento porcentual para V_p . Esta anomalía se interpreta como roca consolidada, correspondiendo a un afloramiento de intrusivos Cretácicos junto a secuencias sedimentarias del mismo período. Es importante recalcar que el espesor es un 1 km mayor a las aristas de las celdas de la grilla del modelo (4 km).
- Anomalía C: está compuesta por C.1, C.2 y C.3, delimitadas por líneas naranjas indicativas de un cambio marcado de comportamiento de las ondas de cuerpo, donde justamente están los máximos para V_p/V_s en la anomalía C.
 - Anomalía C.1: presenta disminuciones en V_p y V_s , justamente en la zona en que el área de disminución de V_s (2%) es mayor, por lo que se interpreta como una zona que no es sometida a presiones altas.
 - Anomalía C.2: asociada a aumentos en las velocidades de ambas ondas de cuerpo, interpretándose como material consolidado que corresponde a rocas intrusivas.
 - Anomalía C.3: asociada a disminuciones de V_p y V_s . Se interpreta como material dúctil y/o fracturado e hidratado.

- Anomalía D: representa un área donde V_p y V_s disminuyen y dada la profundidad en que se localiza, correspondería a parte del slab fracturado e hidratado.
- Anomalía E: situada a una profundidad de 50 a 80 km, donde la resolución no es óptima y podría corresponder a un artefacto. Sin embargo, su parte baja presenta sismicidad y se localiza cerca de la zona definida como límite superior para el slab según Hayes et al. (2018), por lo que se podría suponer que la parte baja de esta zona forma parte de la continuidad del slab y es sometida a altas presiones, teniendo una composición más básica (a estos niveles podría existir eclogita).

ANOMALÍAS V_p/V_s MENORES A 1.75

- Anomalía 1: se divide en 1.1, 1.2, 1.3 y 1.4 según el comportamiento diferente de V_p y V_s .
 - Anomalía 1.1: asociada a un valor de V_p/V_s alrededor de 1.70, vinculada a un aumento porcentual mayor para V_s , por lo que se interpreta como una roca cuya composición favorece levemente los movimientos de cizalle sin disminuir los movimientos compresivos, por lo que su anisotropía no es significativa y se trataría de un material bien consolidado, pero no sometido a altas presiones. Podría tratarse de material intrusivo rico en sílice, como plutones intrusivos del Cretácico Superior al Paleoceno-Eoceno (Andino 2).
 - Anomalía 1.2: representa disminuciones tanto en V_p como en V_s , pero que son más significativas para la onda compresional, por lo que podría ser material seco fracturado o bien, rocas porosas poco consolidadas. Al observar que esta anomalía se localiza bajo un alto topográfico de la Cordillera de la Costa y existe sismicidad en su centro, se interpreta como una posible falla no asociada a presencia de fluidos.
 - Anomalía 1.3: representa valores de V_p/V_s entre 1.67 y 1.72, está asociada a aumentos para V_p y V_s , siendo más marcados para V_s . Entre los 0 a 20 km de profundidad, el comportamiento de las variaciones porcentuales es similar a los de la anomalía 1.1, de manera que en dicho tramo el material sería principalmente intrusivos del Cretácico Superior al Paleoceno-Eoceno (Andino 2). Por otra parte, entre los 20 km y los 40 km de profundidad, V_p aumenta un 4% y V_s un 6%, lo que indicaría que la roca presenta propiedades que favorecen más a los movimientos de cizalle, indicando que podría ser una roca intrusiva sometida a presiones medias, compuesta por minerales levemente anisotrópicos, interpretándose como roca sometida a metamorfismo de medio grado que podría estar compuesta de esquistos de protolito de composición silíceo intermedia a alta (desde andesita a granito). Por otra parte, si se considera la vista en planta a 30 km en la zona (Figura 5.33) y que existe metamorfismo de medio grado en ambiente cortical, las velocidades de la onda P ordenadas de menor a mayor corresponden (Figura 3.2) a: gneiss granítico, gneiss tonalítico y esquistos cuarzo-micáceo.

- Anomalía 1.4: representa disminuciones en V_p y V_s , donde porcentualmente V_p disminuye más que V_s . Dado que se localiza entre 20 a 40 km de profundidad, se interpreta como una zona de rocas fracturadas secas.

Cabe recalcar que esta anomalía de bajo V_p/V_s también se visualiza en los perfiles P5 (anomalía 2.1) y P7 (anomalía 1.4), situándose entre unos 20 a 40 km de profundidad y a alrededor de unos 20-30 antes de los altos topográficos de la Cordillera de la Costa Oriental en el eje horizontal.

Es importante señalar que la resolución del modelo pierde calidad en los bordes por lo que a pesar de poder interpretar las anomalías dentro de los primeros 50 km horizontales del perfil, se debe considerar esta falta de información (representada en la menor calidad al no poseer más densidad de rayos) y el ruido o perturbaciones al modelo de velocidades que generan los sedimentos poco consolidados (en este caso sedimentos del cuaternario) en los primeros kilómetros de profundidad. Así, la explicación de por qué no hay una anomalía importante en la parte que contiene la traza de la falla Melipilla podría ser debida a estos factores, junto a que la resolución de las celdas con las que se elaboró el modelo no es menor a 4 km.

Capítulo 6

Análisis de Resultados y Discusión

El análisis de resultados se realiza en 3 secciones en las que se abordan diferentes ejes: (6.1) el análisis de anomalías según su disposición dentro de la litósfera continental y oceánica, y su relación con la cuña de doble vergencia; (6.2) el comportamiento anómalo de la zona a los 30 km de profundidad alrededor de los 33°S; (6.3) la caracterización de fallas y lineamientos en la corteza superior, de acuerdo al criterio de fracturas secas o hidratadas.

6.1. Caracterización Litósfera Continental y Litósfera Oceánica (*Slab*)

Para analizar los resultados de los 3 perfiles verticales de orientación WE (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3) y generar una caracterización general, se consideran los modelos V_p % y V_p/V_s identificándose áreas características de anomalías de alto/bajo V_p . Para la interpretación de las anomalías V_p/V_s de los distintos perfiles, se realiza una asignación de la A a la F.

En lo identificado como corteza continental superior (Figura 6.4) con composición de menos de un 55% de sílice, se observa que existen anomalías de baja y alta relación V_p/V_s , asociadas a la existencia de fluidos en fallas/fracturas y a fallas/fracturas secas. También se observan anomalías de altos valores de V_p/V_s asociadas a aumentos de V_p y V_s , interpretadas como plutones básicos-intermedios. Existen, además, zonas de baja relación V_p/V_s asociadas a un comportamiento que facilita los movimientos de cizalle por sobre los longitudinales (zona E), lo que se interpreta como rocas de composición intermedia a ácida (principalmente plutones de esa composición); si estas anomalías son rocas metamórficas, corresponden a grado bajo o intermedio.

Nombre	Anomalia Vp	Anomalia Vs	Anomalia Vp/Vs	Interpretación
A	Vp ↑	Vs ↑	Vp/Vs ↑	Roca con menos de un 55% de sílice, consolidada.
B	Vp ↓	Vs ↓ ↓	Vp/Vs ↑	Roca con menos de un 55% de sílice, fracturada (o porosa) e hidratada. Puede indicar comportamiento dúctil de la roca.
C	Vp ↓ ↓	Vs ↓	Vp/Vs ↓	Roca con menos de un 55% de sílice, fracturada (o porosa) y seca.
D	Vp ↓	Vs ↑	Vp/Vs ↓	Roca con más de un 55% de sílice, no sometida a una presión mayor tal que genere un aumento en Vp significativo. Puede indicar metamorfismo de grado bajo/intermedio.
E	Vp ↑	Vs ↑ ↑	Vp/Vs ↓	Roca con más de un 55% de sílice, sometida a una presión mayor tal que genera un aumento en Vp significativo. Puede indicar metamorfismo de grado bajo/intermedio.
F	Vp ↑	Vs ↓	Vp/Vs ↑	Roca con bajo nivel de sílice.

Tabla 6.1: Tabla con las tendencias de comportamientos de las distintas anomalías y su interpretación, de acuerdo al Marco Teórico.

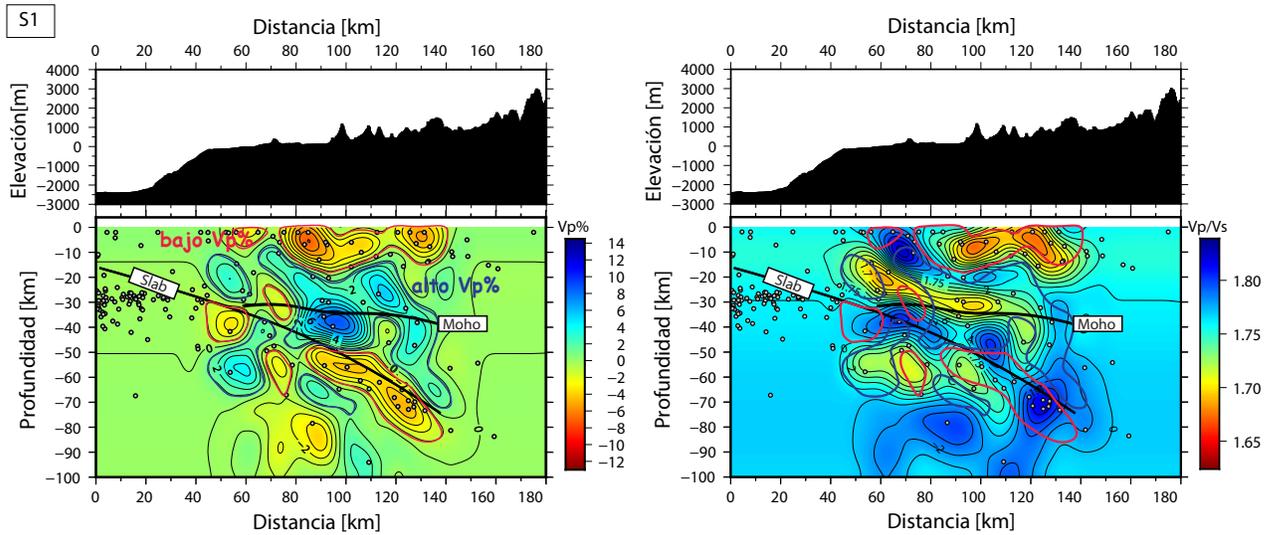


Figura 6.1: Perfil vertical NW, S1. Identificación de anomalías en $V_p\%$ y su interpretación de acuerdo con su relación V_p/V_s . A la izquierda se ubica el modelo de variación de $V_p\%$ y a la derecha el modelo de relación V_p/V_s , sobre los cuales se identifican los altos y bajos $V_p\%$ (bordes azules y rojos respectivamente) y se caracterizan en base a la Tabla 6.1

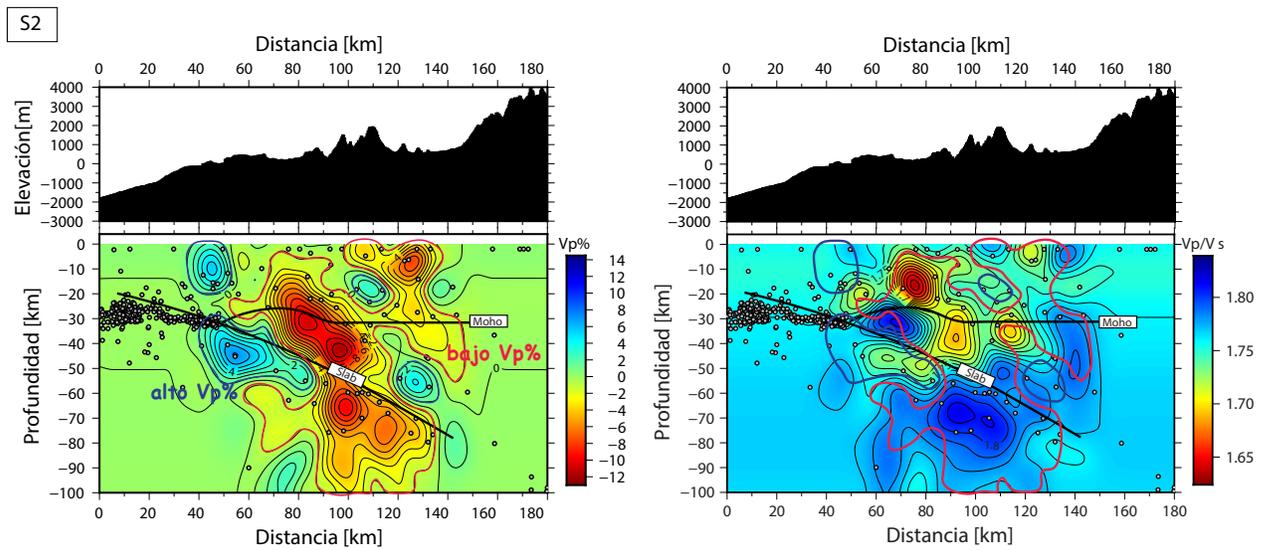


Figura 6.2: Perfil vertical NW, S2. Identificación de anomalías en $V_p\%$ y su interpretación de acuerdo con su relación V_p/V_s . A la izquierda se ubica el modelo de variación de $V_p\%$ y a la derecha el modelo de relación V_p/V_s , sobre los cuales se identifican los altos y bajos $V_p\%$ (bordes azules y rojos respectivamente) y se caracterizan en base a la Tabla 6.1

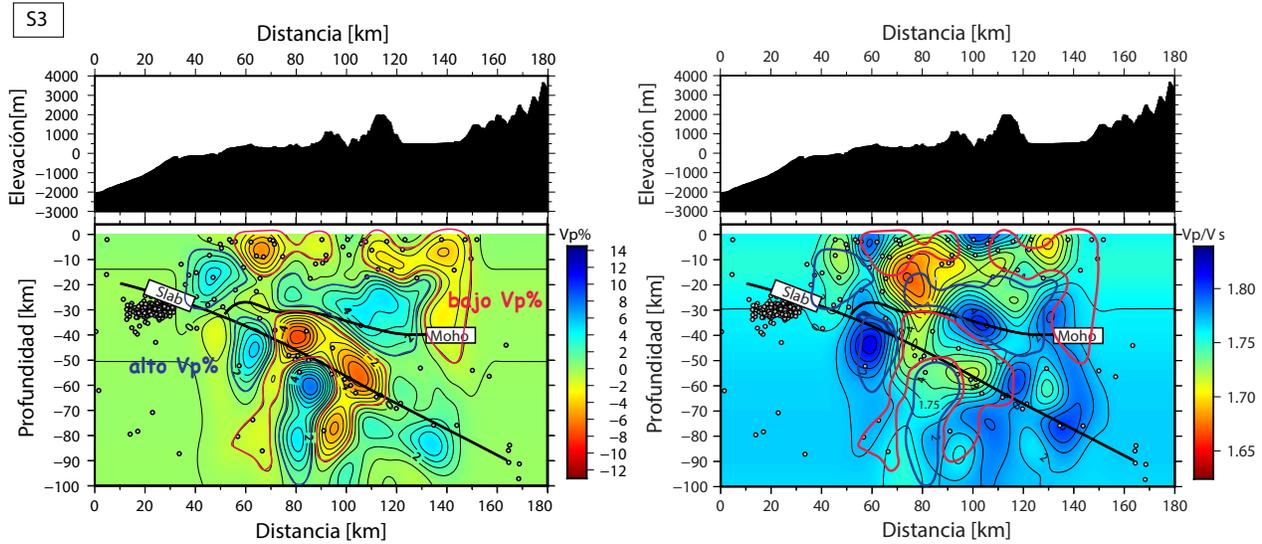


Figura 6.3: Perfil vertical NW, S3. Identificación de anomalías en $V_p\%$ y su interpretación de acuerdo con su relación V_p/V_s . A la izquierda se ubica el modelo de variación de $V_p\%$ y a la derecha el modelo de relación V_p/V_s , sobre los cuales se identifican los altos y bajos $V_p\%$ (bordes azules y rojos respectivamente) y se caracterizan en base a la Tabla 6.1

En lo identificado como corteza continental inferior (Figura 6.5), en los 3 perfiles se observa una zona de anomalía de aumento en V_p (zona E) bajo la costa, asociada a un material consolidado que podría ser una roca de composición de más de 55 % de sílice y/o ser una roca metamórfica de grado bajo-medio, la cual podría indicar la existencia de una acreción basal que se desarrolla en condiciones de grado bajo-intermedio a una alta presión (*e.g.* Richter et al. (2007)). En los perfiles S1 y S2, al Este de esta anomalía existe una zona donde disminuye V_p , lo que representaría a roca no consolidada (fracturada) que en el área del perfil S1 tendría una composición de más de un 55 % de sílice y podría representar metamorfismo de bajo-medio grado a presión baja-intermedia; en el área del perfil S2 tendría una composición de menos de un 55 % de sílice y no presentaría hidratación.

De acuerdo con el mecanismo de acreción basal (Gutscher et al., 1996), los dúplex que se forman son arrastrados bajo la litósfera continental (*underplating*) hasta el punto más bajo de la zona de cizalle de una cuña orogénica (*S-point*), para posteriormente desplazarse a través de la zona de cizalle en dirección ascendente; estos dúplex podrían identificarse como anomalías de alto V_p (zonas A y zonas E) que indican la existencia de material consolidado sometido a alta presión, de las cuales las identificadas como zona E podrían indicar una composición rica en sílice o metamorfismo de bajo-medio grado a alta presión.

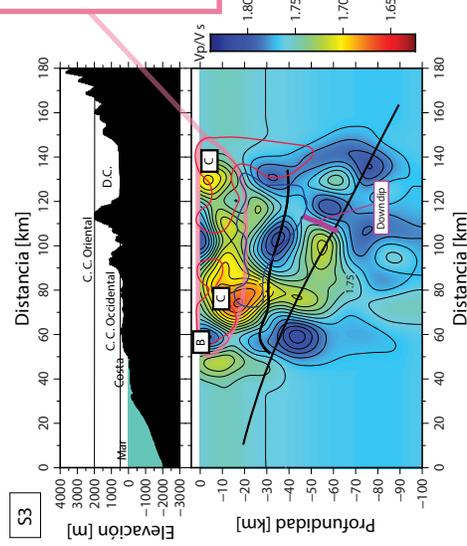
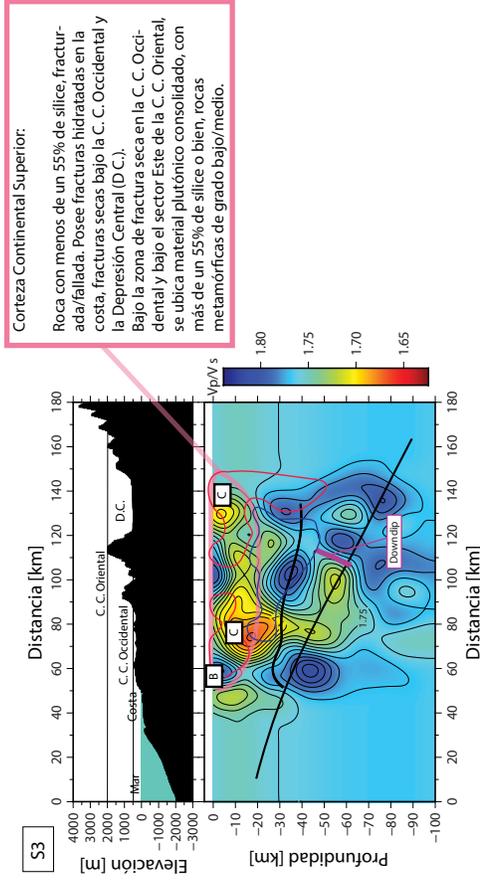
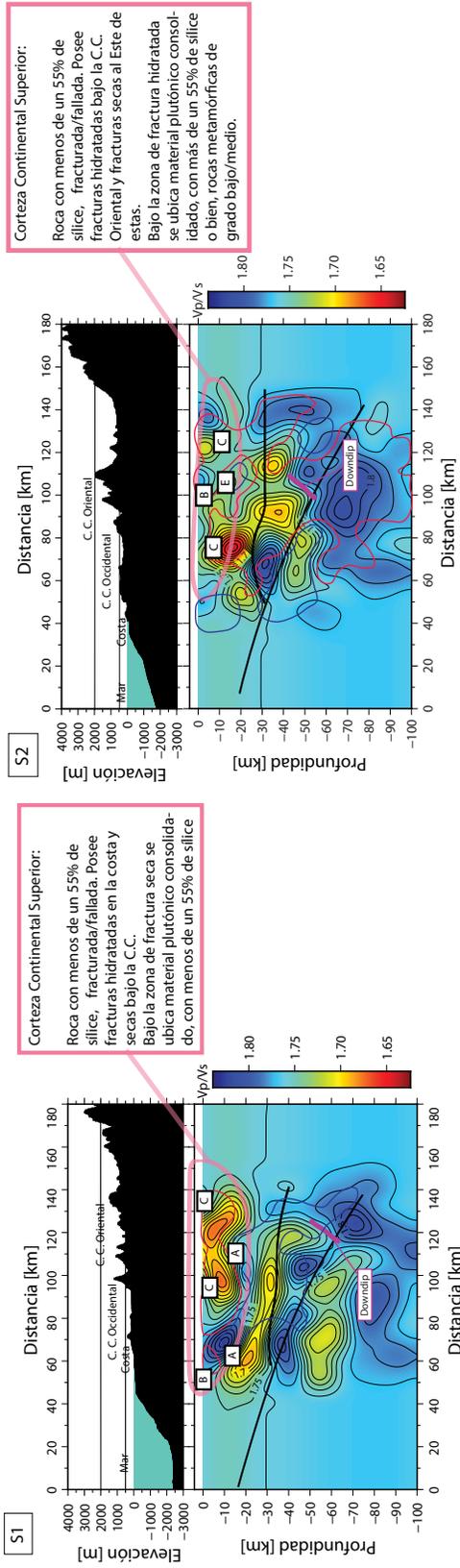


Figura 6.4: Interpretación anomalías en corteza continental superior.

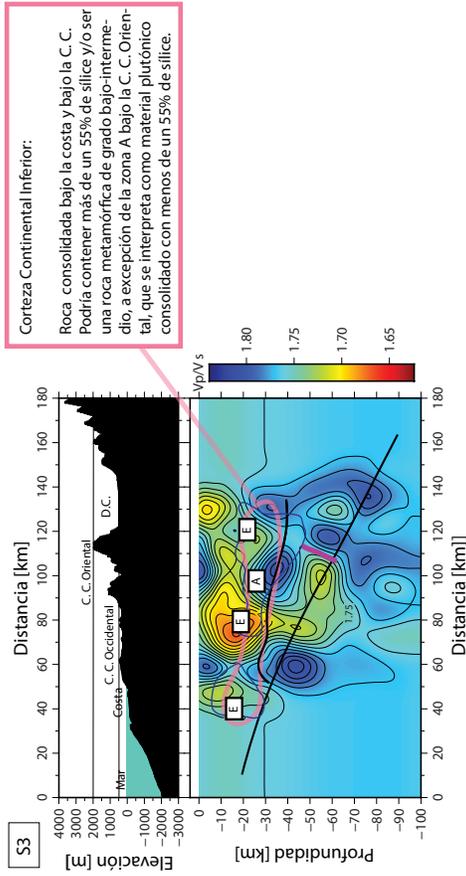
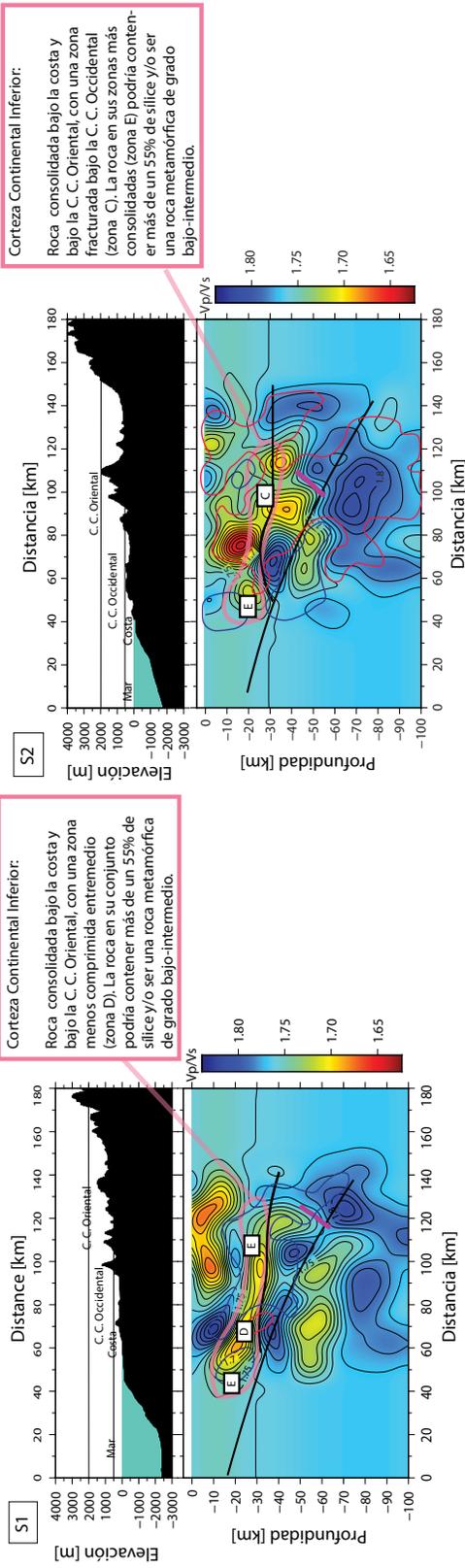


Figura 6.5: Interpretación anomalías en corteza continental inferior.

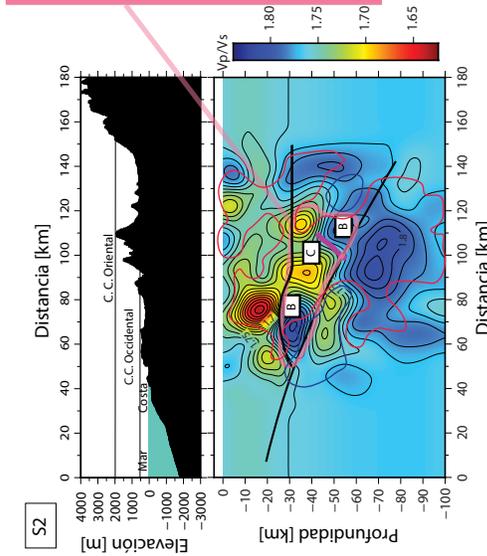
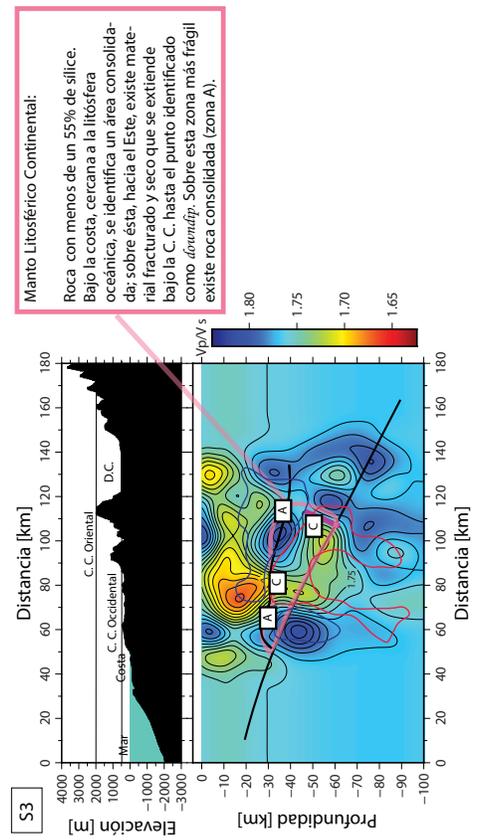
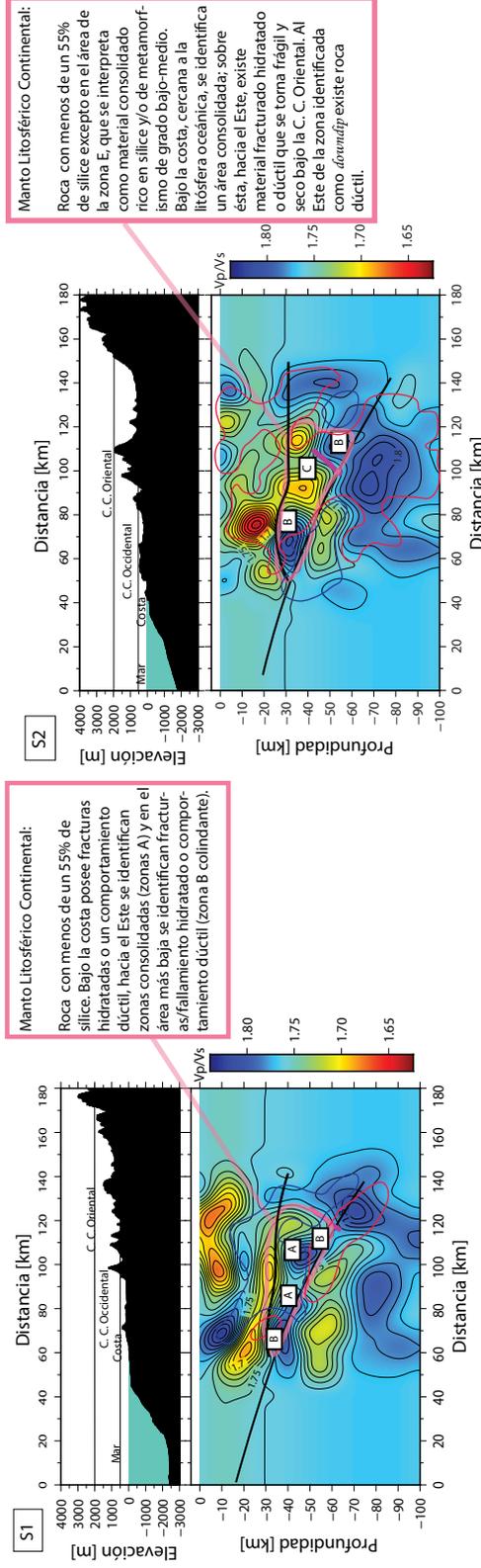


Figura 6.6: Interpretación anomalías en manto litosférico continental, parcialmente serpentizado.

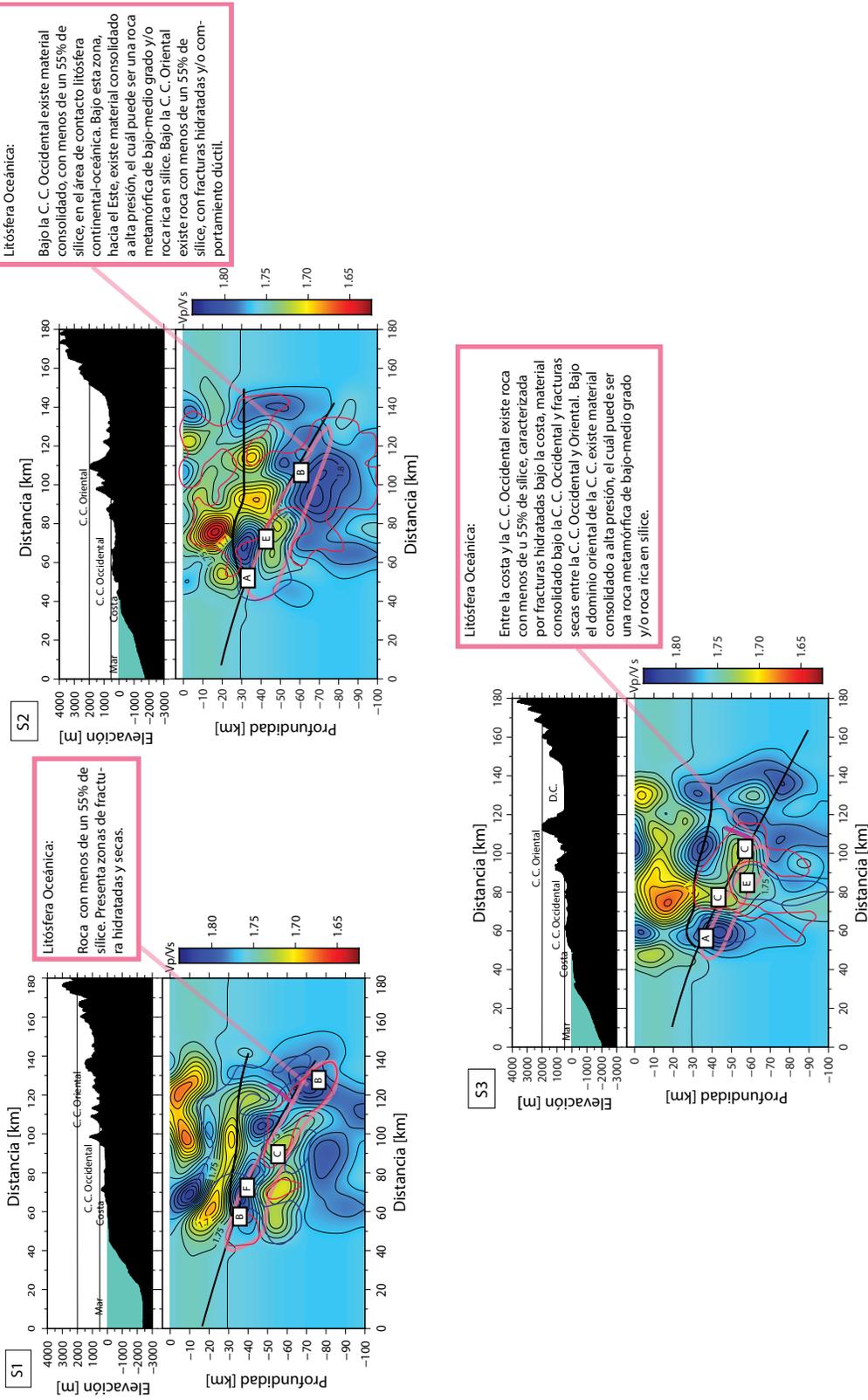


Figura 6.7: Interpretación anomalías en litósfera oceánica.

En el área identificada como manto litosférico continental (Figura 6.6, bajo la zona de la costa y la Cordillera de la Costa Occidental en los perfiles S1 y S2, se observa una anomalía de alto V_p/V_s asociada a una anomalía de disminución de V_p (zona B) que, de acuerdo con las variaciones del manto serpentizado y la profundidad del moho reportadas por Bostock et al. (2002) y Hyndman and Peacock (2003), se trataría de una zona parcialmente serpentizada en el manto litosférico, la cual no se estaría presente en la zona del perfil S3. Bajo la C. C. Oriental, en los perfiles S2 y S3 el manto litosférico posee un comportamiento frágil sin presentar hidratación (zonas C), en cambio, en el perfil S1 la misma zona estaría constituida por rocas consolidadas que se podrían vincular con los dúplex formados por acreción basal.

Entre 50 a 60 km bajo la C. C. Oriental, existe un contraste de anomalías V_p/V_s , lo que indicaría que ocurre un cambio abrupto en las condiciones fisicoquímicas de las rocas a tal profundidad, lo que representaría el límite inferior de la litósfera continental que entra en contacto con la litósfera oceánica, identificándose como la parte inferior (*downdip*) de la zona de terremotos interplaca asociados a la subducción. Este contraste se acompaña, de acuerdo con la Figura 5.33, de una simetría entre el área Norte y el área Sur de los 33°S aproximadamente, siendo las anomalías de bajo V_p y V_s de orientación N-S; lo que significaría que la dinámica de la subducción a esas profundidades es la misma para ambas áreas, la que se vería interrumpida por una discontinuidad W-E cercana a los 33°S que alteraría las condiciones solo en los alrededores de aquella latitud y no se extendería hacia el oriente, limitándose su ubicación al comienzo de la zona de anomalías de disminución en V_p y V_s , de orientación N-S.

En la zona hacia el Oeste del punto identificado como *downdip*, en los 3 perfiles se identifica un área fracturada, la cual sólo estaría hidratada (o presentar un comportamiento dúctil) en la zona del perfil S1 (zona B). Al Este del *downdip*, en los 3 perfiles se visualiza una anomalía de alta relación V_p/V_s vinculada a un comportamiento dúctil.

En relación al área identificada como litósfera oceánica (Figura 6.7), las anomalías identificadas y caracterizadas dan cuenta de la existencia zonas fracturadas secas e hidratadas, principalmente constituidas por rocas de menos de un 55 % de sílice; sin embargo, la tomografía evidencia anomalías (denominadas como E) que pueden vincularse a rocas de composición intermedia a ácida, las cuales no se distribuyen de manera uniforme en el *slab* y no deberían formar parte de la corteza oceánica (de composición basáltica (Christensen, 1970)); lo que indicaría que el material subducido no tan sólo consistiría en litósfera oceánica, sino que también a material ácido vinculado por su composición a la corteza continental, el cual se adheriría al contacto interplaca por acreción basal.

En zonas más profundas, bajo el área caracterizada de la litósfera oceánica, los resultados del modelo evidencian anomalías que constituirían artefactos debido a estar situadas en los extremos de la zona de mayor resolución para el modelo.

6.2. Discontinuidad entre los 33°S y 33.30°S

La anomalía de bajo V_p , de forma triangular ubicada entre los 30-40 km de profundidad (Figuras 5.33 y 6.8), divide a zonas de aumentos en V_p y V_s al Norte y Sur de los 33°S (Figuras 6.8 y 6.9), se posiciona bajo la zona al Este de Concón-Quintero (identificada como

un lineamiento de rumbo N30W y al Este de Algarrobo (identificada con un lineamiento de rumbo N70E), mantea preferentemente hacia el Este (Figuras ??, 6.12, 6.13, 6.14 y 6.15) y se extiende bajo la Cordillera de la Costa Oriental (Figura 5.35).

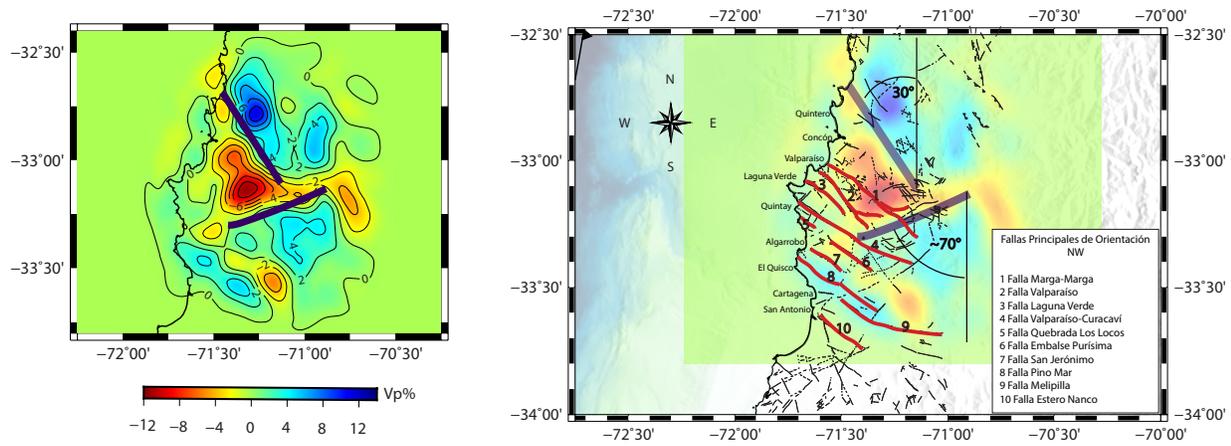


Figura 6.8: Identificación de anomalía de disminución en V_p alrededor de los 30 km de profundidad. A la izquierda se sitúa el modelo de anomalías V_p % para una sección horizontal a 30 km de profundidad; a la derecha la ubicación espacial de las anomalías de V_p % en el mapa de fallas con expresión superficial.

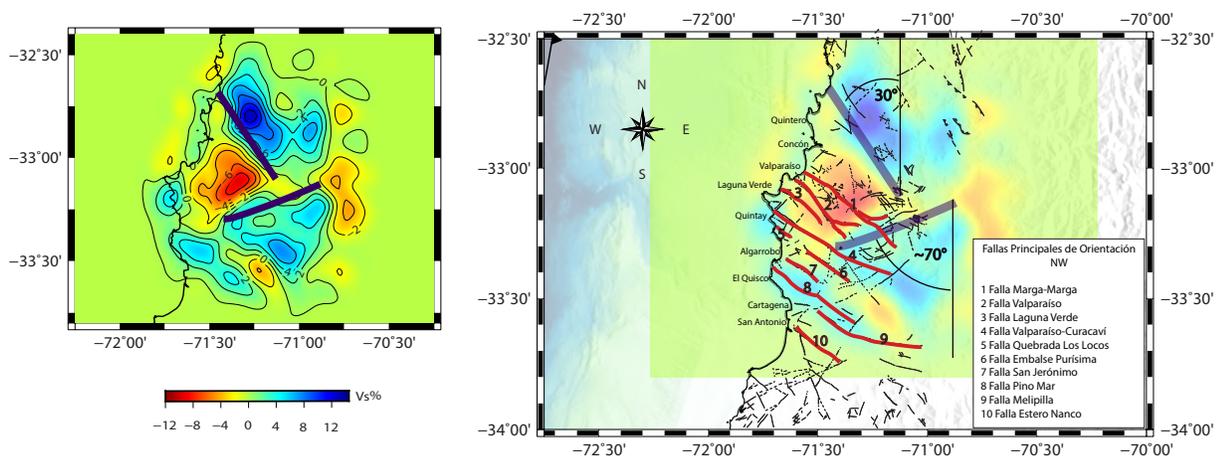


Figura 6.9: Identificación de anomalía de disminución en V_s alrededor de los 30 km de profundidad. A la izquierda se sitúa el modelo de anomalías V_s % para una sección horizontal a 30 km de profundidad; a la derecha la ubicación espacial de las anomalías de V_s % en el mapa de fallas con expresión superficial.

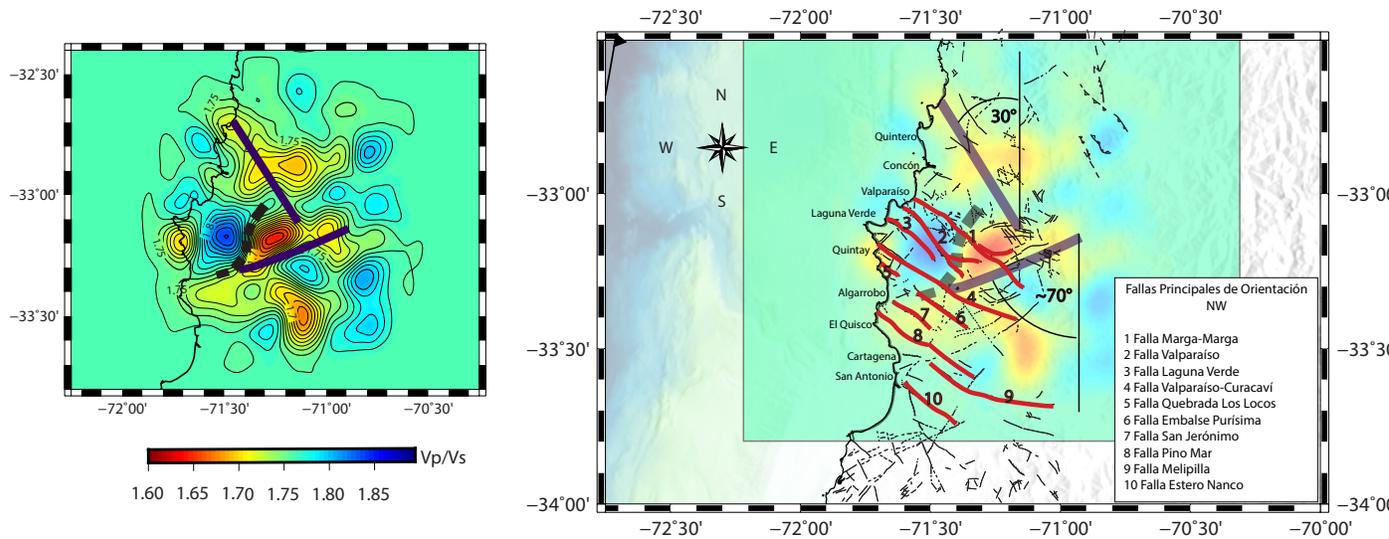


Figura 6.10: Identificación de anomalía de disminución en V_p/V_s alrededor de los 30 km de profundidad. A la izquierda se sitúa el modelo de anomalías V_p/V_s para una sección horizontal a 30 km de profundidad; a la derecha la ubicación espacial de las anomalías de V_p/V_s en el mapa de fallas con expresión superficial.

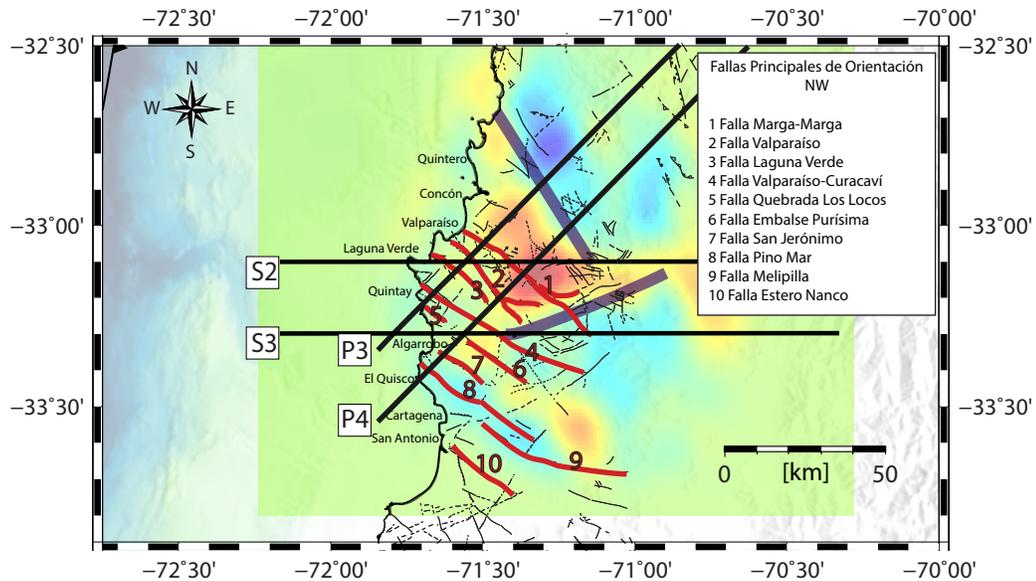


Figura 6.11: Perfiles verticales que atraviesan la anomalía de disminución en V_p . En la imagen aparecen los perfiles azimut 90° S2 y S3, junto a los perfiles de azimut 135° P3 y P4.

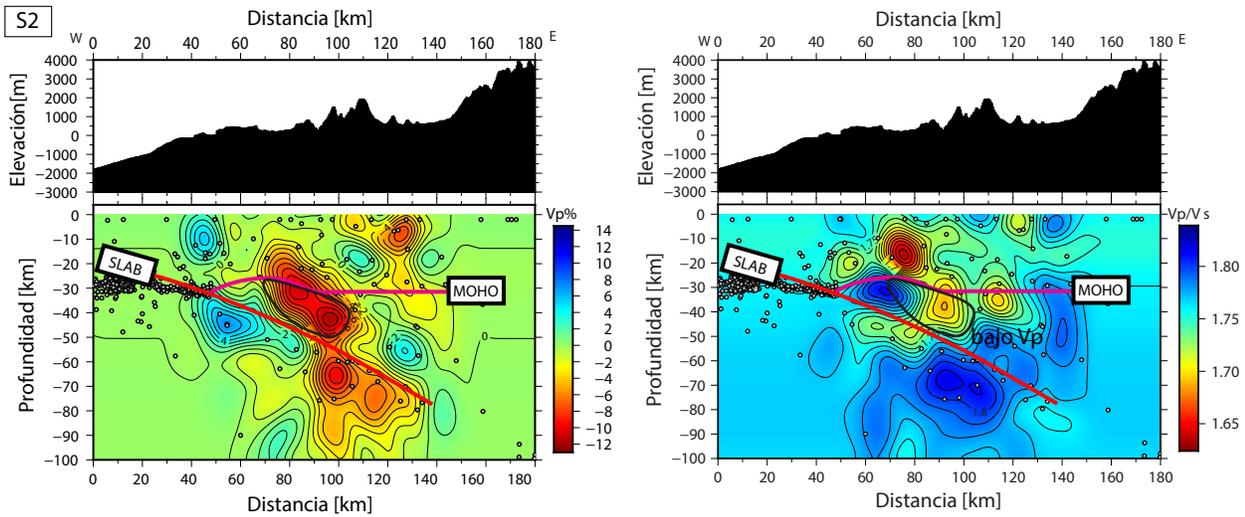


Figura 6.12: Anomalia de disminuci3n de V_p , perfil S2. Anomalia identificada en negro, a la izquierda en modelo de variaci3n porcentual de V_p y a la derecha en modelo de relaci3n V_p/V_s .

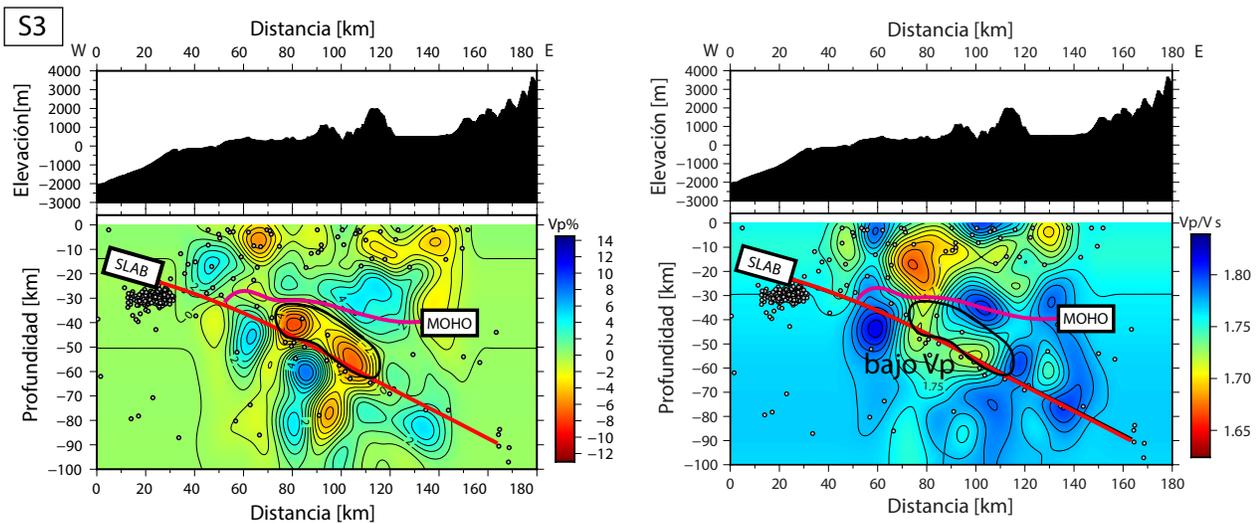


Figura 6.13: Anomalia de disminuci3n de V_p , perfil S3. Anomalia identificada en negro, a la izquierda en modelo de variaci3n porcentual de V_p y a la derecha en modelo de relaci3n V_p/V_s . Se evidencia, en comparaci3n al perfil S2, que la anomalia de disminuci3n de V_p abarca una menor 3rea entre los 30-50 km y su distribuci3n se inclina hacia el E, hasta unos 60 km.

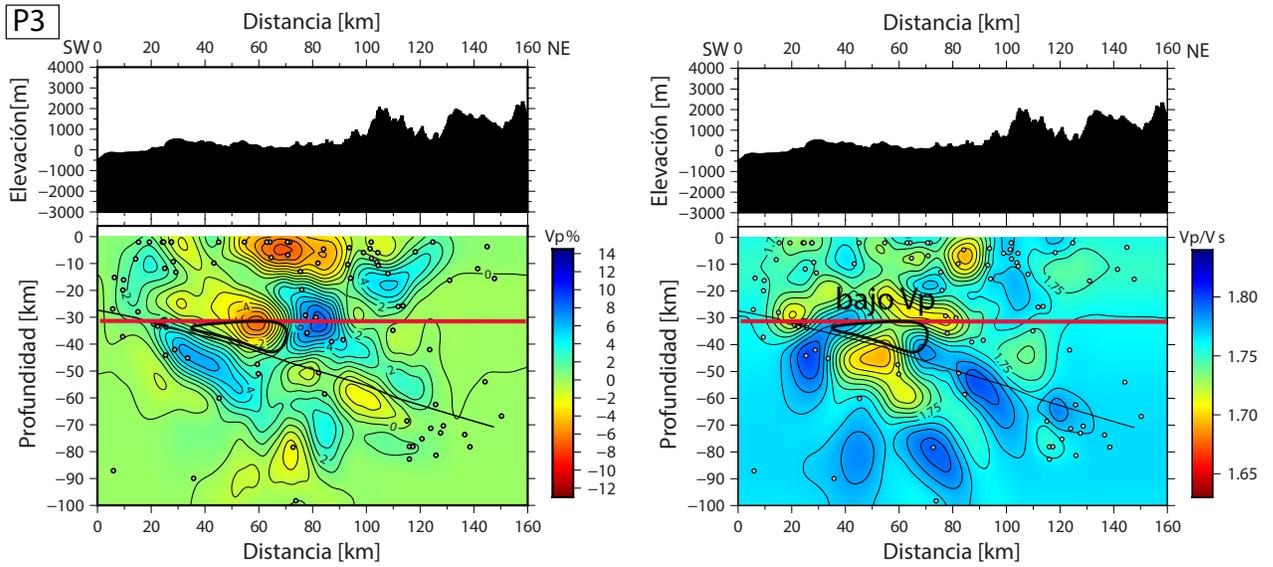


Figura 6.14: Anomalia de disminución de V_p , perfil P3. A Anomalia identificada en negro, a la izquierda en modelo de variación porcentual de V_p y a la derecha en modelo de relación V_p/V_s ; la línea roja marca los 30 km. En este perfil se localiza la anomalía de disminución de V_p entre 30 y 40 km de profundidad.

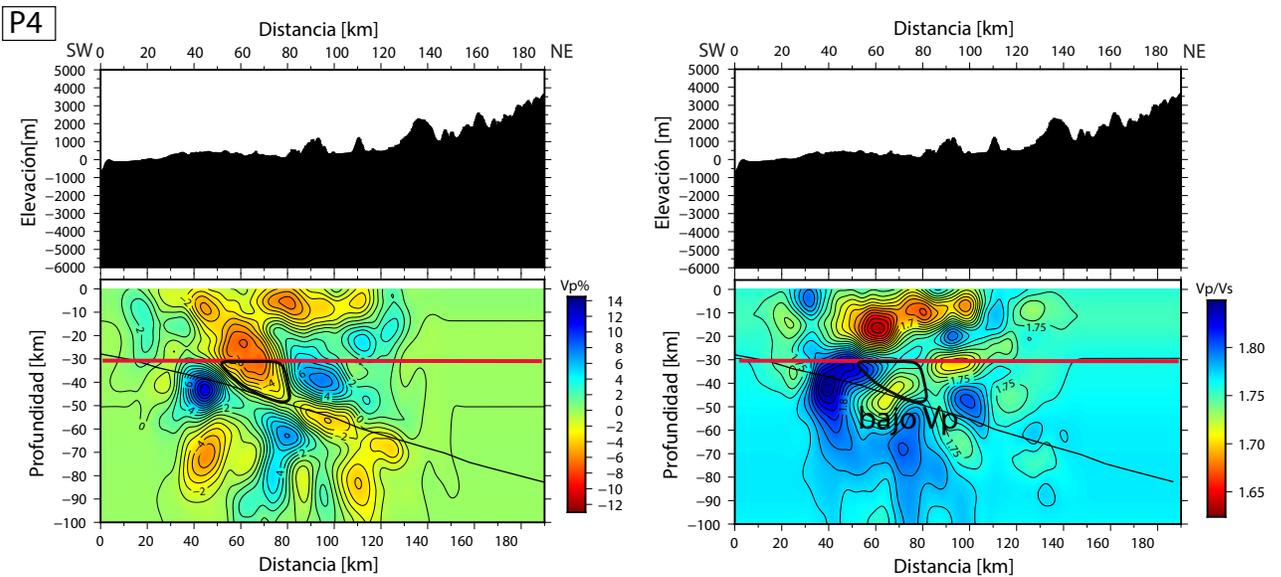


Figura 6.15: Anomalia identificada en negro, a la izquierda en modelo de variación porcentual de V_p y a la derecha en modelo de relación V_p/V_s ; la línea roja marca los 30 km. En este perfil se localiza la anomalía de disminución de V_p entre 30 y 50 km de profundidad.

En los perfiles S2, S3, P3 y P4 se localiza a la anomalía de disminución en el valor de V_p en el modelo de variación de V_p porcentual y el modelo de V_p/V_s , donde se evidencia que hacia el Sur (de S2 a S3) la anomalía posee una menor extensión vertical (alrededor de 80 km de distancia horizontal desde donde comienzan los perfiles) y abarca una mayor área hacia el Este; por otra parte, hacia el SE (de P3 a P4) aumenta el área vertical en donde se localiza la anomalía de bajo V_p unos 10 km en profundidad sin extenderse hacia el NE.

Esta anomalía de disminución de V_p , se caracteriza por una alta anomalía V_p/V_s hacia la costa y una alta anomalía V_p/V_s hacia el Este (Figura 6.10), y al situarse bajo los 30 km se interpreta como una zona donde cambian las condiciones mecánicas vinculándose a un comportamiento más dúctil asociado a litósfera mantélica hidratada o parcialmente serpentizada y un comportamiento más frágil asociado a manto litosférico no serpentizado, respectivamente.

6.3. Caracterización de fallas de orientación NW y otras estructuras al Este de la Cordillera de la Costa, en la Corteza Continental Superior

En base a los perfiles verticales de azimut 135° (ver Anexos, Figuras B.6, B.7, B.8, B.9, B.10 y B.11) y de orientación NW, junto a perfiles horizontales a 2, 10 y 14 km de profundidad con respecto al modelo (Figura 5.16), se realiza una identificación de estructuras geológicas secas/hidratadas a partir de las anomalías modeladas dentro de los primeros 15 km de profundidad, presentados en la Figura 6.17, con el fin de caracterizar fallas y lineamientos en la corteza continental superior.

Para la identificación se consideró que las anomalías asociadas a disminuciones en V_p y V_s , en la profundidad mencionada, se relacionan con fallas o sistemas de fallas cartografiados y no cartografiados en superficie, por lo que el criterio para su caracterización consistió en correlacionarlas con las trazas de fallas en superficie. La interpretación como hidratada o seca, se realizó de acuerdo con la Tabla 3.1.

En la Figura 6.17 se visualizan 2 mapas, siendo el superior el resultado de unir las identificaciones de seca/hidratadas para distintas profundidades (Figura 6.16) y el inferior la caracterización final de las estructuras para los primeros 15 km de profundidad (corteza continental superior). En este último, se localizan y caracterizan las siguientes estructuras:

- En la zona de Concón, se sugiere la existencia de una falla hidratada situada en la costa, que no estaría mapeada en superficie.
- La zona del sistema de fallas Marga-Marga y la falla Valparaíso se caracteriza por ser mayoritariamente seca. La traza principal de la falla Marga-Marga según los resultados, se extiende siguiendo la misma orientación NW, hacia el flanco occidental de la Cordillera de la Costa Oriental.

- La falla Laguna Verde, en Laguna Verde, se caracteriza por estar hidratada en la costa y disminuir dicha hidratación a medida que se avanza hacia el continente.
- La falla Valparaíso-Curacaví no presenta un comportamiento de falla hidratada en la costa, por lo que se caracteriza como falla seca.
- La falla Quebrada Los Locos está hidratada en la costa y su traza continuaría hacia la falla Embalse Purísima, la cual se caracteriza como seca.
- En Algarrobo, la falla San Jerónimo se identifica como una falla hidratada y un poco más al sur, cerca del Quisco, la falla Pino Mar estaría seca hacia el continente.
- Hacia el Este de Cartagena, se identifica la falla Melipilla con una orientación NW que va cambiando hacia una orientación WE, vinculada a una anomalía de baja relación V_p/V_s que representa un estado de falla seca.
- A los 33°S, sobre el sector Oeste la Cordillera de la Costa oriental, existen fallas hidratadas asociadas probablemente a fluidos meteóricos.
- A los ca. 33.3°S, sobre el sector Este de la Cordillera de la Costa oriental, se identifica un lineamiento interpretado como falla hidratada no cartografiada.

Bajo la Cordillera de la Costa Oriental, a los 33°S, existe una zona caracterizada por una anomalía de baja razón V_p/V_s que se interpreta como roca fracturada con poca o nula presencia de fluidos (en la Figura 6.17 se representan por elipses naranjas en el mapa inferior) y al oriente de ésta, entre los 33°S y 33.3°S, existen 3 anomalías de alta razón V_p/V_s , vinculadas a anomalías de disminuciones en V_p y V_s , las cuales se interpretan como roca fracturada con presencia de fluidos.

Entre el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y la Depresión Central (33°S -33.5°S), se identifican zonas de baja relación V_p/V_s asociadas a un material que presenta anisotropía (al aumentar porcentualmente más V_s que V_p) y a un área fracturada que puede estar vinculada a fallas no expuestas en superficie. El material anisótropo se interpreta como plutones del Cretácico Superior al Paleoceno-Eoceno, que se habrían emplazado por un sistema de fallas que podría relacionarse con las anomalías asociadas a fracturas alrededor de este mismo material plutónico.

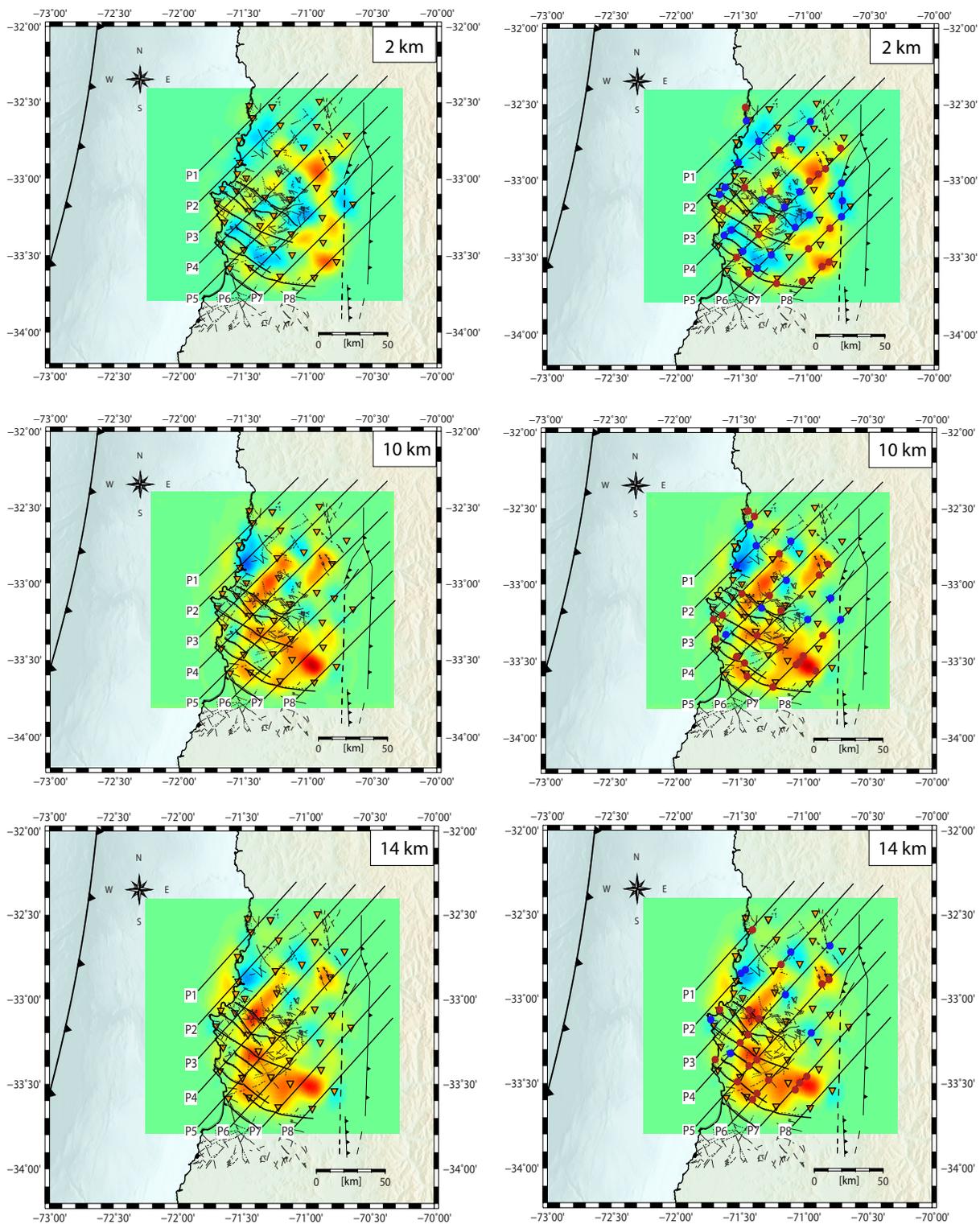


Figura 6.16: Relación V_p/V_s en fallas NW y otras estructuras, de acuerdo con los perfiles de azimuth 135° y los perfiles horizontales a 2, 10 y 14 km de profundidad desde la base del modelo. Los puntos marrones representan una baja relación V_p/V_s que se interpreta como fractura/falla seca, los puntos azules representan una alta relación V_p/V_s asociada a fractura/falla hidratada.

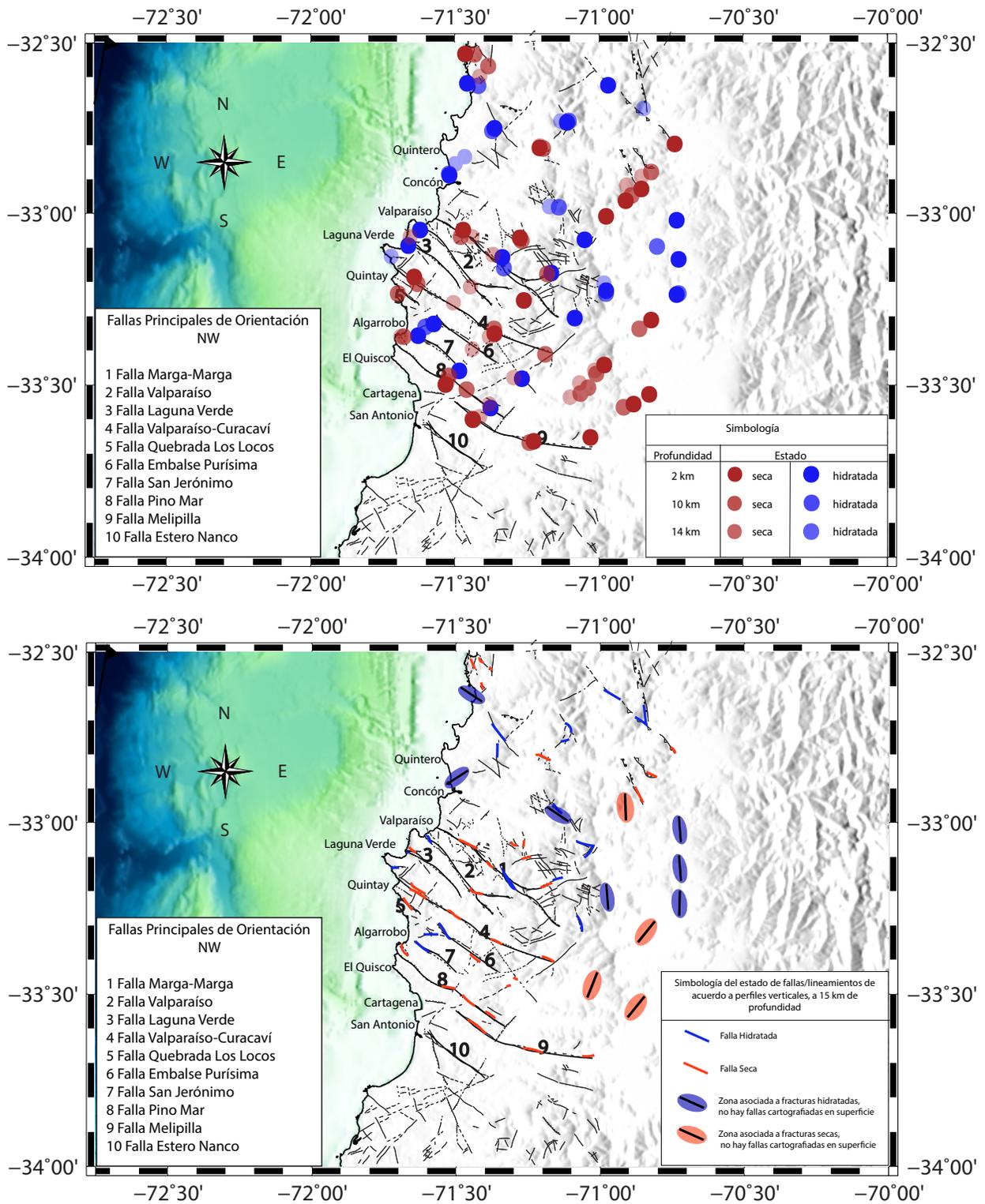


Figura 6.17: Mapas interpretación fallas con zonas secas e hidratadas, dentro de los 15 km de profundidad. El mapa superior representa las zonas hidratadas y secas a diferentes profundidades, de acuerdo con lo visualizado en la Figura 6.16. El mapa inferior representa la caracterización final de las fallas y lineamientos.

Capítulo 7

Conclusiones

7.1. Caracterización Tectónica de la Cordillera de la Costa en Chile Central

A partir del análisis de resultados, se caracteriza a la corteza continental como una roca ígnea-metamórfica de composición intermedia-ácida, que en sus niveles superficiales presenta fallas secas e hidratadas. La hidratación de las fallas cercanas a la zona costera se puede adjudicar al movimiento de fluidos debido a la subducción de la placa oceánica y la hidratación de fallas/fracturas desde la C. C. Oriental hacia el continente se relacionaría con fluidos meteoríticos. Entre 10 a 30 km de profundidad bajo la zona costera, el material se encuentra consolidado e indicaría acreción basal (metamorfismo de grado bajo-medio a alta presión). A la misma profundidad, bajo la C.C. Oriental, se ubicaría material de similares características que indicarían la presencia de dúplex.

El manto litosférico, se caracteriza por poseer diferentes propiedades mecánicas (zonas dúctiles y frágiles, distribuidas heterogéneamente), identificándose el comienzo del límite corteza-manto acuñado en el contacto interplaca como el área de descenso en las velocidades de las ondas de cuerpo con un alto valor de relación V_p/V_s . En la zona inferior del manto, paralela al contacto con el slab, existe material hidratado o parcialmente serpentinizado que no se distribuye uniformemente. En la parte más profunda del contacto con la zona sismogénica de terremotos de subducción (entre 50 a 60 km de profundidad), el manto presenta un comportamiento frágil (interpretado a partir del descenso de ambas velocidades de onda y la baja relación V_p/V_s) que se vincula a un área de debilidad o cizalle, teniendo al Este de esta zona un comportamiento dúctil. Dentro de la misma cuña de litósfera mantélica parcialmente serpentinizada, se ubica material sometido a alta presión y vinculado a condiciones de metamorfismo bajo-medio, por lo que existiría acreción basal y formación de dúplex, distribuyéndose éstos sobre la zona identificada como frágil.

La discontinuidad a unos 30 km de profundidad (alto V_p/V_s), entre los 33°S y los 33.50°S, indica que en dicha zona el manto litosférico parcialmente serpentinizado se ubica a una profundidad menor en comparación al sector Norte de los 33°S y al sector al Sur de los 33.4°S.

La litósfera oceánica se caracteriza por presentar menos de un 55% de sílice en su composición, siendo las secciones más ácidas asociadas a material cortical continental que se adhiere en contacto interplaca por acreción basal. Las anomalías asociadas a fracturas/fallas indican que éstas se alternan a lo largo del slab con zonas consolidadas.

En cuanto a la inclinación del slab, la distribución de la sismicidad local indica que en el margen de Chile central no existe un cambio de ángulo en el manto de la litósfera oceánica al menos hasta los 70°W.

7.2. Modelo de Cuña de Subducción

En la zona de estudio, investigaciones previas costa afuera (*e.g.* Contreras-Reyes et al. (2015)) han identificado una cuña de acreción compuesta fundamentalmente por material turbidítico. Considerando esto y analizando las anomalías en profundidad a las que se les ha vinculado procesos de metamorfismo, aumento y descenso de presiones, cambios litológicos, fracturas secas e hidratadas; junto con las similitudes generales que se han encontrado entre los perfiles, se propone que la cuña de acreción reportada costa afuera del margen chileno formaría parte de la acreción frontal de un prisma orogénico y se ha elaborado un modelo (Figura 7.1) simplificado de la dinámica de la subducción, considerando las similitudes con el modelo de cuña orogénica y las observaciones.

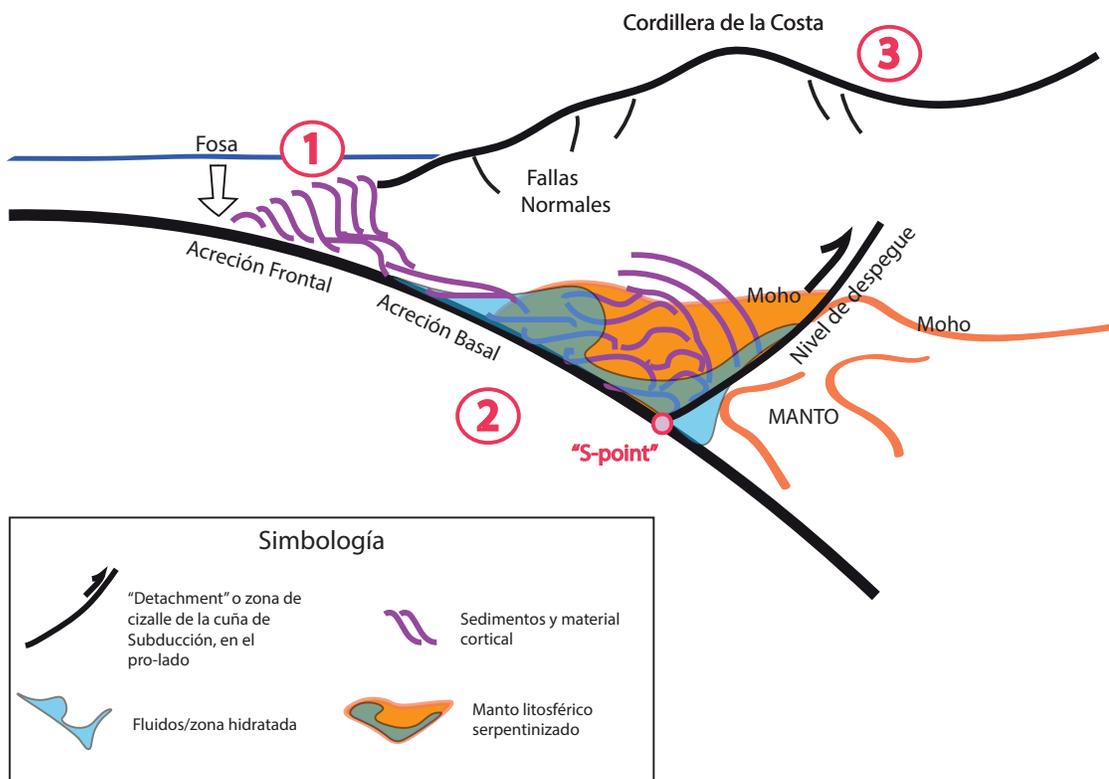


Figura 7.1: Modelo de Cuña de Subducción propuesto. El esquema presenta número del 1 al 3, referentes al proceso temporal de la cuña, símil a la cuña de doble vergencia. El modelo contempla la deformación frágil y dúctil que puede existir en el reacomodo de esfuerzos.

1. En la zona más cercana a la fosa, se produce acreción de material (sedimentos y rocas de la placa superior) principalmente de forma frontal. Una parte de estos se acreta basalmente mediante *underplating* (adhesión de material sobre la placa que subduce). A medida que se adhiere material, se generan esfuerzos que deforman y fracturan a la placa superior. La teoría plantea que en el prolado se generan fallas normales que acomodan el alzamiento en esta parte de la cuña.
2. Considerando la trayectoria del material que es transportado por *underplating* como un flujo laminar, la velocidad de este va disminuyendo a medida que el área vertical de la cuña va aumentando, de modo que la trayectoria tiene como punto de tope el llamado *S-point* (donde la velocidad tiende a cero). Desde este punto hacia el oriente, existiría una zona de cizalle que acomodaría la deformación en el retrolado, ya sea de forma dúctil o frágil.
3. Mientras se va acretaando más material en la base de la cuña, el material más antiguo es sometido a mayores presiones y se reacomoda generando alzamiento en la placa superior. El alzamiento de esta placa generaría deformaciones frágiles y dúctiles que caracterizan el retrolado de la cuña de subducción.

Una importante implicancia de este modelo, cuyo punto S se encuentra bajo el dominio oriental de la Cordillera Costera, es que el reacomodo de esfuerzos producto de una acreción basal por erosión por subducción, suscitaría un alzamiento del material por medio de deformación frágil y/o dúctil. Este mecanismo podría explicar el alzamiento de la Cordillera de la Costa y su *feedback* con el proceso de erosión, concluyendo que el orógeno formado por la dinámica de la Cuña de Subducción en un primer orden se trataría de la Cordillera de la Costa y no de la Cordillera Andina.

7.3. Proyecciones: Investigaciones Propuestas

Para complementar el análisis de las fallas mapeadas y la caracterización de la cuña de subducción en la zona de transición de Chile Central, se propone:

- Realizar mecanismos focales de los sismos registrados para estudiar la respuesta de las estructuras geológicas ante la sismicidad acontecida en la zona durante el período de registro y las implicancias que su dinámica tendría en la deformación continental (Cuña de Subducción).
- Analizar el potencial de activación de las fallas principales de orientación NW modeladas por la tomografía, frente a diferentes escenarios sísmicos.

De manera de validar el modelo de cuña a nivel regional a lo largo del margen chileno, se propone:

- Indagar más en la hipótesis de la cuña como principal gestora del alzamiento y relieve costero, mediante el análisis de los distintos modelos para cuñas de doble vergencia que utilizan variables como erosión, clima y tipo de margen continental.
- Corroborar la geometría deducida realizando tomografías sísmicas a lo largo del margen chileno.
- Comprendiendo la dinámica de la cuña y sus diferencias o similitudes latitudinales en el margen chileno, indagar en la relación que esta tendría con los terremotos.

Bibliografía

- Araujo, S. (2010). Aplicación del principio de fermat a la tomografía sísmica. parte i: fundamentos físicos. *LA GRANJA. Revista de Ciencias de la Vida*, 12(2):13–18.
- Bahlburg, H. and Hervé, F. (1997). Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern argentina and northern chile. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7):869–884.
- Berryman, J. G. (1989). Fermat's principle and nonlinear travelttime tomography. *Physical review letters*, 62(25):2953.
- Börgel Olivares, R. (1983). Geomorfología.
- Bostock, M., Hyndman, R., Rondenay, S., and Peacock, S. (2002). An inverted continental moho and serpentinitization of the forearc mantle. *Nature*, 417(6888):536.
- Brandon, M. (2004). The cascadia subduction wedge: the role of accretion, uplift, and erosion. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*, pages 566–574.
- Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in chile. In *The geology of Chile*, pages 21–114.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., and Sagripanti, L. (2015). 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.
- Chi Durán, R. K. (2015). Caracterización de trazas sísmica en el campo cercano: Pisagua, norte de chile.
- Christensen, N. I. (1970). Composition and evolution of the oceanic crust. *Marine Geology*, 8(2):139–154.
- Christensen, N. I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2):3139–3156.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6):9761–9788.
- Cloos, M. and Shreve, R. L. (1988). Subduction-channel model of prism accretion, melange

- formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. background and description. *Pure and Applied Geophysics*, 128(3-4):455–500.
- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., and 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.
- Comte, D., Farias, M., Roecker, S., and Russo, R. (2019). The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 mw 8.3 illapel earthquake beneath the chilean coastal range. *Earth and Planetary Science Letters*, 520:50–62.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. A., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., and Arriagada, C. (2015). Structure and tectonics of the central chilean margin (31°–33° s): Implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*, 203(2):776–791.
- Corvalán, J. and Dávila, A. (1964). Observaciones geológicas en la cordillera de la costa entre los ríos aconcagua y mataquito. *Soc. Geol. de Chile, Publ*, (9):1–4.
- de Geología y Minería, C. S. N., Wall, R., Gana, P., and Gutiérrez, A. (1996). *Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Farías Thiers, M. (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los andes de chile central durante el neogeno.
- Fawcett, J. A. and Clayton, R. W. (1984). Tomographic reconstruction of velocity anomalies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(6):2201–2219.
- Feehan, J. G. and Brandon, M. T. (1999). Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks: San juan-cascade nappes, nw washington state. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B5):10883–10902.
- Fuck, R. A., Neves, B. B. B., and Schobbenhaus, C. (2008). Rodinia descendants in south america. *Precambrian Research*, 160(1-2):108–126.
- Gana, P., Gutiérrez, A., and Wall, R. (1996). Mapa geológico del área de san antonio–melipilla. *Mapa geológico*, (2).
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., and Lallemand, S. (1996). Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24(2):135–138.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410):58–61.

- Herve, F. and Del Campo, M. (2010). Estudio petrografico del gabro coronitico de laguna verde, provincia de valparaiso, chile. *Andean Geology*, (2).
- Hervé, F., Fanning, C. M., Calderón, M., and Mpodozis, C. (2014). Early permian to late triassic batholiths of the chilean frontal cordillera (28–31 s): Shrimp u–pb zircon ages and lu–hf and o isotope systematics. *Lithos*, 184:436–446.
- Hyndman, R. (2007). The seismogenic zone of subduction thrust faults: What we know and don’t know. *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, pages 15–40.
- Hyndman, R. D. and Peacock, S. M. (2003). Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3-4):417–432.
- Hyndman, R. D., Yamano, M., and Oleskevich, D. A. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6(3):244–260.
- Jamieson, R. A. and Beaumont, C. (1988). Orogeny and metamorphism: A model for deformation and pressure-temperature-time paths with applications to the central and southern appalachians. *Tectonics*, 7(3):417–445.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Hamilton, J., and Fullsack, P. (1996). Tectonic assembly of inverted metamorphic sequences. *Geology*, 24(9):839–842.
- Kushnir, A., Lapshin, V., Pinsky, V., and Fyen, J. (1990). Statistically optimal event detection using small array data. *Bulletin of the seismological society of america*, 80(6B):1934–1950.
- O’Connell, R. J. and Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research*, 79(35):5412–5426.
- Oleskevich, D., Hyndman, R., and Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of cascadia, south alaska, sw japan, and chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7):14965–14991.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982). Lsq: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, 8(1):43–71.
- Pisarenko, V., Kushnir, A., and Savin, I. (1987). Statistical adaptive algorithms for estimation of onset moments of seismic phases. *Physics of the earth and planetary interiors*, 47:4–10.
- Powell, C. A. and Withers, M. (2009). The effects of mississippi embayment sediments on local earthquake tomography. *Seismological Research Letters*, 80(1):149–158.
- Powell, C. A., Withers, M. M., DeShon, H. R., and Dunn, M. M. (2010). Intrusions and anomalous vp/vs ratios associated with the new madrid seismic zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8).
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J., and Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central argentine-chilean andes. *Tectonics*, 5(6):855–880.

- Ramos, V. A., Vujovich, G., Martino, R., and Otamendi, J. (2010). Pampia: a large cratonic block missing in the rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50(3-4):243–255.
- Ramos, V. A. and Vujovich, G. I. (1993). Alternativas de la evolución del borde occidental de américa del sur durante el proterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):194–200.
- Rawles, C. and Thurber, C. (2015). A non-parametric method for automatic determination of p-wave and s-wave arrival times: application to local micro earthquakes. *Geophysical Journal International*, 202(2):1164–1179.
- Rebolledo, S. and Charrier, R. (1994). Evolución del basamento paleozoico en el área de punta claditas, región de coquimbo, chile (31-32 s). *Andean Geology*, 21(1):55–69.
- Richter, P. P., Ring, U., Willner, A. P., and 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.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., and Lister, G. S. (1999). Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1):1–27.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., and Espiñeira, D. (1993). Hojas quillota y portillo, v región. servicio nacional de geología y minería. *Carta Geológica de Chile*, 73(1).
- Roecker, S. (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., Thurber, C., Roberts, K., and 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.
- Sabaj, R. A. (2008). Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33° 45´ s.
- Tarbuck, E. J. and Lutgens, F. K. (2005). Ciencias de la tierra. *Universitario*, page 32.
- Tatham, R. H. (1982). Vp/vs and lithology. *Geophysics*, 47(3):336–344.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O., and Cancino, A. (1995). Jurassic and early cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the coast range of central chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12):1427–1440.
- Willett, S., Beaumont, C., and Fullsack, P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4):371–374.
- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B12):28957–28981.

Apéndice A

Anexo I

A.1. Información Estaciones

Nombre Estación	Latitud	Longitud	Altura [metros]
VP01	-33.19319	-71.70086	0
VP02	-33.31772	-71.64583	78
VP03	-33.10053	-71.66294	8
VP04	-32.92818	-71.52890	35
VP05	-33.00233	-71.54697	9
VP06	-32.78175	-71.53287	5
VP07	-33.45625	-71.67067	0
VP08	-32.86580	-71.23778	145
VP09	-33.03053	-71.47787	208
VP10	-33.11439	-71.55372	345
VP11	-33.24256	-71.45172	280
VP12	-33.33981	-71.37033	268
VP14	-32.99665	-71.22625	117
VP15	-33.15660	-71.32987	220
VP17	-32.63535	-71.42688	30
VP18	-32.68478	-71.21337	248
VP19	-33.39450	-71.12742	215
VP20	-33.09252	-70.93110	574
VP21	-33.61911	-71.60517	75
VP22	-33.66894	-71.21558	167
VP23	-33.61214	-71.44611	173
VP24	-33.49683	-71.49572	239
VP25	-33.53019	-71.12189	179
VP26	-33.27490	-71.26490	336
VP27	-33.16827	-71.13957	504
VP28	-32.82777	-71.03162	353
VP29	-32.75082	-70.69912	675

Nombre Estación	Latitud	Longitud	Altura [metros]	
VP30	-33.12931	-70.79486	574	
VP31	-33.28750	-70.88817	456	
VP32	-33.67736	-70.95022	309	
VP33	-33.57511	-70.77775	470	
VP34	-33.44972	-70.88175	465	
VP36	-33.49281	-71.27311	179	
VP37	-33.20036	-70.64872	625	
VP39	-32.90308	-70.81143	706	
VP40	-32.55592	-71.45448	74	
VP41	-32.56462	-71.27648	105	
VP42	-32.69240	-70.93088	468	
VP44	-32.52828	-70.91023	392	
VP45	-33.49697	-71.49577	236	
VP46	-32.56458	-71.27647	114	

Tabla A.1: Lista de estaciones. Todas las estaciones son de período corto (S) y de alta ganancia (H), por lo que el procesamiento de datos no requirió una corrección instrumental diferenciada. La tasa de muestreo es de 200 muestras por segundo.

Apéndice B

Anexo II

B.1. Modelo 3D de velocidades

En este apartado se muestran los modelos de velocidad absoluta, porcentual y razón V_p/V_s sin caracterizar para los perfiles de azimut 90° , junto a los perfiles de azimut 135° y las vistas en planta consideradas para el análisis, pero no detalladas en resultados.

B.1.1. Perfiles verticales NW

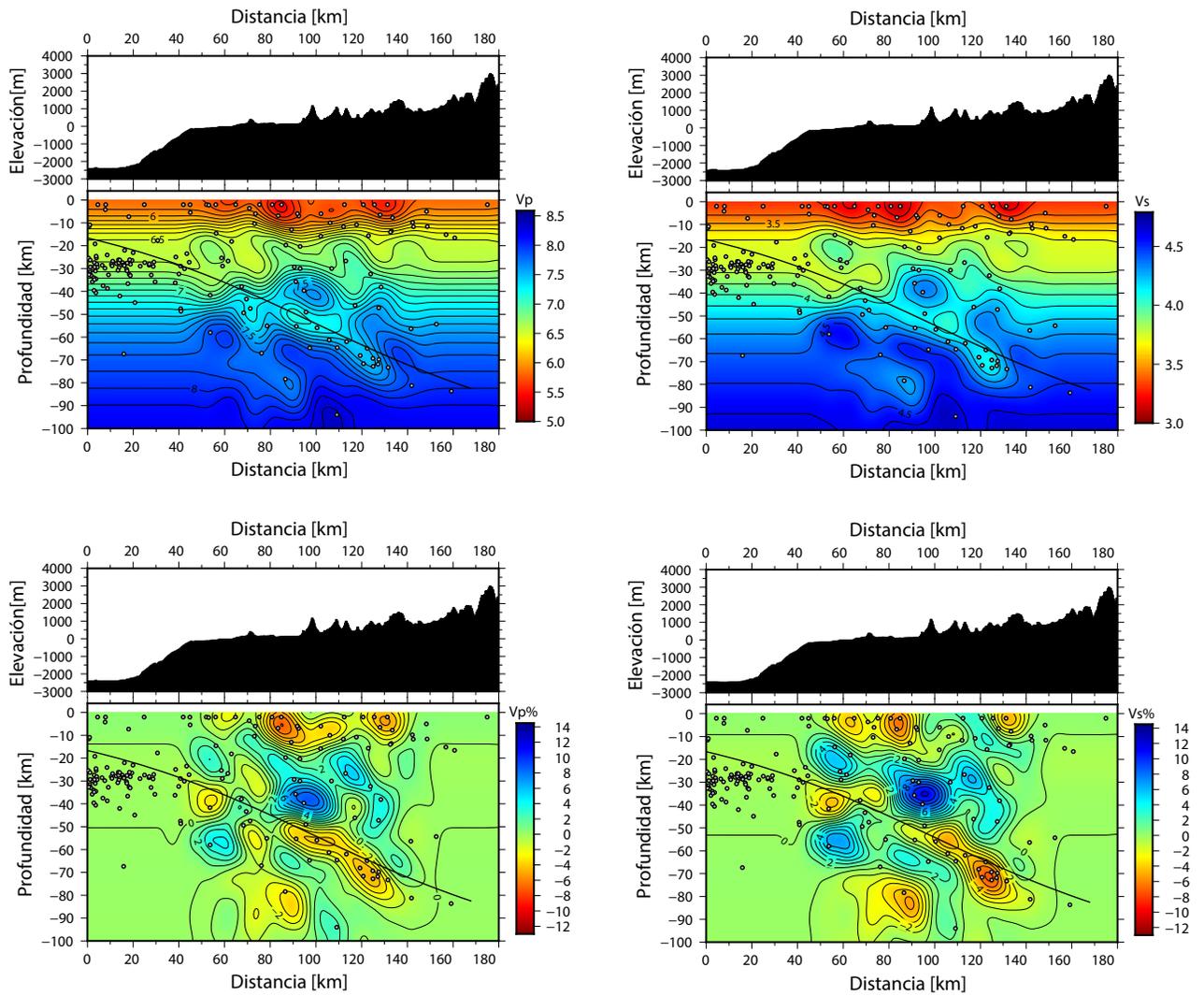


Figura B.1: Perfil S1. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con *slab2* como referencia.

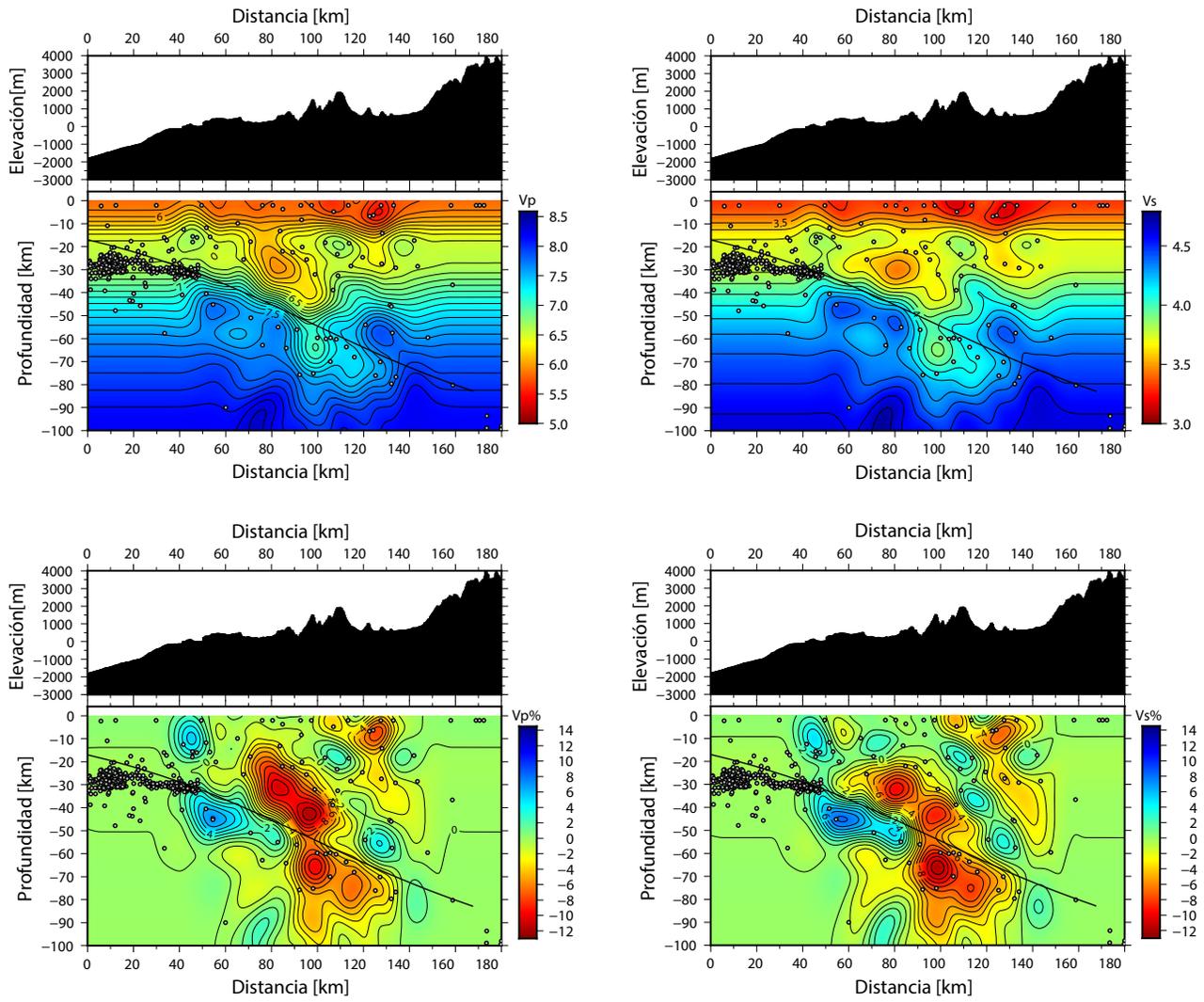


Figura B.2: Perfil S2. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con *slab2* como referencia.

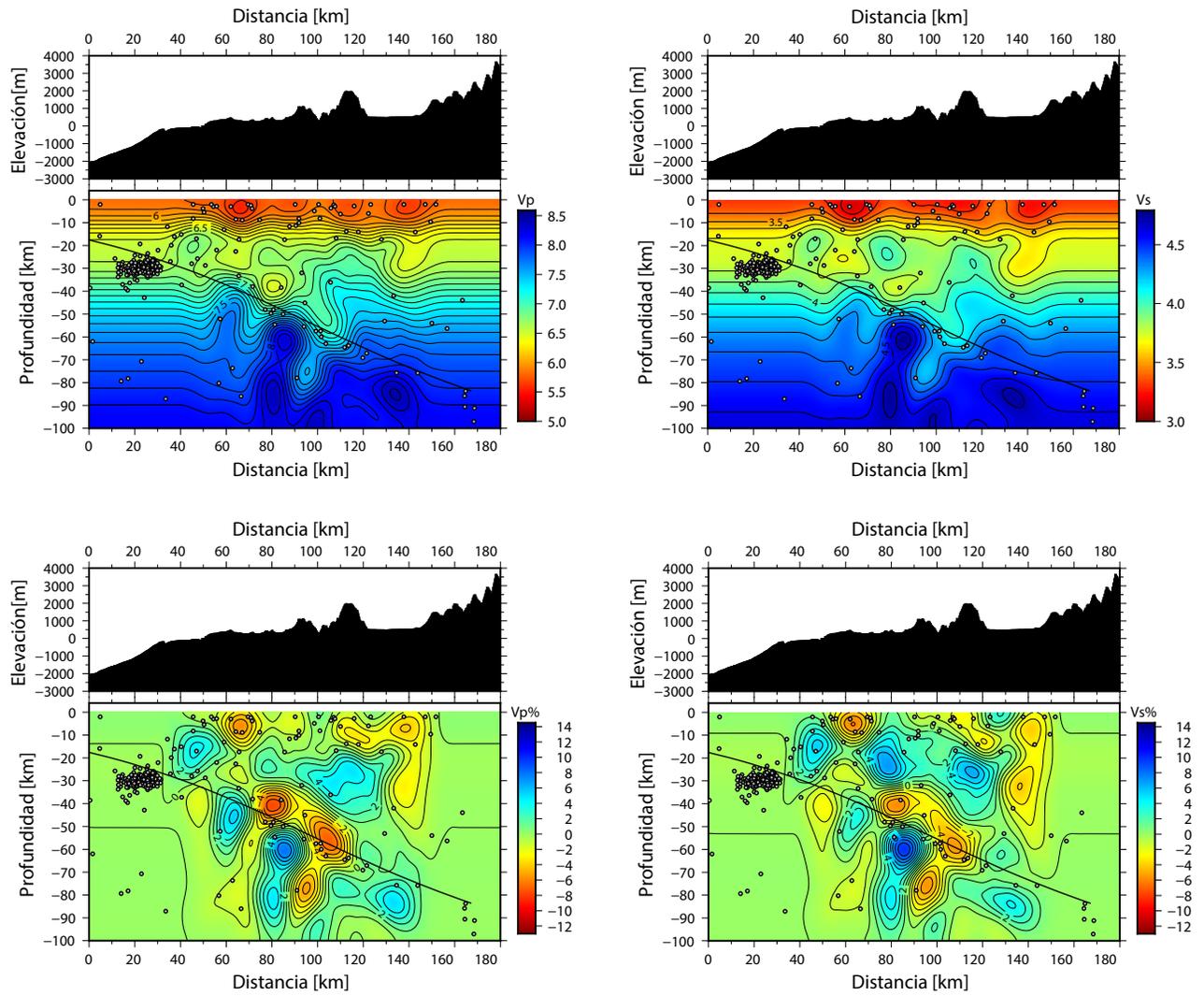


Figura B.3: Perfil S3. Modelos de velocidades absolutas y variaciones porcentuales sin caracterizar, con *slab2* como referencia.

B.1.2. Vistas en planta

Vista a 22 km de profundidad

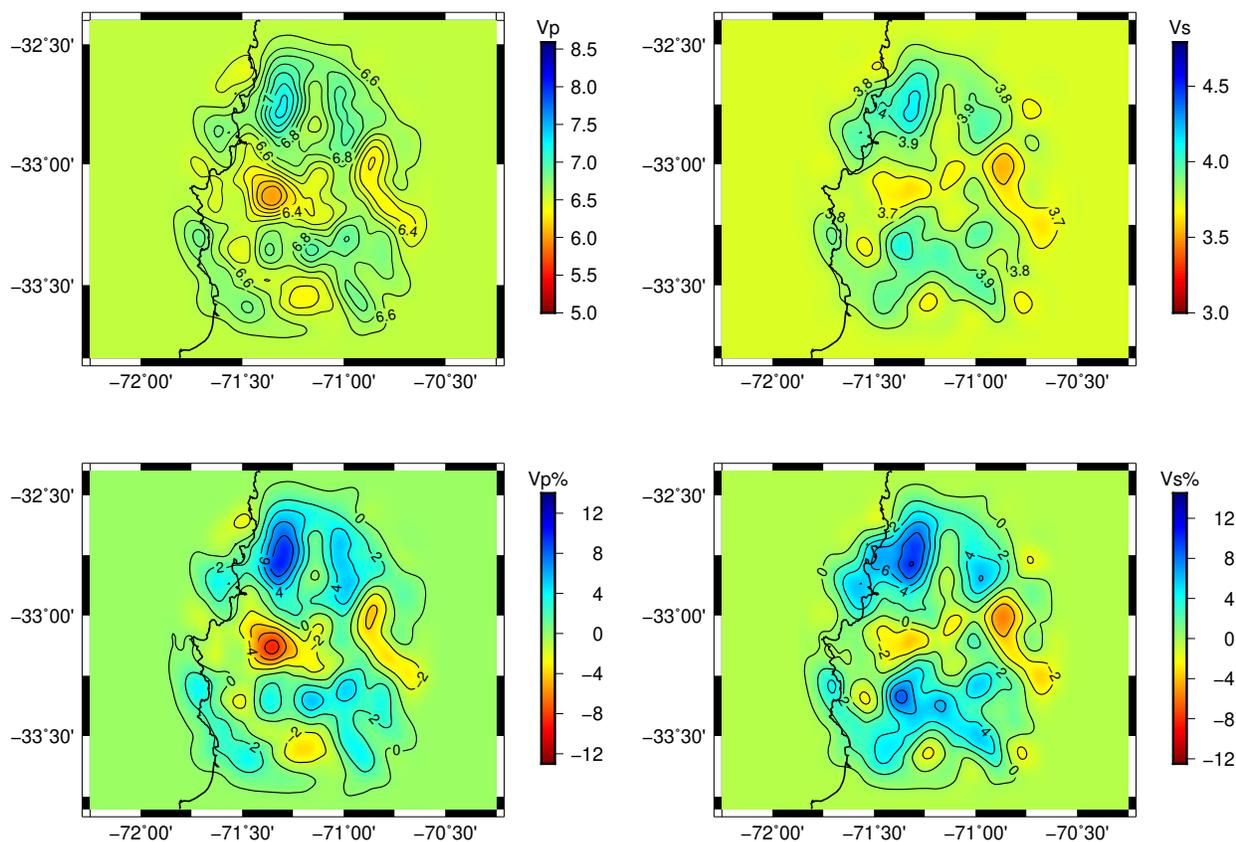


Figura B.4: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 22 km de profundidad.

Vista a 66 km de profundidad

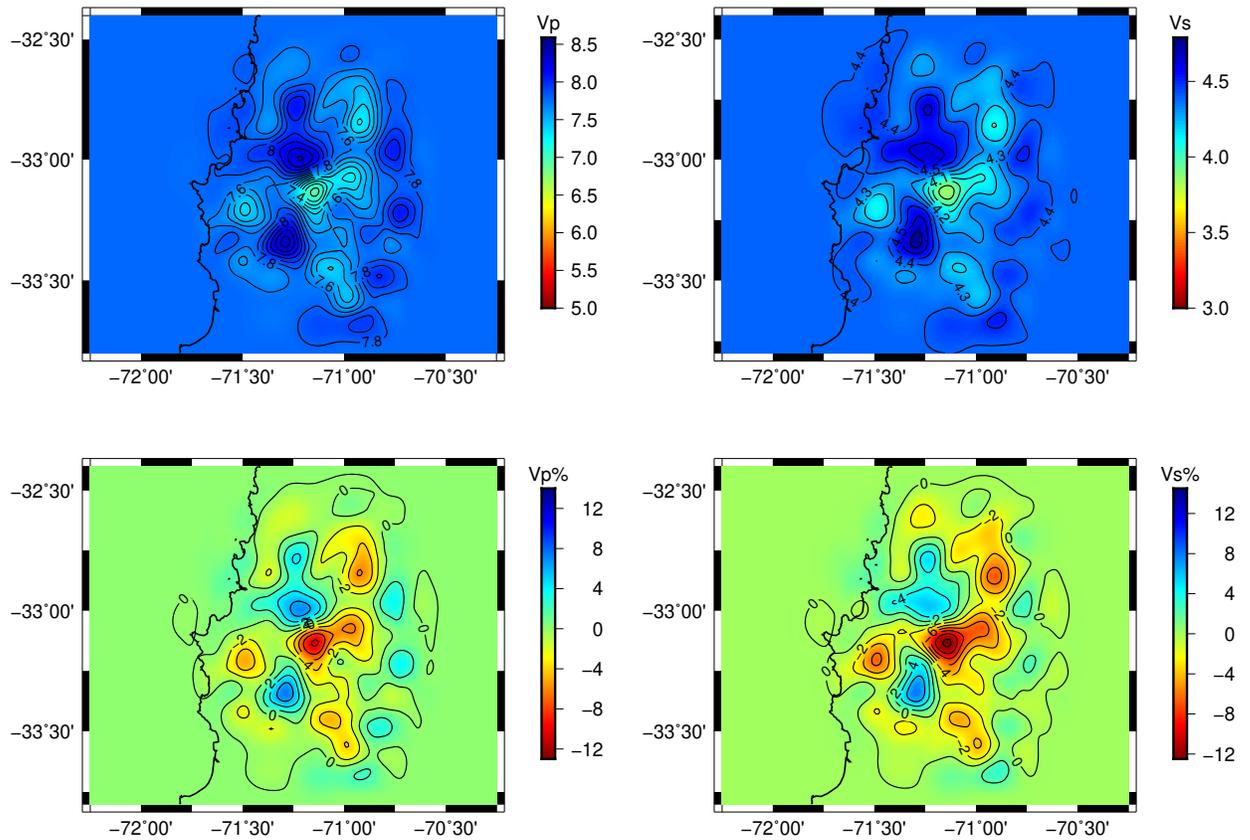


Figura B.5: Modelo de velocidades para P y S (fila superior) y sus variaciones porcentuales (fila inferior). Vista a 66 km de profundidad.

B.1.3. Perfiles verticales azimuth 135°

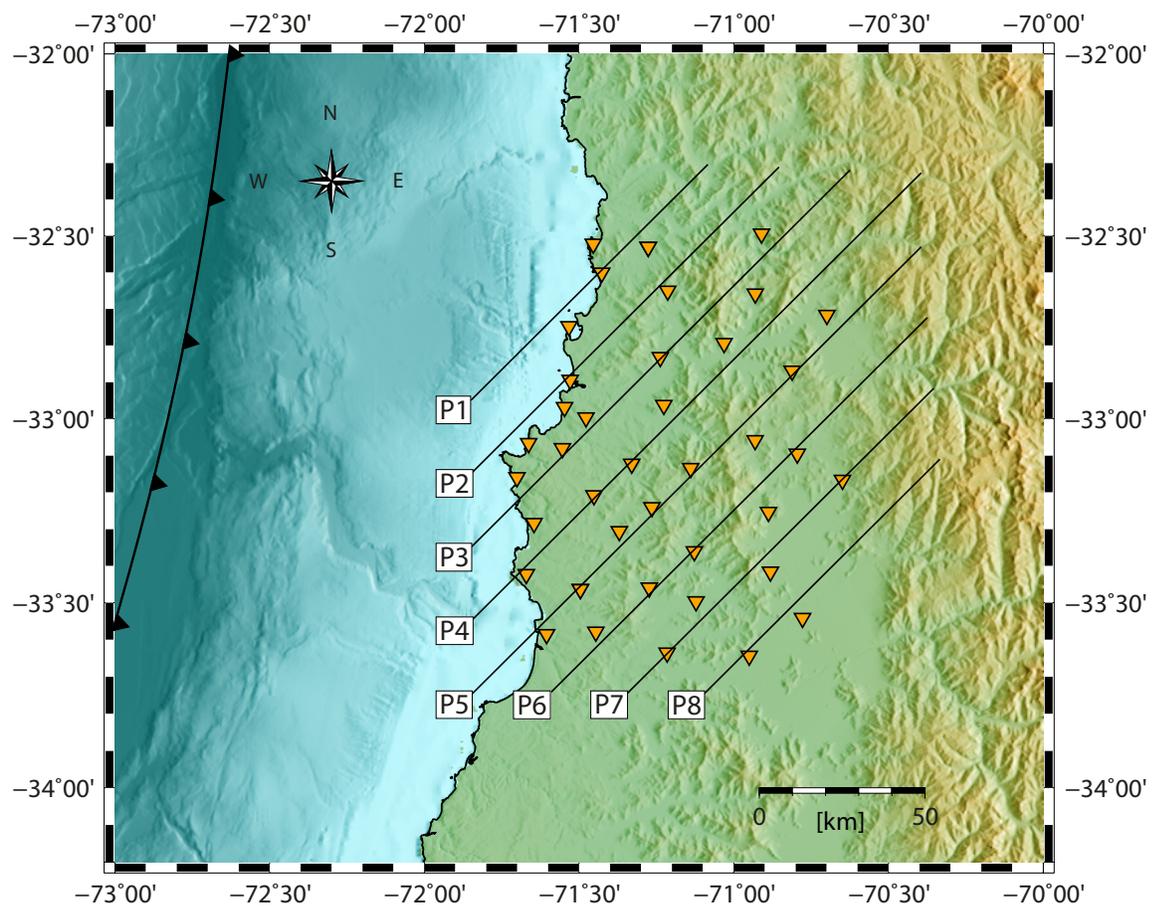


Figura B.6: Mapa de la zona con los 8 perfiles de 135° de azimuth

Perfil P1

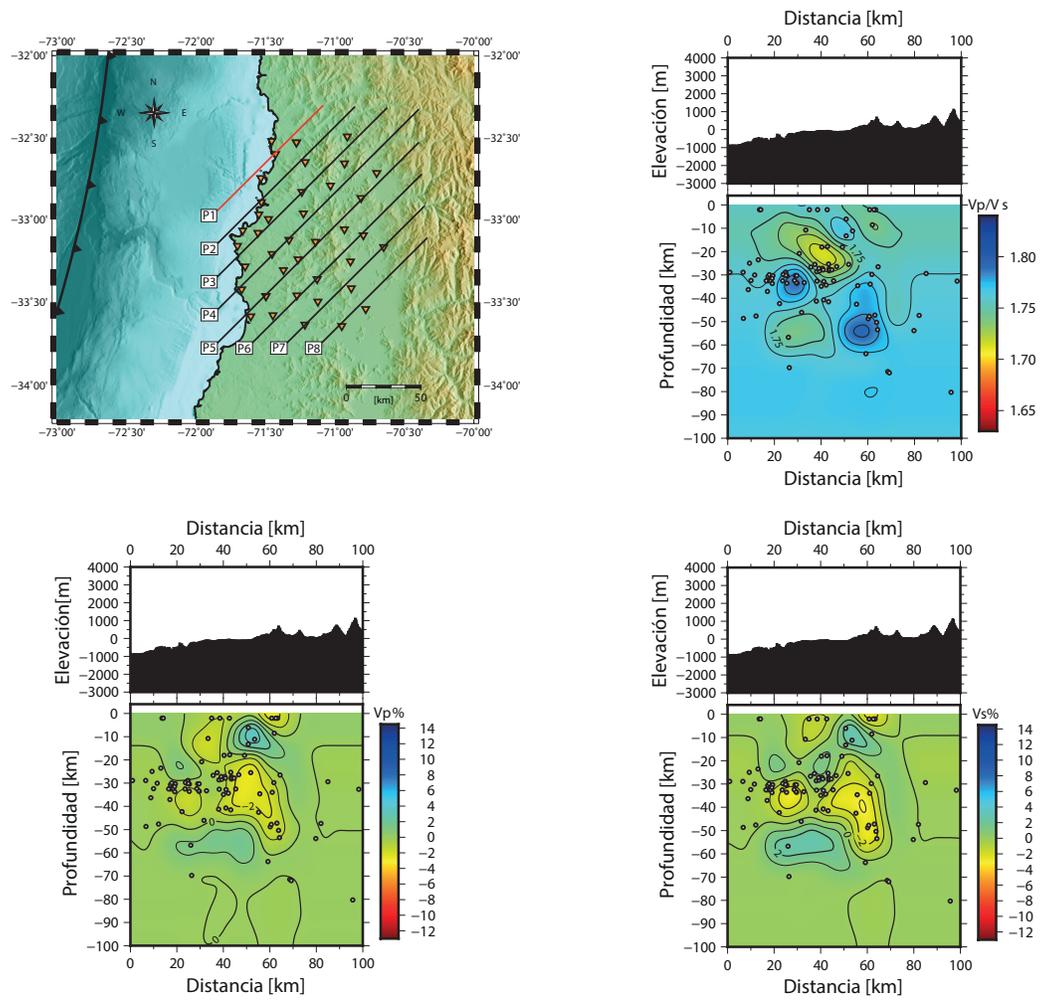


Figura B.7: Perfil P1. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.

P2

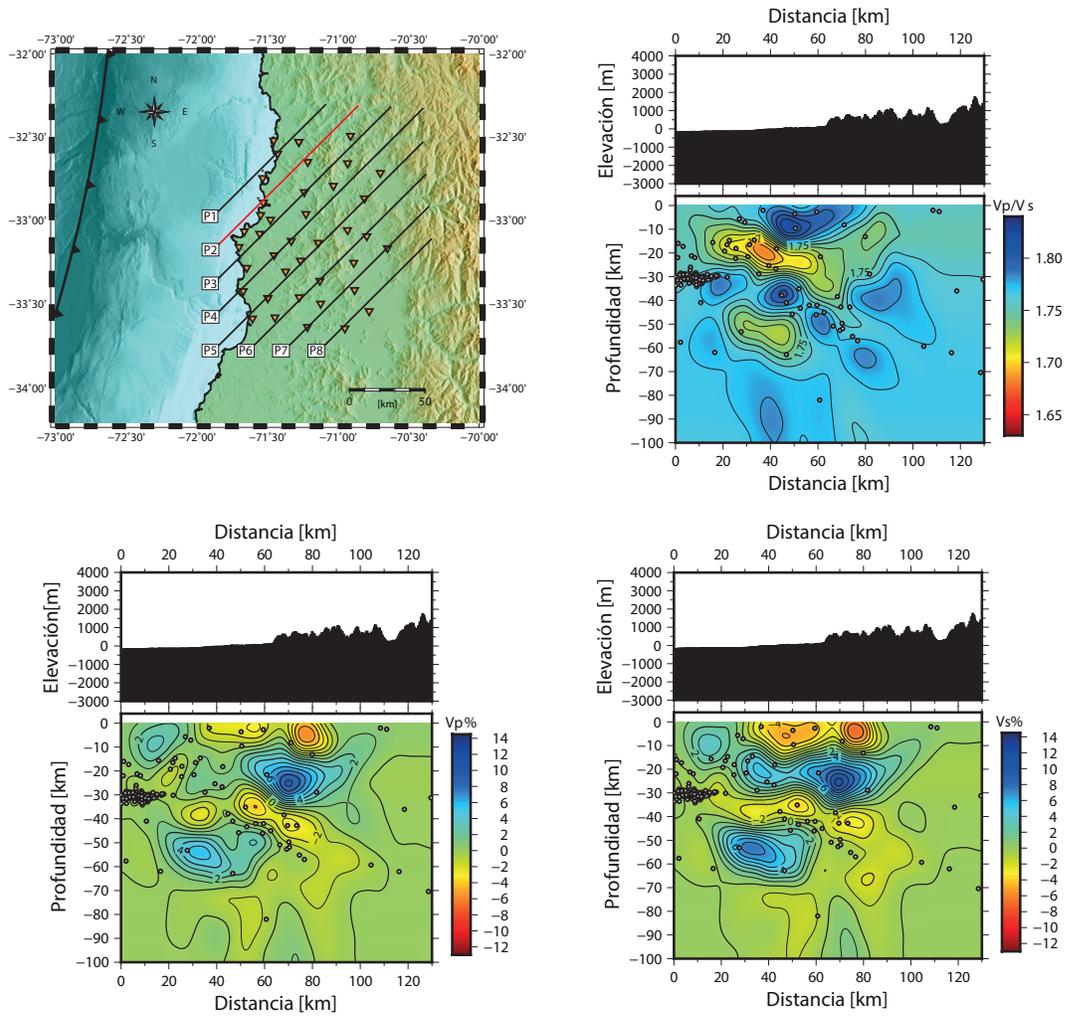


Figura B.8: Perfil P2. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.

Perfil P4

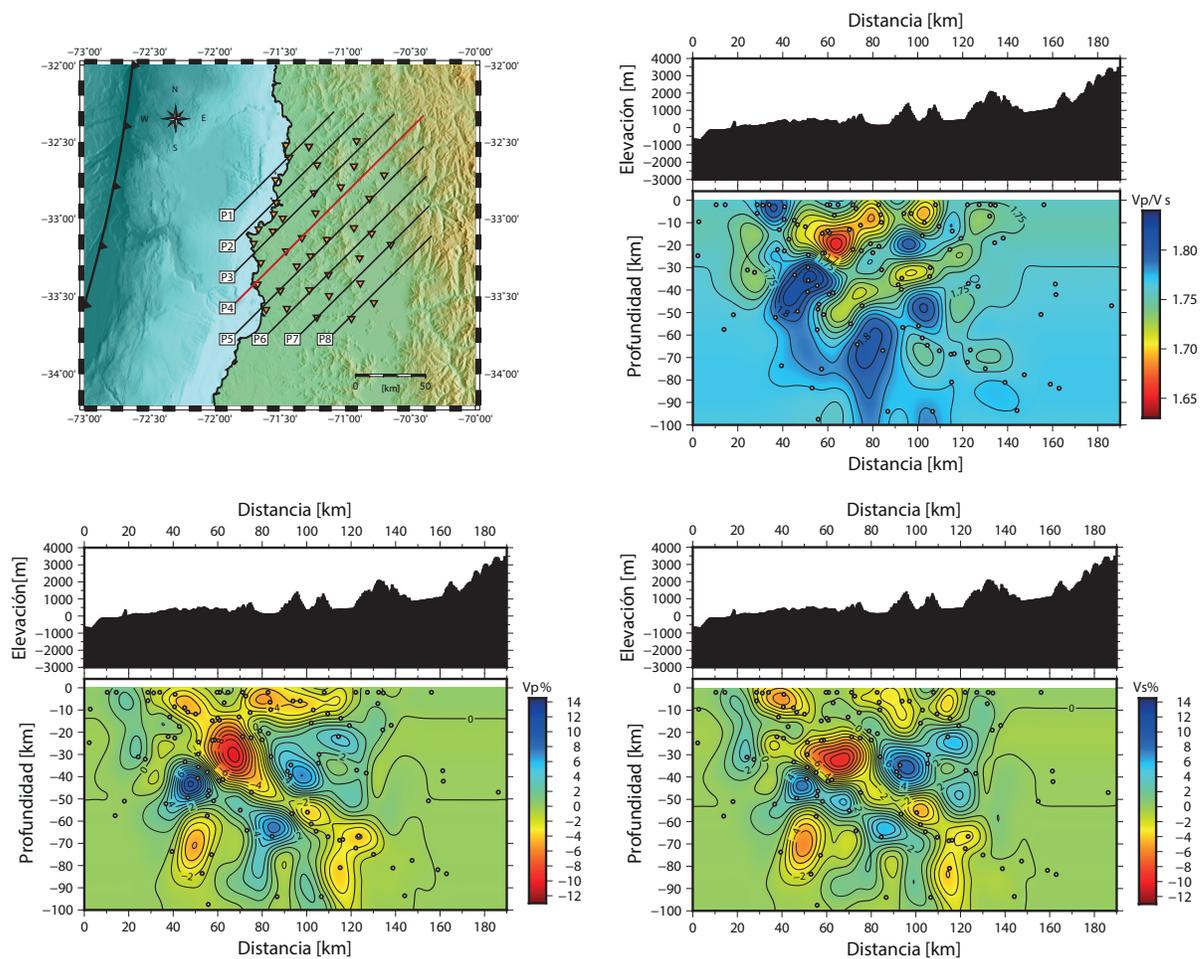


Figura B.9: Perfil P4. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.

Perfil P6

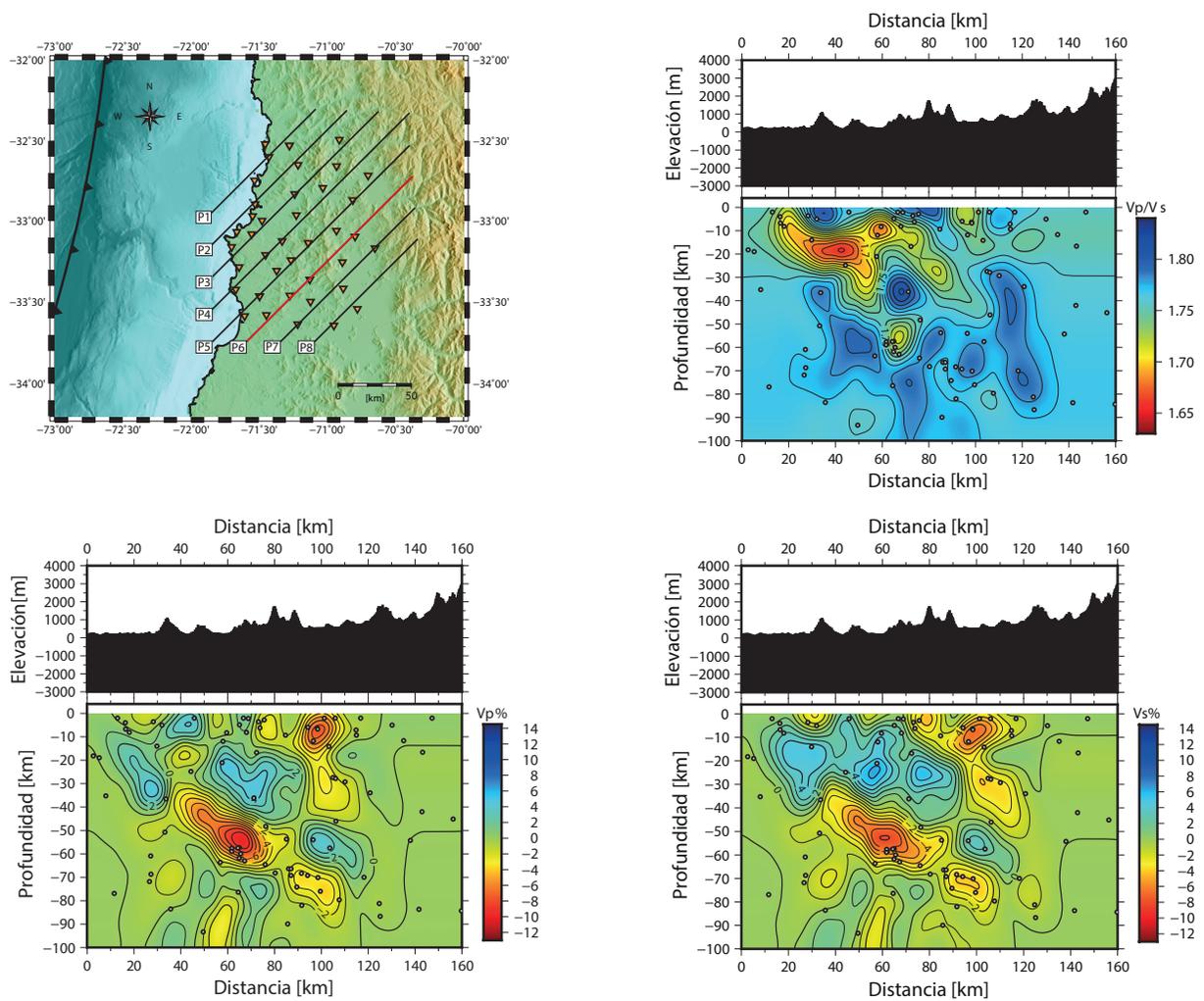


Figura B.10: Perfil P6. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.

Perfil P8

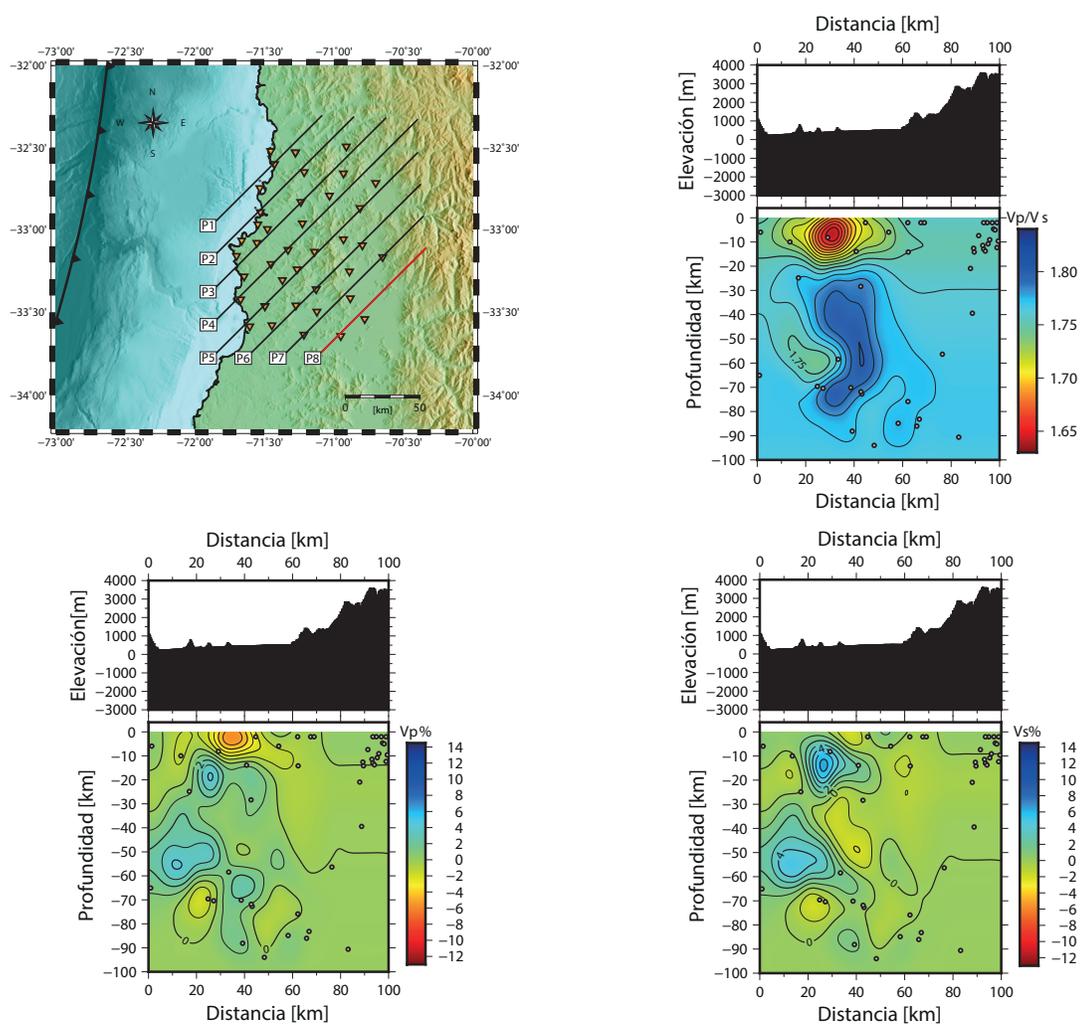


Figura B.11: Perfil P8. Modelo con variaciones porcentuales en las velocidades de la onda P y S y V_p/V_s , para la sección de corte.