



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

ESTRUCTURA SÍSMICA DEL MARGEN EROSIVO PERUANO FRENTE A LAS
COSTAS DE TRUJILLO (9°S)

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

NATALIA NICOLE CORNEJO TRIVIÑO

PROFESOR GUÍA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

SANTIAGO DE CHILE
2016

Resumen

La zona de subducción Peruana ($\sim 3^{\circ}\text{S}$ a $\sim 18^{\circ}\text{S}$) es un margen erosivo caracterizado principalmente por la colisión entre la Dorsal de Nazca y la Placa Sudamericana. Esta dorsal es una cordillera submarina volcánicamente inactiva (dorsal asísmica), y se encuentra sobre la Placa de Nazca en dirección $\text{N}42^{\circ}\text{E}$ frente a las costas de Perú y Chile. Con una longitud de más de 1000 km y 200 km de ancho, esta dorsal se formó en el centro de expansión Pacífico/Nazca en el Cenozoico Temprano, con una elevación con respecto al suelo oceánico que la rodea de aproximadamente 1500 m. Hace ~ 11.2 Ma y a los $\sim 11^{\circ}\text{S}$, ocurre la primera colisión de la Dorsal de Nazca con la Placa Sudamericana. Posteriormente, este punto comenzó a migrar hacia el sur hasta su actual punto de intersección con el margen a los $\sim 15^{\circ}\text{S}$.

En este trabajo, se presenta un modelo de velocidad bidimensional obtenido a partir de datos de sismica de reflexión y refracción adquiridos durante la campaña SO146 del crucero alemán R/V Sonne frente a las costas de Perú en el año 2000. El perfil estudiado se encuentra a los $\sim 9^{\circ}\text{S}$, aproximadamente a 200 km hacia el norte del primer punto de colisión de la Dorsal de Nazca con la Placa Sudamericana. La metodología utilizada se basa en la desarrollada por Korenaga et al. [2000], la cual realiza la inversión conjunta de los tiempos de viaje de ondas refractadas y reflejadas, utilizando un esquema híbrido de trazado de rayos basado en el método gráfico y en un refinamiento local de la curvatura de rayos que permita de manera eficiente obtener un Modelo Directo (*Forward Modelling*). Esta técnica incluye restricciones de suavizamiento y amortiguamiento para normalizar la solución a través de un esquema de inversión iterativo.

Los resultados muestran que el margen frente a las costas de Trujillo se caracteriza por un prisma de acreción frontal bien definido de aproximadamente 20 km de ancho, representado por una zona de baja velocidad de onda P . Una cubierta sedimentaria de ~ 2 km de espesor se observa en el talud continental, caracterizada por velocidades entre 2 y 2,5 km/s. En la corteza continental se observan velocidades entre 3,5 a 6,3 km/s, con un gradiente de velocidad hacia el Noreste. En cuanto a la corteza oceánica, ésta presenta un espesor anómalo, y en el manto oceánico superior las velocidades observadas dan cuenta de un grado moderado de serpentinización. Las principales diferencias entre la arquitectura del margen en el Norte de Chile y la zona de Trujillo corresponden a la ausencia de prisma de acreción en el primer caso y un espesor anómalo de la corteza oceánica en el segundo caso. Adicionalmente, la pendiente del talud continental en el Norte de Chile es más pronunciado que en Trujillo, lo que evidencia una erosión basal más intensa en esta zona, lo que provocaría la subsidencia del talud continental.

A mi abuela María

Agradecimientos

Desde que dejé Chiloé y me vine a estudiar a Santiago, han pasado muchas personas por mi vida. Agradezco a cada una de ellas, incluso a las que ya no están conmigo: su apoyo fue fundamental en su momento. Se que si ellos leyeran esto, se sentirían totalmente aludidos.

Comenzaré agradeciendo a quienes guiaron este trabajo: a Eduardo, mi profe guía, por su apoyo, comprensión y paciencia infinita, además de sus valiosos aportes. A Andrei: por ser tan seco, cuando grande quiero ser como tu! y a Francisco Ortega, por sus aportes para mi trabajo.

Agradezco principalmente a mi tía Maggi y mi tío Lelo por recibirme en su hogar cuando me vine a estudiar, por hacerme sentir querida y parte de la familia desde siempre. Contar con ustedes fue el primer paso de este largo camino. Tío Lelo, lo recuerdo con mucho cariño, y lo extraño aún más!

Agradezco a mi padre, Miguel, por confiar siempre en mi y apoyarme en todas mis decisiones. Gracias por tu amor y comprensión, te quiero mucho!

A mi mami (abuela María) y hermanitos Ignacio y Angelle; pensar en ustedes siempre me dio la fuerza necesaria para seguir adelante.

A RockBlast, la empresa en donde trabajo hace 2 años, en particular a Horacio Gutiérrez, por todas las facilidades que me dio para poder terminar la tesis.

Y especialmente, a mis amigos. Su amistad es una de las cosas más valiosas que tengo en mi vida. Han estado en mis mejores y peores momentos, incluso en los más intratables!. Amigos del colegio, del plan común, del DGF, de la vida... gracias totales.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Erosión Tectónica	1
1.2. Marco Tectónico: Margen erosivo Peruano	4
1.3. Área de Estudio	5
1.4. Objetivos	7
2. Adquisición de Datos	8
2.1. Introducción	8
2.2. Sísmica de gran ángulo	8
2.3. Perfil SO 146-4	9
2.4. Registros Sísmicos	11
3. Metodología	15
3.1. Introducción	15
3.2. Curvas Camino-Tiempo: Identificación y picado de fases de onda	15
3.3. Modelo Directo (<i>Forward Modelling</i>)	19
3.4. Modelo inicial	20
3.5. Inversión de Curvas Camino-Tiempo	22
4. Resultados	26
4.1. Introducción	26
4.2. Capa de sedimentos	26
4.3. Corteza Continental	30
4.4. Corteza Oceánica	34
4.5. Manto Oceánico Superior	38
4.6. Estructura de Velocidad Sísmica 2D	43
5. Interpretación y Discusión	45
5.1. Estructura Sísmica 2D: Trujillo, 9°S, Perú.	45
5.2. Estructura Sísmica 2D: Tocopilla, 22°S, Norte de Chile.	46
5.3. Estructura Sísmica 2D: Antofagasta, 23, 5°S, Norte de Chile.	47
5.4. Perfiles de Velocidad Horizontales	48
6. Conclusiones	49
Apéndice	52

A. Publicaciones

53

Bibliografía

72

Índice de Ilustraciones

1.1. Tipos de márgenes convergentes: acrecionario y erosivo.	3
1.2. Marco Tectónico: Margen erosivo Peruano	6
2.1. SO 146-4: Planta	10
2.2. SO 146-4: Batimetría	10
2.3. Registro sísmico OBH 42	11
2.4. Registro sísmico OBH 43	12
2.5. Registro sísmico OBH 44	12
2.6. Registro sísmico OBH 45	13
2.7. Registro sísmico OBS 48	13
2.8. Registro sísmico OBH 49	14
2.9. Registro sísmico OBH 50	14
3.1. Fases OBH 42	16
3.2. Fases OBH 43	16
3.3. Fases OBH 44	17
3.4. Fases OBH 45	17
3.5. Fases OBS 48	18
3.6. Fases OBH 49	18
3.7. Fases OBH 50	19
3.8. Modelo Inicial: Reflectores	21
4.1. Estructura Sísmica 2D: Sedimentos	27
4.2. Curvas Camino-Tiempo: Sedimentos	28
4.3. Curvas Camino-Tiempo: Sedimentos	29
4.4. Trayectoria de Rayos: Sedimentos	29
4.5. Estructura Sísmica 2D: Corteza Continental	31
4.6. Curvas Camino-Tiempo: Corteza Continental	32
4.7. Curvas Camino-Tiempo: Corteza Continental	33
4.8. Trayectoria de Rayos: Corteza Continental	33
4.9. Estructura Sísmica 2D: Corteza Oceánica	35
4.10. Curvas Camino-Tiempo: Corteza Oceánica	36
4.11. Curvas Camino-Tiempo: Oceánica	37
4.12. Trayectoria de Rayos: Corteza Oceánica	37
4.13. Estructura Sísmica 2D: Manto Oceánico Superior	39
4.14. Curvas Camino-Tiempo: Manto Oceánico Superior	40
4.15. Trayectoria de Rayos: Manto Oceánico Superior	41

4.16. Curvas Camino-Tiempo Final y DWS	42
4.17. Estructura Sísmica 2D con amortiguamiento: Manto Oceánico Superior . . .	43
4.18. Estructura Sísmica 2D: Perfil SO 146-4	44
5.1. Estructura Sísmica 2D: Perfil P04	45
5.2. Estructura Sísmica 2D: Tocopilla, 22°S, Norte de Chile.	46
5.3. Estructura Sísmica 2D: Antofagasta, 23, 5°S, Norte de Chile.	47
5.4. Perfiles de velocidad Vp horizontales.	48

Capítulo 1

Introducción

1.1. Erosión Tectónica

Los márgenes de subducción son límites dinámicos de placas tectónicas en donde una placa oceánica subduce o desciende bajo una placa continental u oceánica, caracterizándose tectónicamente por fallamiento cortical a escala regional y terremotos, formación de fosas oceánicas profundas, y magmáticamente por un arco volcánico activo, es decir, en donde procesos de subducción añaden nuevo material a la corteza continental [von Huene and Scholl, 1991].

Los márgenes convergentes se clasifican en dos tipos: acrecionarios y erosivos, y su naturaleza depende principalmente de la tasa de convergencia y del espesor de sedimentos sobre la fosa. En márgenes erosivos, la erosión tectónica ocurre preferentemente en regiones donde las tasas de convergencia son mayores a $6 \pm 0,1$ cm/año, y en donde la capa sedimentaria sea menor a 1 km. La acreción tectónica ocurre en regiones de lentas tasas de convergencia ($<7,7$ cm/año) y/o con una capa de sedimentos mayor a 1 km, mostrando acreción de sedimentos de la placa subductante [Clift & Vannucchi, 2004]. En ambos procesos, grandes volúmenes de corteza continental son subducidos a grandes profundidades. Sin embargo, estos procesos no son excluyentes entre sí, ya que, en zonas donde la erosión tectónica es dominante, también es posible encontrar pequeños complejos acrecionarios en la fosa. Además, ambos procesos pueden ocurrir, alternada o simultáneamente, en diferentes partes de un margen convergente (e.g. Chile, [Laursen et al., 2002]).

La erosión tectónica remueve material de la placa superior y la conduce por el canal de subducción [e.g. von Huene & Ranero, 2003]. Este material es transportado hacia la zona de subducción y reciclada en el manto junto con litósfera oceánica. Esto tiene como consecuencia el adelgazamiento de la placa superior, la subsidencia a largo plazo del margen con empinamiento del talud continental y la migración del eje de la fosa y del arco volcánico hacia el continente [e.g. Sallarès & Ranero, 2005]. Por otro lado, cuando el material erodado no es transportado a grandes profundidades y es acumulado a profundidades intermedias, se produce alzamiento en la costa y cuña continental. Esto explicaría la formación de la Cordillera de la Costa en Chile, la cual se produjo por la exhumación y alzamiento del arco

paleomagmático del Mesozoico [Contreras-Reyes et al., 2014].

Además, la erosión tectónica está usualmente asociada con un fuerte acoplamiento interplaca y abrasión de la placa continental (e.g. Norte de Chile, [von Huene & Ranero, 2003]).

La remoción de material en la erosión tectónica puede ocurrir por erosión frontal o erosión basal. La erosión frontal ocurre cuando altos topográficos de la placa oceánica chocan con el margen y erodan el pie del talud, removiendo roca y masa sedimentaria, lo que causa la migración de la fosa hacia el continente. La subducción de algunas características topográficas de la placa oceánica bajo la placa superior, tales como, montes submarinos, dorsales, horst y grabens, posiblemente aceleran la erosión frontal por un corto período de tiempo [von Huene & Lallemand, 1990]. Por otro lado, la erosión basal ocurre cuando el material es removido a lo largo de la parte inferior de la placa superior [von Huene & Scholl, 1991; Sallarès & Ranero, 2005], lo cual corresponde a la causa de la subsidencia del margen y el adelgazamiento de la corteza continental. Estos procesos pueden ser vistos como el inverso de la acreción frontal y procesos de *underplating*, respectivamente.

De acuerdo a von Huene & Scholl [1991], $1,0 \text{ km}^3/\text{año}$ ($\sim 50\%$) del volumen de masa total de sedimentos de fondo marino en zonas de subducción, no participan en el proceso de formación de prismas de acreción y son subducidos a mayores profundidades, mientras que el material restante es tectónicamente acumulado formando un prisma por acreción frontal y/o acreción basal o *underplating* de sedimentos. Por lo tanto, se puede decir que la erosión tectónica domina la tectónica en al menos el 50% de todos los márgenes convergentes del mundo.

Existen 3 tipos de márgenes convergentes: márgenes de Tipo 1, en los cuales se forman prismas de acreción de tamaño pequeño a mediano (5-40 km de ancho, 16.000 km de largo global); Tipo 1*, en los que se forman prismas de acreción de gran tamaño (>40 km de ancho, 8.000 km de largo global), y márgenes de Tipo 2 o márgenes no acrecionarios (19.000 km largo global), en donde todo el sedimento es subducido bajo la placa superior. A pesar de esto, en varios lugares del mundo la erosión tectónica también afecta a márgenes de Tipo 1, como es el caso de Japón y Perú, en donde se remueve y transporta globalmente $\sim 0,5 \text{ km}^3/\text{año}$. Esto, sumado a la tasa global de remoción en márgenes de Tipo 2 suma un total de $1,1 \text{ km}^3/\text{año}$ [von Huene & Scholl, 1991].

Sólo frente a las costas del Norte de Japón, Perú Central y Norte de Chile, existe suficiente información para determinar la tasa promedio de erosión tectónica a largo plazo, lo cual fue estimado mediante un balance de masa para el sistema global de subducción, entre 25 a $50 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por km de margen. En particular, $30 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por cada km a lo largo del margen de Perú y el Norte de Chile [von Huene & Scholl, 1991]. Mientras tanto, von Huene & Lallemand [1990] estimaron una migración promedio de 2 a $3 \text{ km}/\text{Ma}$ para el eje de las fosas de Japón y Perú. Ellos utilizaron la subsidencia del antearco para demostrar la migración a largo plazo del eje de la fosa a lo largo del margen Peruano y Honshu (Japón), para lo cual fue necesaria una significativa erosión de la parte inferior de la placa superior. Esta erosión se presume asociada a la abrasión del antearco por el basamento de la placa oceánica subductante, tal como sugiere Hilde [1983].

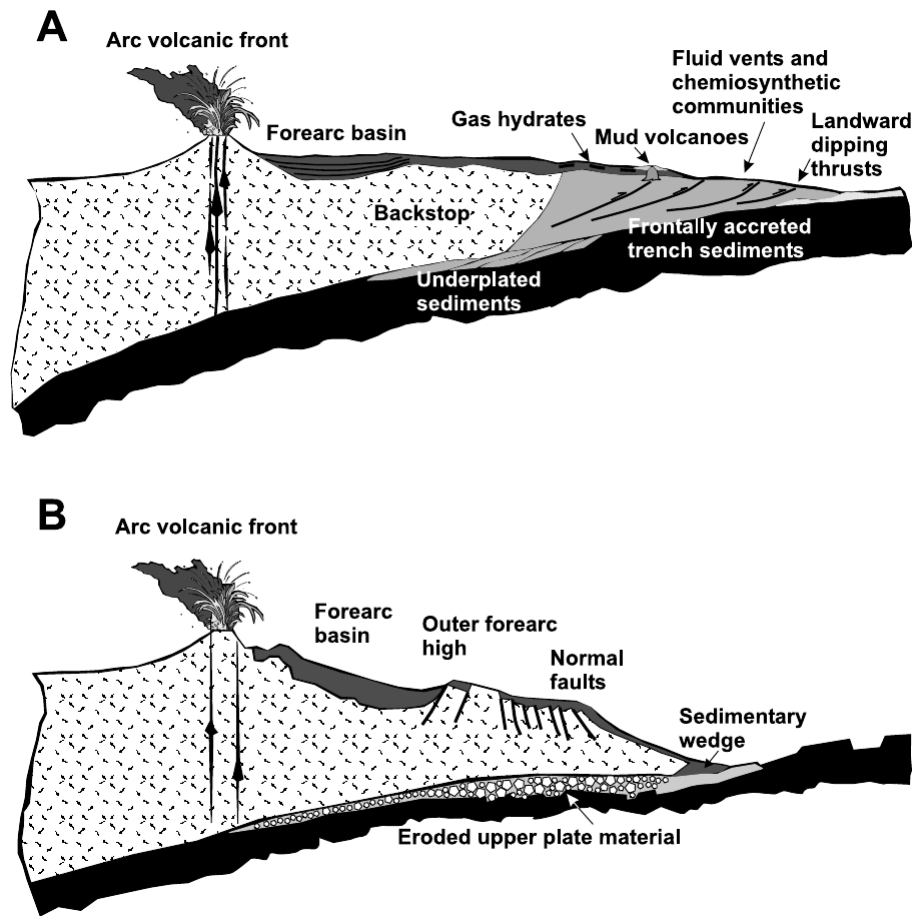


Figura 1.1: Principales características de los dos tipos de márgenes activos. A. Acrecionario: Márgenes acrecionarios, como Cascadia o Patagonia Chilena Sur, se caracterizan por una zona de antearco compuesta por sedimentos oceánicos deformados en la fosa y zonas de hidratos de gas. Ejemplo. B. Erosivo: Caracterizado por el empinamiento del talud continental y fallamiento normal. Ejemplo: Tonga y Norte de Chile. [Clift & Vannucchi, 2004].

Rutland [1971] notó que desde el Jurásico Temprano, el eje del arco volcánico en el Norte de Chile ha migrado progresivamente hacia el continente en más de 200 km, lo que indica a su vez la migración del eje de la fosa hacia el Este como consecuencia de la erosión tectónica. Además, por ser un margen convergente pobre en sedimentos en la fosa, Rutland [1971] lo catalogó como dominado por erosión tectónica. Por otro lado, Kukowski & Oncken [2006] estimaron una tasa de erosión de $\sim 100 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de fosa y una pérdida promedio neta de la corteza de aproximadamente $40\text{-}45 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de fosa en el Norte de Chile.

1.2. Marco Tectónico: Margen erosivo Peruano

La placa oceánica de Nazca que subduce en la fosa Peruana, nace en la Dorsal del Pacífico Oriental (*East Pacific Rise*), ubicada en la zona sureste del océano Pacífico, a una tasa de 150 mm/año [Purdy et al., 1992]. Desciende bajo la placa continental Sudamericana oblicuamente con una tasa de convergencia de 61 mm/Ma y un azimut de 79° [Norabuena et al., 1999]. En este proceso, el margen Andino entre los 0° S y 45°S, es dividido en 5 segmentos tectónicos alternando entre zonas de subducción normal y zonas de subducción plana (*flat slab*), asociado con volcanismo activo (Ecuador, Sur de Perú, Norte y Sur Chile) y ausencia de éste (Norte y Centro de Perú, Chile Central), respectivamente [e. g. Jordan et al., 1983]. El segmento entre los 5° S y 15° es considerada la zona de subducción plana más grande en el mundo [Norabuena et al. 1994]. En esta zona, el slab oceánico desciende con un ángulo de $\sim 30^\circ$ hasta una profundidad de ~ 100 km, y luego comienza a disminuir hasta un ángulo subhorizontal, el cual se mantiene por una distancia entre 300 y 400 km antes de “re-subducir” al manto superior [Norabuena et al., 1994].

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana da origen a la fosa Peru-Chile, la cual define el contacto entre ambas placas desde el Sur de Ecuador hasta Chile Central. En el margen Peruano, cerca de la fosa, el slab oceánico desciende con un manteo entre 5,5° y 9°, y el ángulo entre la pendiente del talud y una línea horizontal, varía entre 7° y 8,5° [Krabbenhöft et al., 2004]. La fosa Perú-Chile es interrumpida alrededor de los 15°S por la subducción del Dorsal de Nazca: característica batimétrica asísmica de la placa de Nazca de más de 1000 km de longitud y 200 km de ancho, la cual se formó por una anomalía de fusión parcial (*melting anomaly*) en el centro de expansión Pacífico-Farallón/Nazca durante el Cenozoico Temprano, actual Dorsal del Pacífico Oriental. La colisión del Dorsal de Nazca contra la placa Sudamericana ocurre por primera vez a los $\sim 11^\circ$ S, hace ~ 11.2 Ma [Hampel 2002]. Este punto de colisión fue migrando hacia el sur a lo largo del margen Peruano durante el Cenozoico hasta su actual posición a los $\sim 15^\circ$ S. La zona de colisión es de 200 km de ancho y 1,5 km de alto, y es caracterizado por un aumento local de la erosión tectónica, fallamiento normal y alzamiento del antearco [Hampel et al., 2004].

Otra característica del margen erosivo Peruano es la segmentación de la placa de Nazca a través de Zonas de Fractura (Figura 1.2), observándose diferentes edades corticales a lo largo de los bordes de placa revelados por anomalías magnéticas. La Zona de Fractura Mendaña (ZF Mendaña, de aquí en adelante), la cual tiene un azimut aproximado de N65°E, intersecta la fosa Perú-Chile entre los 9°40'S y 10°35'S [Huchon and Bourgois 1990], y marca la transición de la edad cortical de la placa de Nazca: 38 Ma en el Centro y Sur de Perú, mientras que al Norte de la ZF Mendaña la edad de la placa es de ~ 28 Ma [Müller et al., 1997]. Este incremento de la edad de la corteza oceánica coincide con el incremento de la profundidad promedio de la placa de Nazca: 4500 m al norte de la ZF Mendaña y 5000 m al sur [Huchon and Bourgois 1990].

Al Sur, la Cuenca de Lima (11°S) y la Cuenca de Pisco Oeste (13°S) fueron afectadas por la subducción del Dorsal de Nazca, el cual causó alzamiento y subsidencia a lo largo de margen conduciendo localmente a un incremento de la tasa de erosión [e.g. Clift et al., 2003]. A gran escala, el margen Peruano ha sido caracterizado por no tener una fuerte deformación compresional ni por desarrollar grandes complejos acrecionarios, como también por poseer

cuencas extensionales [Scholl et al., 1970]. Frente a las costas del Centro y Sur de Perú, se encuentran prismas de acreción de tamaño pequeño a mediano, mientras que el proceso de transferencia de masa dominante en la zona, es la erosión tectónica. Desde al menos el Mioceno Medio, la erosión de largo plazo ha conducido a una rápida subsidencia del antearco y una migración del eje de la fosa y del arco magmático hacia el Este [Hampel, 2002].

1.3. Área de Estudio

Trujillo *Trough* (TT de aquí en adelante), está ubicado en el extremo Oeste del perfil en estudio (9° S), entre la longitud $81^{\circ}30'S$ y latitud $7^{\circ}40'S$ en el Norte, y la longitud $81^{\circ}45'S$ y latitud $9^{\circ}25'S$ en el Sur. Es caracterizado por un estructura tipo graben de 5 km de ancho y un *offset* vertical de alrededor de 500 m desde el suelo oceánico. Al Este del TT, la corteza está elevada alrededor de 1 km relativo al Oeste del TT [Krabbenhöft et al., 2004]. Por otro lado, TT une la Fosa Perú-Chile a la Zona de Fractura Viru (ZF Viru, de aquí en adelante) [Huchon and Bourgois 1990]. La ZF Viru es paralela a la ZF Mendaña y se encuentra a 110 km hacia el Norte de ésta.

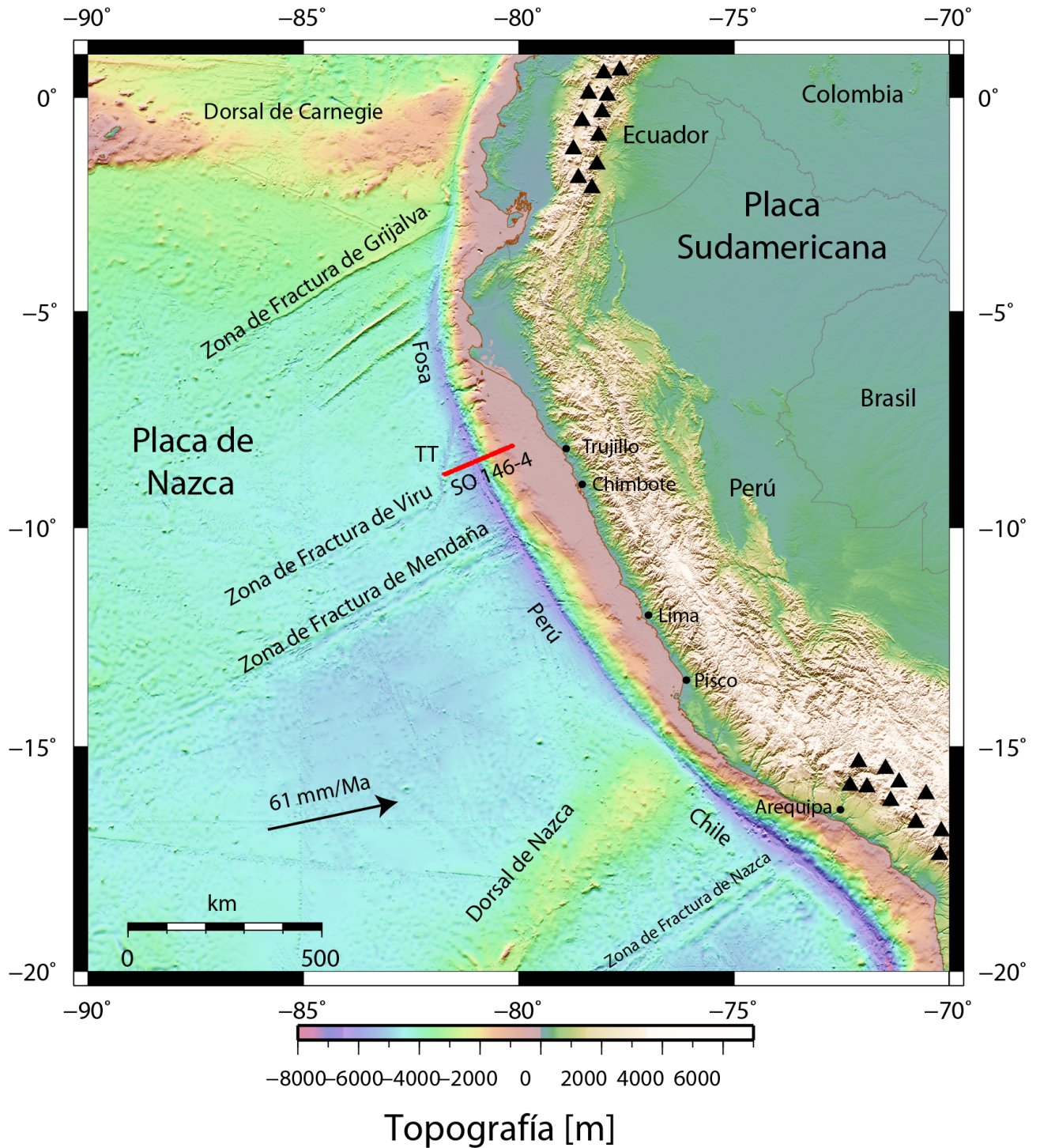


Figura 1.2: Marco tectónico del margen convergente erosivo Peruano. Se pueden observar varias Zonas de Fractura a lo largo del margen. La línea roja representa el perfil en estudio (SO 146-4) y los triángulos representan el arco volcánico activo. La batimetría del mapa se obtuvo de Becker et al., 2009. (http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html)

1.4. Objetivos

El principal objetivo de este estudio es obtener un modelo de velocidad-profundidad 2D utilizando las curvas camino-tiempo de ondas refractadas y reflejadas bajo un perfil frente a las costas de Trujillo ($\sim 9^{\circ}\text{S}$), Perú Central, el cual permita caracterizar la estructura interna de esta sección del margen Peruano. Para esto, se obtendrá un modelo 2D de velocidad de onda- P , para luego comparar este resultado con los estudios previos reportados en el Norte de Chile frente a las costas de Antofagasta [Sallarès & Ranero, 2005] y Tocopilla [Contreras-Reyes et al., 2012], ambas zonas dominadas por erosión tectónica. Los resultados de estos tres modelos de velocidad de onda- P serán comparados entre ellos para estudiar los efectos de la erosión tectónica en la arquitectura del margen del Norte de Chile y Perú.

Capítulo 2

Adquisición de Datos

2.1. Introducción

Para poder estudiar la estructura interna de la Tierra existen diversos métodos geofísicos basados en el estudio de contrastes de propiedades físicas del subsuelo, tales como densidad, susceptibilidad magnética, resistividad, velocidad de propagación de onda, etc. Uno de estos métodos consiste en una fuente de energía natural (terremotos) o artificial (explosiones, impactos, vibraciones, etc), y receptores sísmicos. Esta fuente genera ondas sísmicas las cuales serán reflejadas o refractadas en las interfaces que dividen a dos medios con propiedades físicas diferentes. Cuando la propiedad estudiada corresponde a la velocidad con la que se propagan las ondas a través del subsuelo y la fuente es artificial, entonces el método utilizado es conocido como Sísmica. En este método el problema a resolver se reduce a un problema de propagación de ondas, con el cual se busca un campo de velocidad que permita recuperar los tiempos de viaje de las ondas entre fuente y receptor medidos en el experimento sísmico. Esto permitirá obtener una estructura o modelo de velocidad del subsuelo de forma indirecta.

2.2. Sísmica de gran ángulo

Mientras que la sísmica de reflexión se basa en los tiempos de viaje de las reflexiones con bajo ángulo de incidencia de las ondas sísmicas en las distintas interfaces del subsuelo, la sísmica de gran ángulo se basa en la medición de los tiempos de viaje de las ondas refractadas críticamente en las interfaces entre las capas con diferentes propiedades físicas y en las reflexiones de gran ángulo. Si bien la sísmica de reflexión ha dominado en gran medida la exploración de la subsuperficie ya que permite conocer la arquitectura del subsuelo, las reflexiones y refracciones de gran ángulo entregan una información muy importante acerca de las velocidades sísmicas de la subsuperficie, lo cual es crucial para el estudio de la estructura de la corteza profunda, incluso del manto superior.

La sísmica de gran ángulo generalmente utiliza largos *offsets* (distancia entre fuente y

receptor) del orden de los cientos de kilómetros, lo cual permite llegar a grandes profundidades de penetración que pueden llegar a los 30 kilómetros. En estudios en donde la profundidad de estudio corresponde al Moho oceánico, se requieren *offsets* mayores a 100 km. Sin embargo, si la profundidad de de investigación a la cual se quiere llegar es relativamente superficial como es el caso de la exploración de hidrocarburos, entonces *offsets* de 10-20 km es suficiente.

La fuente utilizada es un arreglo de cañones de aire (*airguns*), el cual puede ser descrita como una cámara de aire comprimido el cual es liberado rápidamente bajo el agua creando pulsos acústicos. Éstos son emitidos dependiendo de la profundidad de investigación a la cual se quiere llegar, lo que se logra, por ejemplo, ajustando el volumen de la cámara, la profundidad a la cual va sumergida la fuente y la secuencia de disparos. Por lo tanto, estos pulsos son repetibles y controlables, lo que hace de ésta una fuente muy utilizada en estudios de sísmica marina. Los grandes *offsets* utilizados en esta técnica permiten alcanzar profundidades de estudio que van desde cuencas sedimentarias al manto superior, por lo que se utilizan varios receptores (o estaciones) desplegados y espaciados en el fondo marino, los cuales estan fijos. Entre estos receptores encontramos los Hidrófonos de Fondo Marino (*Ocean Bottom Hydrophones, OBH*, 1 componente), los cuales detectan la energía sísmica manifestada como cambios de presión en el agua durante la sísmica marina, y los OBS (*Ocean Bottom Seismometers, OBS*, 4 componentes) los cuales constan de un hidrófono y un geófono triaxial, el cual detecta pequeños movimientos del suelo marino en las 3 direcciones.

2.3. Perfil SO 146-4

Los datos de sísmica marina utilizados en este trabajo fueron adquiridos a bordo del crucero científico alemán R/V Sonne durante la campaña SO146 GEOPECO (**GEO**physical experiments at the **PE**ruvian **C**ontinental margin, por sus siglas en inglés) entre los 15°S y 5°S, en el año 2000. Esta investigación multidisciplinaria comprendió estudios de geofísica y geología, centrada en la caracterización cuantitativa de las estructuras y geodinámica de una sección de la zona de subducción Peruana, como también en sistemas de hidratos de gas con diferente desarrollo tectónico [Bialas & Kukowski, 2000]. Durante esta campaña se obtuvieron seis perfiles de sísmica de gran ángulo utilizando un arreglo de tres *airguns* de 32 litros cada una, con un intervalo de disparo de 60 segundos y una velocidad de crucero de 4 nudos. Esta configuración entregó como resultado un espaciamiento promedio entre disparos de 120 metros. Para el registro de los datos, se utilizaron 97 OBH/OBS pertenecientes al instituto alemán GEOMAR.

El perfil estudiado en este trabajo corresponde al SO 146-4, el cual es perpendicular al eje de la fosa aproximadamente a los 9°S. Tiene una longitud de ~196 km, y se desplegaron en total 8 OBH y 1 OBS a lo largo de éste. Sin embargo, el OBH 46 sólo registró datos en el extremo noreste del perfil, mientras que el OBH 47 no registró datos, con lo que finalmente se tiene el registro de 7 estaciones (6 OBH/1 OBS). La calidad de los datos es buena en general, ya que es posible detectar en los registros sísmicos distintas fases o primeras llegadas de las ondas, tales como reflexiones y refracciones en distintas capas: sedimentos, corteza continental, corteza oceánica, manto superior. Especialmente los OBH 42 y 43 posicionados en la fosa registraron señales muy claras a lo largo de todo el perfil. El OBS 48, y los OBH

49 y 50, se localizaron en la plataforma continental, registrando señales de hasta ~ 50 km alrededor de cada estación. Los registros de las refracciones y reflexiones son asimétricos, debido a gran variabilidad de la batimetría.

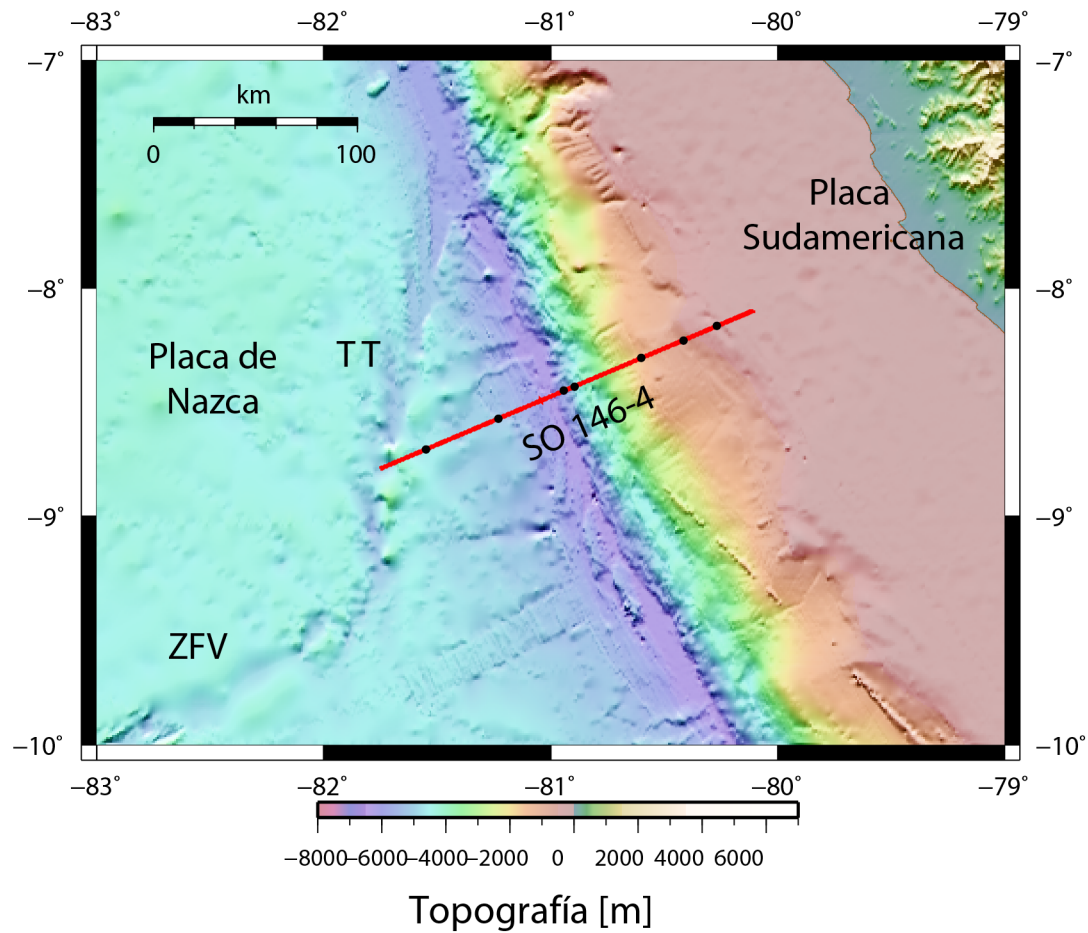


Figura 2.1: Perfil en estudio SO 146-4 (Línea roja). Los datos de refracción y reflexión de gran ángulo se obtuvieron durante la campaña SO146 del R/V Sonne en las costas de Perú durante el año 2000. Los datos fueron registrados por un total de 7 estaciones de GEOMAR (OBH/OBS). TT, Trujillo Trough; VFZ, Viru Fracture Zone. La batimetría se obtuvo de Becker et al., 2009. (http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html)

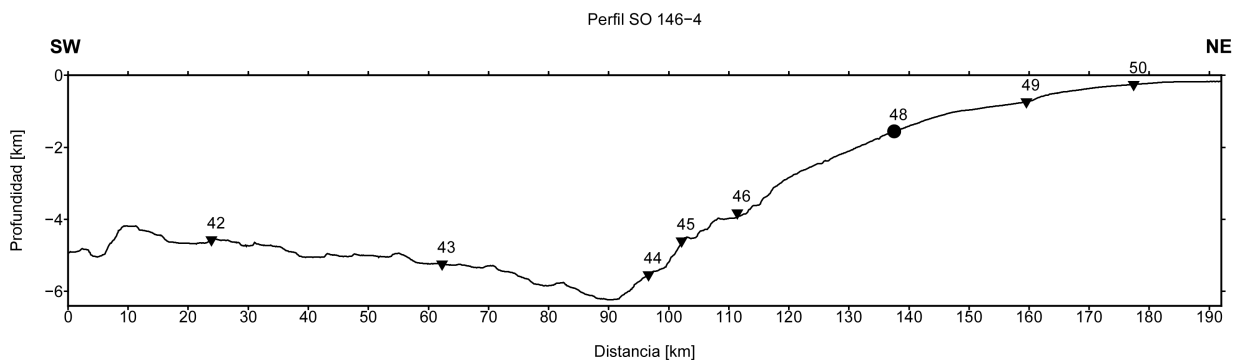


Figura 2.2: Batimetría. El perfil en estudio, SO 146-4, tiene una longitud de aproximadamente 196 km de largo. Los triángulos invertidos representan las estaciones OBH, mientras que el círculo representa la estación OBS.

2.4. Registros Sísmicos

Los datos utilizados en este estudio corresponden a los registros sísmicos mostrados en las Figuras 3.3 a 3.9. Estos registros muestran para cada OBH/OBS 1600 trazas sísmicas en las abscisas, las cuales son coincidentes con el registro de cada disparo. En la ordenada se observan los tiempos de las primeras llegadas de la onda P , tiempo que corresponde al viaje que realiza desde la fuente a cada OBH/OBS. Los tiempos de arribo están reducidos según la siguiente expresión:

$$T(x) = T_0(x) - \frac{|x - x_0|}{V_R} \quad (2.1)$$

Donde:

- x : offset, distancia fuente-receptor.
- $T_0(x)$: tiempo de arribo.
- $T(x)$: tiempo de arribo reducido.
- x_0 : posición de cada OBH/OBS a lo largo del perfil SO 146-4.
- V_R : velocidad de reducción de los datos (8 km/s)

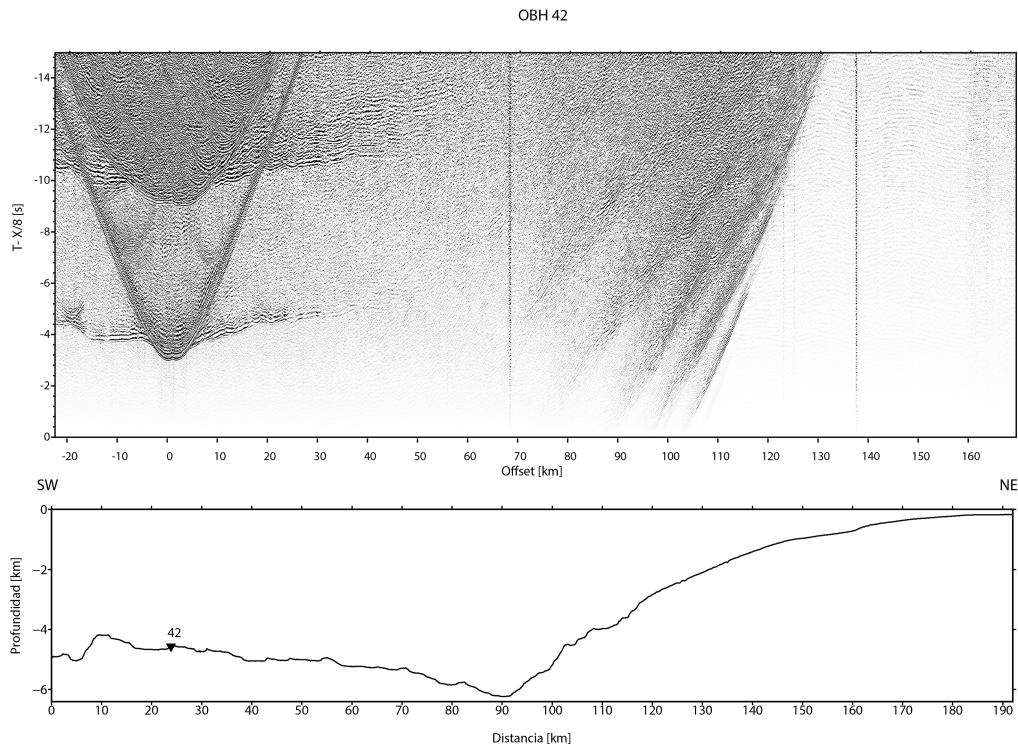


Figura 2.3: Registro sísmico del OBH 42 y su ubicación en el perfil SO 146-4.

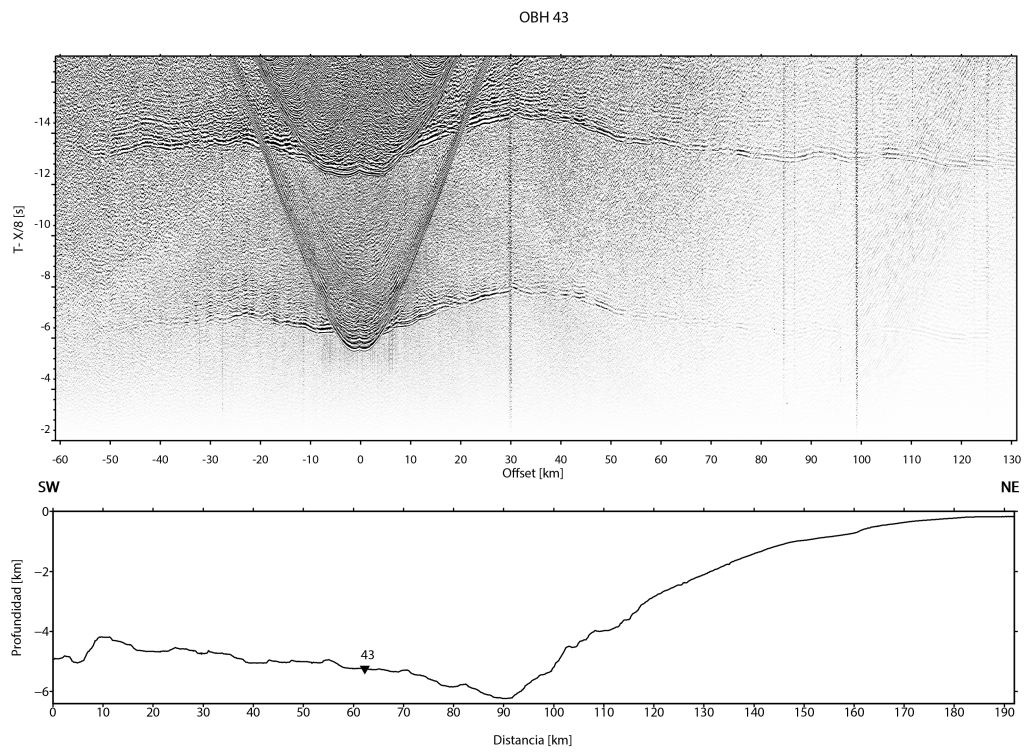


Figura 2.4: Registro sísmico del OBH 43 y su ubicación en el perfil SO 146-4

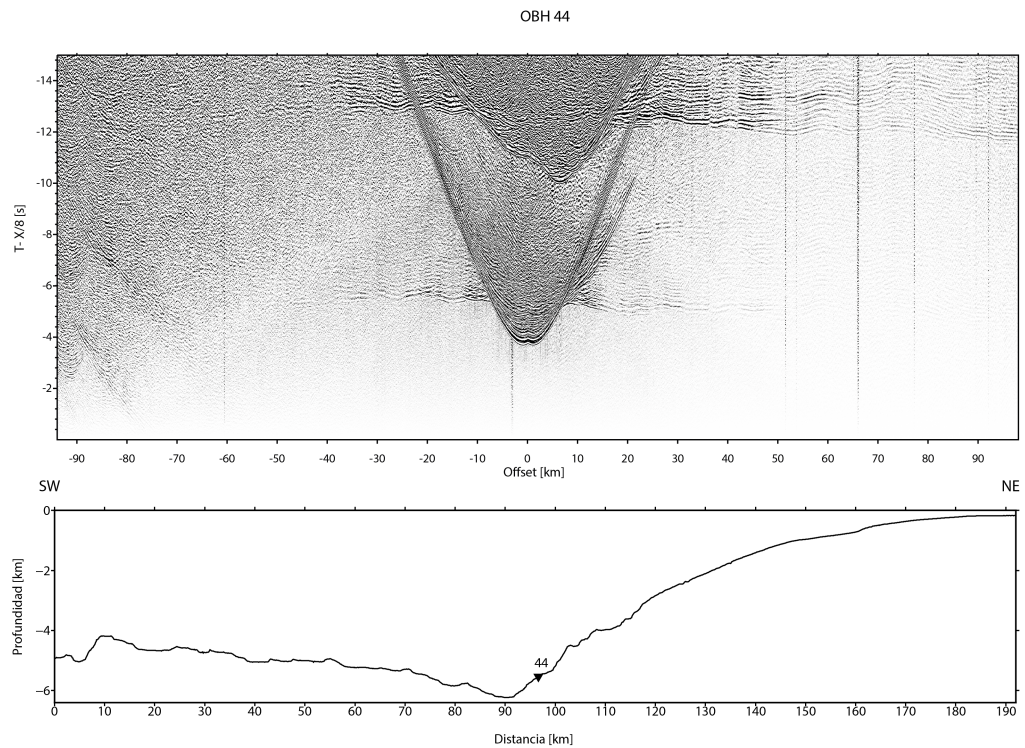


Figura 2.5: Registro sísmico del OBH 44 y su ubicación en el perfil SO 146-4

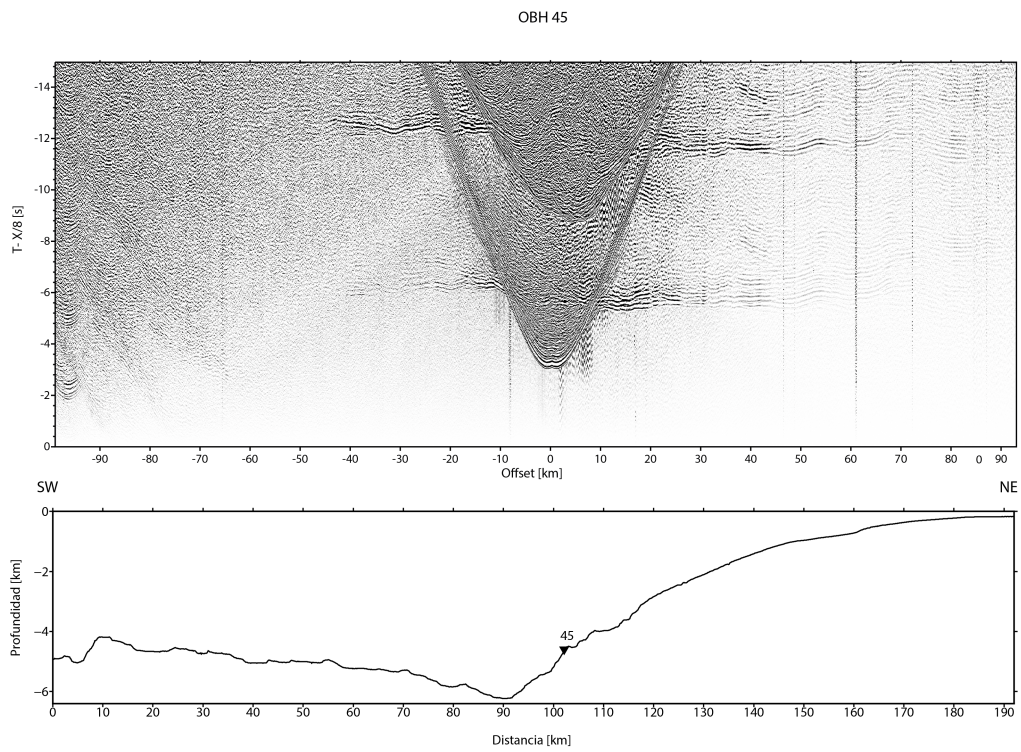


Figura 2.6: Registro sísmico del OBH 45 y su ubicación en el perfil SO 146-4

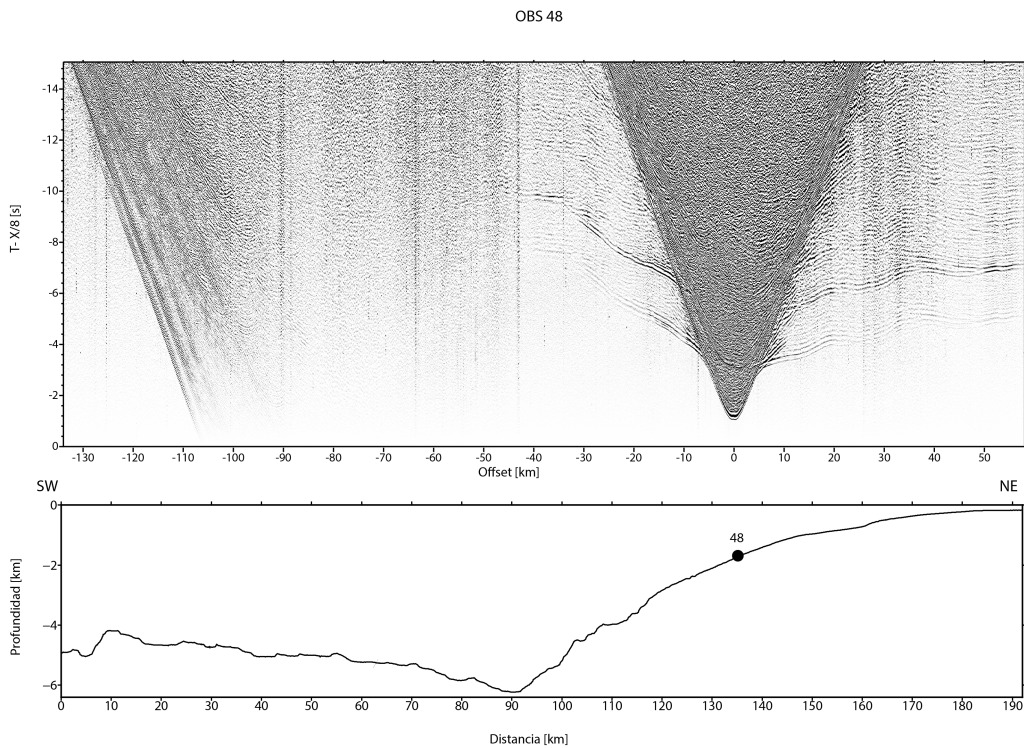


Figura 2.7: Registro sísmico del OBS 48 y su ubicación en el perfil SO 146-4

OBH 49

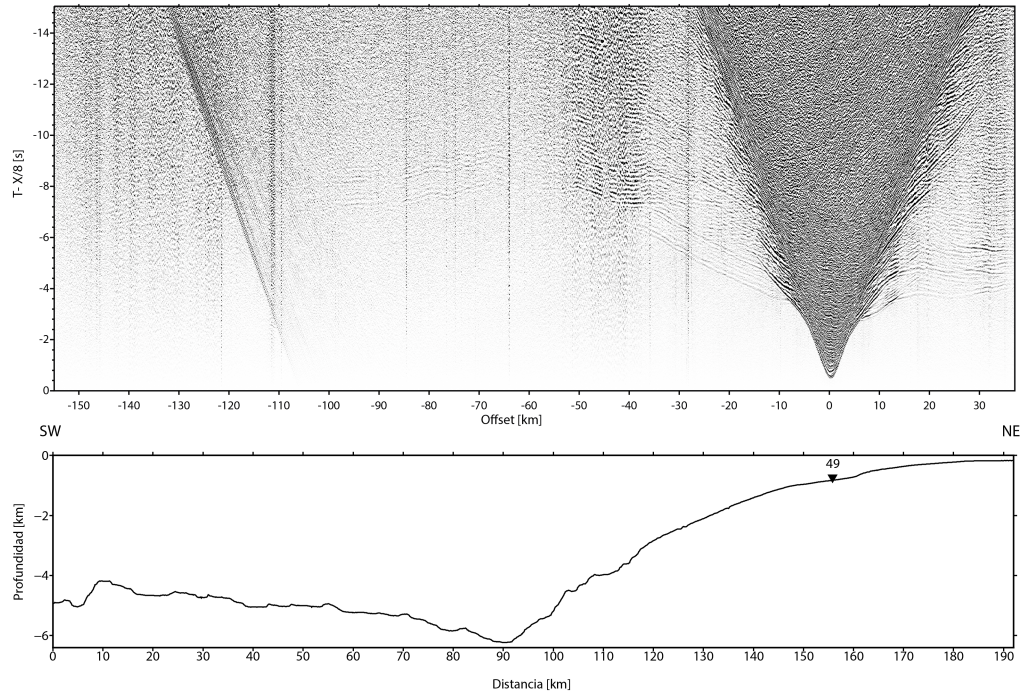


Figura 2.8: Registro sísmico del OBH 49 y su ubicación en el perfil SO 146-4

OBH 50

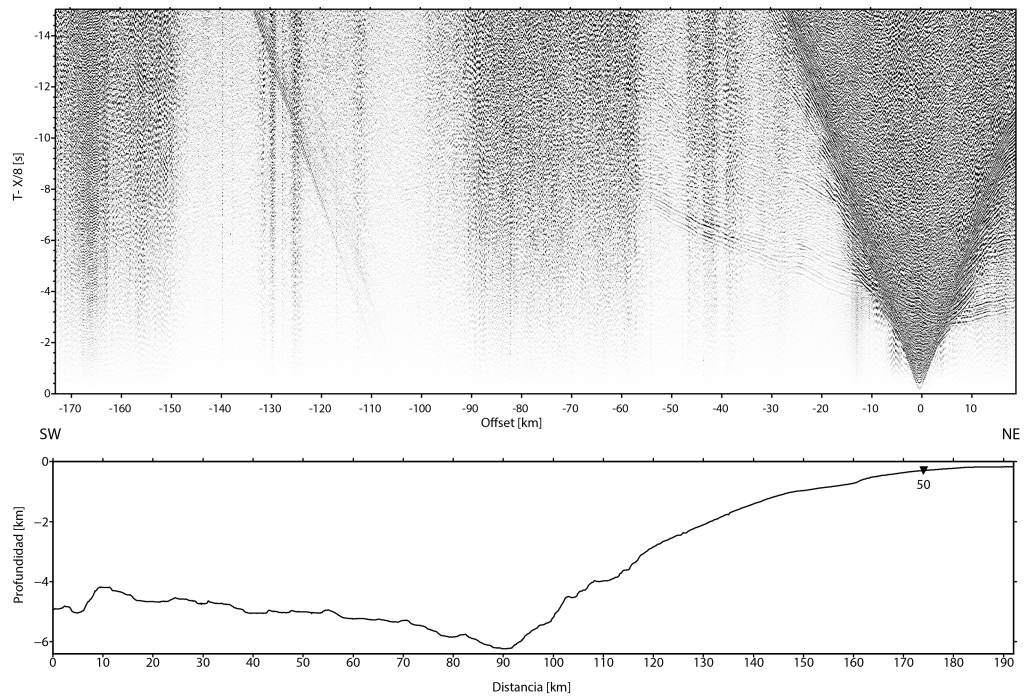


Figura 2.9: Registro sísmico del OBH 50 y su ubicación en el perfil SO 146-4

Capítulo 3

Metodología

3.1. Introducción

La metodología utilizada en este trabajo para la obtención de la estructura de velocidad de onda P está basada en el método de Korenaga et al. [2000], el cual permite la inversión conjunta de las curvas camino-tiempo de refracción y reflexión sísmica para un campo de velocidad bidimensional (2D). Los tiempos de viaje y la trayectoria teórica de los rayos son calculados utilizando un esquema híbrido para trazado de rayos, el cual se basa en el método gráfico y en refinamientos locales de curvatura de rayos [van Avendonk et al., 1998]. Para la inversión de los datos, se utilizan largos de correlación predefinidos (promedio móvil de una serie de nodos o celdas) y amortiguamiento como restricciones del modelo, los cuales son empleados para regularizar una inversión iterativa linealizada.

3.2. Curvas Camino-Tiempo: Identificación y picado de fases de onda

Para cada estación sísmica marina (6 OBH/1 OBS) se identifican las distintas fases de ondas:

- P_b : Ondas reflejadas en fondo de la capa de sedimentos.
- $P_{toc}P$: Ondas reflejadas en el contacto interplaca (*Top Oceanic Crust*).
- P_mP : Ondas reflejadas en el fondo de la corteza oceánica (Moho).
- P_s : Ondas refractadas en la capa de sedimentos.
- P_{g_2} : Ondas refractadas en la corteza continental.
- P_{g_1} : Ondas refractadas en la corteza oceánica.
- P_n : Ondas refractadas en el manto superior.

La identificación y picado de las curvas camino-tiempo en los registros sísmicos de cada OBH/OBS se realiza manualmente utilizando el software *Seismic Unix*. Esto entrega como resultado un archivo de texto que contiene un set de puntos para cada fase: traza en la abscisa y tiempo reducido en la ordenada, para el cual se utiliza una velocidad de reducción de 8 km/s según el reporte del crucero científico alemán R/V Sonne. Las fases de onda picadas corresponden a las curvas en negro de las siguientes figuras:

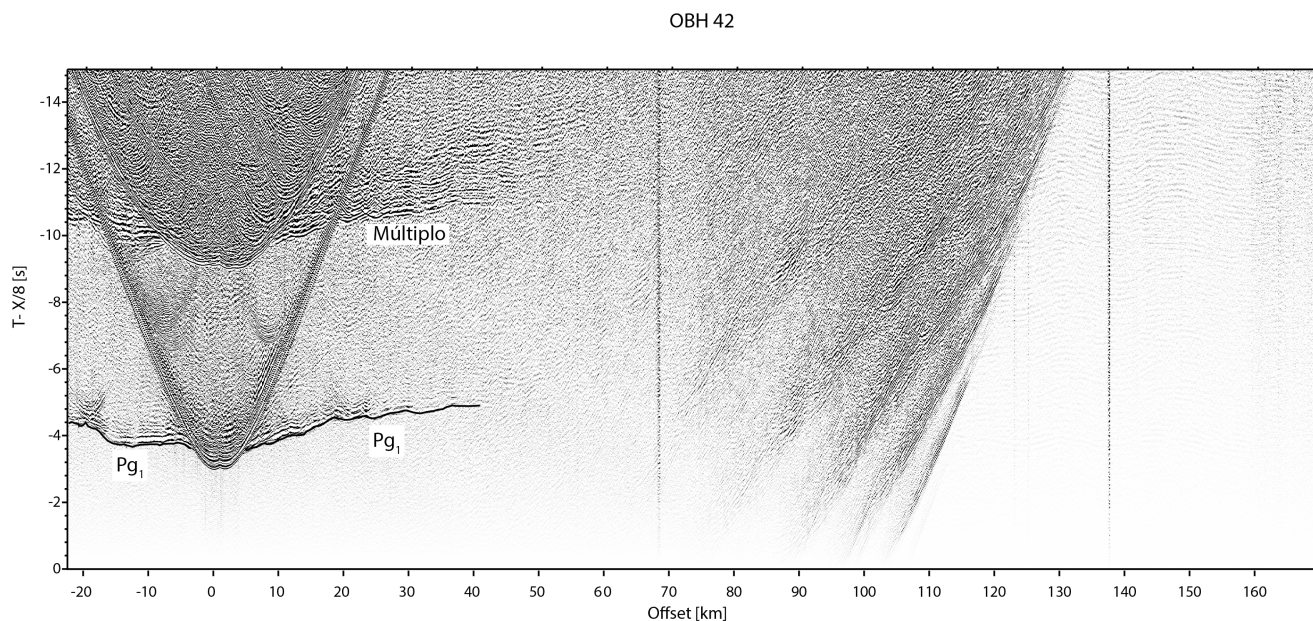


Figura 3.1: Registro sísmico del OBH 42 con las fases de primera llegada. Pg_1 : Refracciones en corteza oceánica

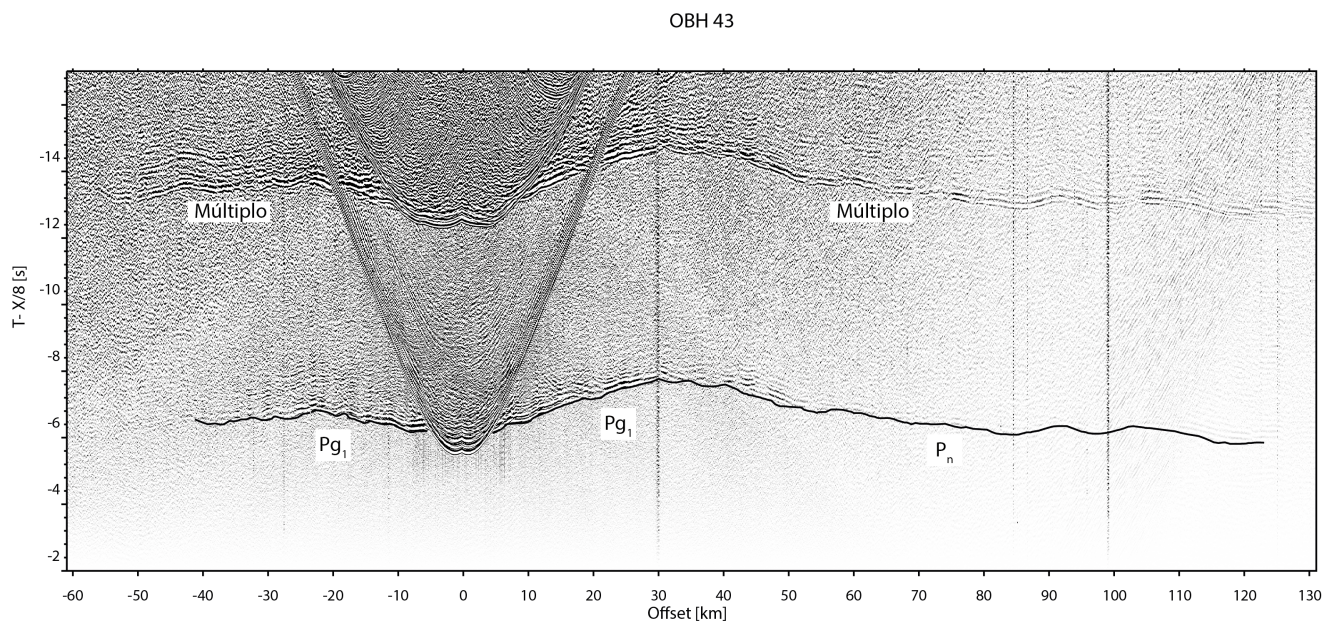


Figura 3.2: Registro sísmico del OBH 43 con las fases de primera llegada. Pg_1 : Refracciones en la corteza oceánica. P_n : Refracciones en el manto superior.

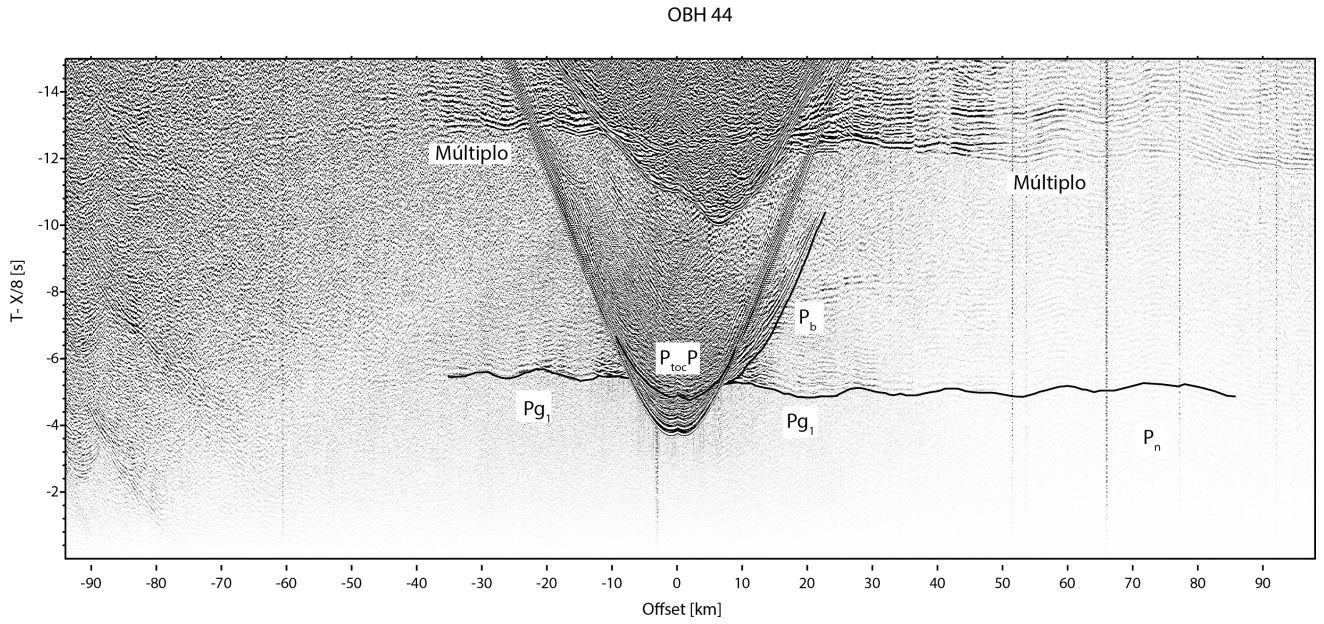


Figura 3.3: Registro sísmico del OBH 44 con las fases de primera llegada. P_{g_1} : Refracciones en la corteza oceánica. P_n : Refracciones en el manto superior. P_b : Reflexiones en el fondo de la capa de sedimentos. $P_{toc}P$: Reflexiones en el contacto interplaca (*Top Oceanic Crust*)

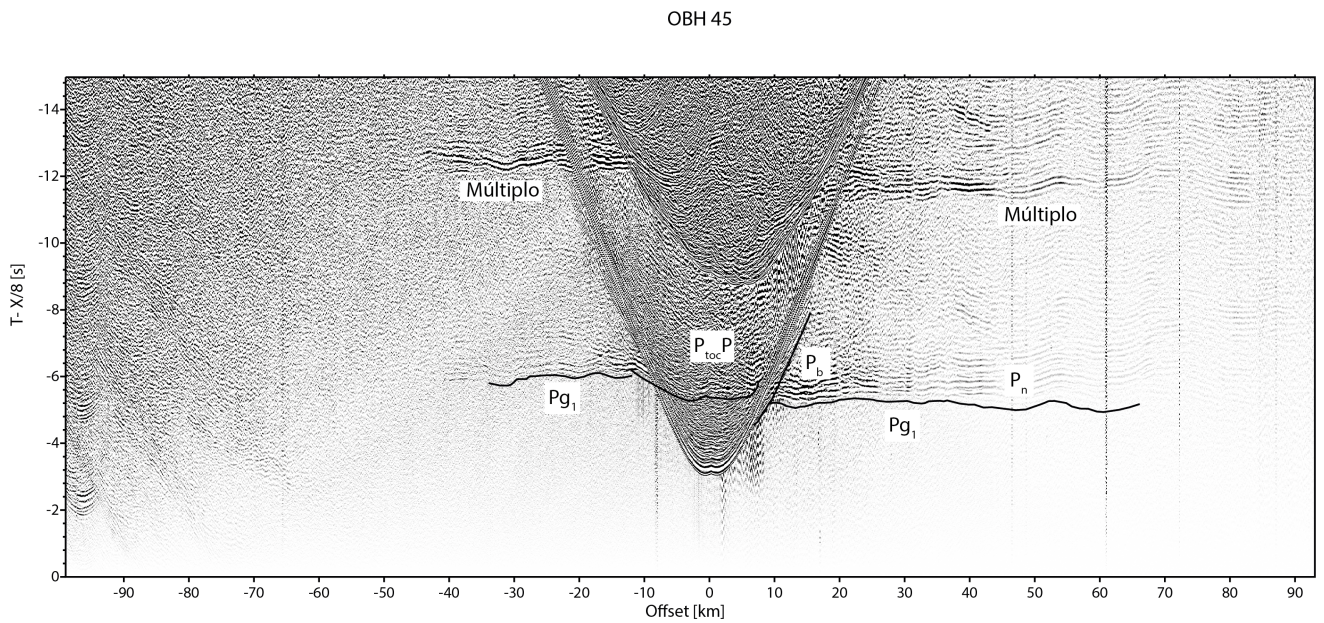


Figura 3.4: Registro sísmico del OBH 45 con las fases de primera llegada. P_{g_1} : Refracciones en la corteza oceánica. P_n : Refracciones en el manto superior. P_b : Reflexiones en el fondo de la capa de sedimentos. $P_{toc}P$: Reflexiones en el contacto interplaca (*Top Oceanic Crust*)

OBS 48

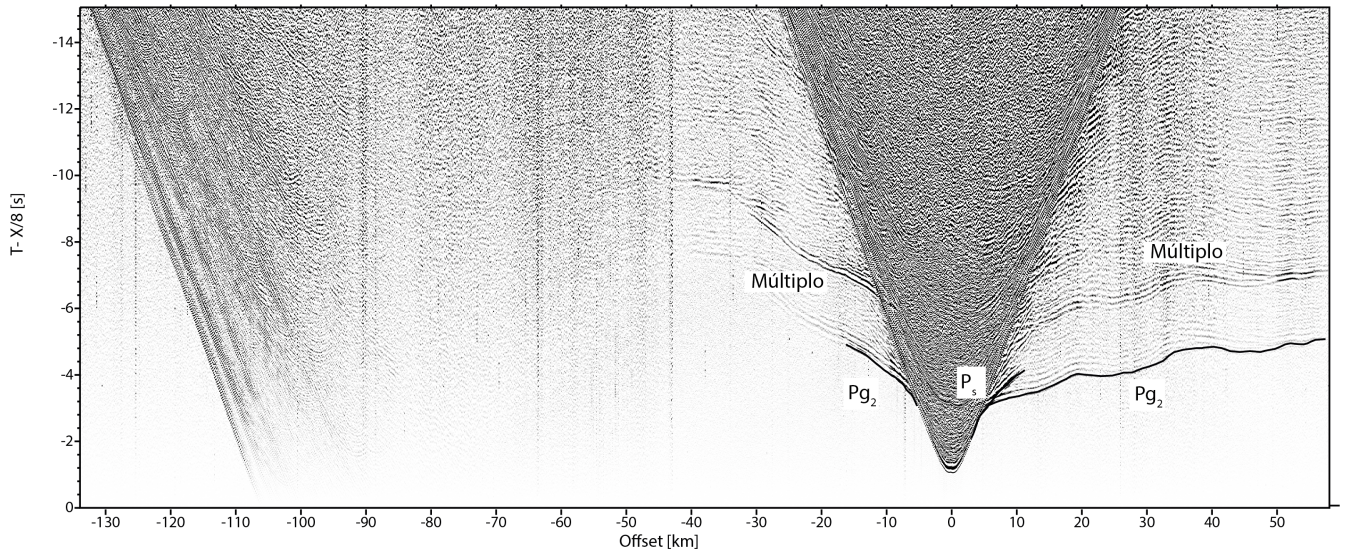


Figura 3.5: Registro sísmico del OBS 48 con las fases de primera llegada. P_s : Refracciones en la capa de sedimentos. Pg_2 : Refracciones en la corteza continental.

OBH 49

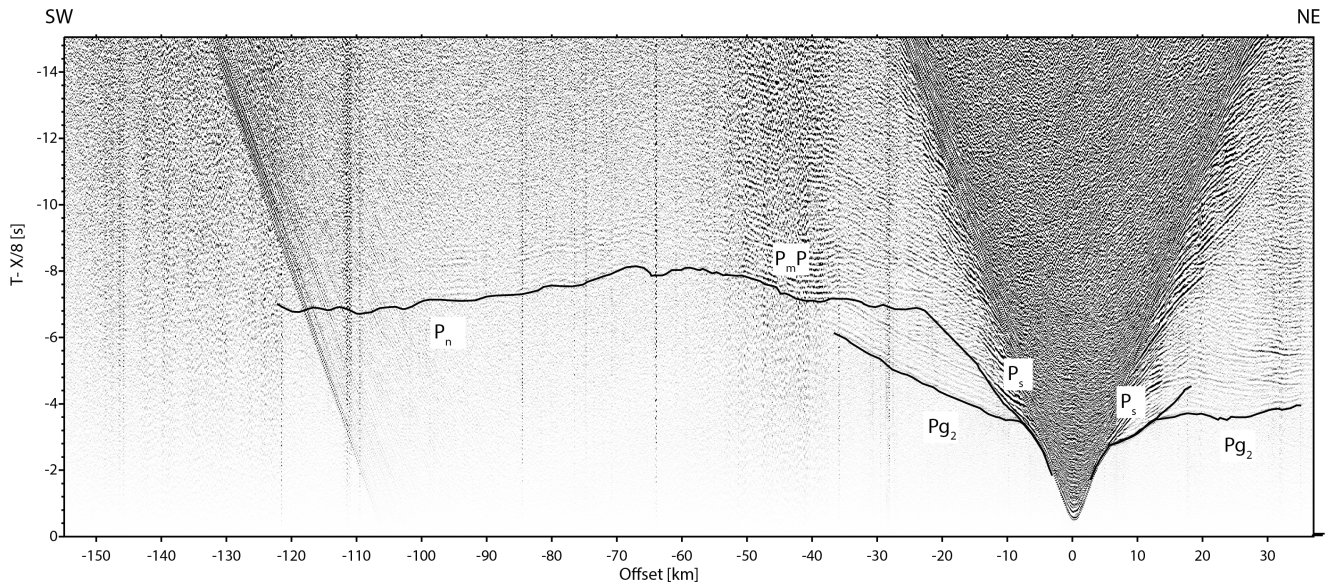


Figura 3.6: Registro sísmico del OBH 49 con las fases de primera llegada. Pg_2 : Refracciones en la corteza continental. P_n : Refracciones en el manto superior. P_s : Refracciones en la capa de sedimentos. P_mP : Reflexiones en Moho.

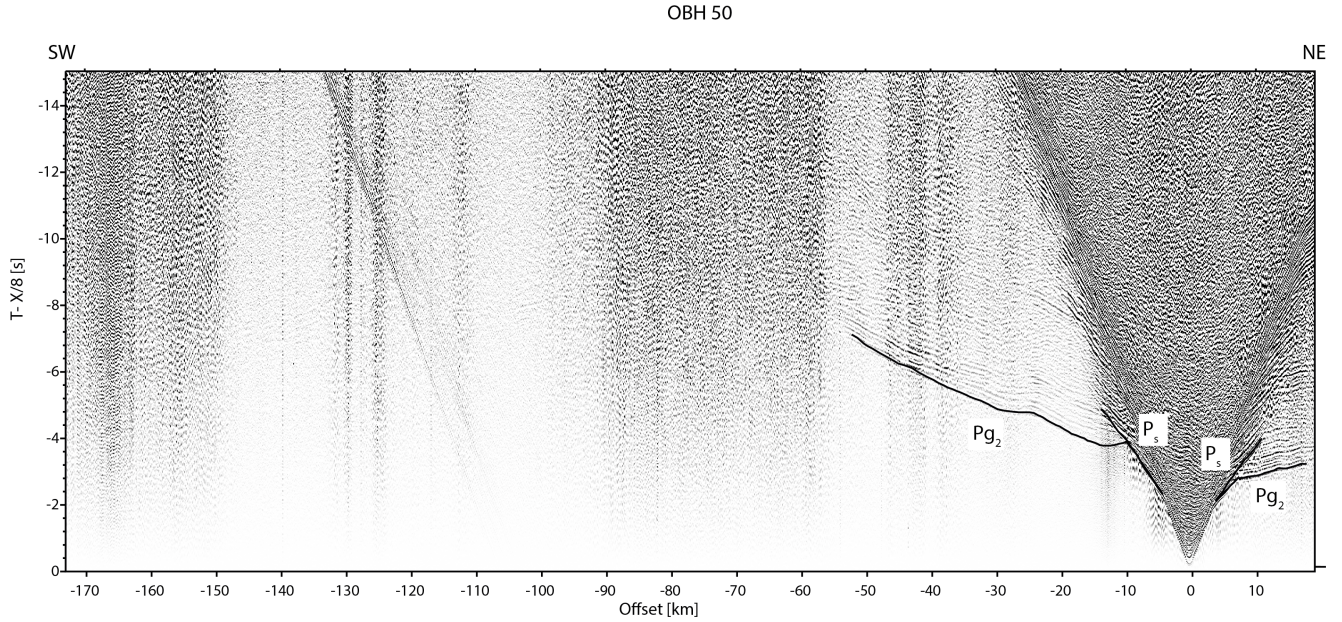


Figura 3.7: Registro sísmico del OBH 50 con las fases de primera llegada. Pg_2 : Refracciones en la corteza continental. P_s : Refracciones en la capa de sedimentos.

Como se mencionó en el capítulo anterior, la distancia entre disparos (y trazas) es aproximadamente 120 metros, por lo que dado que cada registro posee 1600 trazas, se obtiene un perfil de ~ 196 km de longitud.

3.3. Modelo Directo (*Forward Modelling*)

La eficiencia y exactitud del cálculo de los tiempos de viaje y trazado de rayos es esencial para la inversión de velocidades sísmicas. El código empleado por Korenaga et al. [2000] utiliza un método híbrido basado en el método gráfico y el método de curvatura de rayos (*ray-bending method*), similar al desarrollado por Papazachos y Nolet [1997] y Van Avendonk et al. [1998], siendo muy eficiente en cuanto a recursos computacionales. El método gráfico, más conocido como el método de caminos mínimos desarrollado por Dijkstra [1959], permite calcular el camino más corto entre un nodo y todos los otros nodos de una red. En el problema sísmico, los tiempos de viaje de un rayo entre nodos es interpretado como una distancia nodal, por lo que este esquema de optimización global puede ser usado para generar un set de tiempo de primeras llegadas y el camino del rayo correspondiente. Dado que con la solución gráfica los rayos tienden a zigzaguear, los tiempos de viaje son sobreestimados. Para solucionar este problema, se utiliza el método de curvatura de rayos [Moser et al., 1992] el cual realiza un refinamiento extra sólo para la pequeña porción de nodos de conexión en una red completa, es decir, los pares de fuente-receptor reales utilizados en sísmica. Sin embargo, la solución gráfica es utilizada como una buena aproximación inicial para que el método de curvatura de rayos converja al mínimo global.

El método de diferencias finitas [Vidale, 1988] es otra forma de realizar el trazado de

rayos. Sin embargo, este método es inexacto cuando existen fuertes contrastes de velocidad limitándose a una definición regular de la grilla, siendo una desventaja en la aplicación en estudios de sismica marina.

El método de curvatura de rayos puede converger rápidamente al mínimo global si se le entrega una buena estructura de velocidad inicial, lo que sin duda se traduce en una compensación en los tiempos computacionales usados entre el método gráfico y el método de curvatura de rayos.

El método gráfico utilizado por Korenaga et al. [2000] fue desarrollado por Moser et al. [1992], y utiliza el método de gradiente conjugado para minimizar directamente los tiempos de viaje a lo largo de la trayectoria del rayo. Los rayos son parametrizados como *beta splines*, los cuales son capaces de representar una variedad de curvas con un pequeño número de puntos de control, mejorando así la convergencia en una búsqueda de gradiente conjugado.

Para la implementación del modelado directo, se generan curvas camino-tiempo teóricas utilizando el programa *tt_forward* [Korenaga et al., 2000]. Este programa recibe como input la grilla de velocidad 2D definida por el usuario y generada por el programa *gen_smesh*, un archivo con la geometría que contiene las coordenadas de la fuente y coordenadas de los receptores, un reflector y un código de rayo: 0 si es refracción y 1 si es reflexión. Se definen los OBH/OBS como fuente, y los puntos donde se generan los rayos como receptores; esto es, en la superficie del mar con coordenada $z = 0$ para todos los rayos y coordenada x variable. Otro parámetro de entrada es la velocidad de reducción igual a 8 km/s, la cual es concordante con la velocidad de reducción de los registros de los OBH/OBS. Se obtienen como outputs la trayectoria de los rayos y las curvas camino-tiempo teóricas.

Realizando un testeo de las velocidades, se procede a graficar las curvas camino-tiempo teóricas según el modelo de velocidad dado versus las curvas camino-tiempo observadas de los datos. Cuando éstas se ajustan de manera aproximada, éste modelo de velocidad se define modelo inicial de velocidad para el proceso de inversión.

3.4. Modelo inicial

Utilizando el programa *gen_smesh* [Korenaga et al., 2000], se construye un modelo inicial de velocidad bidimensional parametrizado como una grilla no rectangular compuesta por varios paralelogramos definidos por nodos, tanto bajo el suelo marino como en la corteza continental. Éste realiza una interpolación bilineal entre cada nodo, por lo que el campo de velocidad es continuo en toda dirección. Por otro lado, el espacio entre nodos puede ser variable tanto en la horizontal como la vertical. Todas estas características permiten un diseño de malla que permite cálculos de tiempos de viaje de rayos más precisos cuando existen variaciones de topografía importantes, y con menores recursos computacionales que si se usara una malla rectangular.

Un reflector o discontinuidad se representa por medio de segmentos lineales, en donde la distancia entre nodos que lo definen es independiente de la usada en la grilla de velocidad

antes mencionada. Las coordenadas horizontales de estos nodos están fijas, por lo que cada nodo sólo tienen un grado de libertad en la dirección vertical.

En la práctica, los reflectores indican generalmente un cambio litológico, lo que hace de éstas superficies de contactos bien definidas en las cuales se reflejan las ondas sísmicas. En este estudio, los reflectores considerados corresponden a la discontinuidad existente entre la capa de sedimentos y la corteza continental (línea roja, en la Figura 3.8), contacto intraplaca (TOC: *Top Oceanic Crust*, línea verde), es decir, discontinuidad entre corteza continental y corteza oceánica, y discontinuidad de Mohorovičić (Moho, línea naranja). Además, se utiliza el programa *edit_smesh*, con el cual se determina el límite inferior de la grilla de velocidad y un semiespacio desde esta profundidad.

La construcción de la geometría inicial de reflectores está basada en Krabbenhöft et al. [2004]. Ésta considera un espesor de sedimentos pelágicos de ~ 200 metros de espesor y de ~ 2 km en la corteza continental. Los tiempos de viaje de los primeros rayos refractados y reflejados considerando esta variación de espesores en esta capa, se ajustan a las fases de refracción y reflexión registradas en los OBH 44, 45 49 y 50, y en el OBS 48. Por otro lado, se utiliza un ángulo de manto de la placa subductante (corteza oceánica) de $\beta = 7^\circ$, y un corteza oceánica de ~ 4 km de espesor. La batimetría utilizada es la obtenida en la campaña de adquisición de los datos de sísmica de gran ángulo del crucero científico R/V Sonne - SO146 en las costas de Perú el año 2000 [Bialas & Kukowski 2000].

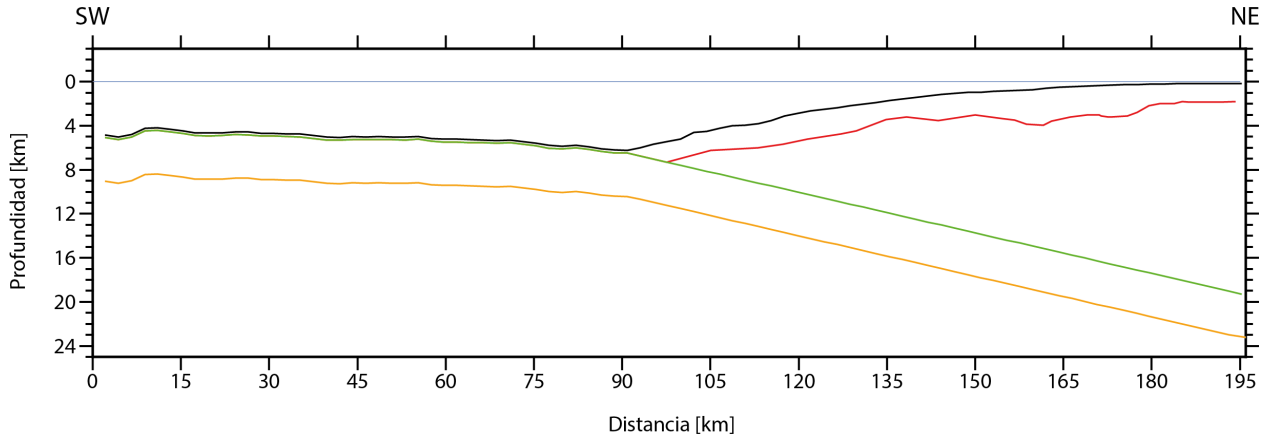


Figura 3.8: Reflectores. Negro: Batimetría. Rojo: Fondo de la capa de sedimentos en corteza oceánica y contacto intraplaca en corteza continental. Verde: Contacto intraplaca (TOC). Naranja: Moho. Geometría basada en Krabbenhöft et al., [2004].

En cuanto a la grilla de velocidad inicial, la velocidad de onda P en el agua se consideró constante e igual a 1.5 km/s. En la segunda capa, que corresponde a la capa de sedimentos en la corteza oceánica se considera una variación de velocidad entre 1.6 y 2 km/s, mientras que en la corteza continental esta capa varía entre 1.6 y 2.7 km/s, ambas variaciones en profundidad. La velocidad en la corteza continental varía de W a E entre 3 a 5.5 km/s en la parte superior de esta capa, y entre 3 y 5.8 km/s en la parte inferior de ésta, variando linealmente en profundidad. Para la corteza oceánica se considera un modelo unidimensional (1D) de velocidades considerando un modelo para corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior. Para la primera, la velocidad varía entre 4.8 y 6 km/s entre 0 y 1 km de espesor de esta capa, mientras que la segunda varía entre 6.1 y 7.2 km/s entre 1 y 4 km de espesor.

El modelo inicial de manto superior también es 1D, variando entre 7.8 y 8.15 km/s para los primeros 5 km de espesor y entre 8.15 y 8.3 km/s entre los 5 y 33 km de espesor.

3.5. Inversión de Curvas Camino-Tiempo

Al modelado de la perturbación del medio y su respuesta asociada se le conoce como problema directo, mientras que el proceso de inversión se define como la inferencia de parámetros o propiedades del medio a partir de datos observados [Tarantola, 2005]. El algoritmo de Korenaga [2000] realiza la inversión de los tiempos de viaje de los rayos sísmicos buscando el mínimo del tiempo residual, lo cual corresponde a la diferencia entre los tiempos observados y los tiempos calculados. Los tiempos observados o medidos se obtienen a partir de las curvas camino-tiempo de las distintas fases obtenidas de los registros de los OBH/OBS, mientras que los tiempos calculados corresponden a los tiempos predichos por un modelo de velocidad dado (ver sección 4.2. Modelo Inicial).

Dado un modelo inicial de velocidad $V(x, z)$, el tiempo residual para ondas refractadas δT_j se puede calcular en función de la lentitud: $u(x, z) = 1/V(x, z)$, a lo largo de la trayectoria de un rayo usando la siguiente integral de contorno:

$$\delta T_j = \int_{\Gamma_j} \delta u d\Gamma \quad (3.1)$$

Donde:

δu : perturbación de la lentitud.

Γ_j : trayectoria del rayo j-ésimo.

Similarmente, el tiempo residual para reflexiones se puede escribir como:

$$\delta T_j = \int_{\Gamma_j} \delta u d\Gamma + \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{x=x_j} \delta z(x_j) \quad (3.2)$$

Donde:

x_j : es un punto donde ocurre la reflexión de un j-ésimo rayo.

Las Ecuaciones (3.1) y (3.2) pueden ser escritas conjuntamente de la siguiente manera:

$$\delta t = G\delta m \quad (3.3)$$

Donde δt es un vector que contiene las diferencias entre los tiempos observados y los tiempos calculados y que se basan en un modelo de velocidad dado: es decir, δt es el vector de tiempo residual. δm es un vector asociado al modelo perturbado, es decir, el modelo de

velocidad que se está buscando, y G es la matriz de derivada de Fréchet (perturbaciones). Esta ecuación matricial constituye el fundamento de los tiempos de viaje en una tomografía sísmica.

Cuando el modelo inicial de velocidad está lejos del modelo real, la ecuación linealizada en (3.3) debe ser aplicada iterativamente hasta que el modelo converja. Por otro lado, cuando no se cuenta con información a priori de la magnitud o escala de las variaciones de la velocidad en el modelo, se utilizan restricciones adicionales tanto para las velocidades como a las profundidades (reflectores) del modelo. Una de estas restricciones son las llamadas restricciones de suavizamiento o largos de correlación (*correlation lengths*): promedio móvil de una serie de nodos, en donde largos de correlación más grandes entregan un modelo más suavizado, mientras que largos de correlación cortos entregan un modelo poco suave y poco realista, a pesar de ajustar los datos al modelo. Estas restricciones pueden ser aplicadas tanto a las velocidades como a las profundidades. Sin embargo el uso de largos de correlación 2D se traduce en largos tiempos de cálculo, siendo más óptimo utilizar restricciones 1D: uno vertical y otro horizontal, es decir, promediar los nodos en ambas direcciones por separado. De esta forma, el sistema (3.3) queda regularizado de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} \delta t \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_v & wG_d \\ \lambda_v L_{H_v} & 0 \\ \lambda_v L_{V_v} & 0 \\ 0 & w\lambda_d L_d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta m_v \\ \frac{1}{w} \delta m_d \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

Los subíndices v y d de la matriz de Fréchet y del vector del modelo perturbado denotan su componente de velocidad y profundidad respectivamente. λ_v y λ_d controlan la relativa importancia (peso) de las restricciones de suavizamiento respecto de la resolución de los datos. L_{H_v} y L_{V_v} son las matrices de suavizamiento horizontal y vertical para las perturbaciones de la lentitud, respectivamente, y se aplican en todo el modelo con distintos valores dependiendo de la región que se quiera suavizar. L_d es la matriz de suavizamiento para las perturbaciones de la profundidad, y w ajusta el peso relativo de la sensibilidad de la profundidad (*depth kernel weighting parameter*) en la matriz de Fréchet. Se tiene que:

- $w = 0$: Los datos sísmicos son usados para invertir las velocidades 100% y 0% las profundidades. Es decir, las profundidades no varían.
- $w \rightarrow \infty$: Los datos sísmicos son usados para invertir las velocidades en un 0% y 100% las profundidades. Es decir, las velocidades no varían.
- $w = 1$: Los datos sísmicos son usados para invertir 50% las velocidades y 50% las profundidades.

Por otro lado, existen restricciones de amortiguamiento (*damping*), las cuales se utilizan para controlar la solución donde ya sabemos que el modelo es correcto y no lo queremos modificar. Agregando estas restricciones, la ecuación (3.4) queda:

$$\begin{bmatrix} \delta t \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_v & wG_d \\ \lambda_v L_{H_v} & 0 \\ \lambda_v L_{V_v} & 0 \\ 0 & w\lambda_d L_d \\ \alpha_v D_v & 0 \\ 0 & w\alpha_d D_d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta m_v \\ \frac{1}{w} \delta m_d \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

Donde D_v y D_d son las matrices de amortiguamiento para su componente de velocidad y profundidad respectivamente. α_v y α_d controlan la relativa importancia (peso) de las restricciones de amortiguamiento. Así, hay 4 parámetros de ponderación: 2 para suavizamiento y 2 para amortiguamiento.

La estrategia es probar sistemáticamente suavizamientos de velocidad y profundidad realizando una inversión preliminar (1 iteración), y luego ajustar estos pesos en iteraciones posteriores. En estas iteraciones, las perturbaciones del modelo tienden a ser muy pequeñas y débiles. Sin embargo, al utilizar un suavizamiento fijo, el modelo podría incluir una rugosidad no deseada. Para esto, se aplica un suavizamiento postinversión en cada iteración:

$$m_{i+1} = m_i(1 + L_v(\delta m_i) - \delta m_c) \quad (3.6)$$

Donde L_v denota un operador 2D de suavizamiento para los parámetros de velocidad, δm_i es el i -ésimo modelo actualizado, y m_i y m_{i+1} son las soluciones del modelo i -ésimo y posterior, respectivamente. El parámetro δm_c es una corrección para conservar la resolución de los datos en el caso de realizar un filtrado posterior [Deal & Nolet, 1996]:

$$G\delta m_c = G(L_v(\delta m_i) - \delta m_i) \quad (3.7)$$

La implementación de la inversión de las curvas camino-tiempo se realiza con el programa *tt_inverse* [Korenaga et al., 2000], el cual implementa la inversión conjunta de las curvas camino-tiempo tanto de las reflexiones como refracciones. Este programa recibe como input la grilla de velocidad inicial obtenida utilizando los programas *gen_smesh* y *tt_forward* mencionados previamente, un archivo con las curvas camino-tiempo observadas, un reflector flotante y la geometría inicial, como también los parámetros de inversión antes mencionados: suavizamiento o largos de correlación para los nodos de velocidad y reflector, peso o *depth kernel weighting parameter* y un archivo damping variable espacialmente.

El proceso de inversión comienza con un modelo inicial de velocidad 2D y su reflector correspondiente, ya que el procedimiento es realizado capa por capa. Al testear las velocidades de este modelo y observar que las curvas camino-tiempo teóricas y observadas son del mismo orden, entonces el modelo se acerca al “modelo real”, por lo que se utiliza como modelo inicial para la inversión. Luego de 5 iteraciones para cada capa, la inversión entrega un modelo de velocidad 2D que reproduce los datos observados, obteniendo residuos RMS aceptables y diferentes para cada capa. Es decir, el modelo converge tras 5 iteraciones partiendo con un modelo de velocidad inicial obtenido mediante modelación directa, obteniendo finalmente, y para cada capa, un modelo final de velocidad 2D y un reflector. Las

capas consideradas son: capa de sedimentos, corteza continental, corteza oceánica y manto superior. Posteriormente, se utiliza el programa *tt_forward* para observar el ajuste de las curvas camino-tiempo teóricas y observadas utilizando el modelo final de velocidad obtenido de la inversión.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Introducción

Como se menciona previamente, la construcción de la geometría inicial de reflectores está basada en el trabajo de Krabbenhöft et al. [2004], mientras que la batimetría utilizada es la obtenida en la campaña SO146 del crucero científico *Sonne* en el año 2000. El largo total del perfil SO 146-4 estudiando en este trabajo es de ~ 196 km, y alcanza una profundidad de ~ 24 km. El espaciamiento horizontal de la grilla va desde los 0,46 km a los 0,55 km, mientras que el espaciamiento vertical va desde los 0,1 km a los 0,7 km.

La estructura sísmica final se obtuvo luego de la inversión de cuatro capas: capa de sedimentos, corteza continental, corteza oceánica y manto oceánico superior. En cada caso, el modelo final de velocidad 2D obtenido en cada capa, es utilizado en la inversión de la capa siguiente. Por ejemplo, en el caso de la corteza continental, el modelo inicial utilizado corresponde a la suma del modelo final de velocidad 2D obtenido en la capa de sedimentos y un modelo inicial de velocidad de corteza continental, para lo cual se utiliza el programa *edit_smesh* [Korenaga et al., 2000], el cual edita la grilla de velocidad. Este programa une al modelo final de velocidad de la capa de sedimentos obtenida en la inversión anterior con el modelo inicial de velocidad para corteza continental obtenido con el programa *gen_smesh*.

4.2. Capa de sedimentos

Los OBH44 y OBH45 registraron reflexiones en el fondo de la capa de sedimentos (P_b), las cuales ayudan a restringir la inversión del reflector correspondiente al fondo de la capa de sedimentos pelágicos sobre la corteza oceánica y el fondo de las turbiditas sobre la corteza continental, mientras que el OBS48, OBH49 y OBH50 registraron refracciones en esta capa (P_s). El espesor de esta capa va desde los 200 m en el SW hasta los ~ 2 km en el NE.

El RMS residual inicial de los tiempos de viaje de reflexiones y refracciones utilizando el modelo inicial es de 587 ms, mientras que utilizando el modelo final de velocidad es de 175

ms. Para la inversión del modelo se utilizaron 96 P_b y 111 P_s .

Los parámetros de inversión utilizados fueron los siguientes: largos de correlación horizontal y vertical para velocidad de 1 km a 6 km, desde la parte superior a inferior del modelo. Largos de correlación para reflector de 2 km. Por último, se utilizaron los siguientes pesos: $w = 0,01$, $\lambda_v = 180$ y $\lambda_d = 200$.

El modelo final de velocidad 2D obtenido para la capa de sedimentos muestra velocidades que van desde los 1,6 km/s a ~ 3 km/s desde la parte superior hasta el fondo de esta capa Figura 4.1 (c).

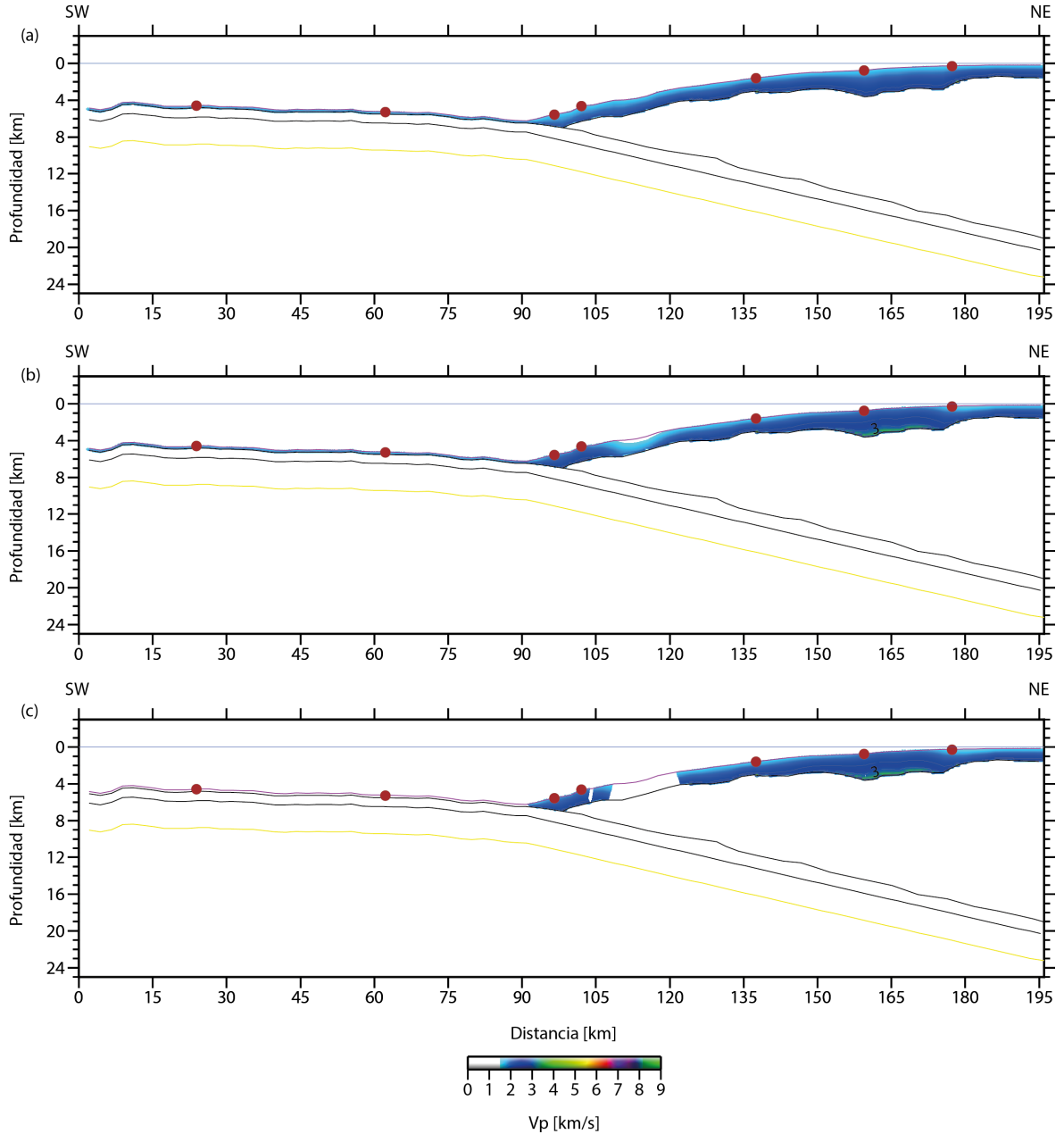


Figura 4.1: Modelo de velocidad de onda P para capa de sedimentos. (a) Modelo inicial de velocidad. (b) Modelo final de velocidad post-inversión. (c) Modelo final de velocidad según trayectoria de rayos. RMS residual final del modelo: 170 ms.

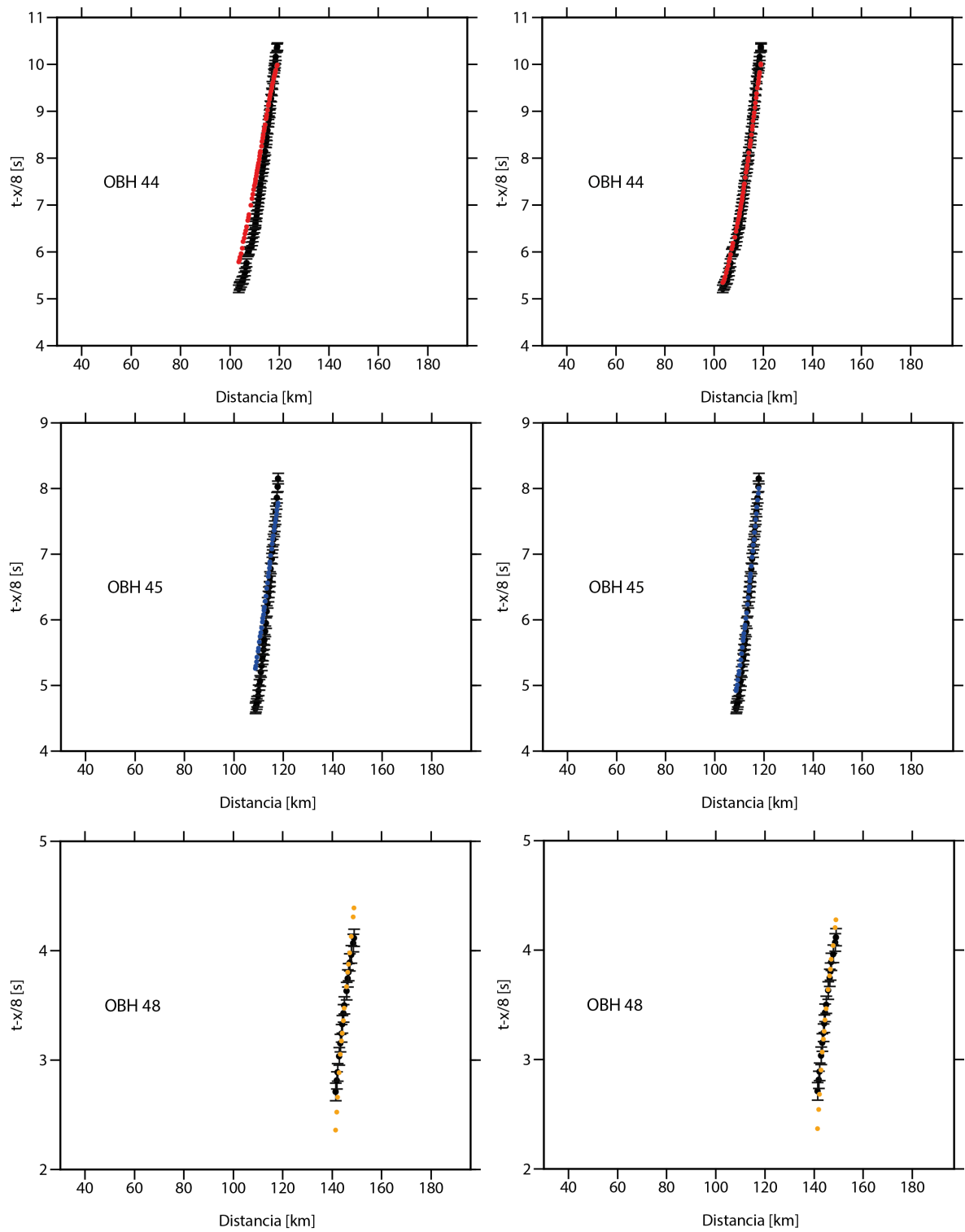


Figura 4.2: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para capa de sedimentos. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH44, OBH45 y OBS48.

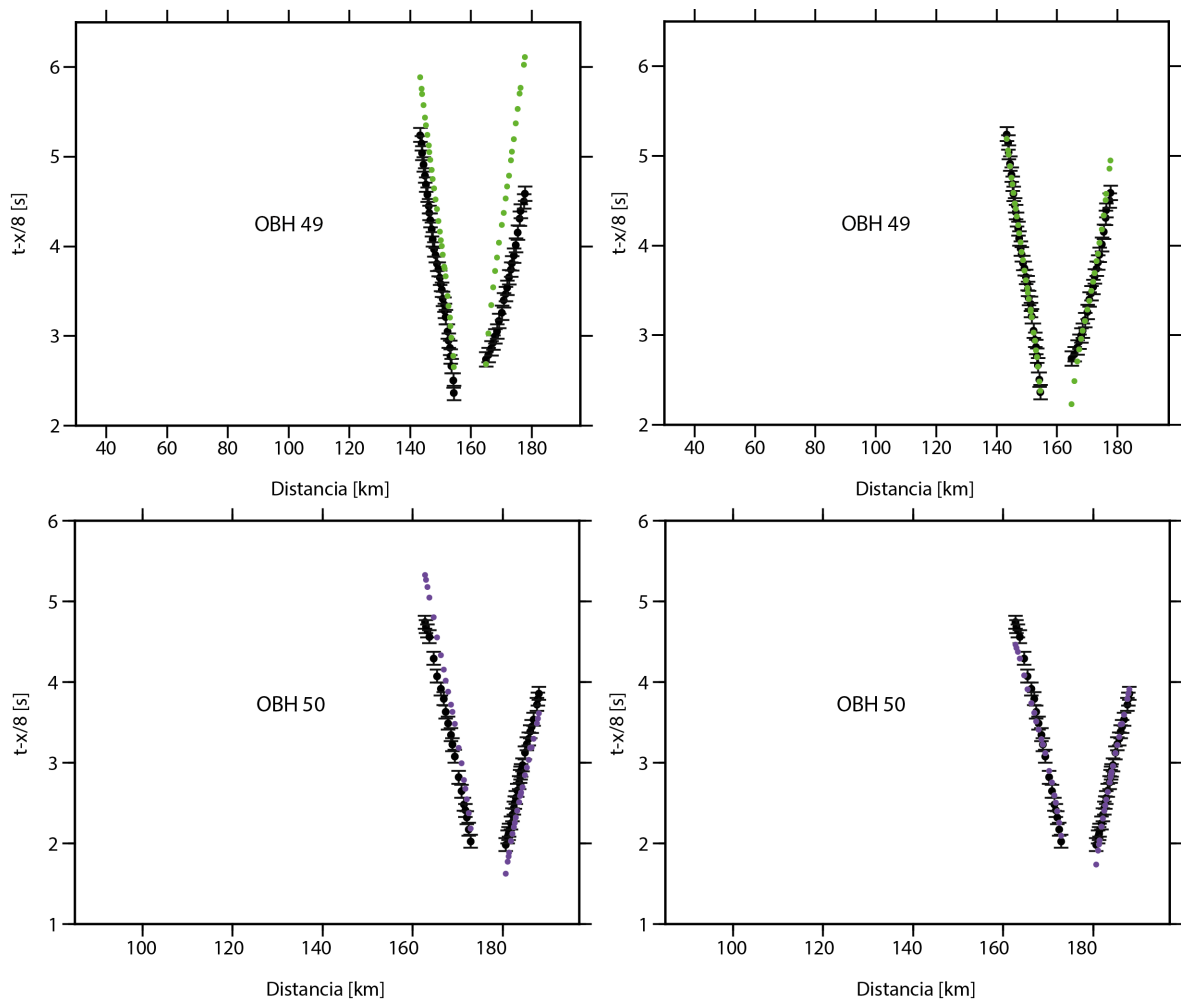


Figura 4.3: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para capa de sedimentos. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH49 y OBH50.

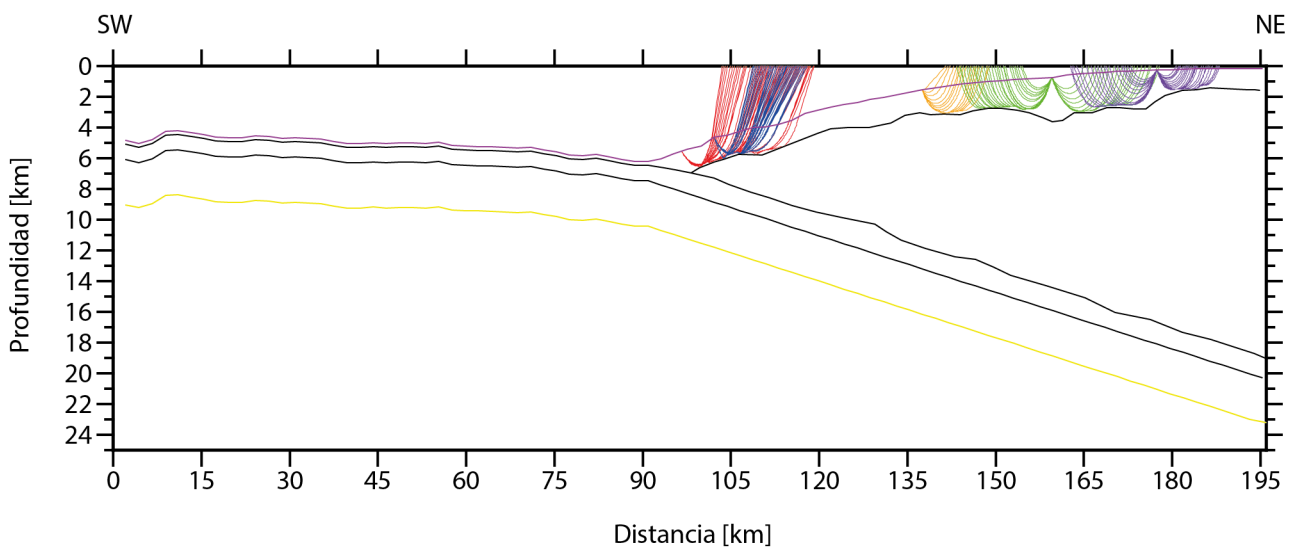


Figura 4.4: Trayectoria de rayos calculadas según modelo final de velocidad 2D para capa de sedimentos. OBH44: rojo, OBH45: azul, OBS48: naranja, OBH49: verde, OBH50: púrpura.

4.3. Corteza Continental

El modelo inicial de velocidad corresponde al modelo final de la capa de sedimentos y un modelo inicial para corteza continental (ver 4.4. Modelo Inicial). El reflector en este caso corresponde al TOC (*Top Oceanic Crust*), registrándose reflexiones en los OBH44 y OBH45 ($P_{toc}P$), mientras que los OBS48, OBH49 y OBH50 registraron refracciones al interior de la corteza continental (P_{g_2}).

Para la inversión del modelo se utilizaron 68 $P_{toc}P$ y 289 P_{g_2} . Los parámetros de inversión utilizados fueron los siguientes: largos de correlación horizontal y vertical para velocidad de 1 km a 6 km, desde la parte superior a inferior del modelo. Largos de correlación para reflector de 2 km. Por último, se utilizaron los siguientes pesos: $w = 0,01$ para todas las inversiones, $\lambda_v = 100, 150, 200, 220, 250$ y $\lambda_d = 300$ para las 2 primeras inversiones y $\lambda_d = 200$ para las últimas 2.

En este caso, se realizaron 5 inversiones por *offset*, cada una con 4 iteraciones. En la primera inversión, se utilizaron los rayos que fueron emitidos a 5 km desde cada uno de los OBH/OBS. Las inversiones posteriores se realizaron aumentando el *offset* en 15 km cada vez, llegando a los 60 km, abarcando todos los rayos registrados en esta capa. Utilizando el modelo final de velocidad obtenido en 5 inversiones, el RMS residual de los tiempos de viaje fue de 179 ms, mientras que utilizando el modelo final realizando 1 inversión con todos los rayos se obtuvo un RMS residual de 245 ms.

En el sector SW, el modelo final de velocidad muestra valores bajos entre 2 y 3 km/s, mientras que hacia el NE las velocidades van desde los $\sim 3,5$ km/s en la parte superior, hasta $\sim 5,5$ km/s al fondo de la capa. Sin embargo, los rayos utilizados sólo cubren la parte superficial (Figura 4.5 (c)), por lo que el modelo final de velocidad sólo llega hasta ~ 8 km de profundidad (desde el nivel del mar).

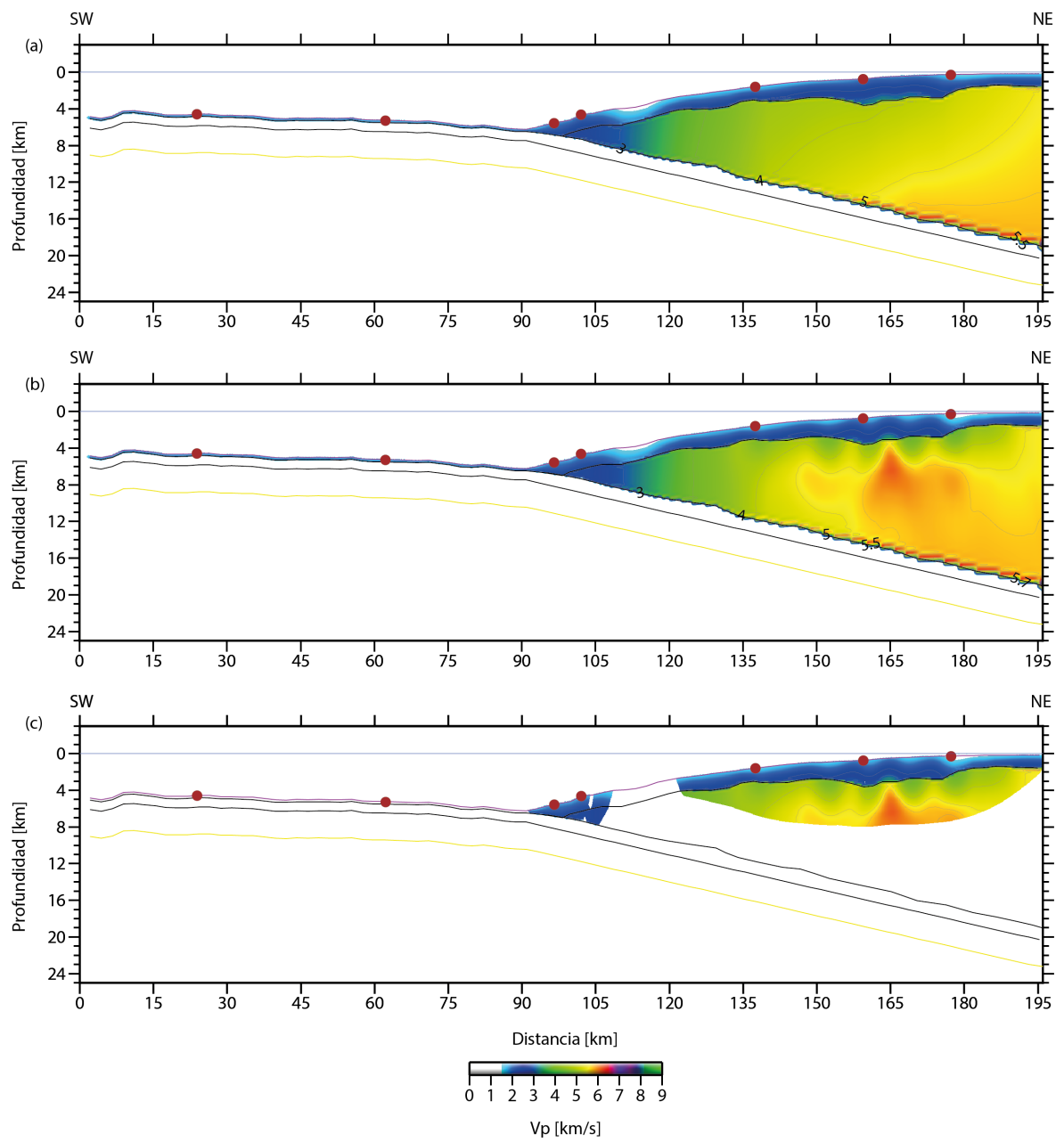


Figura 4.5: Modelo de velocidad de onda P para corteza continental. (a) Modelo inicial de velocidad. (b) Modelo final de velocidad post-inversión. (c) Modelo final de velocidad según trayectoria de rayos. RMS residual final del modelo: 179 ms.

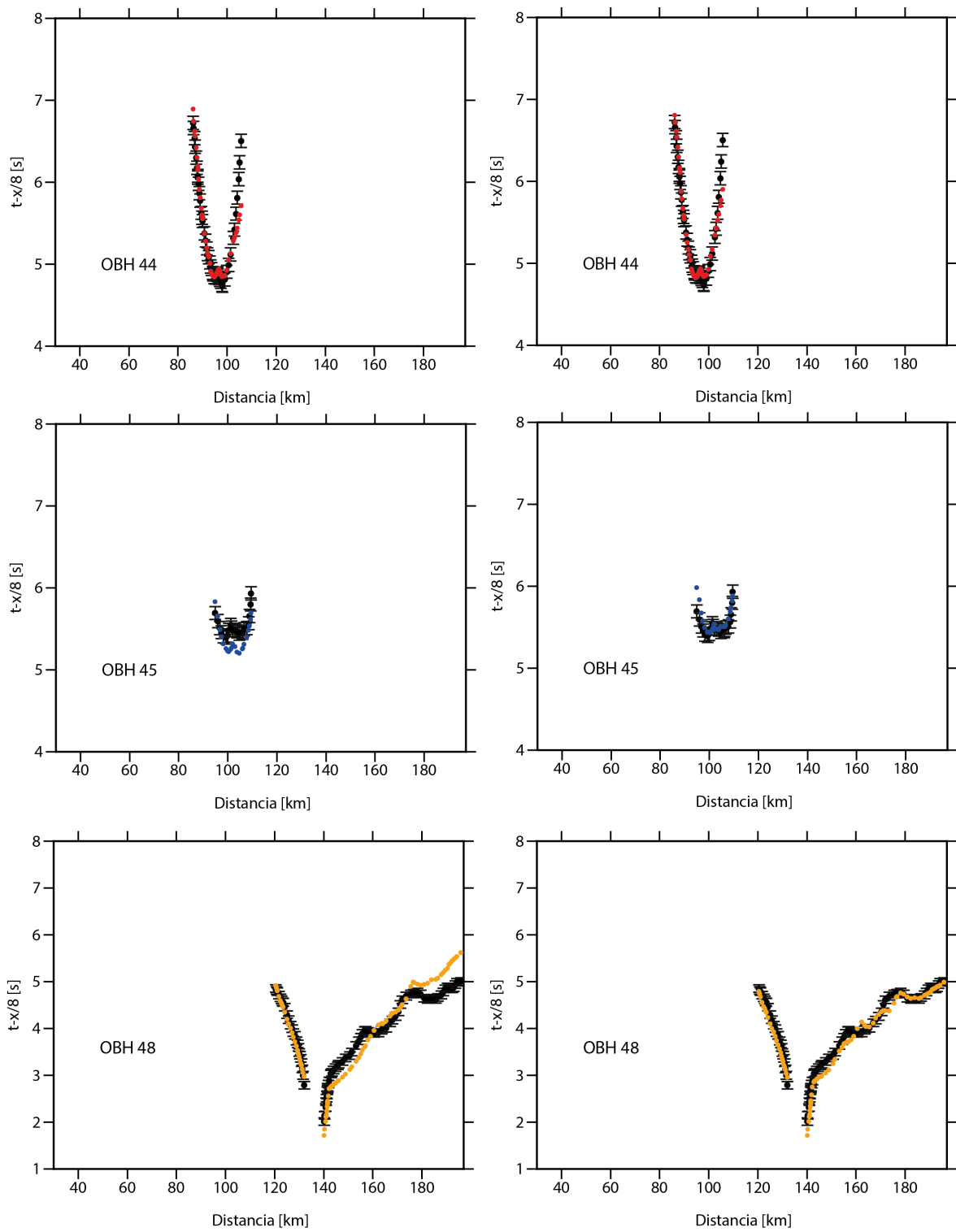


Figura 4.6: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para corteza continental. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH44, OBH45 y OBS48.

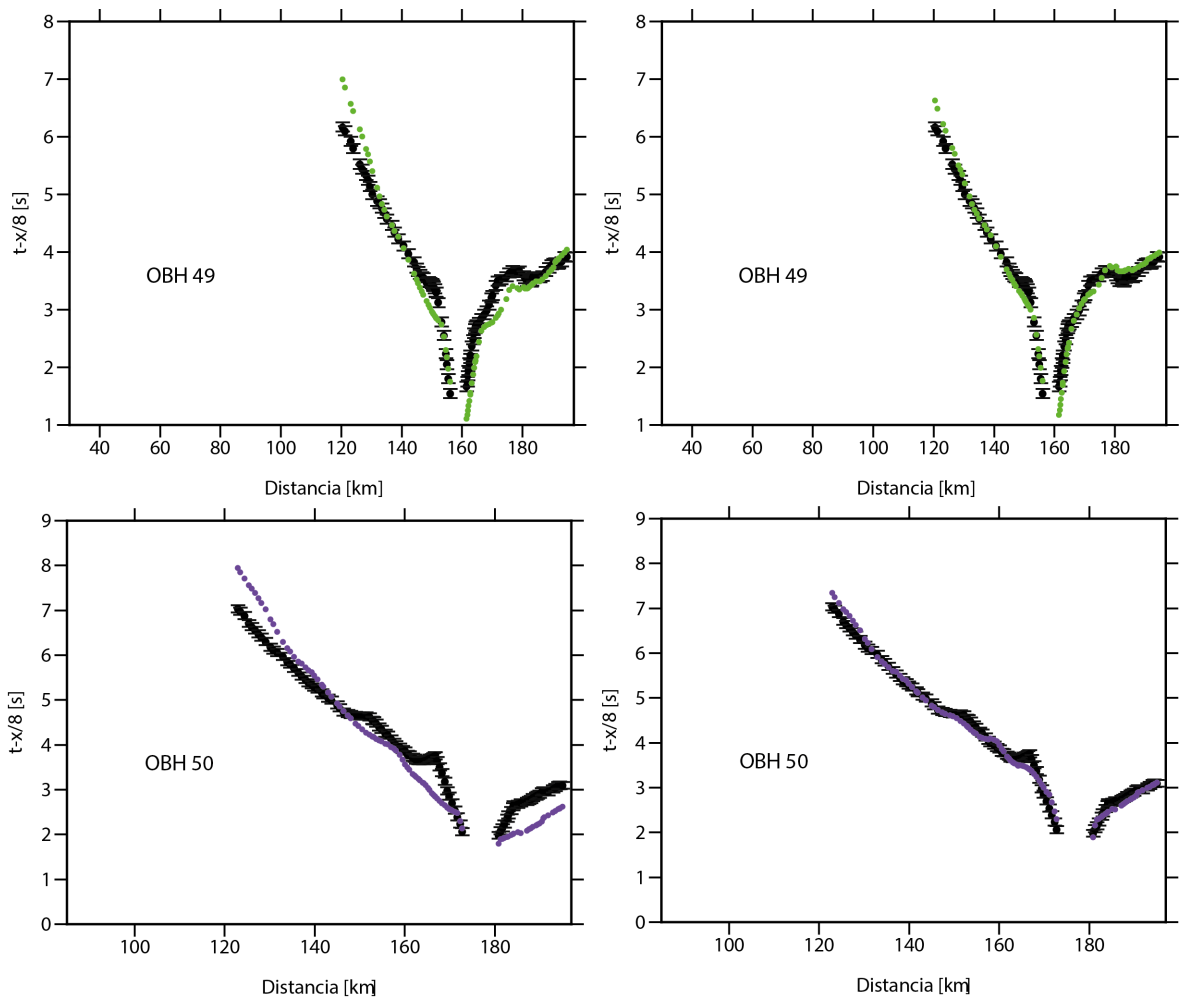


Figura 4.7: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para corteza continental. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH49 y OBH50.

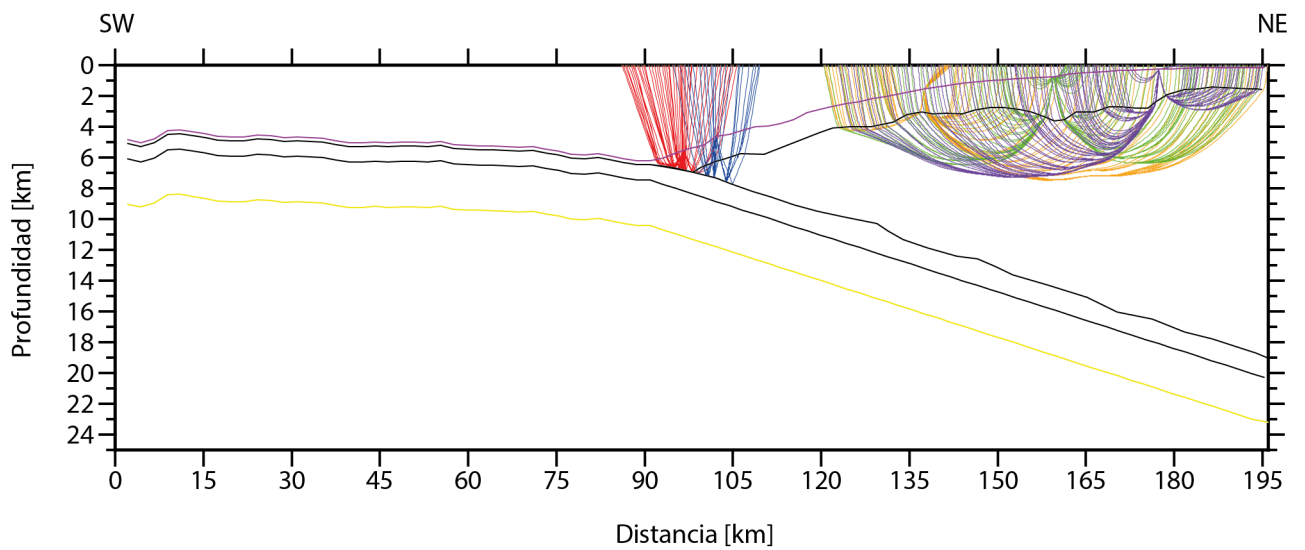


Figura 4.8: Trayectoria de rayos calculadas según modelo final de velocidad 2D para la corteza continental. OBH44: rojo, OBH45: azul, OBS48: naranja, OBH49: verde, OBH50: púrpura.

4.4. Corteza Oceánica

El modelo inicial de velocidad corresponde al modelo obtenido en la capa superior que comprende la capa de sedimentos y la corteza continental, y un modelo inicial para la corteza oceánica (ver 4.4. Modelo Inicial). El reflector en este caso corresponde al límite corteza oceánica-manto oceánico superior, es decir, la discontinuidad de Mohorovičić o Moho, registrándose reflexiones sólo en el OBH49 (P_mP), mientras que los OBH42, OBH43, OBH44 y OBH45 registraron refracciones al interior de la corteza oceánica (Pg_1).

Para la inversión del modelo se utilizaron 19 P_mP y 306 Pg_1 . Los parámetros de inversión utilizados fueron los siguientes: largos de correlación horizontal y vertical para velocidad de 0,5 km a 6 km, desde la parte superior a inferior del modelo. Largos de correlación para reflector de 8 km. Por último, se utilizaron los siguientes pesos: $w = 0,05$, $\lambda_v = 30, 60, 120, 150$ y $\lambda_d = 100, 200, 300, 400$.

En este caso, se realizaron 4 inversiones por *offset*, cada una con 4 iteraciones. En la primera inversión, se utilizaron los rayos que fueron emitidos a 5 km desde cada uno de los OBH/OBS. Las inversiones posteriores se realizaron aumentando el *offset*: 10 km, 30 km y 50 km, abarcando todos los rayos registrados en esta capa. El RMS residual inicial de los tiempos de viaje de reflexiones y refracciones utilizando el modelo inicial es de 81 ms, mientras que utilizando el modelo final de velocidad es de 64 ms.

En los primeros 90 km, la velocidad varía en profundidad entre $\sim 4,5$ km/s a $\sim 7,1$ km/s, desde la parte superior al fondo de la corteza oceánica. Desde los 90 km hacia el NE, la velocidad aumenta en profundidad entre los ~ 5 km/s y los $\sim 7,2$ km/s. Sin embargo, los rayos utilizados no cubren en su totalidad la corteza oceánica, por lo que el modelo final de velocidad queda restringido según la Figura 4.9 (c).

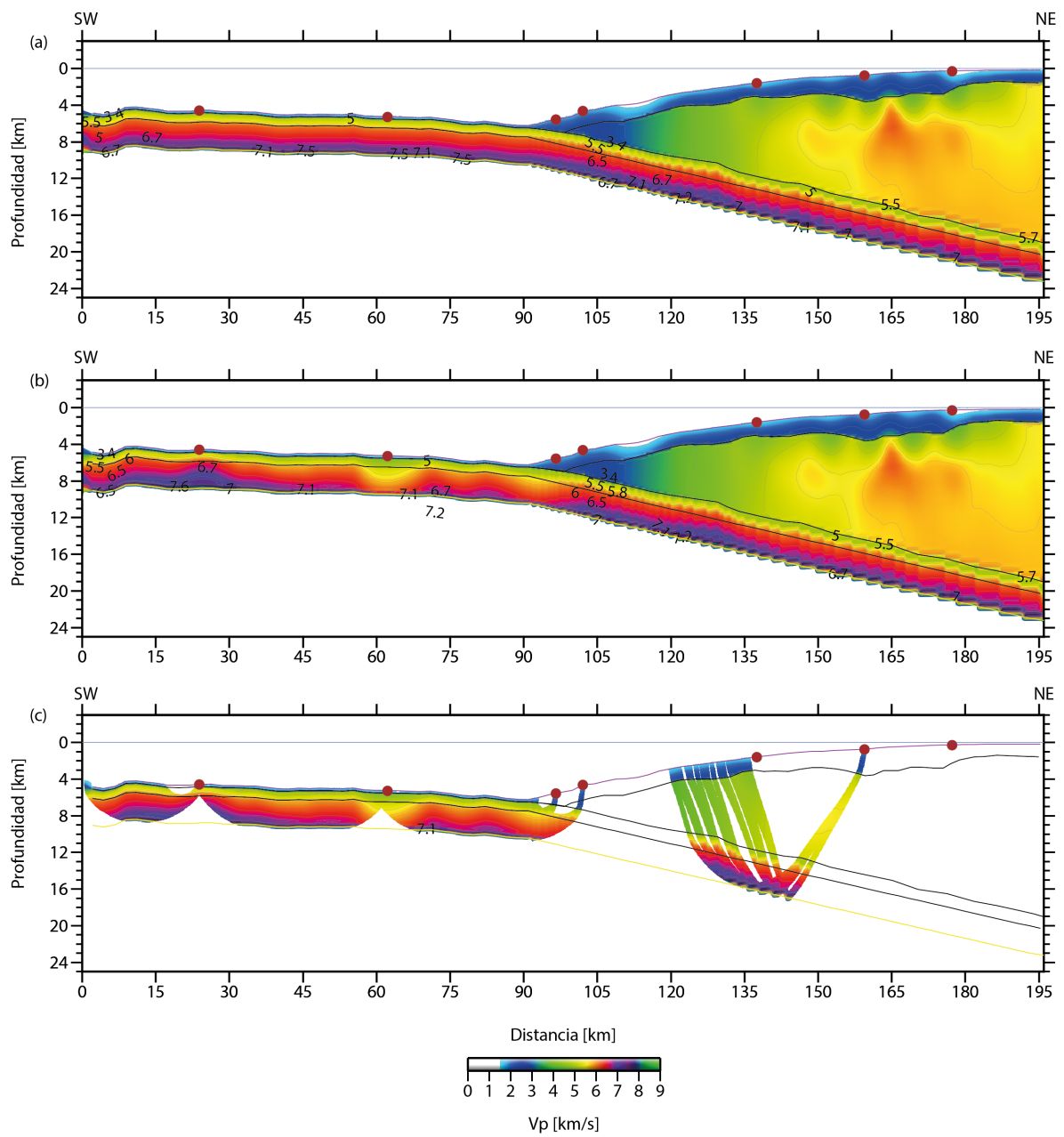


Figura 4.9: Modelo de velocidad de onda P para corteza oceánica. (a) Modelo inicial de velocidad. (b) Modelo final de velocidad post-inversión. (c) Modelo final de velocidad según trayectoria de rayos. RMS residual final del modelo: 64 ms.

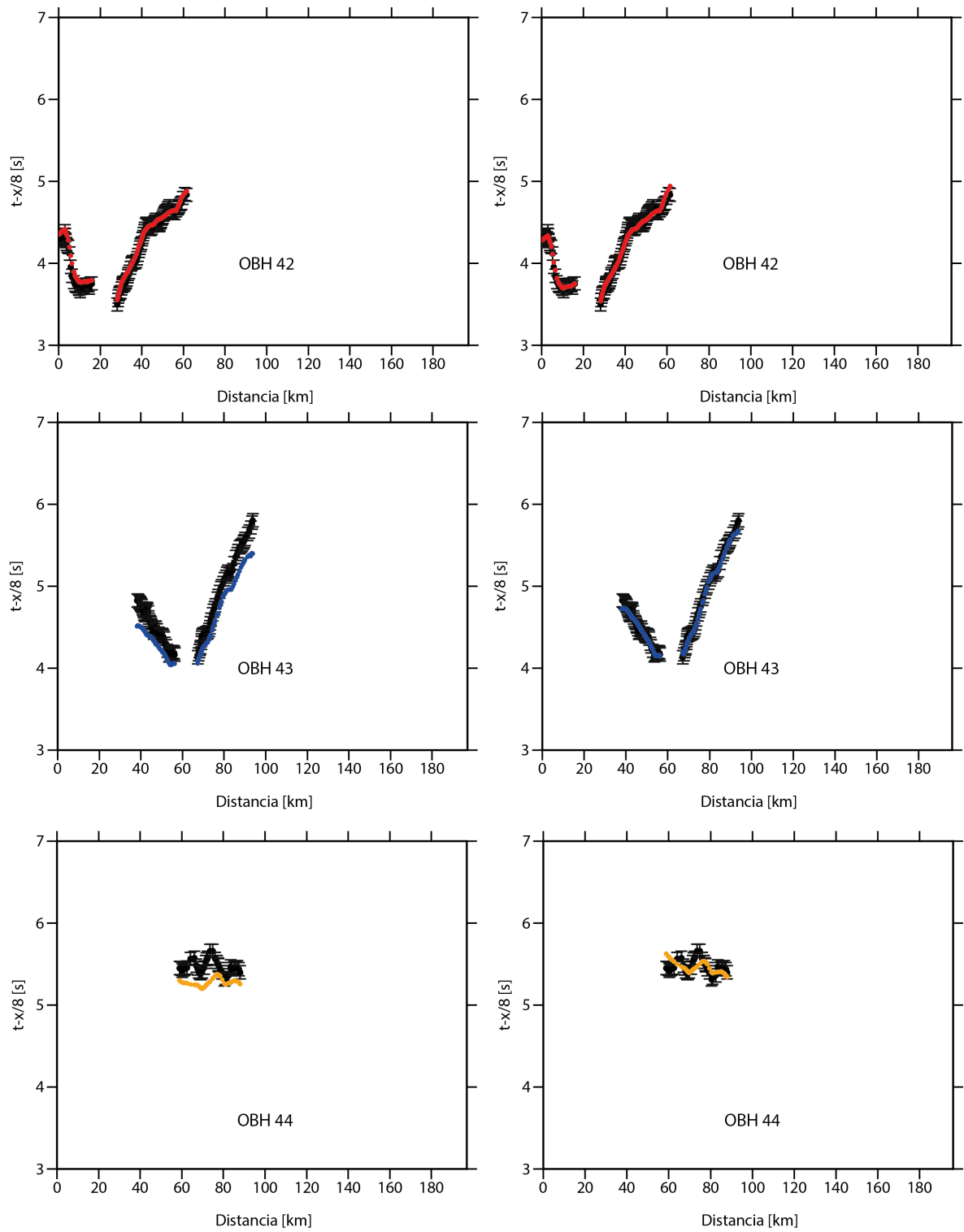


Figura 4.10: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para corteza oceánica. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH42, OBH43 y OBH44.

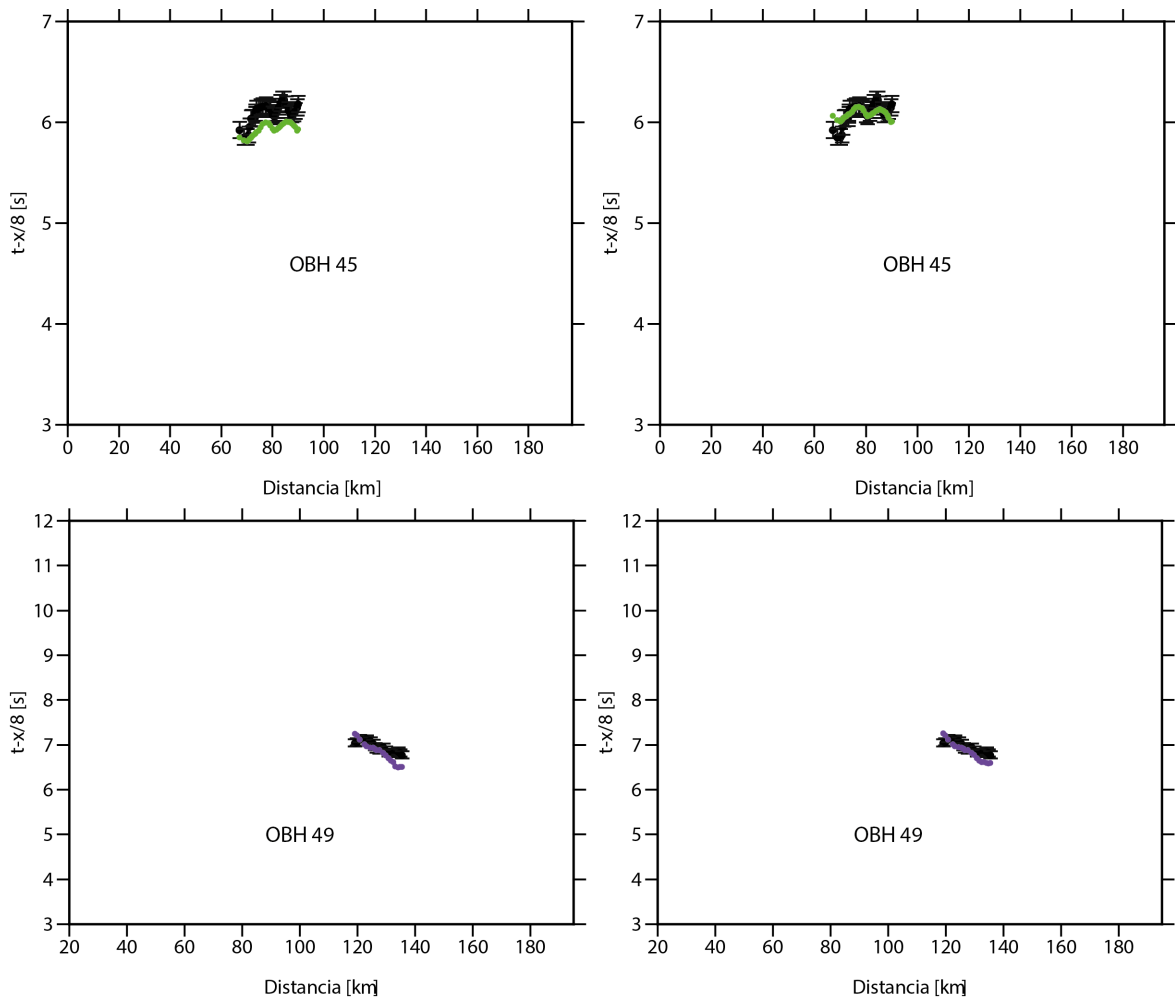


Figura 4.11: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para corteza oceánica. Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH45 y OBH49.

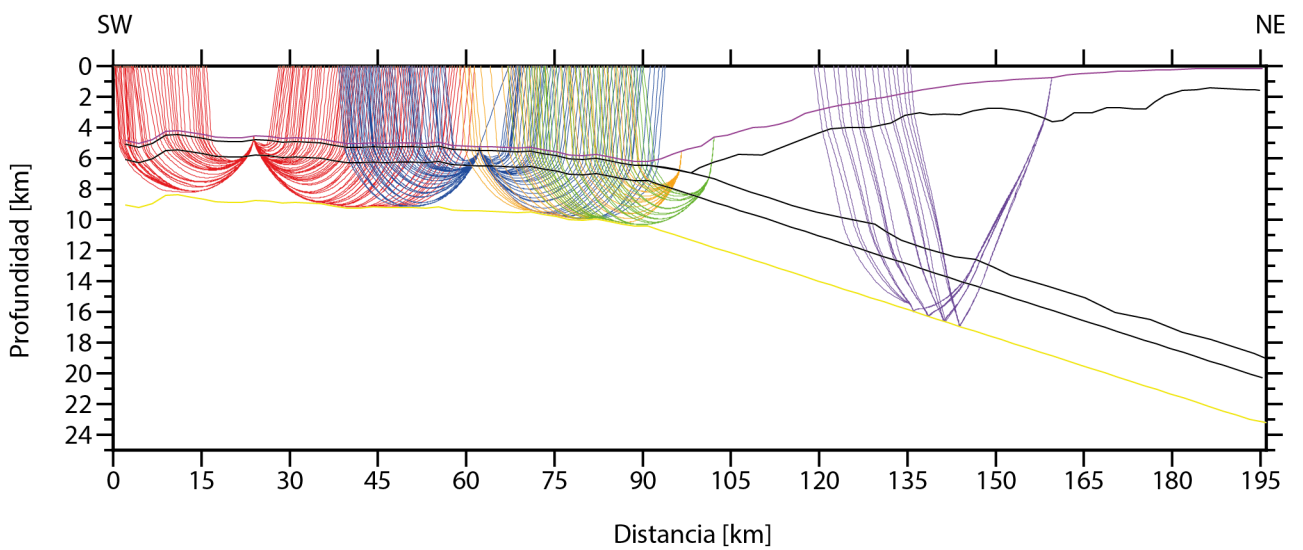


Figura 4.12: Trayectoria de rayos calculadas según modelo final de velocidad 2D para capa corteza oceánica. OBH42: rojo, OBH43: azul, OBH44: naranja, OBH45: verde, OBH49: púrpura.

4.5. Manto Oceánico Superior

El modelo inicial de velocidad corresponde al modelo obtenido en la capa superior que comprende la capa de sedimentos, la corteza continental y la corteza oceánica, y un modelo inicial para el manto oceánico superior (ver 4.4. Modelo Inicial). El reflector en este caso se fija a una profundidad de 1000 km, ya que sólo se obtienen refracciones en el manto oceánico superior registradas por los OBH43, OBH44, OBH45 y OBH49 (P_n).

Para la inversión del modelo se utilizaron 493 P_n . Los parámetros de inversión utilizados fueron los siguientes: largos de correlación horizontal y vertical para velocidad de 0,5 km a 6 km, desde la parte superior a inferior del modelo. Largos de correlación para reflector de 8 km y los siguientes pesos de suavizamiento: $\lambda_v = 200$ y $\lambda_d = 100$.

En este caso, al realizar la inversión con 5 iteraciones y un peso $w = 0,1$, se obtiene el modelo final mostrado en la Figura 4.13 (c). El modelo de velocidad obtenido están restringido a la zona por la cual cruzan los rayos. Se utilizaron además damping variables en profundidad con el objetivo de invertir en menor medida las velocidades desde el Moho hacia arriba utilizando $D_d = 100$ y $D_d = 1000$ en esta capa y $D_d = 1$ en la capa inferior (manto oceánico superior). Los resultados de estos modelos finales de velocidad se muestran en la Figura 4.17.

El RMS residual inicial de los tiempos de viaje de las refracciones utilizando el modelo inicial es de 302 ms, mientras que utilizando el modelo final de velocidad es de 92 ms. Los valores RMS residual utilizando damping $D_d = 100$ y $D_d = 1000$ son 150 ms y 270 ms respectivamente.

Se obtienen velocidades entre $\sim 7,5-7,6$ km/s cerca del Moho, observándose una zona de alta velocidad >8 km/s.

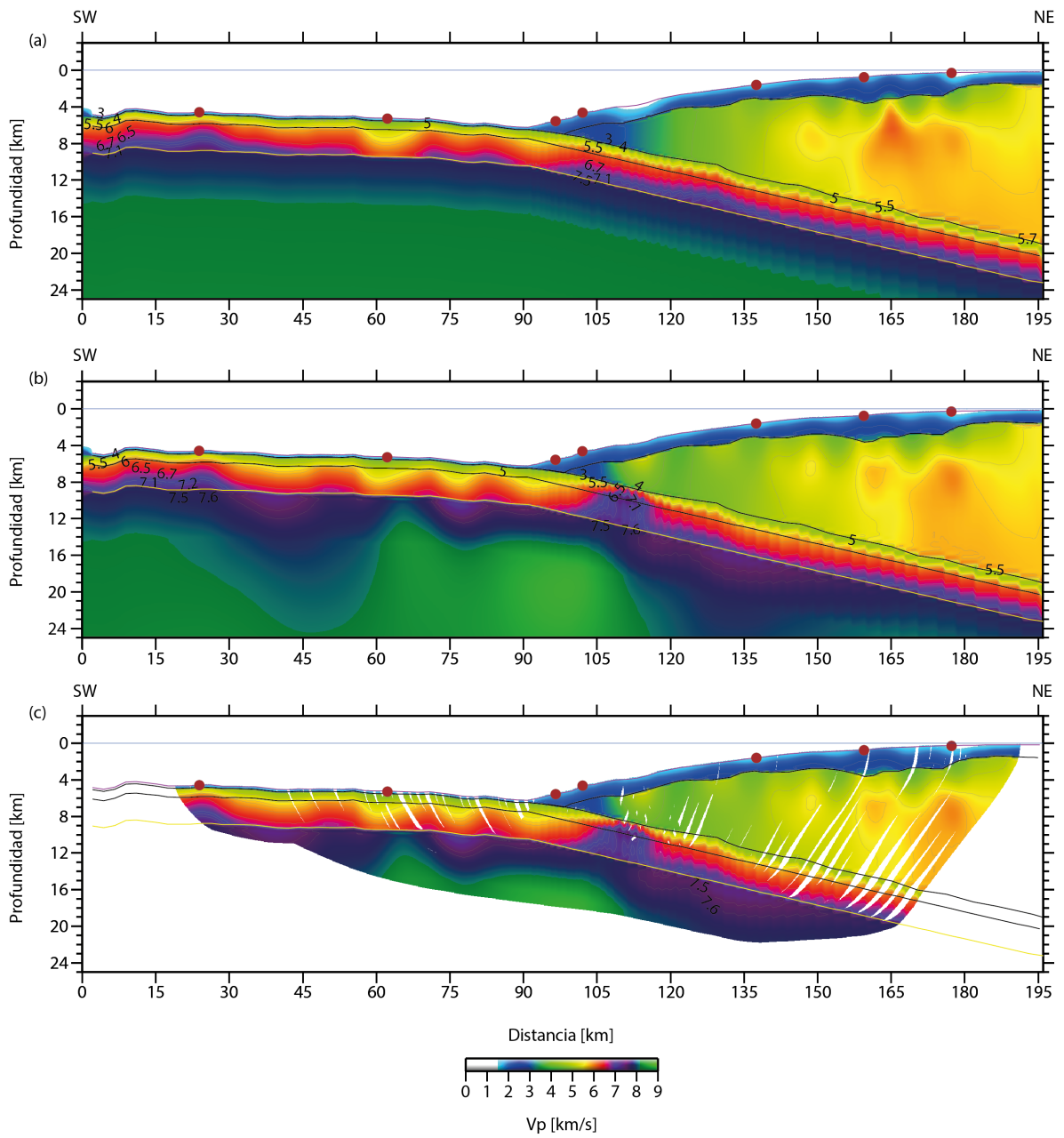


Figura 4.13: Modelo de velocidad de onda P para manto oceánico superior (sin damping). (a) Modelo inicial de velocidad. (b) Modelo final de velocidad post-inversión. (c) Modelo final de velocidad según trayectoria de rayos. RMS residual final del modelo: 92 ms.

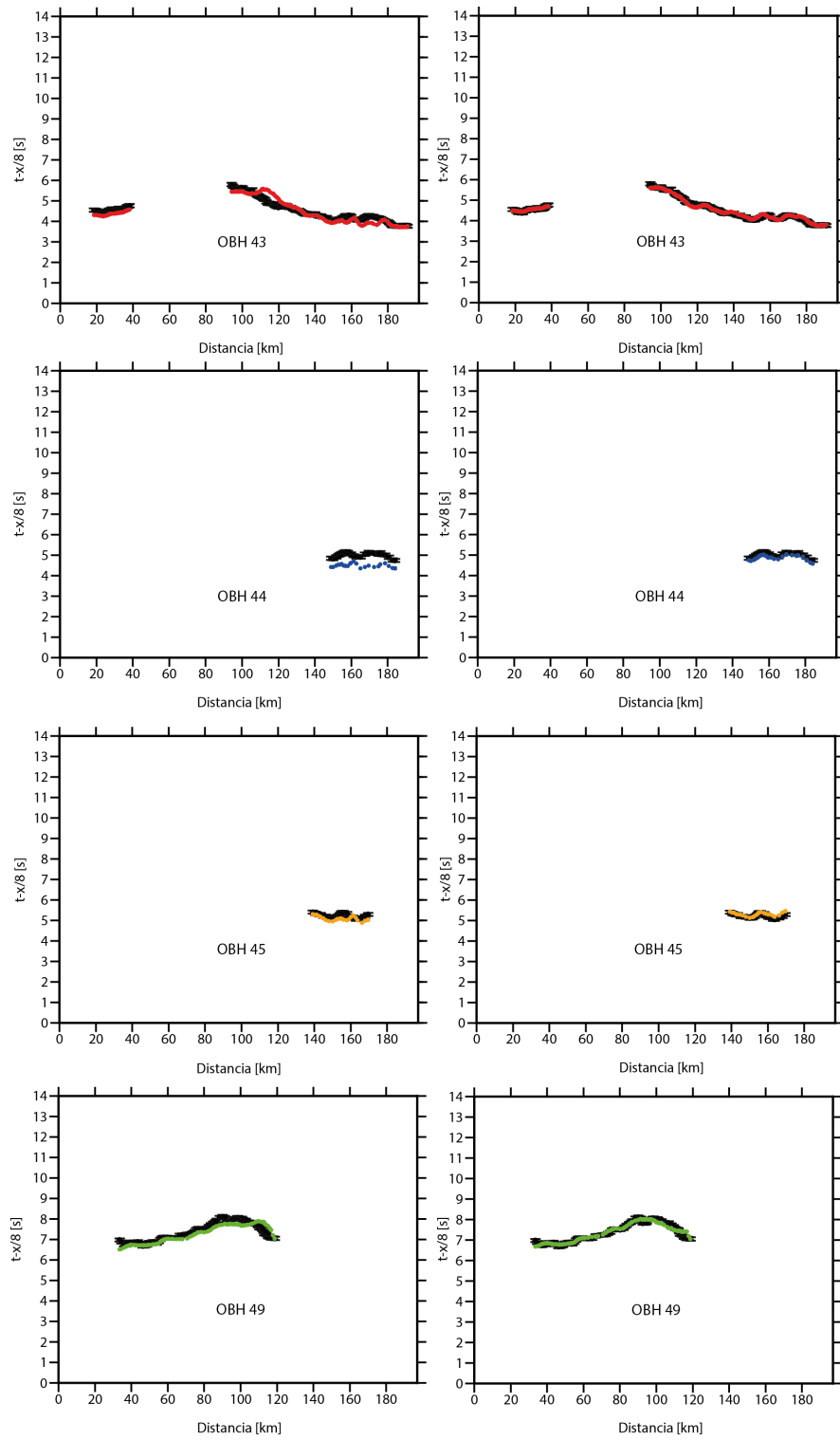


Figura 4.14: Ejemplo de ajuste de curvas camino-tiempo para manto oceánico superior (sin damping). Modelo directo (izquierda) y modelo inverso (derecha). OBH43, OBH44, OBH45 y OBH49.

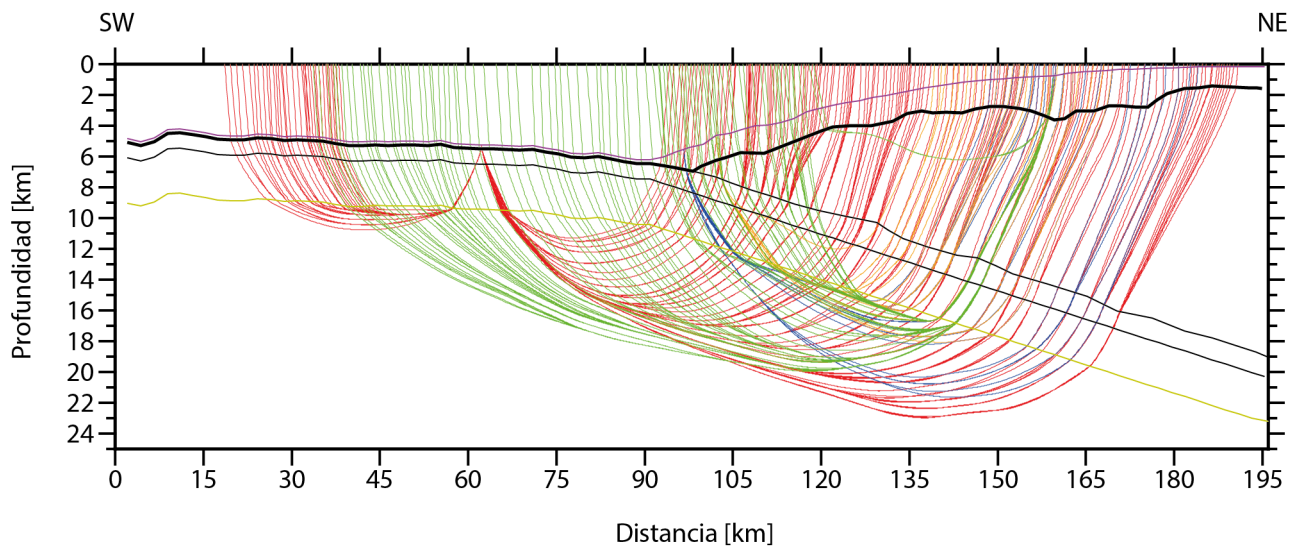


Figura 4.15: Trayectoria de rayos calculadas según modelo final de velocidad 2D para manto oceánico superior (sin damping). OBH43: rojo, OBH44: azul, OBH45: naranja, OBH49: verde.

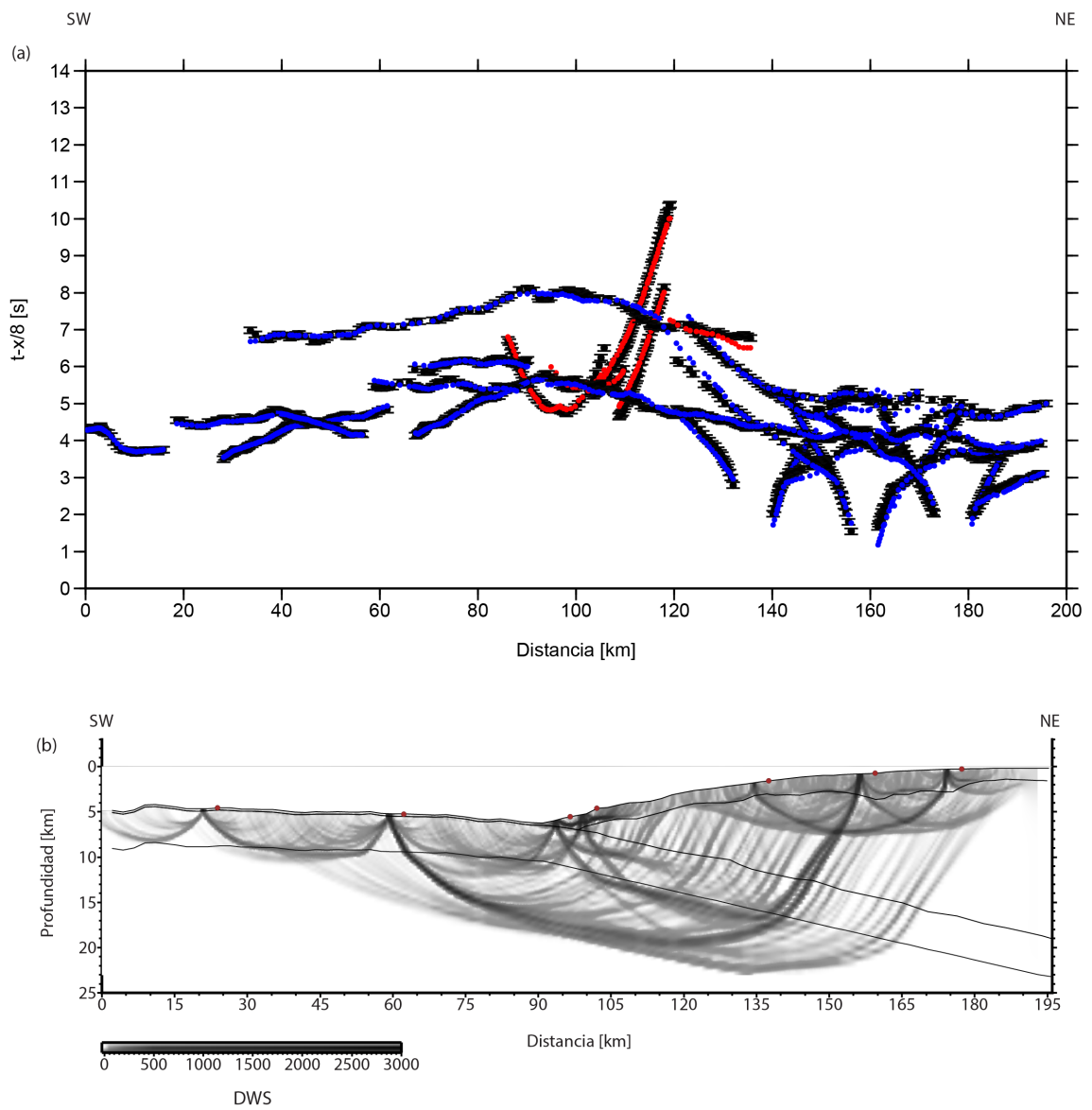


Figura 4.16: (a) Ajuste de curvas camino-tiempo en todas las estaciones. Reflexiones: rojo. Refracciones: azul. Picks: negro. (b) Densidad de rayos del modelo final de velocidad 2D obtenido para el perfil SO 146-4.

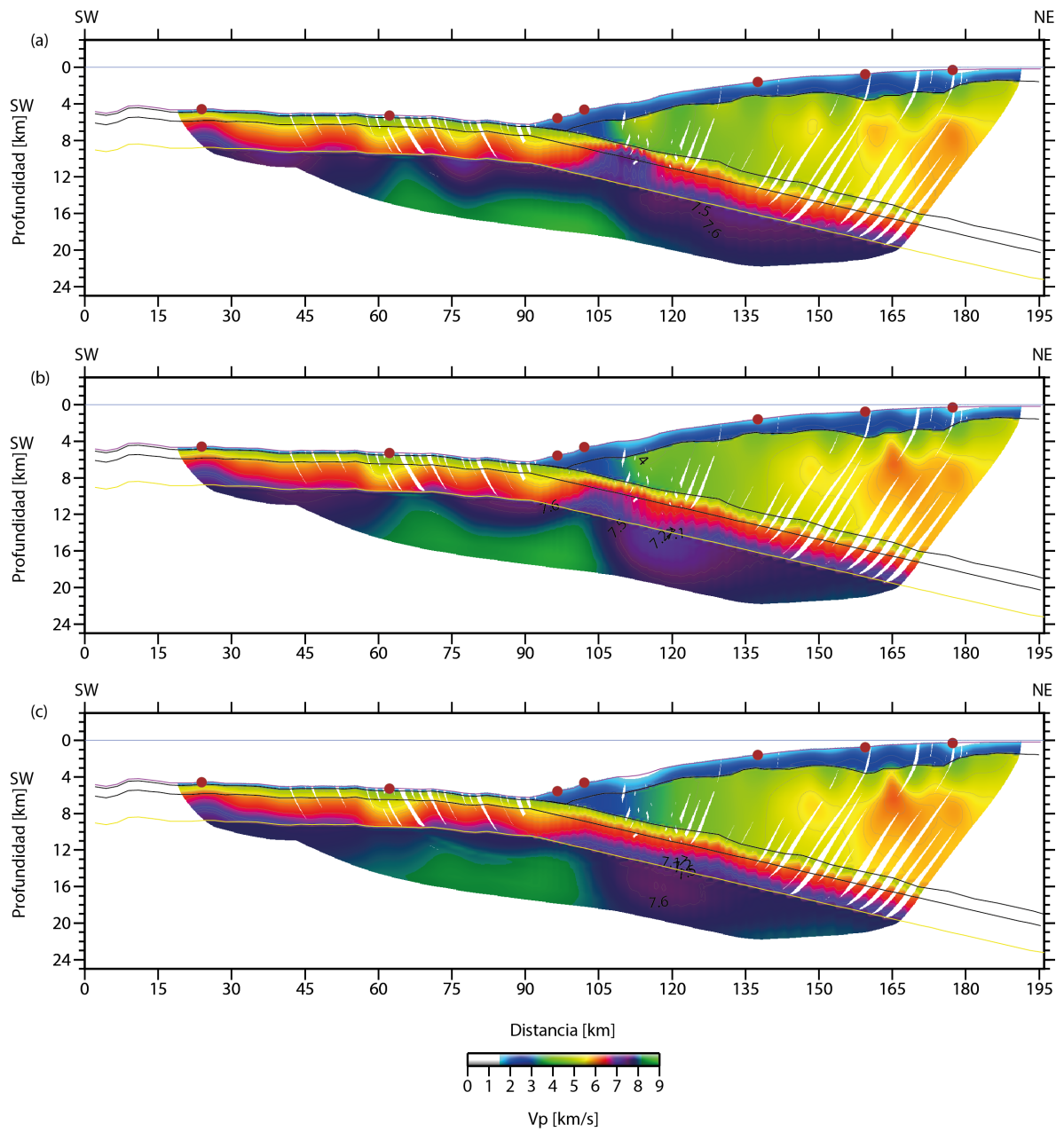


Figura 4.17: Modelos finales de velocidad para manto oceánico superior utilizando: (a) Sin damping. (b) $D_d = 100$. (c) $D_d = 1000$.

4.6. Estructura de Velocidad Sísmica 2D

La estructura de velocidad sísmica 2D se restringe a la suma de los rayos obtenidos post-inversión en cada capa: capa de sedimentos, corteza continental, corteza oceánica y manto oceánico superior.

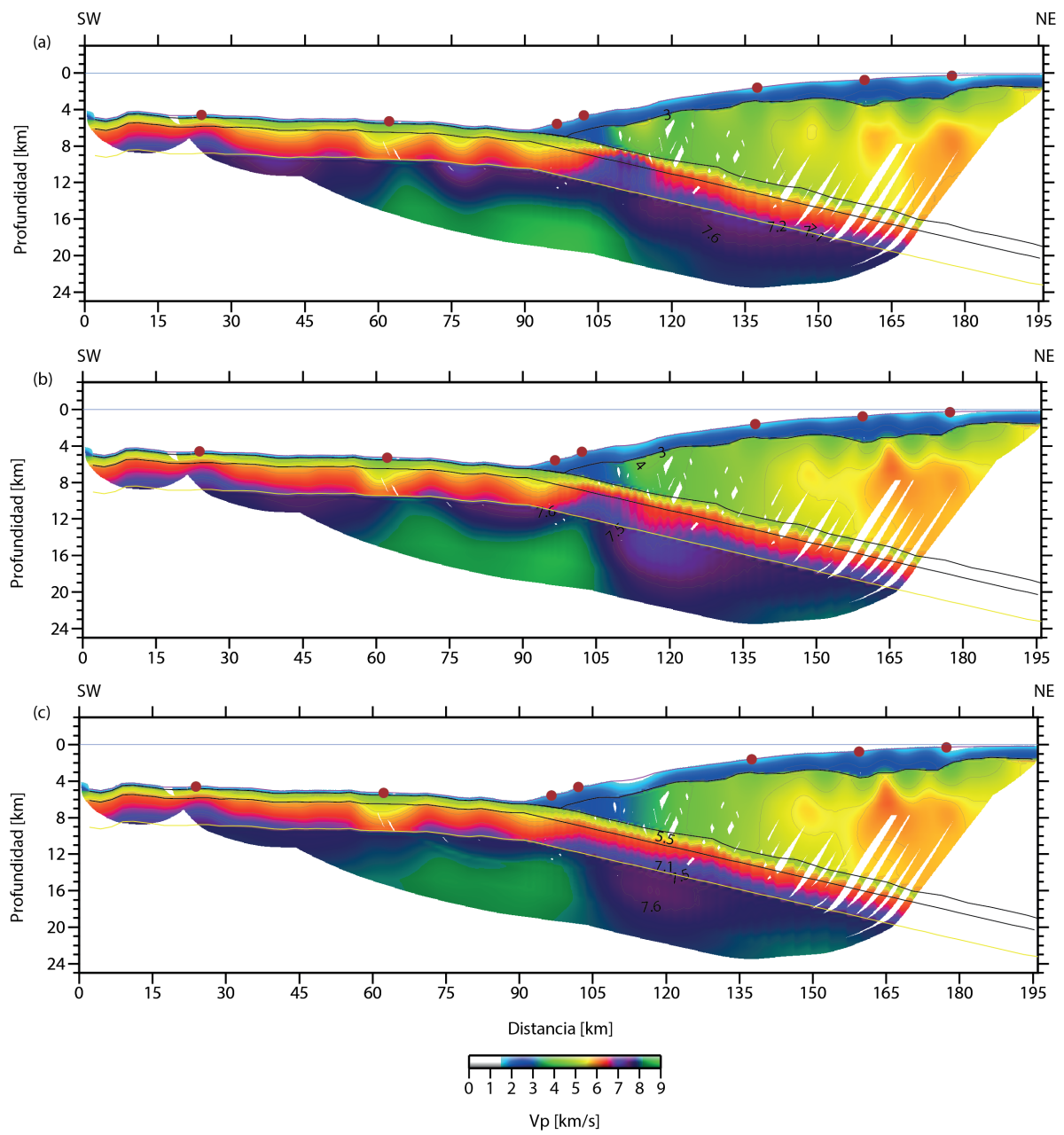


Figura 4.18: Modelo final de velocidad 2D para el perfil SO 146-4 a los (9°S), frente a las costas de Trujillo. Se observan los modelos obtenidos utilizando: (a) Sin damping. (b) $D_d = 100$. (c) $D_d = 1000$.

Capítulo 5

Interpretación y Discusión

5.1. Estructura Sísmica 2D: Trujillo, 9°S, Perú.

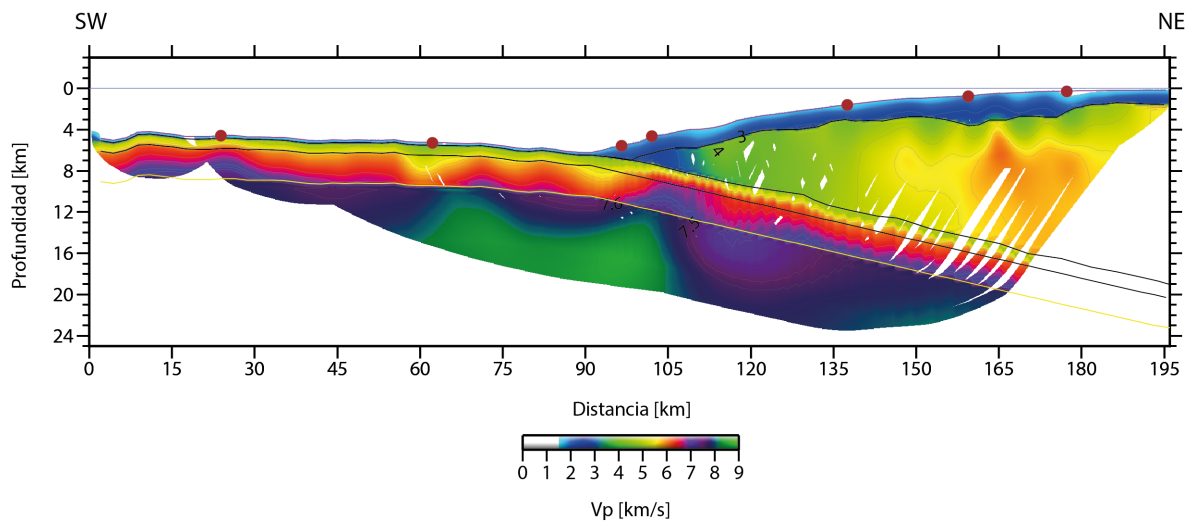


Figura 5.1: Modelo final de velocidad 2D para el perfil P04 a los 9°S, frente a las costas de Trujillo, Perú. La inversión de los datos sísmicos se realizó utilizando un valor de damping de $D_d = 100$ sobre el Moho.

El modelo de velocidad sísmica 2D obtenido bajo el perfil SO 146-4 ubicado frente a las costas de Trujillo (Figura 5.1) tiene un largo de ~ 196 km de largo y aproximadamente 23 km de profundidad. Al SW de la corteza continental, se observa un prisma frontal bien definido de ~ 20 km de ancho, representado por una zona de baja velocidad que va desde los 2 a 3 km/s. Además se observa una cubierta sedimentaria a lo largo del talud de 2,0 km de espesor promedio, caracterizado con velocidades sedimentarias del orden de 2 a 2,5 km/s.

La corteza continental posee un gradiente horizontal de velocidad hacia el NE, que va desde los $\sim 3,5$ a 6,3 km/s, y una cuenca de antearco de ~ 30 km de ancho y un espesor de $\sim 3,0$ km entre los 150 y 180 km del perfil.

La corteza oceánica presenta un espesor anómalo de ~ 4 km de espesor en el área de Trujillo Trough, lo cual está asociado directamente a la Zona de Fractura Viru, con velocidades entre los $\sim 4,5$ a $\sim 6,0$ km/s en la corteza superior, y entre los 6 y 6,7 km/s en la corteza inferior.

Finalmente, en los primeros kilómetros del manto oceánico superior, se observan velocidades menores a 8,0 km/s.

5.2. Estructura Sísmica 2D: Tocopilla, 22° S, Norte de Chile.

Contreras-Reyes et al. [2012] estudió la estructura de la litósfera superior en la zona de subducción del Norte de Chile (22° S), utilizando datos de estaciones sísmica de gran ángulo marinas (19) y terrestres (30), complementando el estudio con información de las réplicas del terremoto de Tocopilla de 2007 (M_w 7,7). El modelo final obtenido en ese estudio muestra un cuerpo en forma de cuña de unos ~ 30 km de ancho, con velocidades entre los 4,0 y 6,0 km/s, interpretado como el frente del margen saturado de fluidos, metamorizado y disgregado por fracturamiento como consecuencia de la erosión tectónica. Hacia el continente, se observa un aumento en la velocidad horizontal, lo que indica el término de la zona afectada por erosión. En la interfaz de subducción, se observa una reducción de velocidad lo que indica un débil acoplamiento interplaca, debido al alto fracturamiento y presión de fluido de poros causado por la erosión tectónica. Para la delimitación del contacto interplaca, se utilizaron los hipocentros de las réplicas del terremoto de Tocopilla de 2007 (M_w 7,7), observándose un aumento abrupto del manto del slab oceánico de menos de 10° a $\sim 22^\circ$, lo cual actuó como una barrera (hacia la fosa) para la propagación del terremoto de Tocopilla de 2007. En el modelo se observa una corteza oceánica de ~ 8 km de espesor.

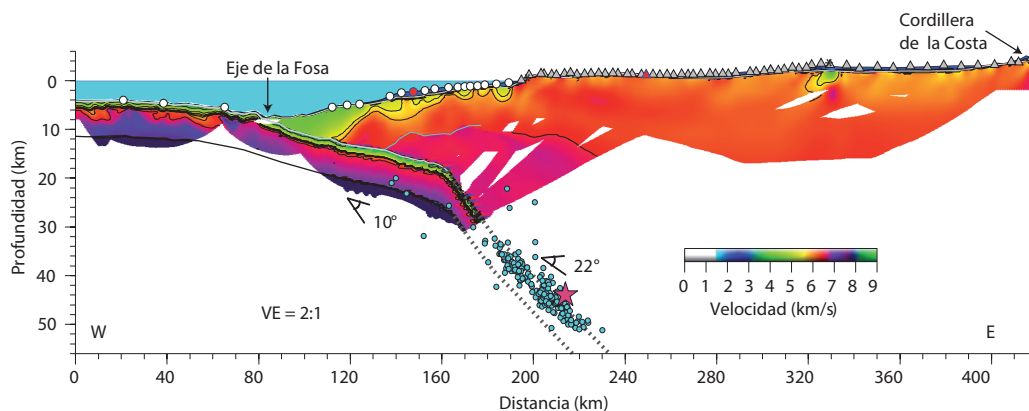


Figura 5.2: Modelo final de velocidad 2D frente a las costas de Tocopilla, 22° S, Norte de Chile. Modificado de Contreras-Reyes et al., [2012].

5.3. Estructura Sísmica 2D: Antofagasta, 23,5°S, Norte de Chile.

Sallarès & Ranero [2005] estudiaron la estructura del margen del Norte de Chile frente a las costas de Antofagasta (23,5°S), utilizando datos de sismica con estaciones marinas y terrestres, como también datos de gravedad. El modelo final de velocidad obtenido muestra una corteza oceánica con un espesor de ~ 7 km. En la zona del *outer rise*, la velocidad de onda P de la corteza aumenta rápidamente de $<4,0$ km/s desde la parte superior a $\sim 6,5$ km/s a los 3,0-3,5 km bajo el suelo oceánico. La corteza inferior aumenta su velocidad de manera constante hasta los $\sim 7,3$ km/s a la profundidad del Moho. Las velocidades del manto superior van entre los $\sim 7,5$ y $7,7$ km/s, lo que se asocia a la percolación profunda de fluidos y serpentinización del manto producto de fallamiento por flexión.

Por otra parte, la corteza continental presenta una baja velocidad de $\sim 3,5$ km/s en el borde del margen. Las velocidades más altas se obtuvieron al fondo de la capa ($\sim 6,5$ km/s), justo debajo de la línea de costa. El manto del slab oceánico es de $\sim 8^\circ$ bajo el talud inferior, aumentando rápidamente a $\sim 16^\circ$ bajo el talud medio.

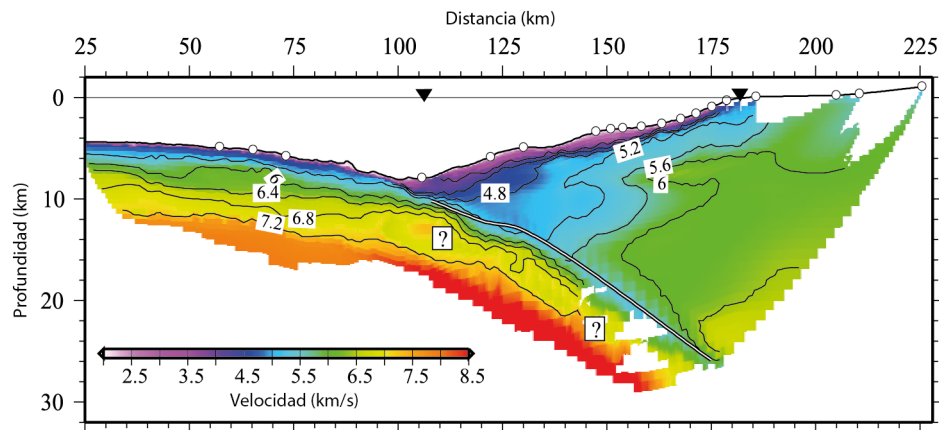


Figura 5.3: Modelo final de velocidad 2D frente a las costas de Antofagasta, 23,5°S, Norte de Chile. Modificado de Sallarès & Ranero, [2005].

5.4. Perfiles de Velocidad Horizontales

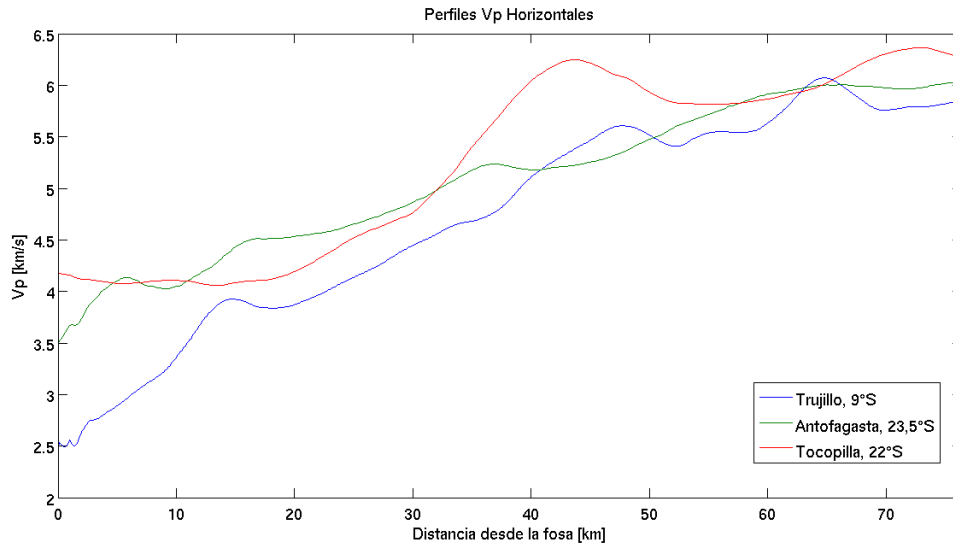


Figura 5.4: Perfiles de velocidad V_p horizontales extraídos de modelos 2D. En rojo; Tocopilla, 22°S. En verde: Antofagasta, 23,5°S. En azul: Trujillo, 9°S.

Del modelo 2D de velocidad de onda P obtenido en Trujillo, como los obtenidos en Antofagasta [Sallarès & Ranero, 2005] y Tocopilla [Contreras-Reyes et al., 2012], se extrajeron perfiles de velocidad horizontales de Oeste a Este. Estos perfiles se observan en la Figura 5.4, en donde 0 km corresponde a la posición de la fosa, y tienen una extensión aproximada de 75 km hacia el Este. Se extrajeron a una profundidad de 6,9 km para el caso de Trujillo, 8,5 km para el caso de Antofagasta y 8,2 km en el caso de Tocopilla.

En la Figura 5.4 se observa que en el caso del Norte de Chile, Antofagasta (en verde) y Tocopilla (en rojo), las velocidades de onda P son mayores en la fosa en comparación al caso de Trujillo (en azul), manteniéndose en general esta tendencia hacia el Este. En la fosa, Antofagasta y Tocopilla poseen velocidades entre 3,5 y 4,3 km/s, respectivamente, mientras que en Trujillo la velocidad aproximada es de 2,5 km/s. Al Este, a unos 75 km de la fosa, las velocidades respectivas son 6,0 y 6,3 km/s para el Norte de Chile, y 5,8 km/s en Trujillo.

Capítulo 6

Conclusiones

Es importante señalar que la comparación de las estructuras sísmicas 2D en los tres casos se realizó desde la línea de costa hacia el Oeste, ya que a diferencia del Norte de Chile (Contreras-Reyes et al., [2012] en Tocopilla, y Sallarès & Ranero [2005] en Antofagasta), para la estructura sísmica en Trujillo no se contó con estaciones sísmicas terrestres.

En Trujillo, el gradiente horizontal de velocidad observado en la placa continental (Figura 5.1) indica una progresiva disminución del fracturamiento de las rocas hacia el NE. Por otro lado, en la zona del *outer-rise*, la delgada capa de sedimentos pelágicos (<200 m) y el fallamiento extensional debido a la flexión de la placa podrían explicar la infiltración de fluidos dentro de la corteza oceánica.

Con respecto al manto oceánico superior, las velocidades de onda P observadas frente a Trujillo (menores a 8,0 km/s durante los primeros kilómetros) indicarían una composición con un grado de serpentización de alrededor del 15 % [Contreras-Reyes et al., 2008a; Christensen, 1996]. Basado en datos de las muestras de laboratorio recopiladas por Christensen [1996], Contreras-Reyes et al. [2008a] observó que para muestras sin serpentización, la velocidad de onda P es de alrededor de 8,4 km/s, lo que correspondería a velocidades típicas para manto oceánico superior. En el caso de muestras con velocidades de onda P de aproximadamente 8,0 km/s, el grado de serpentización se estimó en $\sim 15\%$. Por su parte, Hyndman [1979] reportó velocidades típicas de 8,4 km/s para manto superior compuesto por peridotita, lo cual está en relación a lo observado por Contreras-Reyes et al., [2008a].

Con respecto al máximo observado en la corteza oceánica, con velocidad de onda P mayor a 8,0 km/s, podría indicar localmente un manto oceánico superior con menor grado de serpentización que lo mencionado anteriormente.

El máximo observado en la placa continental se puede interpretar como un cambio de formación geológica hacia el Este. Dado que no se contaron con estaciones sísmicas terrestres en el perfil SO146-4, no es posible comprobar esta hipótesis. Sin embargo, localmente se tienen rayos cubriendo la zona (ver Figura 4.16) y el modelo converge, lo que sustenta la existencia de este máximo.

El prisma de acreción frontal observado a los 9°S es una estructura compuesta por sedimentos pelágicos y sedimentos de la placa continental adyacente (turbiditas), los que son transportados a la fosa por deslizamiento gravitacional y flujos de detritos. Según Von Huene & Scholl [1991], el margen convergente Peruano es de Tipo 1. Esto quiere decir que es un margen convergente en donde se forman prismas de acreción de tamaño pequeño a mediano, de entre 5 y 40 km de ancho, lo cual concuerda con los resultados obtenidos. Por su parte, el margen del Norte de Chile es clasificado como un margen convergente de Tipo 2, caracterizado por una fosa pobremente sedimentada en donde todo el sedimento proveniente de la corteza oceánica es subducido bajo el basamento continental. Esto queda de manifiesto al comparar la Figura 5.1, en donde la velocidad de onda P va desde los 2,0 a 3,0 km/s en el frente del margen Peruano, con respecto a las Figuras 5.2 y 5.3, en donde la velocidad de onda P en el Norte de Chile superan los 3 km/s llegando a los 6 km/s en el caso de Tocopilla, lo que correspondería a basamento continental.

En cuanto al espesor de la corteza oceánica a los 9°S, ésta presenta un espesor anómalo de ~ 4 km, mientras que a los 14°S es de aproximadamente 6,2 km [Krabbenhöft et al., 2004]. En el caso del Norte de Chile, el espesor de la corteza oceánica es de ~ 8 km (Tocopilla, 22°S), y ~ 7 km (Antofagasta, 23,5°S). Según White et al. [1992], la presencia de zonas de fractura es la causa más común que explicaría un espesor anómalo de corteza oceánica. En zonas donde se tiene corteza oceánica de espesor normal ($7,1 \pm 0,8$ km), la corteza inferior crece por la múltiple inyección de magma desde el manto oceánico superior. Sin embargo, en zonas de fractura, gran parte de la inyección del magma migra lateralmente desde los ridges adyacentes, por lo que la corteza oceánica tiene un proceso de solidificación diferente, y es lo que explicaría el espesor anómalo de la corteza oceánica en el caso de Trujillo debido a que la Zona de Fractura Viru intercepta el perfil estudiado a los 9°S. Similarmente, frente a las costas de la Península de Arauco (Sur de Chile, $\sim 38^\circ\text{S}$), la intersección de la Zona de Fractura Mocha con el modelo de velocidad encontrado por Contreras-Reyes et al., [2008b] en el área del *outer-rise*, coincide con una zona de baja velocidad y adelgazamiento de la corteza oceánica (10 - 15 % de adelgazamiento).

El modelo de velocidad 2D en Trujillo muestra un talud continental con un espesor de sedimentos de 2,0 km en promedio, mientras que en los modelos de velocidad 2D al Norte de Chile se observa un espesor menor. Esto se debe principalmente a la ausencia de ríos que transporten sedimentos a lo largo de la mayor parte del antearco del Norte de Chile (Desierto de Atacama), como también a cuencas que funcionaron como trampas para éstos durante el Mioceno [Sallarès & Ranero, 2005], por lo que existe poco aporte de sedimentos hacia el talud y la fosa. En el caso de Perú, Krabbenhöft et al., [2004] propone que sedimentos terrígenos son transportados pendiente abajo en el talud debido a fuerzas gravitacionales, lo que explicaría la diferencia en los espesores de sedimentos del talud entre el Norte de Chile y Perú.

Las velocidades máximas observadas en la corteza continental tanto hacia el fondo de la capa como hacia el Este, son mayores en el caso del Norte de Chile en comparación a Trujillo. Los perfiles horizontales de velocidad de onda P de la Figura 5.4, indican que al Norte de Chile las rocas que componen la corteza continental son relativamente más competentes que en Trujillo.

En el caso de la pendiente del talud continental, existen claras diferencias entre el Norte

de Chile y Trujillo. En el primer caso, las pendientes oscilan entre los $5,7^\circ$ y los 6° , mientras que en Trujillo es de $\sim 3,8^\circ$. Esto corresponde a una evidencia clara de los efectos de la erosión basal en el Norte de Chile, en donde la subsidencia a lo largo del margen queda de manifiesto por el empinamiento del talud continental [Contreras-Reyes et al., 2015].

La diferencia de la intensidad de la erosión tectónica podría basarse en la diferencia de edad de la corteza oceánica, la cual es mayor en el Norte de Chile. Esto lo hace más fría y con una mayor cantidad de estructuras horst and graben, lo cual favorecería la erosión tectónica.

En cuanto a la metodología utilizada en este trabajo, la utilización de amortiguamiento o *damping* en el procesamiento de datos permitió controlar la solución en donde ésta se volvía inestable. Esto sucedió al realizar la inversión del manto oceánico superior, ya que al no utilizar *damping* se obtuvo un modelo con perturbaciones en la corteza oceánica. Se realizaron pruebas con distintos valores de amortiguamiento en busca de un modelo que no sea demasiado suave, pero realista, utilizando finalmente un *damping* $D_d = 100$.

Finalmente, la resolución del modelo de velocidad 2D en Trujillo se vio limitado por la cantidad de estaciones sísmicas, dando como resultado un modelo de baja resolución, haciendo imposible la realización de un Test de Monte Carlo. Sin embargo, es importante señalar que el desarrollo de este trabajo incluyó además la confección de diversos *scripts* que, una vez desarrollados, facilitó el manejo de la base de datos según el formato requerido por la técnica de Korenaga [2000]. Con esto se quiere decir que el manejo de un mayor número de estaciones sísmicas marinas no habría impactado mayormente en el proceso de datos realizado, y por el contrario, se habría obtenido un modelo de velocidad de alta resolución. Por otro lado, el incluir estaciones sísmicas terrestres sería un aporte importante una compresión a una escala aún mayor del impacto de la erosión tectónica en Perú que, a diferencia de Chile, no posee Cordillera de la Costa.

Apéndice

Apéndice A

Publicaciones

Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33°S)

Juan Becerra,* César Arriagada,* Eduardo Contreras-Reyes,† Sebastián Bascuñan,* Gregory P. De Pascale,‡ Christian Reichert,§ Juan Díaz-Naveas¶ and Natalia Cornejo†

*Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

†Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

‡Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

§Federal Institute and Natural Resources, Hannover, Germany

¶Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

ABSTRACT

Subduction zones provide direct insight into plate boundary deformation and by studying these areas we better understand tectonic processes and variability over time. We studied the structure of the offshore subduction zone system of the Pampean flat-slab segment (ca. 29–33°S) of the Chilean margin using seismic and bathymetric constraints. Here, we related and analysed the structural styles of the offshore and onshore western fore-arc. Overlying the acoustic top of the continental basement, two syn-extensional seismic sequences were recognised and correlated with onshore geological units and the Valparaíso Forearc Basin seismic sequences: (SII) Pliocene–Pleistocene and (SI) Miocene–Pliocene (Late Cretaceous (?) to Miocene–Pliocene) syn-extensional sequences. These sequences are separated by an unconformity (i.e. Valparaíso Unconformity). Seismic reflection data reveal that the eastward dipping extensional system (EI) recognised at the upper slope can be extended to the middle slope and controlled the accumulation of the older seismic package (SI). The westward dipping extensional system (EII) is essentially restricted to the middle slope. Here, EII cuts the eastward dipping extensional system (EI), preferentially parallel to the inclination of the older sequences (SI), and controlled a series of middle slope basins which are filled by the Pliocene–Pleistocene seismic sequence (SII). At the upper slope and in the western Coastal Cordillera, the SII sequence is controlled by eastward dipping faults (EII) which are the local reactivation of older extensional faults (EI). The tectonic boundary between the middle (eastern outermost forearc block) and upper continental slope (western coastal block) is a prominent system of trenchward dipping normal fault scarps (ca. 1 km offset) that resemble a major trenchward dipping extensional fault system. This prominent structural feature can be readily detected along the Chilean erosive margin as well as the two extensional sets (EI and EII). Evidence of slumping, thrusting, reactivated faults and mass transport deposits, were recognised in the slope domain and locally restricted to some eastern dipping faults. These features could be related to gravitational effects or slope deformation due to coseismic deformation. The regional inclination of the pre-Pliocene sequences favoured the gravitational collapse of the outermost forearc block. We propose that the structural configuration of the study area is dominantly controlled by tectonic erosion as well as the uplift of the Coastal Cordillera, which is partially controlled by pre-Pliocene architecture.

INTRODUCTION

The subduction zone system of the western Andean fore-arc is considered a key area to better understand

continental wedge stability (e.g. Melnick & Echtler, 2006; Maksymowicz *et al.*, 2015) and subduction zone processes (Ranero *et al.*, 2006). Within the Andean subduction zone, the key factors that control and trigger tectonic processes are related to the mode of subduction (erosive or accretive); the structure of the incoming oceanic plate (e.g. Ranero *et al.*, 2006); and recently, the presence of long-lived basement architecture in the upper plate (e.g.

Correspondence: J. Becerra, Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla #803, Santiago, Chile. E-mail: juantkd@gmail.com

Allmendinger & González, 2010; Cembrano *et al.*, 2010; Arriagada *et al.*, 2011; Farías *et al.*, 2011). By studying the areas with a particular mode or class (accretionary or erosive; e.g. Clift & Vannucchi, 2004) in the Chilean convergent margin, we can better understand how this mode influences plate boundary deformation and how this mode is controlled by the long-lived architecture. Offshore of the Pampean flat slab segment (*ca.* 27–33°S), the architecture of the marine forearc region is the result of a complex geological evolution that includes the Andean tectonic framework affected by tectonic erosive processes (e.g. von Huene *et al.*, 1997), which were enhanced by the collision and underthrusting of a major oceanic bathymetric high (The Juan Fernández Ridge or JFR). The collision of high bathymetric relief greatly influenced the tectonic evolution of the overriding plate (von Huene *et al.*, 1997). At the current position of the JFR (Fig. 1), the seismic stratigraphy and inner structure of the Valparaíso Forearc Basin displays subsidence, seaward rotation of the upper slope and thrusting in the lower and middle slope (e.g. Laursen *et al.*, 2002), produced by the collision of the JFR. In the post-collision zone between the Juan Fernández Ridge (JFR) and Chilean margin, immediately to the north of the JFR, the bathymetry and seismic reflection data (e.g. von Huene & Ranero, 2003; Kukowski & Oncken, 2006; Ranero *et al.*, 2006) show an important segmentation of the morphology of the slope into a depressed middle slope and an uplifted seaward dipping upper slope (e.g. von Huene *et al.*, 1997). This morphostructural segmentation is in agreement with a strong velocity contrast visible within the velocity depth model (*ca.* 31°S) (Contreras-Reyes *et al.*, 2014, 2015) beneath the upper continental slope (6.0–6.5 km s⁻¹), and beneath the lower and middle continental slope (3.5–5.0 km s⁻¹). This seismic framework was interpreted as an inherited volcanic-continental basement influenced by gravitational collapse as a result of frontal and basal erosion (Contreras-Reyes *et al.*, 2014). However, as well the study of co-seismic reactivation of the basement structures (e.g. Arriagada *et al.*, 2011; Farías *et al.*, 2011) of the Coastal Cordillera and the evidence of pre-Miocene compressional phases in the Arauco forearc marine basin (e.g. Becerra *et al.*, 2013) suggest that the subduction zone is influenced by Andean tectonic control. Recent studies (e.g. Arriagada *et al.*, 2011; Farías *et al.*, 2011; Contreras-Reyes *et al.*, 2014) demonstrated the control of inherited architecture on tectonic subduction zone processes, but the effects of the inherited structures remain poorly understood. We attempt to relate and analyse both onshore and offshore structural styles to constrain the structural and kinematic history of the study area, and thereby develop a better understanding for the control of the inherited architecture with the subduction erosion processes. We used swath bathymetric, seismic reflection and refraction data (Reichert *et al.*, 2002; Ranero *et al.*, 2006; Contreras-Reyes *et al.*, 2014, 2015), and western forearc geologic maps (e.g. Gana, 1991; Emparan & Pineda, 2000; Welkner *et al.*, 2006) to derive a conceptual

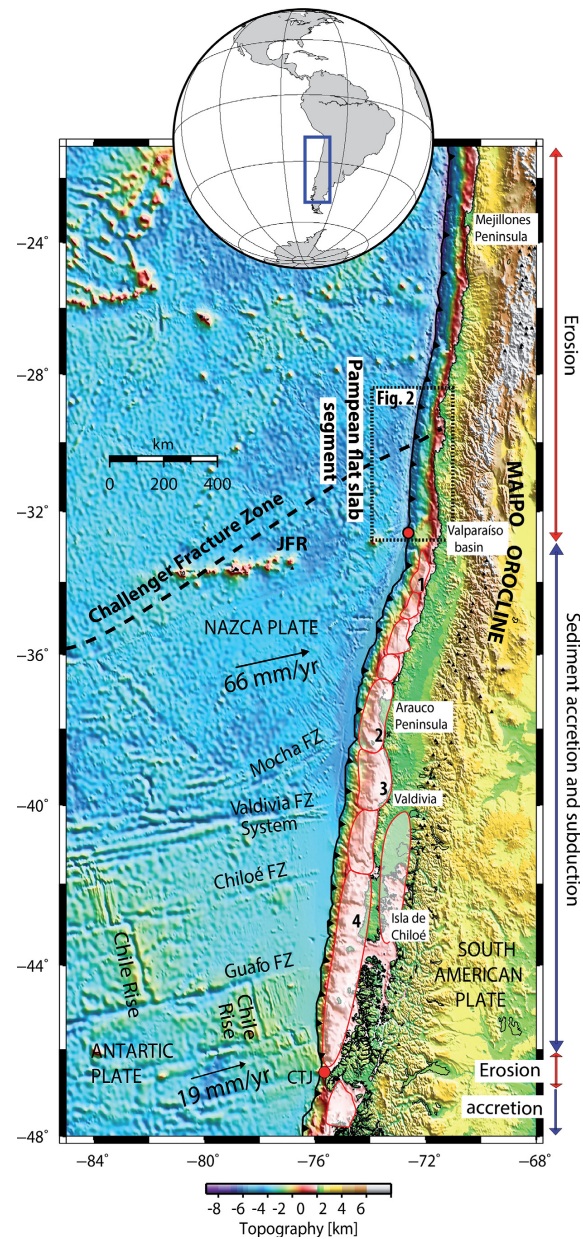


Fig. 1. Geodynamic setting of the Chilean Margin (22–48°S). Along this segment, the Chilean margin is segmented by two main oceanic features: the Juan Fernández Ridge (JFR) and the Chile Rise (CR). The erosive margin occurred immediately to the north of JFR where the trench is sediment-starved. FZ = Fracture Zone; 1 = Navidad-Algarrobo Basin; 2 = Arauco-Itata Basin; 3 = Valdivia Basin; 4 = Chiloé Basin. Red dotted box corresponds to Fig. 2. Black dotted line corresponds to Challenger Fracture Zone. CTJ: Chile Triple Junction.

2D geological and structural model of the off-Pampean flat-slab segment (*ca.* 31°S). In this study, we present new structural interpretations of the seismic reflection profiles which clearly show the marine forearc structure of the post-collision zone between the Juan Fernández Ridge (JFR) and Chilean margin, and these new results

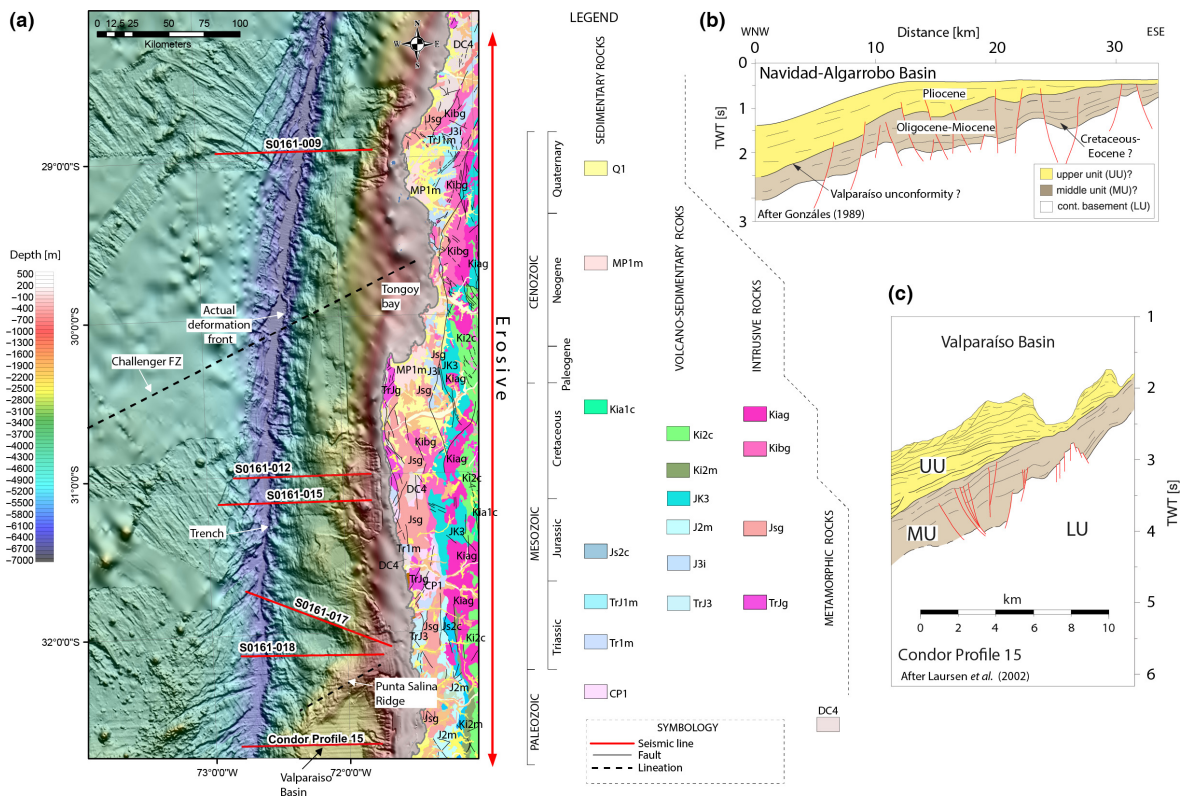


Fig. 2. Study area. (a) Swath bathymetric data, continental structures and geological units (SERNAGEOMIN 2003). The Juan Fernández hot spot chain and Valparaíso Forearc Basin (VFB) are located immediately to the north of the study area. The VFB contains up to 3–3.5 km of Late Cenozoic strata that were deposited as a result of high subsidence and alternated compressional deformation (Laursen *et al.*, 2002). After Laursen *et al.* (2002). (b) Shelf interpretation of seismic reflection profile B, west of Navidad (*ca.* 33°50'S) (after González, 1989). After González (1989). (c) Western interpretation of seismic reflection Condor Profile 15 (*ca.* 32°40'S) (Laursen *et al.*, 2002). See (a) for location. After Laursen *et al.* (2002). The next figures show the seismic reflection data of S0161-012, S0161-018, S0161-017, S0161-015 and S0161-009.

contribute to our understanding of the nature and structure of an erosive subduction zone system.

TECTONIC SETTING

In the Chilean subduction zone, the oceanic Nazca Plate subducts beneath South America at a current rate of *ca.* 66 mm year⁻¹ (Angermann *et al.*, 1999), which is slower than its mean rate of *ca.* 84 mm year⁻¹ during the past *ca.* 20 Ma (Fig. 1) (DeMets *et al.*, 1994). North-Central Chile exhibits a semi-arid climate representing the transition zone between arid northern Chile and humid southern Chile climate zones (e.g. Heinze, 2003). South of the Juan Fernández Ridge (JFR) (*ca.* 33°S) and north of the Chile Rise (CR) (*ca.* 45°S), the marine forearc is characterised by a sediment-flooded trench (*ca.* 2.2 km of trench fill); an extensive and active accretionary prism (10–25 km wide); a seaward dipping slope, formed by en echelon accretionary ridges (e.g. von Huene *et al.*, 1997; Laursen *et al.*, 2002); and a wide continental shelf, about 35 km wide on average, and in some sectors greater than 60 km wide, which hosts a

number of forearc marine basins (e.g. Arauco-Itata, Valdivia, Chiloe and Diego Ramirez Basins) (González, 1989). In contrast, the erosive margin north of the JFR, is characterised by a sediment starved trench; a small frontal prism; a depressed middle slope; a strong seaward dipping upper slope; a very narrow continental shelf (5–10 km wide) (von Huene *et al.*, 1997; Ranero *et al.*, 2006).

The JFR is a discontinuous hot spot chain with seamounts that acts as a barrier which interrupts the trench turbidite sediment transport to the north, separating a sediment-flooded trench south of the JFR from a sediment-starved trench north of it, and producing extensional deformation and subsidence where it collides with the margin (Fig. 2, von Huene *et al.*, 1997). The erosive process was enhanced by the collision and underthrusting of the JFR hot spot chain at about *ca.* 22 Ma at *ca.* 20°S (Yáñez *et al.*, 2001). The JFR hot spot chain migrated southward between *ca.* 22 and 10 Ma, and from about *ca.* 10 Ma to present the JFR has been underthrusting parallel to the convergence vector (Yáñez *et al.*, 2001) and adopted a quasi stationary position forming the Valparaíso Forearc Basin (Figs 1 and 2) (Laursen *et al.*, 2002). The

eastward projection of the JFR coincides with the location of the Maipo Orocline (Fig. 1) (Arriagada *et al.*, 2013); an arcuate shape that characterised the Andean margin at 33°S. The quasi stationary position since *ca.* 10 Ma of the JFR would have increased the clockwise rotation to the south of it (33–37°S) by about 10° and decreased the clockwise rotation pattern north of it (30–33°S) by about 7°–10° (Arriagada *et al.*, 2013).

The study region (Fig. 1) is located offshore of the Pampean flat slab segment, in the erosive margin between 29°S and 33°S. It is bounded to the west by the current subduction complex and to the east by the Coastal Cordillera domain. Immediately south of the study region, the Punta Salina Ridge constitutes the northern end of the Valparaíso Forearc Basin, a deepwater forearc basin which has a sedimentary thickness of 3–3.5 km (Laurson *et al.*, 2002). The Valparaíso Forearc Basin was formed by margin-wide subsidence contemporaneous with accretional deformation on the western margin (Laurson *et al.*, 2002). The Punta Salina Ridge is an area of high bathymetric relief that results from the underthrusting of the JFR beneath the continental margin (Ranero *et al.*, 2006). Laurson *et al.* (2002) observed three seismic stratigraphic units within the Valparaíso Basin (*ca.* 33°S) (Fig. 2b) that were correlated with the rocks of the Navidad–Algarrobo Basin (*ca.* 34°S) (González, 1989) (Fig. 2c): (i) the Lower Unit (LU) comprises Palaeozoic and Mesozoic rocks, forming continental basement; (ii) the Middle Unit (MU) comprises Oligocene–Miocene interbedded marine, clastic and siliciclastic sequences and with local Late Cretaceous to Eocene sediments; (iii) and the Upper Unit (UU), is composed of Late Miocene–Pliocene, marine and siliciclastic sediments. The wave base or subaerial erosion Valparaíso unconformity (Fig. 2b,c) truncates the Oligocene–Miocene sediments and constitutes the base of the Valparaíso Forearc Basin (Laurson *et al.*, 2002).

In the study area, similar to the classic model of convergent extensional margin (Aubouin *et al.*, 1985; von Huene *et al.*, 1999), the continental slope shows pervasive extensional faulting: the upper slope shows landward dipping extensional faults and the depressed middle slope is characterised by trenchward dipping extensional faults (Ranero *et al.*, 2006).

The geological units of Andean orogen present in the onshore area (Fig. 2a) are Jurassic–Cretaceous, Cretaceous, Upper Cretaceous and Cretaceous–Palaeogene igneous and stratified rocks to Late Cenozoic marine and continental sediments (SERNAGEOMIN 2003). The Andean continental basement is composed of metamorphic, intrusive and stratified rocks that range in age from Upper Palaeozoic to Jurassic (SERNAGEOMIN 2003). Regionally, the onshore area contains NS, NW and NE-trending structures (Fig. 2) mainly related to a Mesozoic extensional event (e.g. Ferrando *et al.*, 2014). Many structures affected and delimited N–NE elongated intrusive bodies and marine extensional basins (e.g. Gana, 1991; Emparan & Pineda, 2000; Welkner *et al.*, 2006). Some of these structures composed the southern segment

of the long-lived Atacama Fault System (AFS) (e.g. Taylor *et al.*, 1998; Emparan & Pineda, 2006; Charrier *et al.*, 2007), called ‘Romeral-La Silla del Gobernador’ (Fig. 3). Nevertheless, compressional structures such as the Sistema de Falla Silla del Gobernador (Arancibia, 2004) (Fig. 2) and inverted extensional structures have been observed and associated with the Late Cretaceous–Paleogene compressive deformation event (e.g. Ferrando *et al.*, 2014).

Cenozoic basins and crustal faults are present in the Coastal Cordillera domain and well exposed near the shoreline and the Tongoy Bay (e.g. Heinze, 2003; Le Roux *et al.*, 2006) (Fig. 2). The sedimentary fill of the Cenozoic basins (e.g. Tongoy–Limari basin) is composed of Miocene–Pliocene marine sequences (MP1 m) of the Coquimbo Formation (Gana, 1991; Le Roux *et al.*, 2006), which is overlain by Plio–Pleistocene fluvial sediments (Q1) (Fig. 2), which are separated from the former by an angular unconformity (Martínez, 1979; Heinze, 2003). Immediately the south of the Tongoy bay, in the Altos de Talinay area (Fig. 3), the faults observed are predominantly normal dip-slip faults (Heinze, 2003; Saillard *et al.*, 2009, 2010) that strike sub-parallel to the coastal line (e.g. Puerto Aldea Fault, Quebrada del Teniente Fault) (Gana, 1991; Emparan & Pineda, 2006). However, some segments of this fault and other crustal structures have been interpreted as a left lateral transtensional fault (Heinze, 2003; Bourgois, 2010). The Coquimbo Formation is bounded by an eastward dipping extensional fault, called ‘Puerto Aldea Fault’, and the sedimentary cover contains trench-parallel extensional faults that are inclined to the east (Heinze, 2003; Emparan & Pineda, 2006).

CHARACTERISATION OF GEOLOGICAL STRUCTURES FROM SEISMIC REFLECTION

We analysed wide-angle seismic refraction and high-resolution multichannel seismic reflection data that were acquired off north-central Chile, between *ca.* 29 and 33°S, and are complemented with swath bathymetric images of the surrounding seafloor (Reichert *et al.*, 2002). The data were acquired in 2000/2001 onboard the German research vessel Sonne (Flueh & Kopp, 2002). The seismic source for the investigation was generated by a tuned set of 20 air guns with a total volume of 51.2 L (see further details of seismic processing in Reichert *et al.*, 2002). The seismic data were interpreted using 2D Move software by Midland Valley. The interpretation and characterisation of high-resolution seismic reflection lines are based on the seismic stratigraphy and kinematics of the structures and was correlated with the nearby seismic data and interpretations from the Valparaíso Forearc Basin (Laurson *et al.*, 2002). Thickness measurements presented in meters are derived from 2D depth conversion of the SO161–018 regional line (Contreras-Reyes *et al.*,

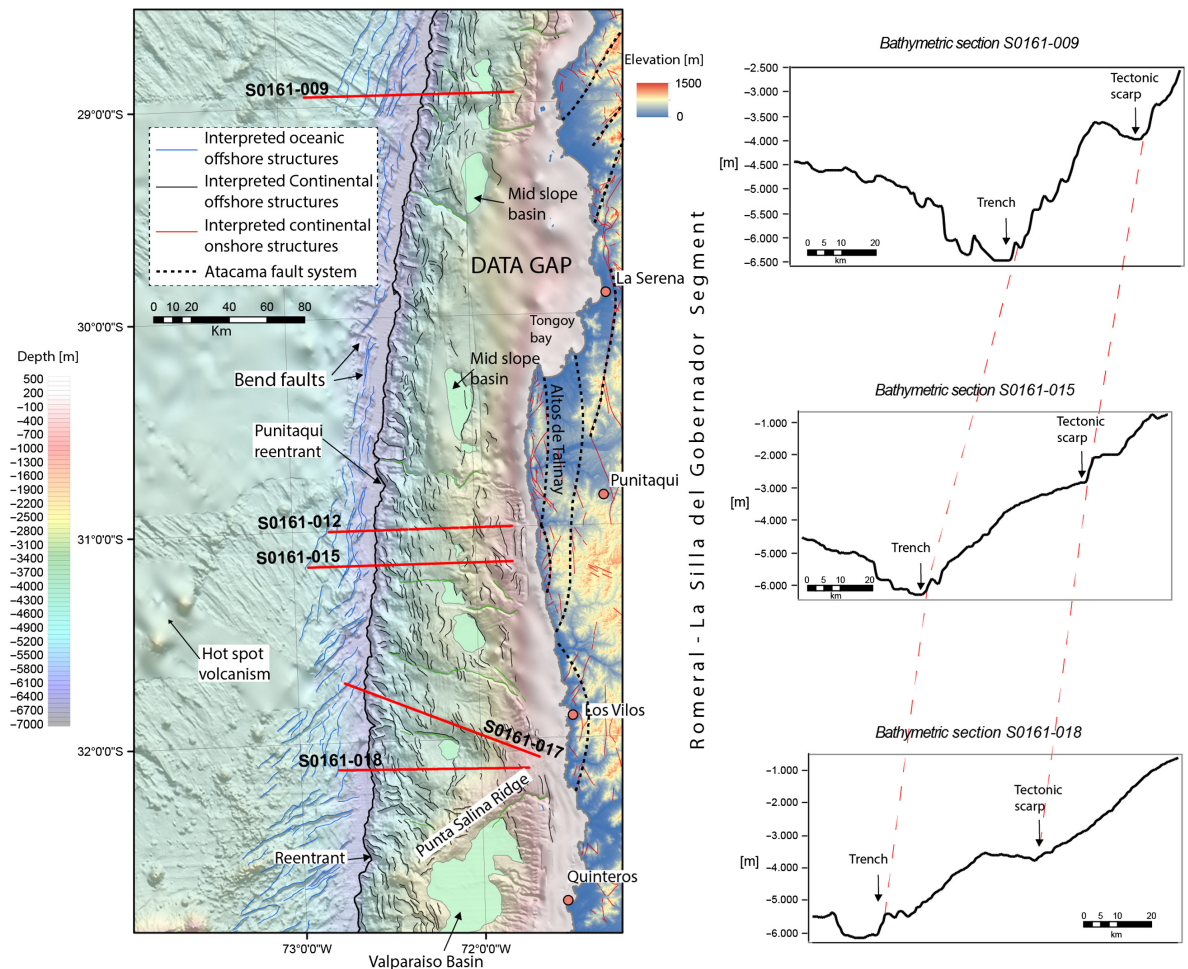


Fig. 3. Bathymetric map showing the main structural features of the study area and locations of seismic reflection lines indicated by bold red lines. Transparent area is a background hill shade from multibeam bathymetric data. Refer to the symbology for structures. The continental portion is completed with an hill shade image from SRTM data, the geological map of SERNAGEOMIN (2003) and the interpreted southern segment of the Atacama Fault System: Romeral-La Silla del Gobernador (e.g. Charrier *et al.*, 2007).

2015) as well as the bathymetric sections. Readers are referred to (Kopp, 2013 and Contreras-Reyes *et al.*, 2014, 2015) for the 2-D velocity-depth models and time to depth conversion information.

DATA DESCRIPTION

Multibeam bathymetric data show the morphology of the seafloor in this area that allows us to map structures and deformation related to the subduction zone at this local. This area is characterised by irregular seamount chain and the NW-SE trending topographic pattern of the tectonic fabric formed at the spreading center which is overprinted by NE-SW to N-S trending horst-and-graben structures caused by bending-related faulting (Fig. 3). The seafloor is covered by pelagic to hemipelagic sediments (<100 m) (e.g. Contreras-Reyes *et al.*, 2014) and the extensional faults are more frequently located in the outer rise area.

In the slope domain, the bathymetric data show a narrow continental shelf (*ca.* 8–20 km), a gently seaward inclined upper continental slope (*ca.* 3–11°) and a depressed middle slope (*ca.* 0–3°) illustrating the high segmentation of the morphology of the slope. The tectonic boundary between the upper and middle slope is well exposed, and constitutes a series of curved and straight normal fault scarps (Fig. 3). These tectonic scarps denote a prominent extensional system that controls a series of elongated N-NW and N-NE middle slope basins (Fig. 3). From south to north, the lower slope and the frontal prism narrow from 30 to 12 km. A series of smaller and rugged reentrants indented the margin (Fig. 3). In map view, the frontal prism shows a series of ridges that are mainly arrayed in echelon in three sets (NW, N-NW and N-NE). Some of them trending parallel or obliquely to the oceanic plate bending-related faults. These morphostructural domains are cut by canyons and gullies mainly oriented W-NW, which also incise the continental shelf (Fig. 3).

Beneath the lowermost portion of the continental slope, in the subduction channel domain, remnants of oceanic plate extensional systems have been interpreted, as well as inverted tectonic geometries (?) (Figs 4b and 5b). To the west of the trench, in the outer rise region, the landward dipping faults show fault throw vertical offset of up to 1 s (TWT: Two Way Travel Time) (*ca.* 500 m; Contreras-Reyes *et al.*, 2015) (Figs 4 and 5). Turbidites and hemipelagic/pelagic sediments fill the trench, up to 0.6 s (*ca.* 300 m; Contreras-Reyes *et al.*, 2015) thick, and are imaged in a parallel configuration which is interrupted to the east by the modern deformation front (Figs 4b and 5b). The accretionary complex extends from the actual deformation front to the toe slope, and its structural style is similar to the classic compressional wedge model (Dahlen, 1990). In this domain the seismic data show thrusting, antiformal stack geometry and duplex structures with a west transport direction (Figs 4b and 5b), whereas in the modern deformation front the reflectors show an intracutaneous wedge geometry (Fig. 4b).

At the middle and upper continental slope, the relation between the growth of sedimentary sequences and faults is evident (Figs 4a and 5a) (Imber *et al.*, 2003). The sedimentary sequences are disposed on the acoustic basement and dominantly affected by extensional faults. The seismic stratigraphy and internal structure of the middle slope displays subsidence and a complex, and highly deformed area with poor image resolution. These units generally have chaotic reflectors or are acoustically void of reflections, i.e. reflection free zones (Fig. 6). However, the offset of the top of the acoustic basement suggests an extensional style composed of a domino-style fault array dipping trenchward. Here, horst-graben structures, drag folds, collapse synclines and rollover anticlines are observed (Figs 4a and 5a). The faults have similar length and offset, and show vertical fault throw differences of 0.3–0.6 s (TWT) (Figs 4a and 5a).

To the west, a prominent trenchward dipping scarp represents the natural boundary of the middle and upper slope (Figs 4a and 5a). This tectonic scarp is the seafloor expression of an important extensional system, which down-dip projection consists of one trenchward dipping fault or a set of trenchward dipping faults (Figs. 4a and 7). This structure(s) bounding the middle slope basins (Fig. 3), cuts through the entire slope fill and controlled deposition of the syn-extensional sequences. Here, the extensional depocenter of the middle slope basin is up to 1.5 s (TWT) thick and rising up vertical/fault throw differences of 1.6 s (TWT) (Fig. 4a), relative to the top of the acoustic basement. The swath bathymetric data show a prominent trenchward dipping normal scarp (*ca.* 1 km offset) related to trenchward dipping faults.

In the upper continental slope domain, the seismic reflection data show an extensional arrangement with a preferential inclination to the east. This arrangement is composed of hemigrabens, listric faults and horst-graben structures (Figs 4a and 5a). The upper slope basins show thicknesses up to 1.2 s (TWT) (Fig. 4a) and vertical fault

throw differences of 0.6 s (TWT) (Fig. 4a), relative to the top of the basement. In addition, part of the upper slope morphology is controlled by partial inversion tectonics and thrusting, as indicated by a harpoon anticline (Figs 4a and 5a) and a thrust fault respectively (Fig. 4a). In the eastern and central part of the upper slope, extensional, landward dipping faults cut the basement and lower sequences, and generate drag folds and small landward dipping scarps of about 0.1 s (Figs 4a and 5a). The uplifted eastward portion of the upper slope is also an important feature visible in the seismic reflection data.

OFFSHORE GEOLOGICAL UNITS

Seismic stratigraphy was evaluated from the upper slope (coastal block) to the eastern middle slope (eastern outermost forearc block). Although in some seismic reflection lines (e.g. Figs 4 and 5), the middle slope domain is complexly deformed, and poorly imaged, high-resolution seismic lines revealed the structure and allowed for the identification of various seismic units (Figs 6 and 7). A detailed analysis allowed us to distinguish three major seismic units: the two layers within the seismic sedimentary cover (i.e. SII and SI) and the acoustic basement (Fig. 6). The sedimentary sequences are mainly bound by strong, continuous, parallel or oblique reflectors. The seismic sequences (SII and SI) are separated by an angular unconformity at the base of SII sequence. The angular unconformity can be continuously identified across the study area (Figs 5a, 6–8), and links the sub-horizontal sediments of the slope basins with the tilted underlying sediments. Despite the chaotic and free reflection character of the acoustic basement (Figs 6 and 7) at the upper portion of the basement, a discontinuous reflective pattern was mapped (Figs 6 and 7) which delimited a series of tilted blocks along the upper and middle continental slope.

Seismic sequence SI

Within the sedimentary cover, at least two syn-extensional seismic units were identified based on the configuration and character of the reflector. These syn-extensional sequences are separated by an angular unconformity. The syn-extensional I sequence (SI) is strongly controlled by extensional faults that dip generally to the east and is truncated by an unconformity. SI is deposited in onlap, tilted onlap (apparent downlap) and downlap terminations over the acoustic basement. This unit hosts wedge-shaped geometries with successions pinching out to the east (Figs 6 and 7) in both the upper and middle slope. The SI is imaged mainly as discontinuous, parallel, deformed and chaotic reflections, as well as reflection free zones. Within this unit, an unconformity is apparent in the eastern portion of the seismic lines S0161–017 and S0161–018 (Figs 5a and 6). This unconformity is also generally tilted trenchward and is deformed and predated by extensional and inverted faults (Fig. 6).

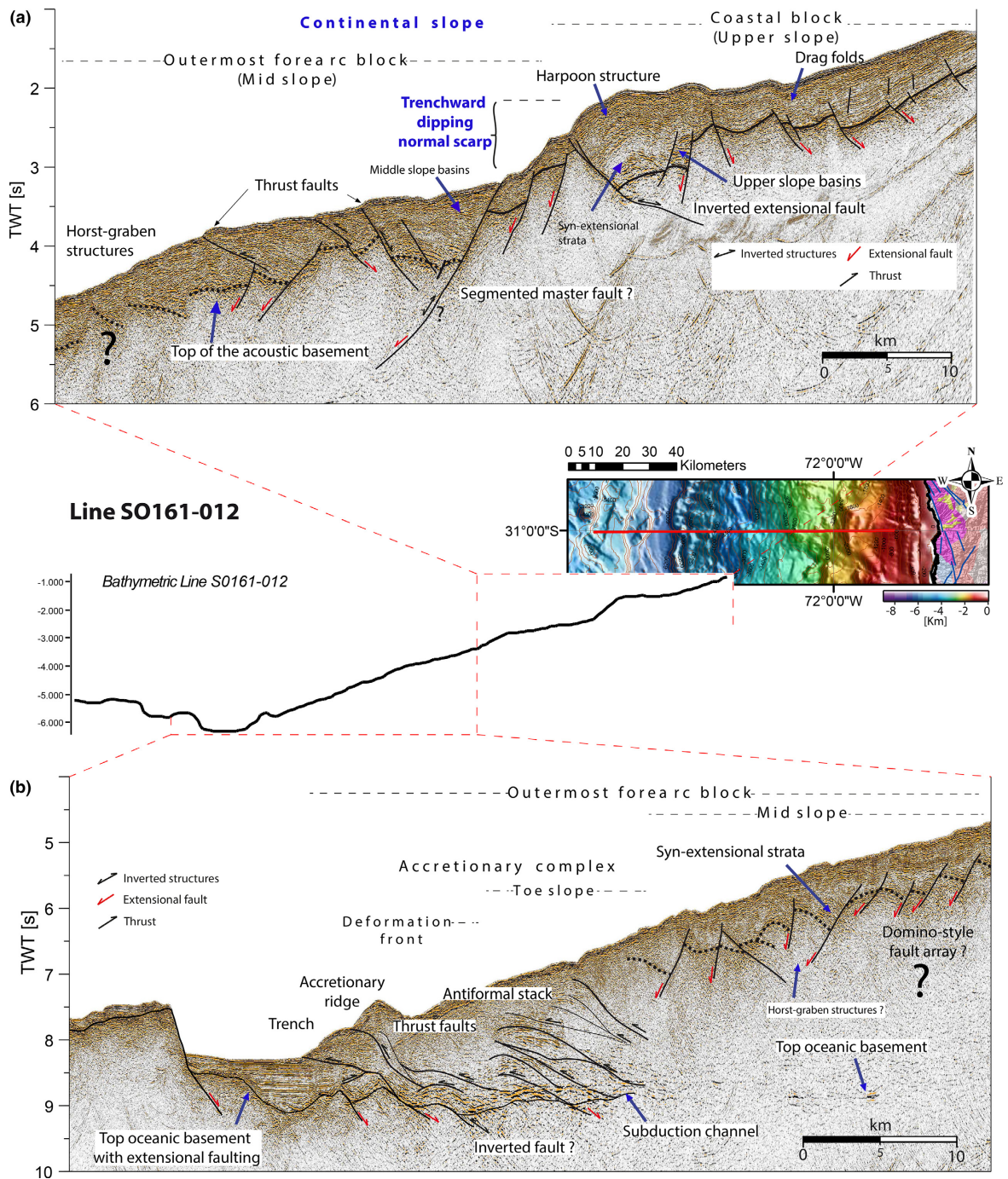


Fig. 4. S0161-012 seismic reflection line and bathymetric section illustrating the structural change between middle and upper slope. (a) Middle and upper slope domains. In this section, the structure of the middle slope is difficult to interpret due to the complexity of deformation and the low resolution of the image. In other sections, in the middle slope, two sets of extensional faults have been observed (Figs 6–8). (b) Eastern oceanic plate and middle slope domains. TWT = two way travel time. Dotted black line corresponds to the interpreted sedimentary-basement interface. After Contreras-Reyes *et al.* (2014), Ranero *et al.* (2006). Vertical scale is twice horizontal scale.

Seismic sequence SII

The syn-extensional II sequence (SII) presents a wedge geometry and overlies SI sequence in onlap and tilted

onlap (apparent downlap) terminations (Fig. 6). In contrast to SI, SII is locally controlled by extensional faults that dip trenchward in the middle slope and landward in the upper slope (Figs 6 and 7). SII is imaged as sub-

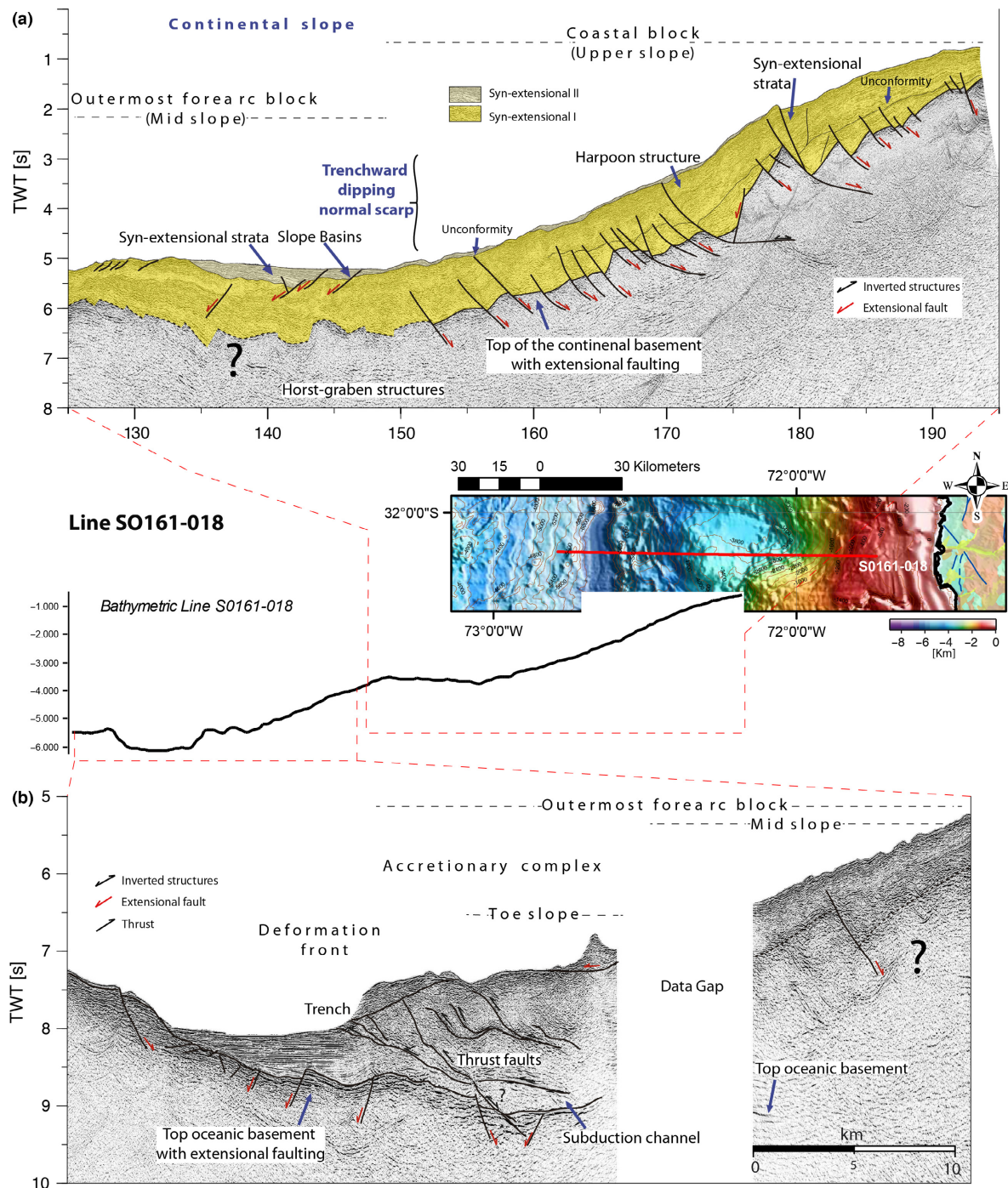


Fig. 5. S0161-018 seismic reflection line and bathymetric section. (a) Middle and upper slope domains. Similar to S0161-012, the resolution of the middle slope is poor. Dotted black line corresponds to the interpreted sedimentary-basement interface. At the middle slope two sets of extensional faults have been observed (Fig. 7). (b) Eastern oceanic plate and middle slope domains. TWT = two way travel time. After Contreras-Reyes *et al.* (2014), Ranero *et al.* (2006). Vertical scale is twice horizontal scale.

horizontal and parallel reflections (Fig. 7). This sequence filled the slope basins, where sediments onlap and thicken landward. At the upper slope the extensional faults are reactivated by older extensional faults that controlled the SI sequence. In contrast, in the middle slope the EII

extensional faults cut the older EI extensional set. The reflectors are imaged as strong, parallel and laterally continuous in the upper portion. The basal section, shows discontinuous but strong reflectors, reflection free zones and small angular unconformities (Fig. 7).

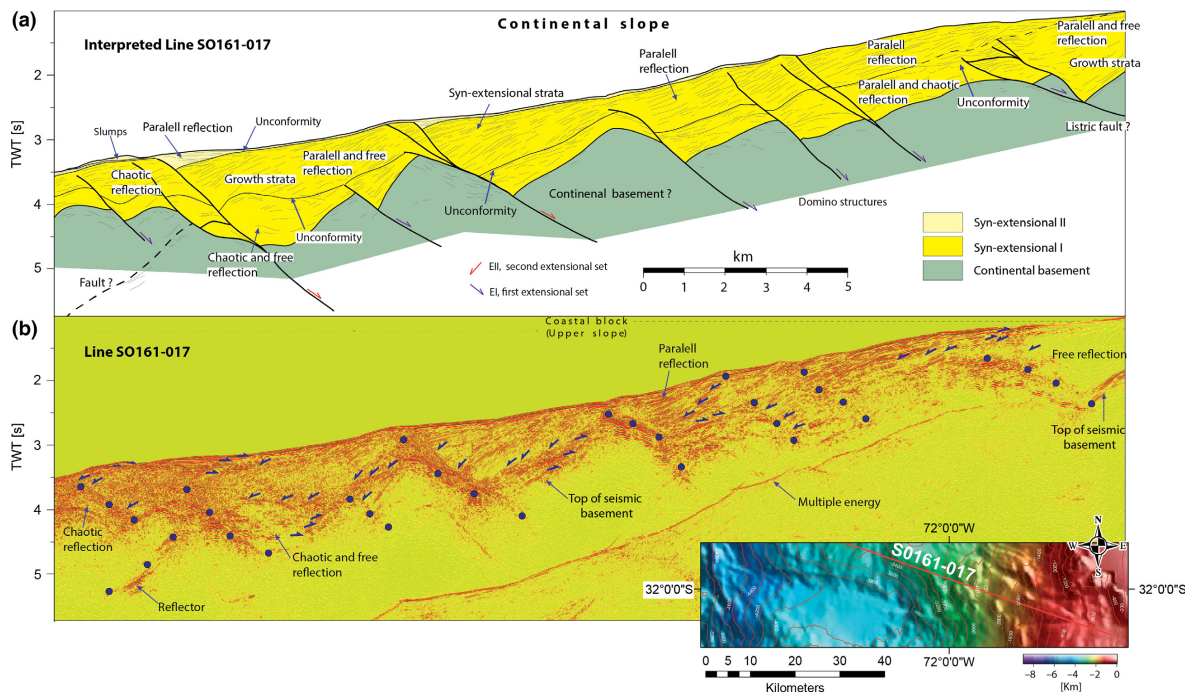


Fig. 6. Seismic stratigraphy and internal structure of the eastern segment of the S0161-017 seismic reflection line. (a) Interpreted section showing seismic character and boundary sequences. At least two syn-extensional sequences have been observed and they are separated by unconformity. (b) Post-stack time migration section with highlighted selected locations of onlaps and downlaps (purple arrows). See location in Fig. 3. Vertical scale is twice horizontal scale.

DISCUSSION

Stratigraphic correlation

Results reveal at least two extensional fault sets within the continental slope controlled two seismic sequences (SI and SII) and postdated the acoustic basement. Due to the lack of seismic stratigraphic studies and well data across the offshore study area, a correlation of the seismic stratigraphy is difficult. Stratigraphic studies, to date, have only taken place in the adjacent onshore areas (e.g. Le Roux *et al.*, 2006). However, a similar configuration of the sedimentary cover and fault patterns have been recognised in the Valparaíso (*ca.* 32°20'S–33°S) (Laursen *et al.*, 2002) and Navidad-Algarrobo forearc basins (*ca.* 33°–33°30'S) (González, 1989). The seismic interpretation of the sedimentary cover regionally reveals seismic sequences of Late Cretaceous to Eocene, Oligocene to Miocene (?) and Pliocene (?) to Holocene age (González, 1989; Laursen *et al.*, 2002). The Late Cretaceous–Eocene and Oligocene–Miocene (?) sequences were correlated with the middle unit which is separated from the upper unit of Pliocene (?)–Holocene age by the Valparaíso Unconformity (Laursen *et al.*, 2002) (Fig. 2b,c). At the southern edge of the study area, the seismic line S0161-018 (Fig. 5), is located near seismic Condor Profile 5 (Laursen *et al.*, 2002) which images the Valparaíso Unconformity. This unconformity was identified and mapped across the seismic lines of the study area (Figs 6

and 7). According to González (1989) and Laursen *et al.* (2002), the Oligocene–Miocene (?) sequences are more affected by pervasive extensional faults than the Pliocene–Holocene sequences (Fig. 2). However, it is difficult in these interpretations to identify a marked inclined pattern for extensional sets (Fig. 2). In the middle unit of the eastern portion of the Condor profile 15 (Laursen *et al.*, 2002), some structures show a preferential inclination to the east (figure 14 in Laursen *et al.*, 2002). These observations suggest that the syn-extensional sequences interpreted in this work SII and SI could be Pliocene (?)–Holocene and Oligocene–Miocene (?) age, respectively, and not older than Cretaceous–Eocene age.

The Miocene–Pliocene (MP1 m) Coquimbo Formation (Gana, 1991; SERNAGEOMIN 2003; Le Roux *et al.*, 2006) is exposed onshore, between the shoreline and the bays (Fig. 2). The Coquimbo Formation shows a tectonic contact (Puerto Aldea Fault, Fig. 2) and it onlaps the Mesozoic substratum (Gana, 1991; Heinze, 2003). The Miocene–Pliocene marine sediments are separated from the Plio–Pleistocene transgressive sequence by an angular unconformity (Heinze, 2003), which could represent a hiatus of as much as 7–8 Ma (Martínez, 1979). The Coquimbo Formation appears to gradually interfinger with the continental equivalents of the Plio–Pleistocene Limarí Formation (Gana, 1991). However, at least two sedimentary units have been identified in the onshore region of Miocene–Pliocene and Plio–Pleistocene age

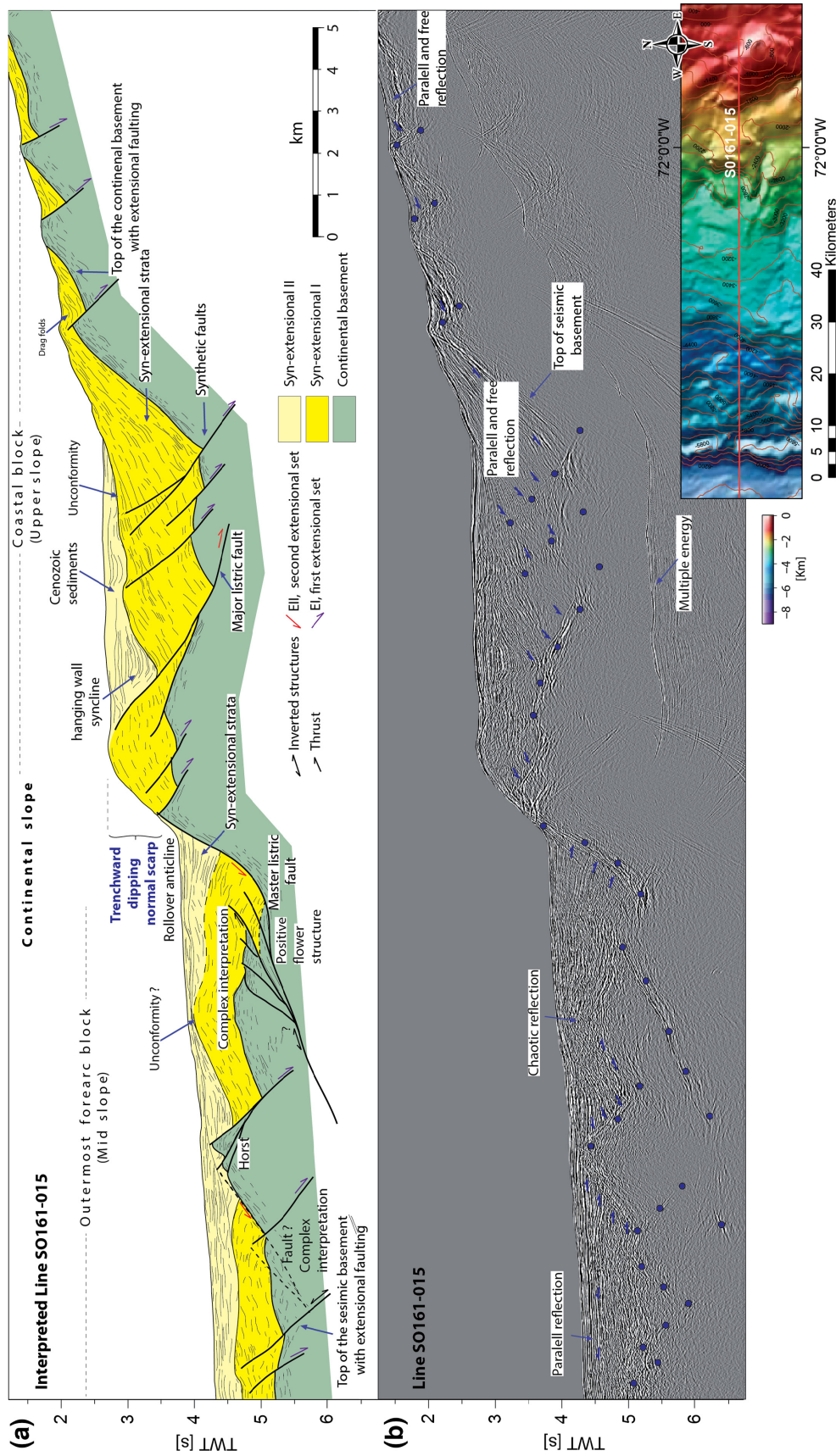


Fig. 7. Seismic stratigraphy and internal structure of the eastern outermost forearc and western coastal block from S0161-015 seismic line. See Fig. 3 for location. (a) Interpreted section. (b) Post-stack time migration section. Small angular unconformities have been mapped as continuous black line within SII package. Vertical scale is twice horizontal scale.

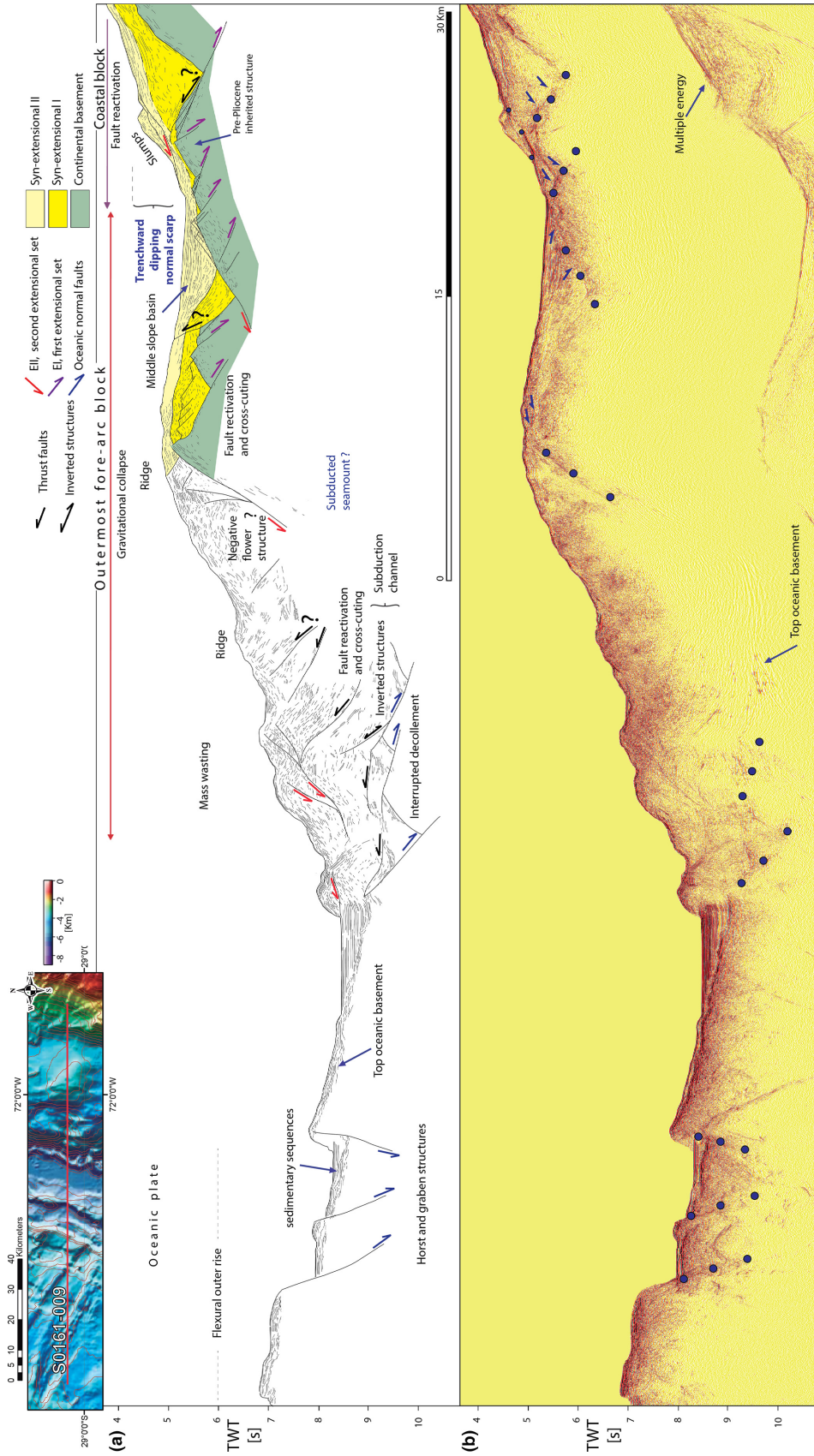


Fig. 8. (a) Regional interpretation of northmost seismic line (S0161-009 regional) illustrating the seismic stratigraphy and structural style (geometry, kinematic and temporality of faults). (b) Poststack time migration section. Vertical scale is twice horizontal scale.

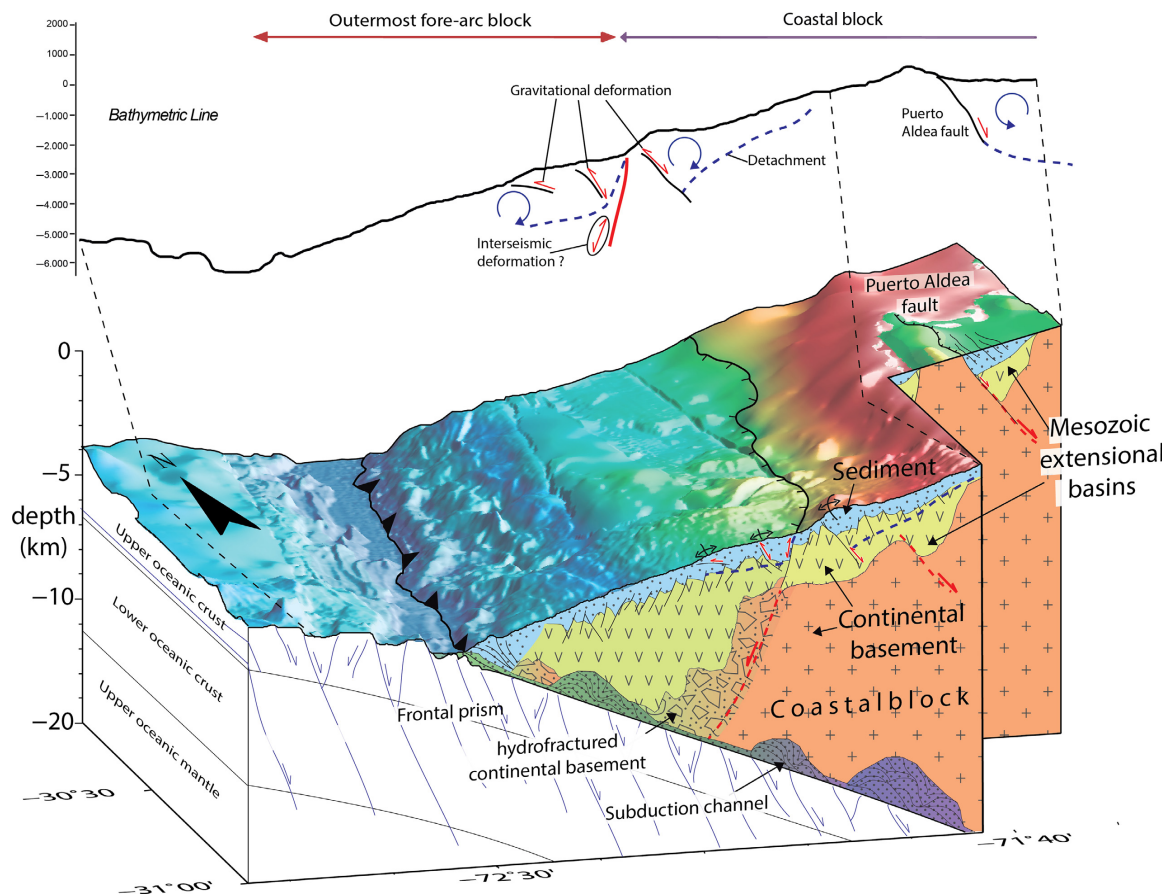


Fig. 9. Tectonic interpretation at ca. 31°S modified from Contreras-Reyes *et al.* (2014) and bathymetric section with highlighted locations of contractional and inverted structural features. Note the relationship between the seafloor morphology and the contractional and inverted structural features as well as the off and onshore structural style. The SII and SI sequences correspond to the sediment cover (blue light area). The acoustic basement or the continental basement is correlated with volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary units that range in age from the Triassic to the Lower Cretaceous (yellow light area, Mesozoic extensional basin) and the Late Palaeozoic–Mesozoic metamorphic, volcanic and igneous rocks (red light area). The mass translation of rock down slope is likely induced by the large bathymetric contrast at the study area, and are probably detached (purple dotted line) along the basement–sediment interface or zones of strong velocity gradient observed in the 2-D velocity–depth model (?) (Contreras-Reyes *et al.*, 2014). The strong velocities contrast suggests the continental framework is segmented into the outermost forearc (lower and middle continental slope) and the coastal block (upper continental slope) (Contreras-Reyes *et al.*, 2014). Vertical scale approximately equal to three horizontal scale. See text for discussion.

which are separated by an angular unconformity. Although, the age of Neogene–Quaternary geological units in the onshore area do not coincide with the age of the interpreted seismic units in the Valparaíso Forearc Basin (Late Cretaceous (?)–Miocene, Middle Unit and Late Miocene–Pliocene, Upper Unit), the SI and SII sequences may be correlated with part of the onshore Miocene–Pleistocene marine sediments and the Plio–Pleistocene transgression and continental sediments respectively. In fact, SII sequences onlapping and thickening landward suggest a transgressive system. A preliminary and conservative analysis of the stratigraphy in the offshore and onshore of the study area results in Plio–Pleistocene and Late Cretaceous (?)–Pliocene (probably Miocene–Pliocene) ages for SII and SI respectively. However, the seismic stratigraphic correlation resulted in a

potential range from Late Cretaceous (?) to Miocene–Pliocene for SI, and therefore it is not well constrained.

Onshore, the Mesozoic extensional basins are filled by volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary units that range in age from the Triassic to the Lower Cretaceous (Fig. 2): Tr1 m and TrJ1 m (e.g. Canto del Agua Formation); TrJ3 (Pichidanguí Formation); J3i (La Negra Formation); JK3 (Punta del Cobre Formation) and Ki2c (Quebrada Marquesa Formation) (SERNAGEOMIN 2003). These formations represent the syn-rift basin fills developed during the Mesozoic extensional event (Triassic–Lower Cretaceous, Charrier *et al.*, 2007). The basement units included in the onshore domains are probably the typical units of the Coastal Range. The inner structure of the acoustic basement shows a dominantly dip eastward extensional system that borders a series of tilted

blocks along the upper and middle slope (Figs 6–8). A similar extensional system has been identified in the onshore domain in the Andean continental basement, where extensional faults that dip essentially eastward, predated and bounded the Mesozoic volcano-sedimentary basins and the Late Palaeozoic–Mesozoic metamorphic, volcanic and plutonic rocks (e.g. Gana, 1991; Emparan & Pineda, 2000; SERNAGEOMIN 2003; Welkner *et al.*, 2006). Seismic refraction data (Contreras-Reyes *et al.*, 2014) show typical velocities of metamorphic, igneous and volcanic rocks ($5.5\text{--}6.5\text{ km s}^{-1}$) below the upper slope (coastal block). Similarly, at the upper continental slope, the 2D velocity depth model of (Kopp, 2013) shows zones with velocities typical of volcanic rocks ($5.5\text{--}4\text{ km s}^{-1}$). This volcanic velocity zone is characterised by a depocenter geometry that is suggestive of the occurrence of a Mesozoic extensional basin. With these observations, we derived a conceptual schematic section of the study area (*ca.* 31°S) (Fig. 9).

Extensional tectonics

The seismic stratigraphy and internal structure of the study area revealed at least two extensional fault sets that tectonically controlled the deposition of the marine western forearc sequences. In the outermost forearc block (from the trench to the middle slope), the younger extensional set (EII) controlled the occurrence of the SII package, and postdated the older extensional set (EI), the SI sequence and the basement (Figs 6 and 7). In the coastal block (upper slope and western Coastal Cordillera) the SII sequence is controlled by an eastward dipping set of faults (EII), some of them, corresponding to the local extensional reactivation of older extensional faults (EI) in the upper slope (Fig. 6). The younger set (EII) is dominantly composed of listric faults, segmented extensional faults and horst-graben structures. A similar structural configuration to the upper slope is identified in the southern Tongoy Bay, where the extensional faults mainly tilt eastward (Fig. 9). According to our interpretation, the EII set and SII package are related to gravitational slope collapse in the middle slope, whereas at fault geometry in the upper slope is the result of extensional faulting apparently controlled by the local extensional reactivation of an older extensional fault system (EI). Based on the kinematic features of SII, both gravitational collapse (middle slope) and the extensional faulting (upper slope) seem to be synchronous.

Along the entire continental slope (at least middle and upper slope), the landward dipping extensional system (EI) postdated the acoustic basement and strongly control the SI sequence (Figs 7 and 8). The structural configuration of the SI sequence is characterised by listric faults, horst and graben structures and an eastward dipping domino arrangement. The SI sequence is tilted towards the trench (Figs 7 and 8) and in the middle slope, the EII fault set cuts parallel to the regional inclination of SI. Thus, the SI regional inclination favoured the

gravitational collapse of the outermost forearc block. We hypothesise that EI was generated in similar way to EII in the upper slope, i.e. by local reactivation of an inherited structure and/or down to the east normal fault rupture. The gravitational collapses or trenchward extensional sets which were generated synchronous with EI were probably removed by tectonic erosion enhanced by the JFR collision.

The older (EI) extensional set of faults as well as the younger (EII) extensional set which is hosted in the upper slope, could be related to different geological processes and their interaction such as: Andean extensional events (e.g. Charrier *et al.*, 2007); tectonic erosion enhanced by the collision of the JFR (e.g. von Huene & Ranero, 2003); a long-term extensional regime related to the internal shortening of the Coastal Cordillera (e.g. Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003; Becerra *et al.*, 2013); and short-term extensional faulting during a coseismic period (e.g. Savage, 1983). The Juan Fernández hot spot track collided with the overriding South American plate some *ca.* 21 Ma ago, and reached the northern end of the study area by *ca.* 15 Ma (Yáñez *et al.*, 2001). Since then, tectonic erosion has been enhanced by the subduction of the JFR, causing crustal thinning and subsidence, which induced extensional faulting. A similar tectonic scenario is proposed by Le Roux *et al.* (2006) for the sequences of the Miocene–Pliocene Coquimbo Formation, whose sedimentation was strongly controlled by local tectonics induced by the JFR.

The extensional deformation related to EI, as well as EII in the upper slope (coastal block), was produced by buckle folding and the uplift of the coastal block (e.g. Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003) which was driven by internal shortening (Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003) and/or underplating (Scheuber *et al.*, 1994; Hartley *et al.*, 2000; Allmendinger & González, 2010) and, locally, the subduction of the JFR (Le Roux *et al.*, 2006), and produced an extensional rupture upward, which is strongly controlled by previous Mesozoic structures (e.g. Metcalf & Kapp, 2014). The gravitational collapse of the outermost forearc block (from the trench to the middle slope) might occur by mechanical abrasion (Adam & Reuther, 2000) and overpressured fluids hydrofracturing at the base of the continental wedge (e.g. von Huene & Ranero, 2003; Ranero *et al.*, 2008). The strong contrast between velocity zones in the refraction model suggests that the lower and middle slope (outermost forearc block) are probably fluid-saturated and disaggregated by fracturing as a consequence of frontal and basal erosion (Contreras-Reyes *et al.*, 2014).

Gravitational deformation

Gravitational deformation has played a major role in the off-Pampean flat-slab segment both due to gravitation collapse and downwarping during subduction. Within the seismic sedimentary cover, evidence of slumping (Fig. 8), reactivated faults and thrusting (Figs 4a and 5a)

have been recognised in the slope domain locally restricted to some eastern dipping faults. The contractional features deformed and predated both seismic units (SI and SII) and the basement. The harpoon structure (Figs 4 and 5), a classic geometry of tectonic inversion, is associated with a landward dipping normal fault. Here, the syn-extensional sequences adjacent to the fault, are currently in a contractional state, suggesting the contractional reactivation of the previous normal fault. The harpoon geometry caused a local positive bathymetry in the upper slope (Fig. 5), suggesting the control of inversion tectonics on the slope morphology. In the western coastal block and eastern outermost forearc block, the selective reactivation of landward extensional faults as well as the presence of trenchward verging anticlines and contractional faults (Fig. 4) locally provide evidence for internal compressional stress which could be related to trenchward gravitational flows. Conversely, these contractional features could also be related to shortening during an interseismic period (discussed below). However, in the Valparaíso Forearc Basin domain, faults that ruptured with contractional focal mechanisms occurred in the upper portion of the upper slope (Contreras-Reyes *et al.*, 2015) suggesting that the gravitational deformation is an active process.

The translation of rock mass down towards the trench, induced by slope deformation, probably occur as detachments along the basement-sediment interface or along zones with strong velocity gradients as observed in the 2-D velocity-depth model (Contreras-Reyes *et al.*, 2014, 2015) (Fig. 9). To test this hypothesis, a fold-related fault analysis (e.g. Woodward *et al.*, 1989) could be performed to estimate the downdip projection of the interpreted slope structures. However, the slope tectonic induced structures are related to large-scale mass wasting processes (tectonic erosion) along this active margin, due to coseismic mass movements. This is based on the rapid deformation rates in this area with corresponding high seismic moment release. Submarine mass movements do not always have to correspond with local or regional earthquakes (e.g. Morley *et al.*, 2011; Völker *et al.*, 2011; Goldfinger *et al.*, 2012; Atwater *et al.*, 2014), however, the high interplate rates here likely contribute to development of coseismic mass transport deposits during major earthquakes.

Tectonic scarps

At the prominent trenchward normal fault scarp, some observations show contractional features; positive reactivation of the trenchward dipping master fault (Figs 4a and 7); apparent contractional state of the syn-extensional sequences adjacent to the master fault (Fig. 4a) and the apparent reverse displacement of the basement-cover interface (Fig. 7). Due to the complex geometries observed we do not rule out the presence of a strike-slip component. We speculate that these contractional features could be related to the interseismic deformation

period and the strength segmentation of the continental wedge in the study area. During the interseismic period, the strain is accommodated by elastic shortening and triggers contractional faulting in the crust, whereas in the coseismic period the strain is accommodated by extension (e.g. Hyndman & Wang, 1993). For example during the Maule earthquake ($M_w = 8.8$) coseismic extensional structures were widely documented (e.g. Arriagada *et al.*, 2011; Farías *et al.*, 2011). The offshore bathymetry and seismic data were collected in 2000/2001, between two great subduction earthquakes: 1943 ($M_s = 7.9$) (Beck *et al.*, 1998) and the recent 16 Sep. 2015 ($M_w = 8.3$). Thus the results presented in this paper should be viewed as the structure during the interseismic period of the seismic cycle which is characterised by shortening. As such, the coastal block and the outermost forearc block are shortened and this hypothetical scenario favours contractional faulting as well as positive reactivation of normal structures. In addition, the tomographic section (Contreras-Reyes *et al.*, 2014) show that the outermost forearc block is weaker than the coastal block, and acts as a buttress. This scenario would increase the contractional strain in their tectonic limit which coincides with the prominent fault scarps. We expect an extensional reactivation of this trenchward normal scarp during the next coseismic period of deformation.

Inherited structural control on gravitational collapse

In the middle slope, the high-resolution seismic line S0161-009 (Fig. 8) shows that the trenchward dipping faults cut parallel to the inclined beds of the acoustic basement and SI seismic unit (Figs 7 and 8). The cover-basement interface, as well as the SI beds, is mainly inclined to the west. The strong regional inclination observed at these latitudes could be related to the uplift of the Coastal Cordillera.

In the onshore domain, the geological maps (e.g. Gana, 1991; Empanan & Pineda, 2000; Welkner *et al.*, 2006) yield evidence for a major Mesozoic extensional event, which is constrained by straight and curved extensional faults that are mainly inclined to the east (e.g. Puerto Aldea Fault) (Fig. 8). The resemblance between the older extensional fault set (EI) and the onshore structural styles as well as the presence of basin geometries in the tomographic sections (Contreras-Reyes *et al.*, 2014), suggests a strong control of the Mesozoic extensional architecture on the offshore structural styles (Fig. 8).

A similar configuration has been recognised along the Northern Chilean erosive margin where the continental slope is strongly segmented and hosts two extensional fault sets (e.g. von Huene & Ranero, 2003; Ranero *et al.*, 2006) with similar kinematics to the extensional sets (EI and EII) documented in this study. In addition, across the Coastal Cordillera, extensional fault sets similar to the upper slope extensional set have been recognised (e.g. González *et al.*, 2003; Allmendinger & González, 2010).

A recent study by Metcalf & Kapp (2014) suggests that the presence of inherited structure as the Atacama fault system favours the development the normal fault reactivation across the Coastal Cordillera (*ca.* 23.5°S), which is in agreement with this work. Understanding the influence of inherited structures is fundamental to improve the knowledge of the nature and structure of the subduction zone system.

CONCLUSIONS

The structural analysis of swath bathymetry and seismic reflection data allows us to constrain the structure of the post-collision zone between the JFR and the Chilean margin, immediately north of the JFR. The structural configuration, as well as the tectonic features of the study area is the result of a complex interplay between the Pre-Pliocene tectonics framework affected by tectonic erosive processes, enhanced by the collision and subduction of the JFR, as well as internal shortening and/or underplating. In the coastal block, the internal shortening and/or underplating at depth produce uplift and an upward extensional rupture, which is strongly controlled by inherited Mesozoic structures. Tectonic erosion caused the gravitational collapse of the outermost forearc block (from the trench to the middle slope).

Overlying the acoustic basement, two syn-extensional seismic sequences were identified that are spatially correlated with onshore units and the Valparaíso Basin seismic sequences: (SII) Pliocene-Pleistocene syn-extension and (SI) Miocene-Pliocene (Late Cretaceous (?) to Miocene-Pliocene) syn-extension. These sequences are separated by an erosional unconformity which is correlated with the Valparaíso Unconformity. Two extensional sets are hosted in the study area which are detectable along almost the entire erosive margin: the EI includes landward dipping extensional faults along the whole continental slope (middle and upper slope), and the EII contains collapse structures or trenchward dipping faults confined to the outermost forearc block, and controls a series of middle slope basins. At the upper slope, the EII extensional set consists of eastward dipping faults which are the local reactivation of older extensional faults (EI). The EI extensional faults strongly control the SI sequence, which is probably correlated with the onshore Miocene-Pliocene (Coquimbo Formation) geological unit. The tectonic boundary between the middle (eastern outermost forearc block) and upper continental slope (western coastal block) is a prominent system of trenchward dipping normal fault scarps (*ca.* 1 km offset) that resemble a major trenchward dipping extensional fault system.

The onshore, or western Coastal Cordillera structural style, coincides with the upper slope structural style, and both are probably controlled by long-lived weak zones like the Mesozoic extensional faults. We consider that the extensional deformation related to the EI and its regional

inclination, as well as the EII at the upper slope (coastal block), were produced by the uplift and buckle folding of the coastal block. Generally, the EII fault set cuts parallel to the regional inclination of the pre-Pliocene package and the SI regional inclination favours the development of gravitational collapse of the outermost forearc block. Slumping, partial inversion tectonics and thrusting, induced by gravitational or slope deformation, are locally restricted to eastward faults. The gravitational collapse of the outermost forearc block might occur by mechanical abrasion and overpressured fluids hydrofracturing at the base of the continental wedge. Contractural features detected at the prominent trenchward normal scarp can be related to the interseismic deformation period and the buttress effect generated by the coastal block. Our new observations demonstrate the influence of inherited structures which improves our knowledge of how the subduction zone works through reactivation. Clearly, with this high-resolution baseline seismic reflection and bathymetric data set as a foundation for further analysis, by returning to this site after the next major subduction zone megathrust earthquakes and collecting new post-event data here will allow the precise quantification of coseismic and interseismic deformation in north-central Chile. We note that the 2015 Mw 8.3 Illapel Chile Earthquake likely influenced the area of our study and future fieldwork here will provide insight to co- and inter-seismic deformation along the Chilean margin.

ACKNOWLEDGEMENTS

Juan Becerra and Sebastián Bascuñan gratefully acknowledge a scholarship granted by the Chilean National Science Cooperation (CONICYT). Eduardo Contreras-Reyes thanks the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) project 1130004. Gregory De Pascale thanks Chilean CEGA FONDAP CONICYT 15090013 for support. Midland Valley kindly provided us the Move software to perform part of the study. We also thank three anonymous reviewers for their helpful comments in earlier versions of the manuscript, and to anonymous reviewer and Dr. Elizabeth Balgord for their helpful comments in the final version of this work.

CONFLICT OF INTEREST

No conflict of interest declared.

REFERENCES

- ADAM, J. & REUTHER, C.-D. (2000) Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the north Chilean forearc. *Tectonophysics*, **321** (3), 297–325.

- ALLMENDINGER, R.W. & GONZÁLEZ, G. (2010) Invited review paper: neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, **495** (1–2), 93–110.
- ANGERMAN, D., KLOTZ, J. & REIGBER, C. (1999) Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**(3), 329–334.
- ARANCIBIA, G. (2004) Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32°S). *J. S. Am. Earth Sci.*, **17** (3), 209–226.
- ARRIAGADA, C., ARANCIBIA, G., CEMBRANO, J., MARTÍNEZ, F., CARRIZO, D., VAN SINT JAN, M., SÁEZ, E., GONZÁLEZ, G., REBOLLEDO, S., SEPÚLVEDA, S.A., CONTRERAS-REYES, E., JENSEN, E. & YÁNEZ, G. (2011) Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central southern Chile forearc. *J. Struct. Geol.*, **33** (5), 891–897.
- ARRIAGADA, C., FERRANDO, R., CÓRDOVA, L., MORATA, D. & ROPERCH, P. (2013) The Maipo Orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geol.*, **40**, 419–437.
- ATWATER, B.F., CARSON, B., GRIGGS, G.B., JOHNSON, H.P. & SALMI, M.S. (2014) Rethinking turbidite paleoseismology along the Cascadia subduction zone. *Geology*. doi: 10.1130/G35902.1.
- AUBOUIN, J., BOURGOIS, J., AZÉMA, J. & VON HUENE, R. (1985) Guatemala margin: a model of convergent extensional margin. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, **84**, 831–850.
- BECERRA, J., CONTRERAS-REYES, E. & ARRIAGADA, C. (2013) Seismic structure and tectonics of the southern Arauco basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics*, **592**, 53–66.
- BECK, S., BARRIENTOS, S., KAUSEL, E. & REYES, M. (1998) Source characteristics of historic earthquakes along the Central Chile subduction Askew et al zone. *J. S. Am. Earth Sci.*, **11** (2), 115–129.
- BOURGOIS, J. (2010) A comment on “Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating” by M. Saillard, S.R. Hall, L. Audin, D.L. Farber, G. Hérail, J. Martinod, V. Regard, R.C. Finkel and F. Bondoux [Earth Planet. Sci. Lett. **277** (2009) 50–63]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**(3–4), 502–505.
- CEMBRANO, J., YÁNEZ, G., ALLMENDINGER, R.W., GONZÁLEZ, G., RIVERA, O. & ARANCIBIA, G. (2010) Long-term geological controls on the nature and extension of earthquake rupture zones in the Chilean Andes: lessons from the 2010, Mw 8.8 Maule earthquake. Gordon Conference on Rock Deformation, Tilton, NH, USA.
- CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M.P. (2007) 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: *Geology of Chile, Special Publication* (Ed. by W. Gibbons & T. Moreno), pp. 21–116. The Geological Society, London.
- CLIFT, P. & VANNUCCHI, P. (2004) Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **42** (2). ISSN 1944-9208. doi: 10.1029/2003RG000127.
- CONTRERAS-REYES, E., BECERRA, J., KOPP, H., REICHERT, C. & DÍAZ-NAVEAS, J. (2014) Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: subduction erosion of a paleomagnetic arc. *Geophys. Res. Lett.*, **41** (5), 1523–1529.
- CONTRERAS-REYES, E., RUIZ PAREDES, J., BECERRA, J., KOPP, H., CHRISTIAN, A., REICHERT, C., MAKSYMOWICZ, A. & ARRIAGADA, C. (2015) Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1093/gji/ggv309.
- DAHLEN, F.A. (1990) Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 55. Provided by the SAO/NASA Astrophysics Data System.
- DELOUIS, B., PHILIP, H., DORBATH, L. & CISTERNAS, A. (1998) Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophys. J. Int.*, **132** (2), 302–338.
- DEMETTS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. (1994) Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21** (20), 2191–2194.
- EMPARAN, C. & PINEDA, G. (2000) Área la Serena-la Higuera, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos. N° 18, escala 1:100.000. Santiago.
- EMPARAN, C. & PINEDA, G. (2006) Geología del área Andacollo-Puerto Aldea, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 96, 85 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- FARIAS, M., COMTE, D., ROECKER, S., CARRIZO, D. & PARDO, M. (2011) Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: the Pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, **30** (6). ISSN 1944-9194. doi: 10.1029/2011TC002888.
- FERRANDO, R., ROPERCH, P., MORATA, D., ARRIAGADA, C., RUFET, G. & CÓRDOVA, M.L.A. (2014) Paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel plutonic complex, coastal range, central Chile: implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *J. S. Am. Earth Sci.*, **50**, 12–26.
- FLUEH, E.R. & KOPP, H. (2002) *Spoc (SONNE cruise so-161 leg 1 and 4), subduction processes of Chile*. Geomar Rep. 102, Geomar, Kiel, Germany.
- GANÁ, P. (1991) *Mapa geológico de la Cordillera de la Costa entre la Serena y Quebrada El Teniente, región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documento de Trabajo No. 3, escala 1:100.000. Santiago.
- GOLDFINGER, C., NELSON, C.H., MOREY, A.E., JOHNSON, J.E., PATTON, J.R., KARABANOV, E., GUTIÉRREZ-PASTOR, J., ERIKSSON, A.T., GRÁCIA, E., DUNHILL, G., ENKIN, R.J., DALLIMORE, A. & VALLIER, T. (2012) Turbidite event history-methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone. U.S. Geological Survey Professional Paper 1661-F, 170 p.
- GONZÁLEZ, E. (1989) Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. In: *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ed. by G. Ericksen, et al.), pp. 383–404. Circum-Pac. Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX.
- GONZÁLEZ, G., CEMBRANO, J., CARRIZO, D., MACCI, A. & SCHNEIDER, H. (2003) The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.*, **16** (5), 321–342.
- HARTLEY, A.J., MAY, G., CHONG, G., TURNER, P., KAPE, S.J. & JOLLEY, E.J. (2000) Development of a continental forearc: a

- cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, **28** (4), 331–334.
- HEINZE, B. (2003) Active intraplate faulting in the forearc of North Central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. Scientific technical report, Geoforschungszentrum Potsdam.
- VON HUENE, R. & RANERO, C.R. (2003) Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **108** (B2). ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2001JB001569.
- VON HUENE, R., CORVALÁN, J., FLUEH, E.R., HINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C.R. & WEINREBE, W. (1997) Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics*, **16** (3), 474–488.
- VON HUENE, R., WEINREBE, W. & HEEREN, F. (1999) Subduction erosion along the north Chile margin. *J. Geodyn.*, **27** (3), 345–358.
- HYNDMAN, R.D. & WANG, K. (1993) Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **98** (B2), 2039–2060.
- IMBER, J., CHILDS, C., NELL, P.A.R., WALSH, J.J., HODGETTS, D. & FLINT, S. (2003) Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems. *J. Struct. Geol.*, **25** (2), 197–208.
- KOPP, H. (2013) Invited review paper: 2013. The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity. *Tectonophysics*, **589**, 1–16.
- KUKOWSKI, N. & ONCKEN, O. (2006) Subduction Erosion the “Normal” mode of Fore-arc Material Transfer along the Chilean Margin? In: *The Andes, Frontiers in Earth Sciences* (Ed. by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker & P. Wigger), pp. 217–236. Springer, Berlin, Heidelberg.
- LAURSEN, J., SCHOLL, D.W. & VON HUENE, R. (2002) Neotectonic deformation of the central Chile margin: deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, **21** (5), 2-1–2-27.
- LE ROUX, J.P., OLIVARES, D.M., NIELSEN, S.N., SMITH, N.D., MIDDLETON, H., FENNER, J. & ISHMAN, S.E. (2006) Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: coquimbo formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sed. Geol.*, **184** (12), 133–153.
- MAKSYMOWICZ, A., TRÉHU, A.M., CONTRERAS-REYES, E. & RUIZ, S. (2015) Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule mw8.8 megathrust earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **409**, 265–277.
- MARTÍNEZ, R. (1979) Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, provincia de Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **8**, 65–78.
- MELNICK, D. & ECHTLER, H.P. (2006) Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*, **34** (9), 709–712.
- METCALF, K. & KAPP, P. (2014) Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **212**. doi: 10.1130/2015.1212(04).
- MORLEY, C.K., KING, R., HILLIS, R., TINGAY, M. & BACKE, G. (2011) Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: a review. *Earth Sci. Rev.*, **104** (1–3), 41–91.
- RANERO, C.R., VON HUENE, R., WEINREBE, W. & REICHERT, C. (2006) Tectonic processes along the Chile convergent margin. In: *The Andes, Frontiers in Earth Sciences* (Ed. by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker & P. Wigger), pp. 91–121. Springer, Berlin, Heidelberg.
- RANERO, C.R., GREVEMEYER, I., SAHLING, H., BARCKHAUSEN, U., HENSEN, C., WALLMANN, K., WEINREBE, W., VANNUCCHI, P., VON HUENE, R. & MCINTOSH, K. (2008) Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9** (3). ISSN 1525-2027. doi: 10.1029/2007GC001679.
- REICHERT, C., SCHRECKENBERGER, B., and the SPOC Team. (2002) Fahrtbericht SONNE-Fahrt so161 leg 2y3 spoc, subduktions prozesse vor chile-bmbf forschungsvorhaben 03g0161a-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohsto_e. Bundesanst, Hannover, Germany, 8.
- SAILLARD, M., HALL, S.R., AUDIN, L., FARBER, D.L., HÉRAIL, G., MARTINOD, J., REGARD, V., FINKEL, R.C. & BONDoux, F. (2009) Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10be dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277** (1–2), 50–63.
- SAILLARD, M., HALL, S.R., AUDIN, L., FARBER, D.L., MARTINOD, J., REGARD, V., PEDOJA, K. & HÉRAIL, G. (2010) Reply to a comment on “Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the andean margin of chile (31°S) inferred from 10be dating” by m. Saillard, S. R. Hall, L. Audin, D. L. Farber, G. Hérial, J. Martinod, V. Regard, R. C. Finkel and F. Bondoux [earth planet. sci. lett. 277(2009) 50–63]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**(3–4):506–509.
- SAVAGE, J.C. (1983) A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **88** (B6), 4984–4996.
- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K.-J. (1994) Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. In: *Tectonics of the Southern Central Andes* (Ed. by K.-J. Reutter, E. Scheuber & P.J. Wigger), pp. 121–139. Springer, Berlin, Heidelberg.
- SERNAGEOMIN (2003) *Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- TAYLOR, G.K., GROCOTT, J., POPE, A. & RANDALL, D.E. (1998) Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, **299** (1–3), 93–109.
- VÖLKER, D., SCHOLZ, F. & GEERSEN, J. (2011) Analysis of submarine landsliding in the rupture area of the 27 February 2010 maule earthquake, Central Chile. *Mar. Geol.*, **288** (1–4), 79–89.
- WELKNER, D., ARÉVALO, C. & GODOY, E. (2006) Geología del área Freirina-El Morado, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, pages Serie Geología Básica 100: 50 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. & SUPPE, J. (1989) *Balanced Geological Cross-Sections, in balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration*. American Geophysical Union, Washington, DC.

YÁÑEZ, G.A., RANERO, C.R., von HUENE, R. & DÍAZ, J. (2001) Magnetic anomaly interpretation across the southern central

Andes (32–34°S): the role of the Juan Fernández ridge in the Late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **106** (B4), 6325–6345.

Manuscript received 12 January 2015; In revised form 3 May 2016; Manuscript accepted 10 May 2016.

Bibliografía

- [1] Bialas, J., Kukowski, N., and with contributions from cruise participants. FS Sonne Cruise Report SO146 1 and 2 GEOPECO: Geophysical experiments at the Peruvian Continental Margin, Investigations of tectonics, Mechanics, Gas Hydrates and Fluid Transport. *GEOMAR, Kiel*, 2000.
- [2] Christensen, N. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, 101:3139–3156, 1996.
- [3] Clift, P. and Vannucchi, P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling on the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42, 2004.
- [4] Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., and Hampel, A. Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. *Tectonics*, 22, 2003.
- [5] Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., and Díaz-Naveas, J. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, 40, 2014.
- [6] Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., and Reichert, C. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at 38°S. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008b.
- [7] Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Scherwath, M., and Bialas, J. Effect of trench-outer rise bending-related faulting on seismic Poisson's ratio and mantle anisotropy: A case study offshore of Southern Central Chile. *Geophysical Journal International*, 173:142–156, 2008a.
- [8] Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., and Carrizo, D. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience*, 5:342–345, 2012.
- [9] Contreras-Reyes, E., Ruiz, J., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., and Arriagada, C. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*, 653(2):776–791, 2015.

- [10] Dijkstra, E.W. A note on two problems in connection with graphs. *Numerical Mathematics*, 1:269–271, 1959.
- [11] Hampel, A. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203:665–679, 2002.
- [12] Hampel, A., Adam, J., and Kukowski, N. Response of tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge: analysis of three-dimensional analogue experiments. *Tectonics*, 23, 2004.
- [13] Hilde, T. Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, 99:381–397, 1983.
- [14] Huchon, P. and Bourgois, J. Subduction induced fragmentation of the Nazca plate off Peru: Mendaña fracture zone and Trujillo trough revisited. *Journal of Geophysical Research*, 95:8419–8436, 1990.
- [15] Hyndman, R.D. Poisson’s ratio in the oceanic crust: a review. *Tectonophysics*, 59:321–333, 1979.
- [16] Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., and Ando, C.J. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94:341–361, 1983.
- [17] Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.C., Hopper, J.R., and Dahl-Jensen, T. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105:21591–21614, 2000.
- [18] Krabbenhöft, A., Bialas, J., Kopp, H., Kukowski, N., and Hübscher. Crustal structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, 159:749–764, 2004.
- [19] Kukowski, N. and Oncken, O. Subduction erosion - the normal mode of fore-arc material transfer along the Chilean margin? *The Andes: Active Subduction Orogeny, Frontiers in Earth Science*, 3:217–236, 2006.
- [20] Laursen, J., Scholl, D.W., and von Huene, R. Neotectonic deformation of the central Chile margin: deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21, 2002.
- [21] Moser, T.J., Nolet, G., and Snieder, R. Ray bending revisited. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82:259–288, 1992.
- [22] Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., and Sclater, J.G. Digital isochrons of the world’s ocean floor. 1997.
- [23] Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S., and Harrison, C.G.A. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26:3405–3408,

1999.

- [24] Norabuena, E.O., Snoke, A., and James, D. Structure of the subducting Nazca plate beneath Peru. *Journal of Geophysical Research*, 99:9215–9226, 1994.
- [25] Papazachos, C. and Nolet, G. *P* and *s* deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research*, 102:8349–8367, 1997.
- [26] Purdy, G.M., Kong, L.S.L., Christeson, G.L., and Solomon, S.C. Relationship between spreading rate and seismic structure of mid-ocean ridges. *Nature*, 355:815–817, 1992.
- [27] Rutland, R.W.R. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233:252–255, 1971.
- [28] Sallarès, V. and Ranero, C. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile 2330°S. *Journal of Geophysical Research*, 110, 2005.
- [29] Scholl, D. and von Huene, R. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, pages 279–316, 1991.
- [30] Scholl, D.W., Christensen, M.N., von Huene, R., and Marlow, M.S. Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading. *Geological Society America Bulletin*, 81:1339–1360, 1970.
- [31] Tarantola, A. Inverse Problem Theory and methods for model parameter estimation. *Society for Industrial and Applied Mathematics*, 2005.
- [32] van Avendonk, H.J.A., Harding, A.J., and Orcutt, J.A. A two dimensional tomography study of the Clipperton transform fault. *Journal of Geophysical Research*, 103:17885–17899, 1998.
- [33] Vidale, J. Finite difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78:2062–2076, 1988.
- [34] von Huene, R. and Lallemand, S. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, 102:704–720, 1990.
- [35] von Huene, R. and Ranero, C. Subduction erosion and basal friction along sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), 2003.
- [36] White, R.S., McKenzie, D., and O’Nions, K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare Earth Element Inversions. *Journal of Geophysical Research*, 97:19683–19715, 1992.