



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

CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL ANTEARCO MARINO EN LA ZONA EPICENTRAL DEL MEGA-TERREMOTO DEL MAULE 2010

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

PAMELA KARINA MUÑOZ LINFORD

PROFESOR GUÍA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAVIER RUIZ PAREDES
EDUARDO MOSCOSO HENRÍQUEZ

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE: Magíster en Ciencias, mención
Geofísica.

POR: Pamela Muñoz Linford

FECHA: 31/10/2015

PROFESOR GUÍA: Eduardo Contreras Reyes

CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL ANTEARCO MARINO EN LA ZONA EPICENTRAL DEL MEGA-TERREMOTO DEL MAULE 2010

La acumulación y relajación de esfuerzos debido a la convergencia entre la Placa oceánica de Nazca y la Placa continental Sudamericana provoca en Chile terremotos de gran magnitud que pueden generar *tsunamis*, causando considerables pérdidas humanas y materiales, como el ocurrido el 27 de febrero del 2010 en la región del Maule ($M_W = 8.8$). Los registros históricos de grandes terremotos indican que el evento del Maule 2010 rompió la llamada “*brecha sísmica de Darwin*”, una zona que acumulaba energía desde 1853. Sin embargo, estudios de mega-terremotos recientes a nivel mundial han demostrado que esta información no es suficiente para entender los procesos de ruptura de grandes terremotos, para comprenderlo es fundamental conocer las estructuras globales y locales que participan en estos procesos.

Esta tesis tiene como principal objetivo conocer detalladamente la estructura sísmica y plantear una interpretación tectónica del antearco marino y geometría del contacto interplaca frente a las costas del Maule a la latitud de $\sim 35^\circ\text{S}$ mediante datos de sísmica de alto ángulo pertenecientes al perfil P02 adquiridos por el Instituto GEOMAR (Helmholz Centre off Ocean research Kiel, Alemania) en marzo del 2008. En este trabajo se utilizó inversión tomográfica bidimensional de tiempos de viaje de ondas sísmicas compresionales refractadas y reflejadas.

Los resultados muestran las estructuras principales del antearco marino, formado durante millones de años por la depositación de sedimentos provenientes desde el continente. Sedimentos depositados cercanos a la costa forman la base sur de la cuenca Mataquito, aquellos que llegan al frente de deformación han sido acrecionados y litificados debido a la compresión asociado al proceso de subducción en el margen convergente aumentando sus velocidades sísmicas desde la fosa hacia la costa formando el prisma de acreción frontal. Sedimentos más antiguos de roca consolidada metamórfica conforman el basamento continental (Cordillera de la Costa, prisma paleo acrecionario).

Separando estas estructuras existe una zona de transición de velocidades sísmicas en la cual se encuentra el “*backstop*” (contacto entre el prisma de acreción y el basamento continental) coincidente con el límite oeste de los hipocentros de réplicas del Maule 2010 registrados por estaciones sísmicas locales. Hacia el este, la localización espacial de estos hipocentros bajo el basamento continental sugiere que el contacto entre las placas en la zona de subducción puede presentar un abrupto cambio de ángulo.

En el manto oceánico superior se obtuvieron velocidades sísmicas menores a las típicas que caracterizan estas estructuras, esta disminución puede estar asociada con la hidratación del manto debido a la infiltración del agua de mar a través de las fallas normales ubicadas en el abombamiento de la placa oceánica.

Agradecimientos

Agradezco a todas las personas e instituciones que me han acompañado en el proceso de formación personal y profesional.

En primer lugar a mi madre Jane Linford (Q.E.P.D.) quien siempre me enseñó que cualquier sueño o desafío es posible con perseverancia; a mi hermano Alejandro y su familia quien siempre ha sido un gran mentor y ejemplo a seguir; a mi esposo Alexis e hijos Ian, Carolinne y Natalie por su apoyo incondicional y paciencia en todos esos días que quizás no estuve para ellos por seguir mi sueño.

A los profesores y amigos de la Facultad, por su importante compañía durante todos los años de estudio y vivencias adquiridas. Especialmente a los profesores Emilio Vera y Alfredo Heisenberg en mis estudios de pregrado.

Al Departamento de Geofísica por su apoyo, comprensión y paciencia durante este proceso, en especial a Javier Ruiz, Mario Pardo, Sergio Contreras, Andrei Maksymowicz y Germán Jerez quienes siempre me alentaron a continuar pese a las dificultades.

Agradezco a todas aquellas personas e instituciones dedicadas a las ciencias, cuyos estudios y publicaciones han sido fundamentales en la realización de este trabajo, en particular al Proyecto FONDECYT 1130004 que ayudó en el financiamiento, al Instituto GEOMAR de la Universidad de Kiel por su colaboración en facilitar los datos de sísmica de alto ángulo y a las publicaciones de E. Contreras-Reyes, E. Moscoso y J. Korenaga que han sido el pilar fundamental de esta tesis.

También quiero agradecer a todas las personas y sus familias que me tendieron la mano en los momentos más difíciles sin tener obligación alguna y que sin ellos no habría tenido la fuerza emocional ni los medios para terminar mis estudios, en especial a Rubén Cheuquelaf, Bedrich Magas, Alejandro Chamorro, Sergio Alegría, Hernán Humeres, Michelle Valencia, Carolina Olivera, Paola Gómez y Verónica Pérez.

Por último, mi mayor agradecimiento a Eduardo Contreras Reyes, por su gran apoyo, siendo él quien creyó en mí desde el principio, dedicando su tiempo en facilitarme material y enseñarme todo lo necesario, alentándome a continuar en los momentos en que creí que no podría y por sobre todo me ayudó a volver a creer en mis capacidades y reanudar mi pasión por la ciencia.

Tabla de Contenido

1.- Introducción

1.1.- Antecedentes	1
1.2.- Objetivos	5
1.3.- Marco tectónico	5
1.4.- Estructura de la litósfera y unidades geológicas de márgenes convergentes	9
1.4.1.- Estructura de la litósfera oceánica	9
1.4.2.- Unidades geológicas de márgenes convergentes	11
1.5.- Velocidad sísmica de las rocas	13
1.5.1.- Litología, porosidad y presión	13
1.5.2.- Saturación de fluido y temperatura	14
1.5.3.- Fracturamiento	14
1.5.4.- Litificación o cementación	15
1.5.5.- Anisotropía	15

2.- Adquisición y Descripción de Datos

2.1.- Introducción	16
2.2.- Adquisición de datos	17
2.2.1.- Descripción de la zona de estudio	17
2.2.2.- Geometría en la adquisición de datos	18
2.2.3.- Fuente sísmica	19
2.2.4.- Sensores OBH/OBS	20
2.3.- Registros finales	21
2.4.- Calidad de datos sísmicos	22

3.- Tomografía Sísmica Bidimensional

3.1.- Estrategias de Modelación e inversión tomográfica	24
3.2.- Modelo de capas utilizadas en la inversión	25
3.2.1.- Capa 1	26
3.2.2.- Capa 2	26
3.2.3.- Capa 3	27
3.2.4.- Capa 4	27
3.3.- Parámetros y resultados de la inversión	28
3.3.1.- Parámetros	28
3.3.2.- Resultados de la inversión	29
3.4.- Ajuste y resolución del modelo	50

4.- Análisis e Interpretación de Resultados

4.1.- Distribución de réplicas del terremoto del Maule 2010 cercanas al perfil P02	54
4.2.- Análisis e interpretación, características de las estructuras geológicas bajo P02	56
4.2.1.- Placa continental Sudamericana	56
4.2.2.- Placa oceánica de Nazca	57
4.2.3.- Manto superior	59
4.3.- Interpretación del modelo de velocidades tomográficas de detalle	59

5.- Discusión y Conclusiones

5.1.- Corteza oceánica de Nazca	61
5.2.- Corteza continental Sudamericana	62
5.3.- Sismogénesis del terremoto del Maule 2010	62
5.4.- Comentarios finales (personales)	63
 Bibliografía	 65

Índice de Figuras

1.1. Mapa batimétrico y topográfico de la región centro-sur de Chile	3
1.2. Mapa batimétrico en la vecindad del perfil P02	4
1.3. Variación del espesor de sedimentos a lo largo de la fosa chilena	6
1.4. Principales características tectónicas de Chile central	8
1.5. Estructura de la litósfera oceánica	9
1.6. Modelo esquemático de los distintos ambientes de serpentización	11
1.7. Unidades geológicas de márgenes convergentes	12
2.1. Perfiles sísmicos de refracción de alto ángulo	17
2.2. Batimetría de los OBS/OBH del perfil P02	18
2.3. Ejemplo de la geometría en la adquisición de datos	19
2.4. Fuente sísmica	20
3.1. Tomografía sísmica bidimensional de la capa 1	30
3.2. Tomografía sísmica bidimensional de las capas 1 – 2	31
3.3. Tomografía sísmica bidimensional de las capas 1 – 3	32
3.4. Tomografía sísmica bidimensional de las capas 1 – 4	33
3.5. Sísmica de alto ángulo OBS 203	34
3.6. Sísmica de alto ángulo OBS 204	35
3.7. Sísmica de alto ángulo OBS 206	36
3.8. Sísmica de alto ángulo OBS 207	37
3.9. Sísmica de alto ángulo OBS 208	38
3.10. Sísmica de alto ángulo OBH 210	39
3.11. Sísmica de alto ángulo OBH 211	40
3.12. Sísmica de alto ángulo OBS 214	41
3.13. Sísmica de alto ángulo OBS 216	42
3.14. Sísmica de alto ángulo OBS 217	43
3.15. Sísmica de alto ángulo OBS 218	44
3.16. Sísmica de alto ángulo OBS 219	45
3.17. Sísmica de alto ángulo OBS 220	46
3.18. Sísmica de alto ángulo OBS 224	47
3.19. Sísmica de alto ángulo OBS 227	48
3.20. Sísmica de alto ángulo OBS 229	49
3.21. Derivate weight sum (DWS)	51
3.22. Estructura sísmica bajo el perfil P02	52
4.1. Réplicas asociadas al terremoto del Maule de 2010	59
4.2. Interpretación de las estructuras geológicas bajo el perfil P02	60

Índice de Tablas

3.1.- Parámetros de inversión	29
3.2.- Ajuste en los tiempos de arribo	50

Introducción

1.1.- Antecedentes

En Chile los terremotos de gran magnitud son frecuentes; se estima que un terremoto de magnitud igual o superior a $M_w = 8$ se produce cada 10 a 20 años en algún lugar del territorio nacional [e.g., Madariaga, 1998]. La intensa sismicidad se explica principalmente por la geodinámica del margen tectónico convergente sobre el cual se localiza Chile. En este margen, la placa oceánica de Nazca se subduce bajo la placa continental Sudamericana a una tasa actual de 6.6 cm/año [e.g., Angermann, 1999] generando eventos sísmicos de diversa naturaleza en términos de sus mecanismos y magnitudes. Los grandes terremotos que se generan en Chile causan una deformación importante en la corteza y como consecuencia un movimiento vertical que puede generar *tsunamis* devastadores [e.g., Bilek, 2010 y sus referencias] tal como ocurrió el 27 de febrero del 2010 en Chile central.

El mega-terremoto de Maule del 2010 $M_w = 8.8$ produjo un *tsunami*, el cual no solamente afectó a las costas de Chile continental, sino que también alcanzó las islas de Juan Fernández ubicadas a 670 km mar adentro y se propagó en todo el océano Pacífico. El epicentro de éste terremoto fue localizado preliminarmente por el USGS (*US Geological Survey*) frente a las costas de la región del Maule a los 35.97°S de latitud, 72.87°W de longitud y a una profundidad de 35 km. La zona de ruptura (estimada mediante la distribución espacial de réplicas por el USGS) cubre una distancia aproximada de 500 km de longitud, abarcando la zona comprendida entre la Dorsal de Juan Fernández (JFR) por el norte y la zona de fractura de Isla Mocha (MFZ) por el sur [Moscoso et al., 2011].

Una de las interrogantes relacionada con el terremoto de Maule del 2010 está referida a la brecha sísmica existente en el área centro-sur de Chile y la energía acumulada desde el gran terremoto de 1835 estudiada y descrita por Charles Darwin hace más de 160 años atrás [Darwin, 1851; Melnick et al., 2012]. Sobre esta brecha se ha dicho que fue solo parcialmente cubierta, en base a estudios de terremotos pasados y la localización espacial de réplicas [Lorito et al., 2011]. Sin embargo, estudios posteriores multidisciplinarios han concluido que la brecha sísmica de Darwin ha sido cerrada [Moreno et al., 2012; Melnick et al., 2012].

La distribución de réplicas del terremoto del Maule sugiere que el área de ruptura de este mega-terremoto es mayor que la llamada “*brecha sísmica madura*” definida entre Constitución y Concepción (35°S - 37°S) que ha sido inferida desde datos sismológicos y geodésicos, según ciertos autores la ruptura estimada debiese producir un evento de $M_w = 8.5$ [Campos et al., 2002; Ruegg et al., 2009]. Sin embargo, el clásico concepto de “*brecha sísmica*”, el cual sugiere que la recurrencia histórica de terremotos pasados indican potenciales áreas de ruptura ha sido cambiado después de la ocurrencia del gran terremoto de Tohoku ocurrido en Japón en Marzo del 2011, $M_w = 9.0$ [Heki, 2011]. Siendo éste un evento súper-ciclo (evento de ruptura multi-segmento [e.g. Sawai et al., 2004]), el cual pudo tener un intervalo de ocurrencia de 300 a 1500 años y generando un extremadamente alto momento sísmico $M_w > 9$ como fue el caso del terremoto de Valdivia de 1960 [Cisternas et al., 2005]. Esto indica que el momento sísmico del siguiente

terremoto súper-ciclo no puede ser predicho solamente por el déficit de desplazamiento de un gran terremoto previo. Este punto fue observado el 2011 en Tohoku [Avouac, 2011; Simons et al., 2011] y el 2007 en Sumatra [Konca et al., 2008] con lo cual deben ser consideradas variadas características geológicas que controlan la acumulación de esfuerzo y relajación, entre ellas la tectónica y geometría detallada de ambas placas en la zona de subducción.

La región del Maule resulta particularmente relevante de estudiar, principalmente por los grandes efectos sufridos durante el terremoto del Maule 2010. En especial resulta interesante analizar la ausencia de réplicas del mega-terremoto del Maule en los primeros 40 - 50 km de la parte frontal del margen, la cual ha sido estudiada con datos sísmicos de refracción y gravimétricos e interpretada como un prisma de acreción formado por sedimentos poco consolidados [Contreras-Reyes et al., 2010; Moscoso et al., 2011; Maksymowicz et al., 2015]. Además, los escasos estudios relacionados con la sismotectónica de la zona, permite abrir espacios hacia la aplicación de herramientas y metodologías que ayuden a entender el comportamiento sísmico de esta región.

Durante el mes de marzo y abril del 2008, se adquirieron datos de sísmica de alto ángulo frente a las costas del Maule, durante el crucero JC23 a bordo del buque británico R/V James Cook [Moscoso et al., 2011]. En esta tesis de Magíster, se estudiará uno de los perfiles sísmicos obtenidos durante aquella expedición, el perfil P02, localizado a la latitud aproximada de 35°S. Éste perfil sísmico está orientado de forma perpendicular al eje de la fosa, cubriendo el contacto entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Figura 1.1).

El siguiente estudio presentará un modelo de velocidades de onda compresional obtenido a partir de una tomografía sísmica bidimensional de alta resolución resuelta a través de la modelación directa e inversión bidimensional de los tiempos de viaje para el perfil P02 [Korenaga et al., 2000; 2001], con lo que se busca estudiar, definir e interpretar la estructura sísmica del prisma de acreción y antearco marino además de la geometría del contacto interplaca dentro del área de ruptura del mega-terremoto ocurrido el año 2010.

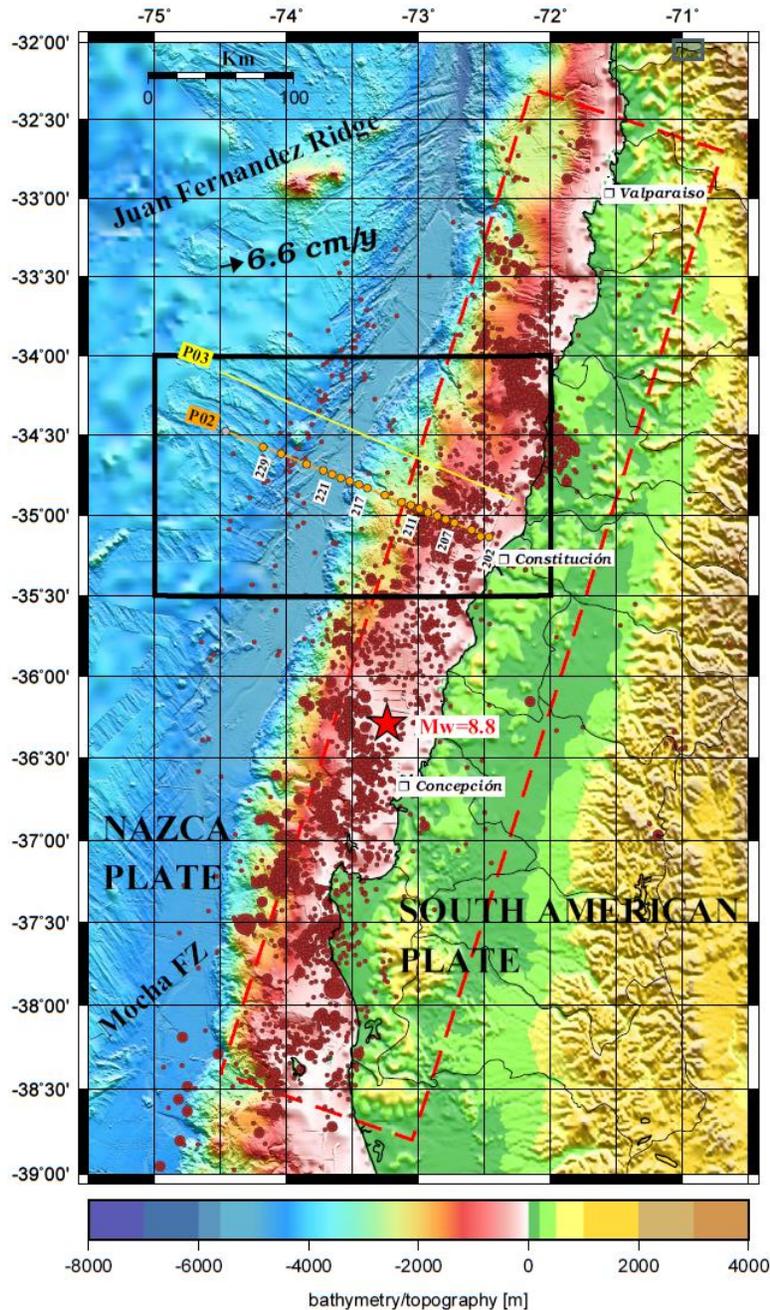


Figura 1.1: Mapa batimétrico y topográfico de la región centro-sur de Chile.

Los círculos café representan los eventos sísmicos con magnitud $M_w > 3$ [Lange et al., 2012]. La línea segmentada roja indica el área de ruptura estimada mediante réplicas del terremoto del Maule 2010. El perfil utilizado para el modelo tomográfico 2D está representado por la línea naranja (P02), mientras que un perfil cercano estudiado anteriormente [Moscoso et al., 2011] está representado por la línea amarilla (P03). La estrella roja muestra el epicentro del terremoto del Maule reportado por el NEIC (*National Earthquake Information Center, USA*). La línea negra encierra la vecindad del perfil en estudio, detallado en la Figura 1.2. Se puede observar que la dorsal de Juan Fernández es aproximadamente coincidente con el límite norte de la zona de ruptura, así como también la zona de Fractura Mocha que coincide con el límite sur.

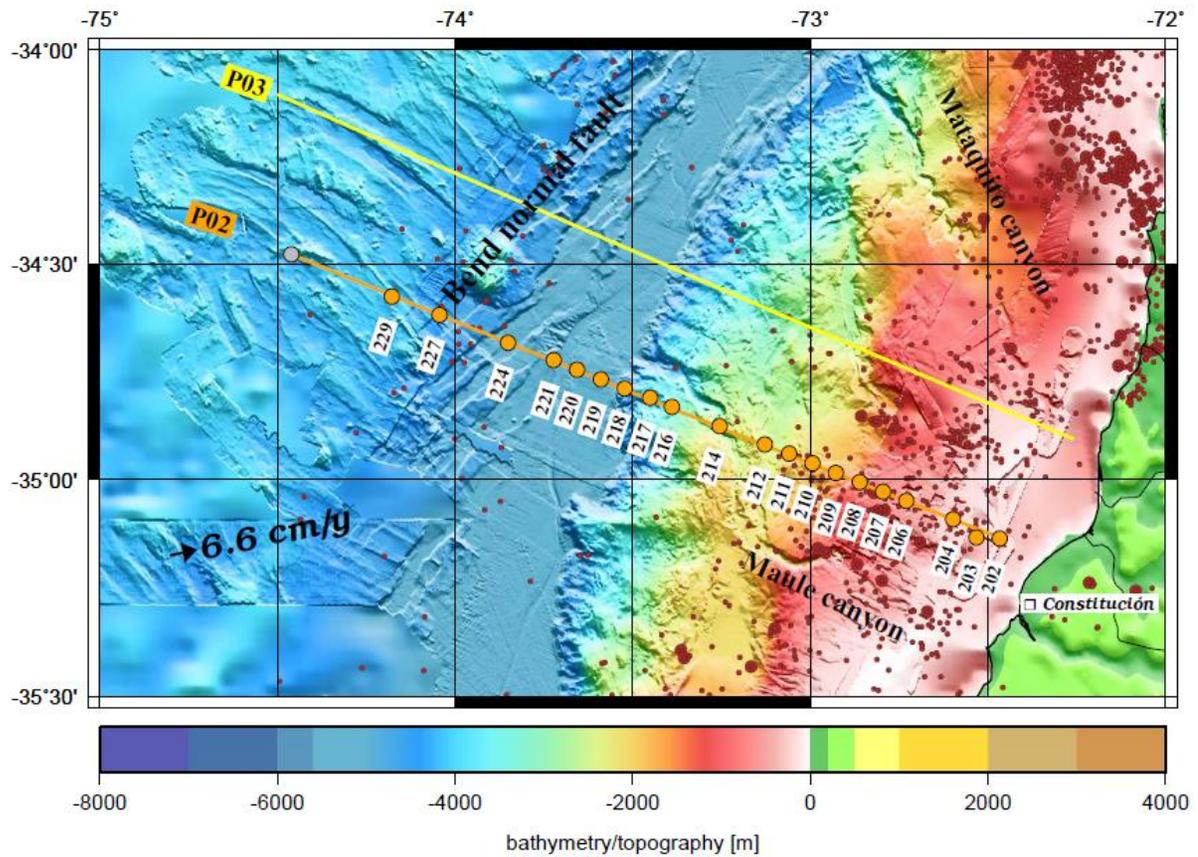


Figura 1.2: Mapa batimétrico en la vecindad del perfil P02.

Los círculos café representan los eventos sísmicos con magnitud $M_w > 9$ [Lange et al., 2012]. Las estaciones OBS/OBH están dispuestas a lo largo del perfil en círculos naranjos indicando su posición geográfica, el círculo gris representa el origen del perfil. Se pueden observar los cañones de los ríos Mataquito y Maule que arrastran sedimentos desde el continente hacia la fosa. También se pueden observar las fallas normales en la corteza oceánica que atraviesan el perfil P02.

1.2.- Objetivos

Objetivo General.

- Obtener un modelo de estructuras de velocidades de ondas sísmicas (V_p) bidimensional frente a las costas del Maule a los $\sim 35^\circ\text{S}$ a lo largo del perfil P02.
- Elaborar una interpretación tectónica del antearco marino en base a los resultados obtenidos, con el objeto de explicar los procesos geodinámicos frente a las costas del Maule.

Objetivos Específicos.

- Obtener un modelo de estructura sísmica detallada del antearco marino frente a las costas del Maule a la altura de los $\sim 35^\circ\text{S}$.
- Determinar la geometría del contacto entre el prisma de acreción y el basamento continental y la geometría del contacto interplaca a lo largo del perfil.
- Determinar la estructura sísmica bidimensional de V_p , aledaña a la zona epicentral (velocidad, profundidad) del mega-terremoto del Maule 2010.

1.3.- Marco tectónico

A lo largo del margen chileno central, la placa oceánica de Nazca se subduce bajo la placa continental Sudamericana a una tasa actual de convergencia de 6.6 cm/año [Angermann et al., 1999]. Esta tasa de convergencia estimada fue obtenida mediante datos GPS (*Global Positioning System*), según paleo-reconstrucción cinemática de las placas, donde se concluyó que ésta ha sido su velocidad media durante los últimos 5 Ma. Si se considera un promedio global de los últimos 20 Ma, la tasa de convergencia estimada es de 8 cm/año. [Molnar, 1990]. El azimut de convergencia en tanto es de aproximadamente 78°E [Angermann et al., 1999].

La placa de Nazca se formó al norte de la dorsal de Juan Fernández (JFR) (ver Figura 1.1) en el centro de expansión del Pacífico Oriental (*East Pacific Rise*) hace más de 35 Ma [Tebbens et al., 1997], mientras que al sur del JFR, la placa de Nazca fue creada en la dorsal Nazca-Antártica (*o dorsal de Chile*) hace 35 Ma [Herron et al., 1981]. La edad de la placa oceánica de Nazca a lo largo de la fosa chilena varía entre 0 Ma en el punto triple de Chile ($\sim 46^\circ\text{S}$) hasta un máximo de 50 Ma en las cercanías de los 20°S [Tebbens et al., 1997; Mueller et al., 1997]. Al norte de esta latitud, el margen continental cambia su orientación desde NNE a NO, característica conocida como el “*codo de Arica*” [Comte et al., 1999].

El área de estudio está localizada entre la dorsal de Juan Fernández y la fractura oceánica Mocha (Figura 1.1), zona que coincide aproximadamente con las réplicas del mega-terremoto del Maule. Aquí, la placa de Nazca tiene una edad entre 30 - 38 Ma [Müller et al., 1997], y presenta un prominente basamento oceánico al oeste de la fosa cubierto por unos cientos de metros de sedimento pelágico [Contreras-Reyes & Osses, 2010]. Valores reducidos de V_p en la corteza oceánica y el manto superior en la zona del abombamiento (*outer rise*) han sido obtenidos e

ilustrados por datos sísmicos [e.g. Contreras-Reyes et al., 2008; Ranero et al., 2004]. Los cuales podrían reflejar fallas normales que crean patrones de hidratación de la placa oceánica y manto superior, produciendo serpentización en el manto superior. [Contreras-Reyes et al., 2008, Ivandic et al., 2008].

La profundidad del fondo marino tiene solamente 3 km de profundidad en la vecindad de la dorsal de Chile, donde la edad de la placa es de 0 Ma. Aquí, la fosa contiene escasa sedimentación explicada por la migración de los sedimentos de sur a norte debido al gradiente topográfico del basamento oceánico. Debido a que la placa oceánica aumenta en edad al norte, la profundidad del piso marino incrementa rápidamente su profundidad de 3.5 km a 5.8 km a los 33°S. La fosa posee un espesor de relleno sedimentario entre 1.5 y 2.5 km entre los 34°S a 45°S. Mientras que al norte de la dorsal de Juan Fernández (JFR) los sedimentos alcanzan espesores de solamente 0.4-0.5 km [von Huene et al., 1997]. Más al norte, la profundidad de la fosa aumenta progresivamente hasta 8 km cercano a las costas de Antofagasta a ~22°S y tiene solo un delgado relleno sedimentario. El JFR se comporta como una barrera que no permite el transporte de turbiditas de sur a norte [von Huene et al., 1997].

La fosa chilena centro sur (33°S - 46.5°S) está altamente sedimentada por sedimentos liberados por los ríos y rápida erosión de los glaciares de Los Andes [Thornburg and Kulm, 1987], alcanzando una capa sedimentaria de 2 a 3 km de espesor en el eje de la fosa [e.g. Scherwath et al., 2009; Contreras-Reyes et al., 2013]. El transporte de sedimentos desde el continente a la fosa es controlado por deslizamientos, cañones submarinos y corrientes turbidíticas [Voelker et al., 2006; Voelker et al., 2013]. Dentro de la fosa, hay migración de turbiditas hacia el norte y la profundidad del fondo marino se vuelve mayor con la edad de la placa.

Se puede observar esta relación en la Figura 1.3, la cual representa la variación del espesor de los sedimentos a lo largo de la fosa con respecto a la latitud [Contreras-Reyes and Osses, 2010].

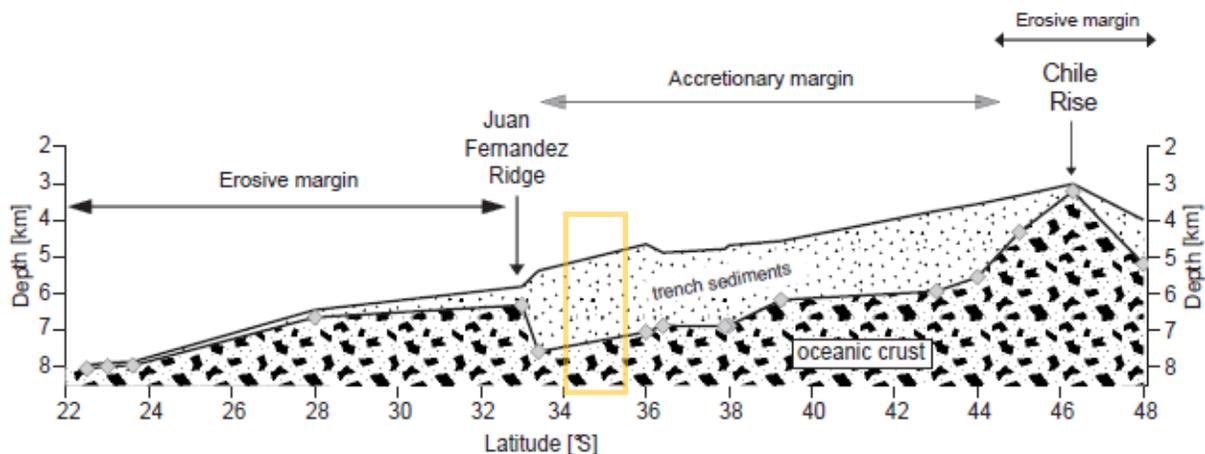


Figura 1.3: Variación del espesor de sedimentos a lo largo de la fosa chilena. (Modificado de Contreras-Reyes and Osses [2010]).

El rectángulo naranja encierra la zona de estudio en la vecindad del perfil P02.

Principales características tectónicas del área del Maule (tectónica regional)

Cuatro estructuras principales segmentan la placa superior a lo largo de área del Maule (Figura 1.4)

- 1) Una falla inversa norte-sur asociada con fallas de despegue (*splay faults*) [Geersen et al., 2011; Lieser et al., 2014], coincidente con la discontinuidad entre el prisma de acreción frontal (compuesto de sedimentos no consolidados) y el basamento continental creado por estructuras paleo-acrecionarias [Contreras-Reyes et al., 2010; Moscoso et al., 2011].
- 2) La falla Santa María que consiste en una serie de fallas inversas de bajo ángulo (*back-thrusts*) entre los 36°S a 37°S aproximadamente en la interfaz de las placas [Melnick et al., 2006].
- 3) La falla Lanahue, asociada con la colisión de una parte del antearco [Melnick et al., 2009].
- 4) La falla de Pichilemu, la cual no había sido mapeada hasta la ocurrencia de dos réplicas del terremoto del Maule de magnitudes $M_w=7.0$ y $M_w=6.9$ [Farías et al., 2011; Ruiz et al., 2014].

La principal característica del margen oceánico del centro-sur Chileno son las zonas de fractura de Valdivia y Mocha, las que intersectan al margen a los 39°S - 41°S [Tebbens & Cande, 1997; Contreras-Reyes et al., 2013], separando así la corteza oceánica entre joven en el Sur (0-20 Ma) y la antigua (>30 Ma) en el norte.

Desde el punto de vista sismológico, la zona de subducción de Chile central es una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. El terremoto más grande registrado instrumentalmente hasta ahora en la historia tuvo una magnitud $M_w=9.5$, y ocasionó una ruptura de alrededor de 1000 km desde la península de Arauco (límite de la ruptura del Maule 2010) por el norte hasta el punto triple en el Sur [Barrientos & Ward 1990; Cifuentes and Silver, 1989]. La ruptura del terremoto del Maule 2010 coincide con la brecha sísmica a lo largo de la zona de ruptura del terremoto de 1835 donde dos grandes terremotos han sido registrados en el siglo pasado, en 1928 ($M_s=8.0$) y en 1939 ($M_s=7.8$). Estos terremotos fueron considerados inicialmente como interplaca, pero se ha demostrado que el terremoto de 1939 fue un gran evento intraplaca [Campos & Kausel 1990; Beck et al., 1998]. Diversos estudios proponen que la energía se acumuló en la interfaz interplaca entre los 35°S y 37°S durante alrededor de 175 años [Campos et al., Ruegg et al., 2009]. Cuando la tensión fue finalmente relajada, el 27 de febrero de 2010, el deslizamiento co-sísmico ocurrió no solamente en el área de ruptura del terremoto de 1835, sino que también la ruptura se extendió hacia el norte, a lo largo de las zonas de ruptura de los terremotos de 1928 y 1985, llegando así a una longitud de la zona de ruptura mayor a la del terremoto de 1906 [Beck et al., 1998].

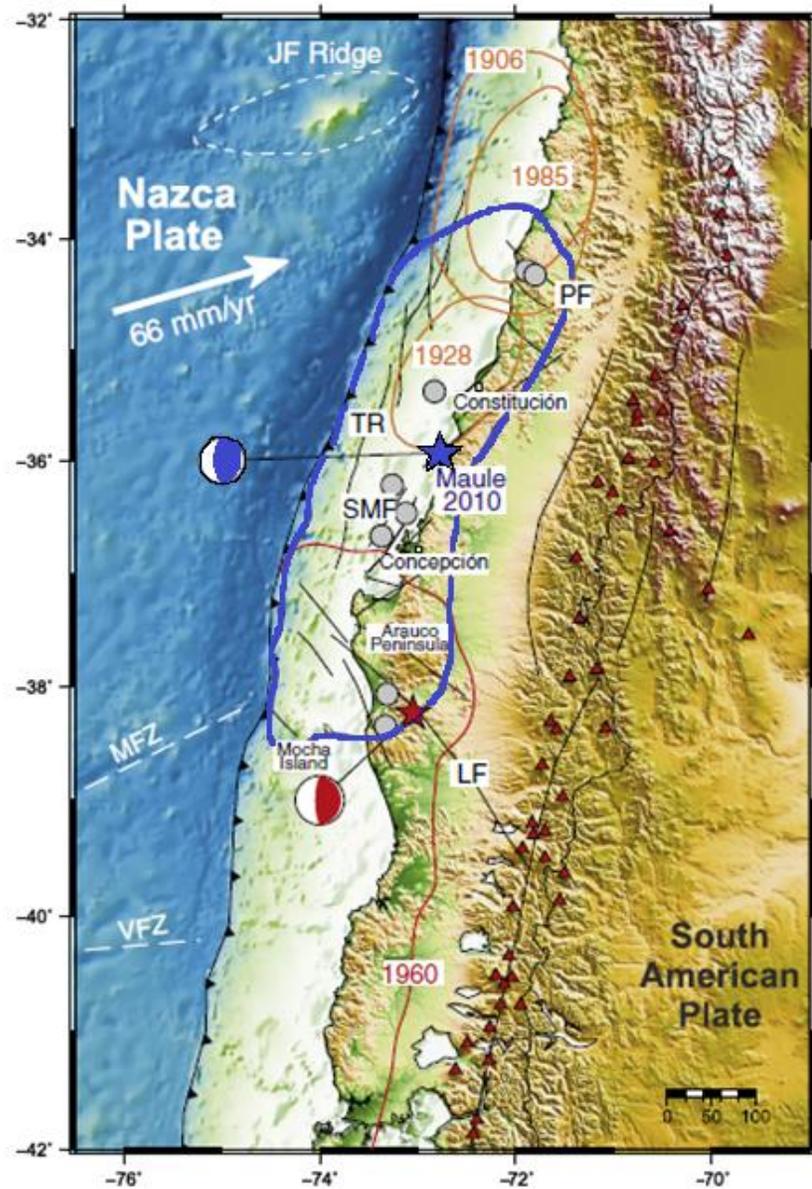


Figura 1.4: Principales características tectónicas de Chile central. (Modificado de Moreno et al.,[2010])

Las zonas de ruptura de los terremotos históricos medidos instrumentalmente ($M_w > 6.5$) están encerradas en color naranja y sus puntos epicentrales en círculos grises, mientras que las zonas de ruptura, plano de falla y puntos epicentrales correspondientes a los terremotos de Valdivia 1960 ($M_w=9.5$) están en rojo y los del Maule 2010 ($M_w=8.8$) en azul. Las características tectónicas asociadas a las mayores fallas de la placa superior están representadas con líneas negras y las siguientes siglas. **TR:** Fallas de despegue; **SMF:** falla de Santa María (Santa Maria Fault); **LF:** Lanalhue Fault; **PF:** Pichilemu Fault. Las líneas segmentadas blancas representan las principales características de la placa de Nazca, **JF Ridge:** dorsal de Juan Fernández; **MFZ:** zona de fracturas Mocha; **VFZ:** Zona de fracturas Valdivia. Los triángulos rojos representan actividad volcánica.

1.4.- Estructura de la litósfera y unidades geológicas de márgenes convergentes.

La litósfera corresponde a la capa externa y rígida de la Tierra, cuyo espesor depende principalmente de la edad termal y es generalmente definida por la isoterma de 1300°C.

La litósfera oceánica tiene una estructura bien definida a diferencia de la litósfera continental en la cual se pueden observar múltiples variaciones (la corteza continental tiene espesores variables hasta unos 50 km, compuesta de sedimentos, basamento granítico, metamórfico o ígneo) según su ubicación geográfica, historia geológica y procesos tectónicos predominantes en la zona de estudio (en Chile corresponde a un margen convergente, presentado en 1.4.2).

1.4.1.- Estructura de la litósfera oceánica

La litósfera oceánica se forma en la dorsal por el magma ascendente que proviene de la fusión parcial de peridotitas en la astenósfera, cristalizando a diferentes condiciones de presión y temperatura. Tiene un espesor medio aproximado de 7 km, a medida que se aleja de la dorsal disminuye su temperatura y aumenta levemente su densidad, espesor y profundidad. Está compuesta de cuatro estratos geológicos principales [Vera et al., 1990].

- (1) Una capa delgada de solo unos cientos de metros de sedimentos pelágicos.

Corteza oceánica superior: cuya cristalización se produce a profundidades someras:

- (2) Una capa entre 1 - 2.5 km de espesor provenientes de flujos de lava y almohadas de basalto (material extrusivo de alta porosidad en contacto con el agua).
- (3) Una capa compuesta de diques basálticos verticales (material intrusivo que cristaliza a lo largo de las fracturas).
- (4) Corteza oceánica inferior: con intrusiones de Gabro compuestas de plagioclasas, piroxeno y olivino.

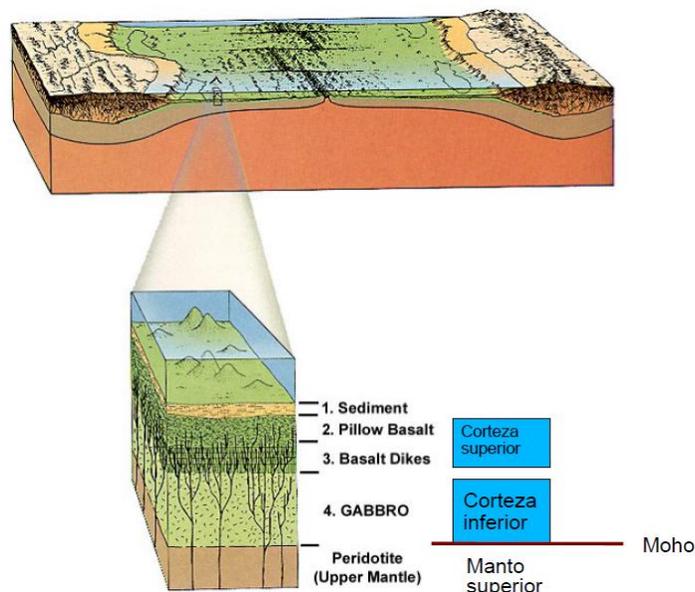
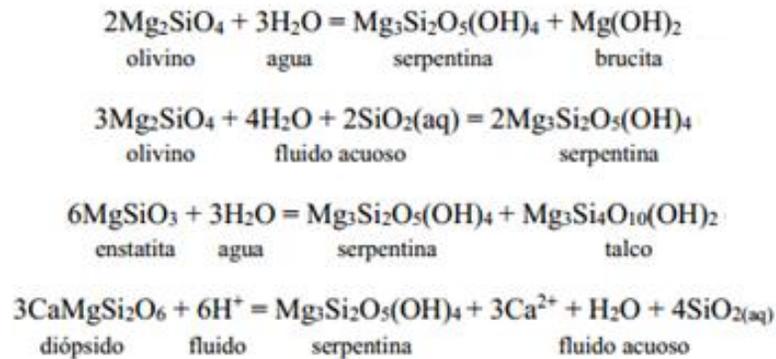


Figura 1.5.- Estructura de la Litósfera oceánica.

El límite inferior de la corteza está dado por el Moho, bajo él se encuentra el manto superior compuesto de rocas ultramáficas. Bajo ciertas condiciones puede producirse serpentinización.

Serpentinización

Transformación de minerales ferromagnesianos en serpentina, en particular del olivino, en las rocas magmáticas básicas o ultramáficas; las peridotitas y algunas piroxenitas se transforman así en serpentinita. La hidratación de olivino y piroxeno se describe según las siguientes reacciones:



Las serpentinitas se forman, a modo general, en dos ambientes geodinámicos, dentro de los cuales se desprenden distintos mecanismos posibles de hidratación. Por un lado, las dorsales meso-oceánicas, asociadas a fallas extensivas y fracturas “fuera de eje” (*off-axis fractures*), suelen ser zonas de gran alteración hidrotermal alimentadas por gradientes de temperatura, actividad magmática y fracturamiento de la corteza [Miyashiro et al., 1969], favoreciendo las condiciones óptimas para la hidratación y subsecuente formación de serpentinitas. Por otro lado, ambientes ligados a procesos de subducción también dan lugar a procesos de serpentinización, en donde el aporte de fluidos proviene tanto de la placa que entra en subducción como de secuencias sedimentarias. Dentro de este contexto existen diversas situaciones en donde este proceso ocurre, estas son: zonas de cuña astenosférica hidratada sobre la placa subductada, el canal de subducción y fallas asociadas con el pandeo de la placa durante la subducción (*slab-bending faulting*) [e.g., Ranero et al., 2003; Barnes et al., 2013].

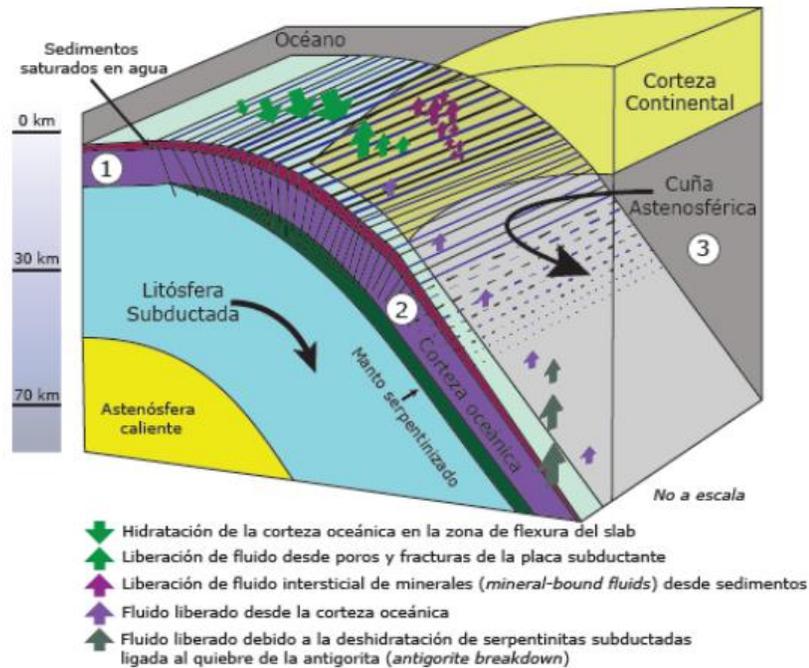


Figura 1.6: Modelo esquemático de los distintos ambientes de serpentinización. Modificado de Worzewski et al. (2011).

Serpentinitas abisales (1), representan hidratación de peridotitas oceánicas; serpentinitas subductadas (2), asociadas a rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura en ambientes de subducción; y serpentinitas de cuña astenosférica (3), que son peridotitas mantélicas hidratadas por fluidos liberados desde la placa subductada.

1.4.2.- Unidades geológicas de márgenes convergentes

En los márgenes convergentes pueden observarse diversas estructuras geológicas, las características geométricas específicas de cada una de ellas son controladas por los procesos tectónicos propios de la zona de estudio. Estas estructuras han sido observadas y descritas en diversos estudios y publicaciones de sismica de refracción y sismica de reflexión multicanal [Contreras-Reyes et al., 2010 y sus referencias].

En el proceso de subducción y en márgenes acrecionarios, las rocas se vuelven más compactas a medida que se alejan del frente de deformación (pueden ser observadas estas interfaces por cambios en la velocidad sísmica). La unidad geológica más cercana al frente de deformación corresponde a sedimentos de la fosa poco o no consolidados y deformables (prisma de acreción frontal), a medida que se alejan de la fosa comienzan a consolidarse (prisma de acreción medio, no siempre está presente).

El *backstop* es identificado por un abrupto incremento de velocidades sísmicas y separa el sedimento poco consolidado del basamento (*inner prism*), el cual puede corresponder a roca ígnea o sedimento bien litificado. Su localización es fundamental para determinar áreas máximas de ruptura en terremotos y levantamientos potenciales en *tsunamis*. Evidencias sismológicas muestran además la posible presencia de un *Paleobackstop*, costa afuera en algunas regiones de

Chile central, que separa el prisma paleoacrecionario complejo del basamento metamórfico Paleozoico continental [Contreras-Reyes et al., 2010; Scherwath et al., 2009].

Generalmente en márgenes con alta velocidad de convergencia (mayor a 7 cm/año), puede formarse un canal de subducción de gran espesor, consistente en sedimentos que subductan en conjunto con la placa oceánica.

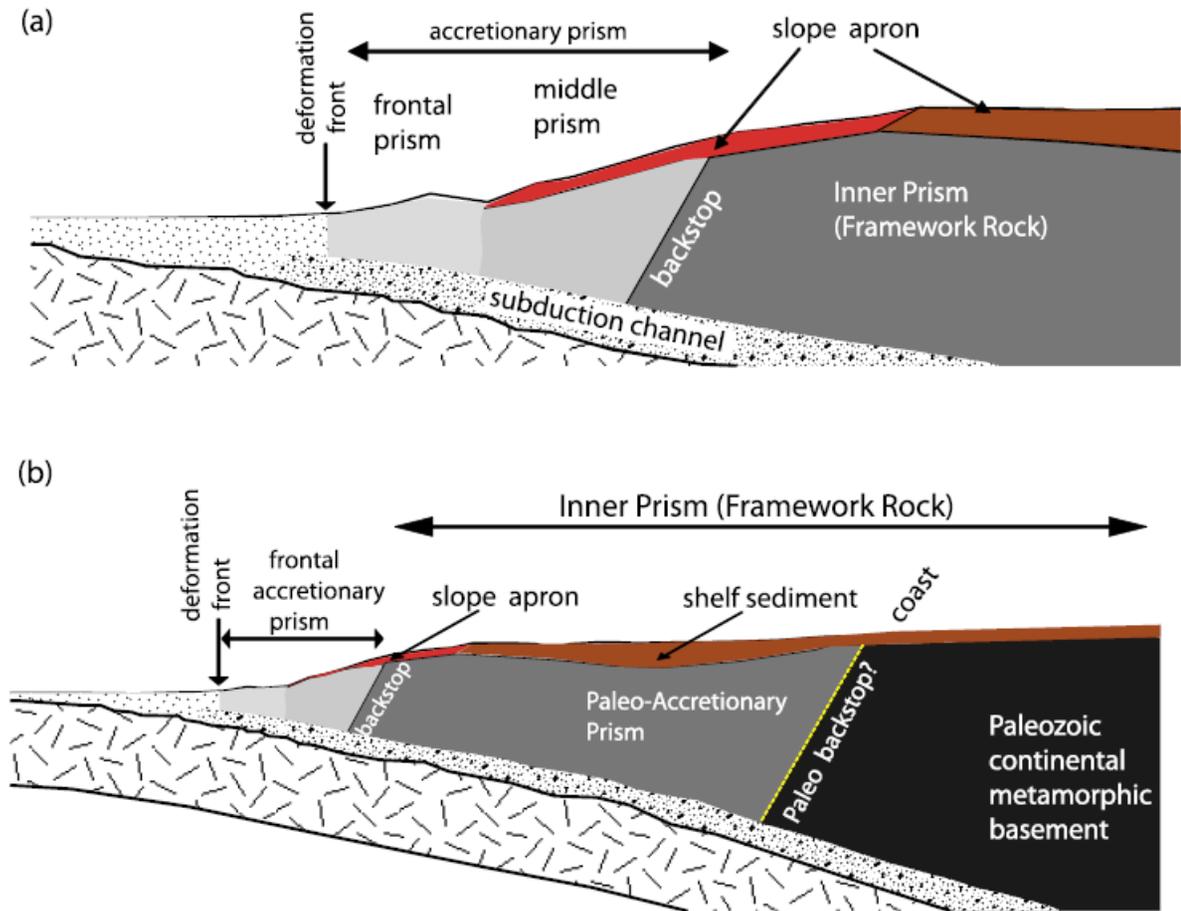


Figura 1.7.- Unidades geológicas de márgenes convergentes (Modificado de Contreras-Reyes et al [2010]).

- a) Rocas y unidades sedimentarias de márgenes convergentes.
- b) Esquema típico de un margen convergente del centro-sur de Chile.

1.5.- Velocidad Sísmica de las rocas

La velocidad es un vector cuantitativo, eso significa que tiene magnitud y dirección. La cantidad escalar asociada con la velocidad es la rapidez definida como la distancia que se viaja en determinado tiempo, sin embargo se simplifica esta noción asumiendo que los materiales son isotrópicos (muchos materiales exhiben anisotropía en la velocidad, lo cual significa que la velocidad de las ondas en estos materiales depende de la dirección en la que sea medida), en la cual no se especifica la dirección de medición, es decir, cuando hablamos de velocidad nos referimos a la rapidez de propagación de la onda a través del medio.

Los métodos de exploración sísmica se basan en la generación de ondas sísmicas (cañón de aire en este experimento), las cuales se propagan a través de un medio. Las ondas sísmicas son ondas elásticas que causan deformaciones no permanentes en el medio en que se propagan, su propagación se describe por la ecuación de ondas. La velocidad de la onda sísmica depende de los parámetros elásticos del medio en que se propaga.

En este estudio se analizaron solamente las ondas sísmicas primarias (longitudinales o de compresión), la velocidad de la onda P a través de un medio isótropo se obtiene a través de sus parámetros elásticos de compresibilidad (k), módulo de rigidez (μ) y densidad (ρ), los cuales están relacionados con el esfuerzo elástico o tensión (*stress*) y la deformación (*strain*). También es representada a través de los parámetros de Lamé (λ y μ).

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

A su vez, todos estos parámetros y propiedades físicas de los cuales depende la estructura de velocidades deben ser interpretados de acuerdo a los factores y condiciones que experimenta la roca en profundidad. Entre estos factores podemos considerar la composición mineralógica (litología), la porosidad y el fracturamiento, y las condiciones de esfuerzo locales, como las propiedades del fluido en los poros, que a su vez dependen de la temperatura y la presión [Birch, 1960; Spenser & Nur, 1960; O'Connell & Budiansky, 1974; Toksöz et al., 1976; Ito et al., 1979; Christensen, 1985], [Christensen & Mooney, 1995; Wang & Nur, 1986; Sanders et al., 1995; Dvorkin, 1999a].

Los efectos de estos factores en la velocidad sísmica de las ondas P son diversos y están estrechamente relacionados entre sí, por lo cual deben considerarse en su conjunto al momento de realizar la interpretación. A continuación se detalla el efecto que cada uno de estos factores tiene en la caracterización de las ondas P.

1.5.1.- Litología, porosidad y presión

En general, la litología es el principal factor que provoca cambios en las velocidades sísmicas de las rocas [Tatham, 1982]. La velocidad puede ser calculada por medio de los módulos de velocidad medidas en muestras, pero es muy diferente comparado con las mediciones obtenidas en subsuelo, la velocidad sísmica responde a diversos factores externos, se necesita entonces una

revisión a la relación entre las propiedades intrínsecas de la roca y las velocidades medidas, antes de que los resultados sísmicos puedan ser interpretados cuantitativamente en términos de litología.

Normalmente, se han observado bajos valores de V_p en rocas con alta porosidad, como algunas tobas y depósitos piroclásticos. Por el contrario, rocas altamente consolidadas, como rocas máficas y ultramáficas, exhiben altos valores de V_p [Less & Wu, 2000].

La velocidad también se ve influenciada por las variaciones en la presión dentro del subsuelo. Las propiedades sísmicas de la roca están controladas por la presión efectiva que corresponde a la diferencia entre la presión de confinamiento (ejercida por la masa total de rocas sobre el área de estudio) y la presión de poro (ejercida por la estructura del poro y la masa del fluido que contiene éste y contrarresta la presión de confinamiento, evitando que el poro colapse). La velocidad se incrementa en la medida que la presión efectiva aumenta. La relación entre las velocidades sísmicas y la presión efectiva no es lineal. En dominios de bajas presiones, la roca es menos consolidada y presenta una mayor cantidad de espacio poroso que deforma por la presión, produciéndose así variaciones apreciables de velocidad. En rangos de alta presión, la roca es más consolidada y por tanto el espacio poroso a deformar es menor, como consecuencia las variaciones de velocidad son menores.

1.5.2.- Saturación de fluido y temperatura

La saturación de fluido tiene un impacto directo en las velocidades sísmicas, si bien existen diversos factores a analizar, en general una saturación de agua moderada provoca que se llenen los poros y por lo tanto aumente la densidad de la roca, disminuyendo la velocidad de la onda P. La densidad aumenta proporcionalmente a la saturación de agua. Un factor importante que influye sobre las velocidades de la onda P es la compresibilidad de fluido y de poro. Las rocas saturadas con fluidos menos compresibles muestran mayor velocidad de las ondas P [Wang, 2001].

En general, V_p disminuye al aumentar la temperatura [Christensen, 1985], pero esta tendencia se acentúa a medida que la temperatura se acerca a la temperatura de fusión parcial de la roca. En rocas secas, los efectos de la temperatura en la velocidad son más pequeños que el efecto en rocas saturadas de fluidos.

1.5.3.- Fracturamiento

Estudios teóricos de O'Connell & Budiansky (1974), mostraron que un incremento en la densidad de fracturas en rocas secas provoca una disminución en V_p . La geometría de las fracturas también tiene una gran influencia en las velocidades de las ondas sísmicas. Rocas con grietas delgadas tienen valores mucho más bajos que rocas con vacíos esféricos [Toksöz et al., 1976; Mavko et al., 1998].

1.5.4.- Litificación o cementación

El grado al cual los granos en una roca sedimentaria son cementados después de su depósito, usualmente por procesos químicos, tiene un efecto considerable en las velocidades. Rellenar los espacios porosos con minerales de mayor densidad que el fluido que reemplaza, aumenta la densidad de la roca. Por lo tanto, la combinación de la reducción de la porosidad con la litificación provoca el incremento de la velocidad con la profundidad y edad de la roca. Pero la litificación puede en ocasiones no existir prácticamente o ser muy baja, esto sucede en suelos no consolidados muy cercanos a la superficie que presentan alta porosidad y falta de cementación, los cuales permiten velocidades sísmicas muy bajas.

1.5.5.- Anisotropía

En un medio donde la velocidad cambia en función de la dirección de propagación, dicha velocidad deja de ser escalar y ahora debe ser tomada como un vector o por alguna aproximación caracterizando el cambio de valor con la dirección de propagación de la onda (en refracciones y reflexiones). Existen muchos mecanismos físicos que dan lugar al comportamiento anisotrópico. Algunos pueden ser clasificados como anisotropía intrínseca o inherente, donde podemos encontrar:

- a) Anisotropía cristalina (causada hasta por 7 grupos de cristales distintos).
- b) Por esfuerzos inducidos (cuando micro fracturas son abiertas o también cerradas por presión confinante litológica).
- c) Inducida litológicamente (se genera por la deposición preferencial de los sedimentos).
- d) Inducida paleomagnéticamente (durante la sedimentación, los minerales magnéticos se acomodan con una dirección preferencial y esto da lugar a una anisotropía sísmica detectable).

También existe la anisotropía inducida por fracturas, el cual consiste en fracturas a gran escala que se manifiestan fácilmente con una respuesta sísmica, esta anisotropía es diferente de la obtenida por micro fracturas controladas por la presión confinante.

La anisotropía de velocidad se encuentra comúnmente cuando el eje de simetría entre las capas está inclinado, llamada isotropía transversal inclinada.

Adquisición y Descripción de Datos

2.1.- Introducción

Durante los meses de marzo y abril del 2008 el crucero JC23 a bordo del buque británico R/V James Cook realizó estudios multidisciplinarios en la zona de Chile central, liderados por geocientistas alemanes del Instituto GEOMAR (Helmholz Centre for Ocean research Kiel, Alemania). Este estudio se realizó en el marco del proyecto SFB574 del Instituto GEOMAR, que además realizó investigaciones en la zona de subducción frente a Costa Rica y Nicaragua en América Central, con el objeto de comparar esta zona de subducción con el margen acrecionario del centro de Chile.

En el crucero JC23 se realizaron estudios en dos etapas. El primer tramo (JC23a) fue dedicado al estudio sísmico y sismológico de la corteza. Uno de los objetivos fue el estudio de sismicidad en el abombamiento (*outer rise*) de la Placa de Nazca. Para ello se instaló una red sismológica durante el mes de marzo con un total de 17 estaciones [Moscoso & Grevemeyer, 2015]. Esta red fue complementada por una red sismológica anfibia de 17 estaciones submarinas con 30 estaciones adicionales en tierra, la que operó durante los 8 meses posteriores al crucero. El segundo tramo de la expedición (JC23b) fue dedicado a estudios acústicos de alta resolución, entre ellos batimetría, perfilador del subsuelo (*sub-bottom profiler*), sísmica de reflexión de alta resolución, sísmica de alto ángulo y sísmica con fuente profunda (*deep towed sidescan sonar*), adicionando también estudios de núcleos de gravedad (*gravity cores*).

Los estudios de sísmica de refracción de alto ángulo se llevaron a cabo a lo largo de tres perfiles perpendiculares al margen y uno paralelo a la fosa atravesando el *outer rise*. De entre éstos datos se extrae el perfil P02 para el presente trabajo. (ver Figura 2.1 para su ubicación).

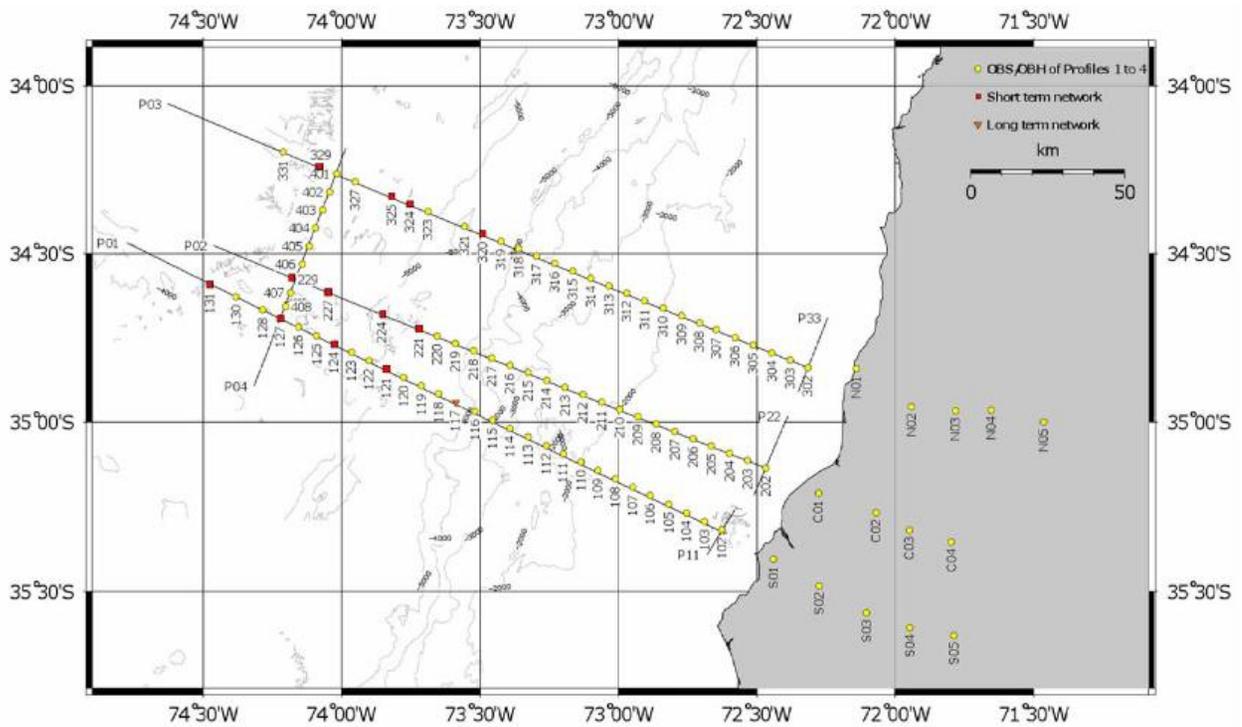


Figura 2.1: Perfiles sísmicos de refracción de alto ángulo (Modificado de [Flueh and Bialas, 2008]).

Las líneas negras indican los perfiles perpendiculares a la fosa P01, P02 (perfil en estudio), P03 ([Moscoso et al., 2011]) y el perfil paralelo a la fosa P04. Sobre los perfiles se indican la posición geográfica y numeración de los OBH/OBS respectivos.

2.2.- Adquisición de datos

2.2.1.- Descripción de la zona de estudio

En la Figura 2.2 se muestra el área de estudio y perfil, ubicado aproximadamente entre los 34°28'S/74°27'W (origen del perfil) y los 35°8'S/72°27'W (estación 202) con un largo total aproximado de 197 km. El perfil está orientado perpendicularmente al eje de la fosa y atraviesa el contacto y zona de subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, con estaciones ubicadas sobre la placa oceánica de Nazca hacia el oeste mar adentro y sobre la placa continental Sudamericana hacia el este cercano a la costa de la ciudad de Constitución en la región del Maule.

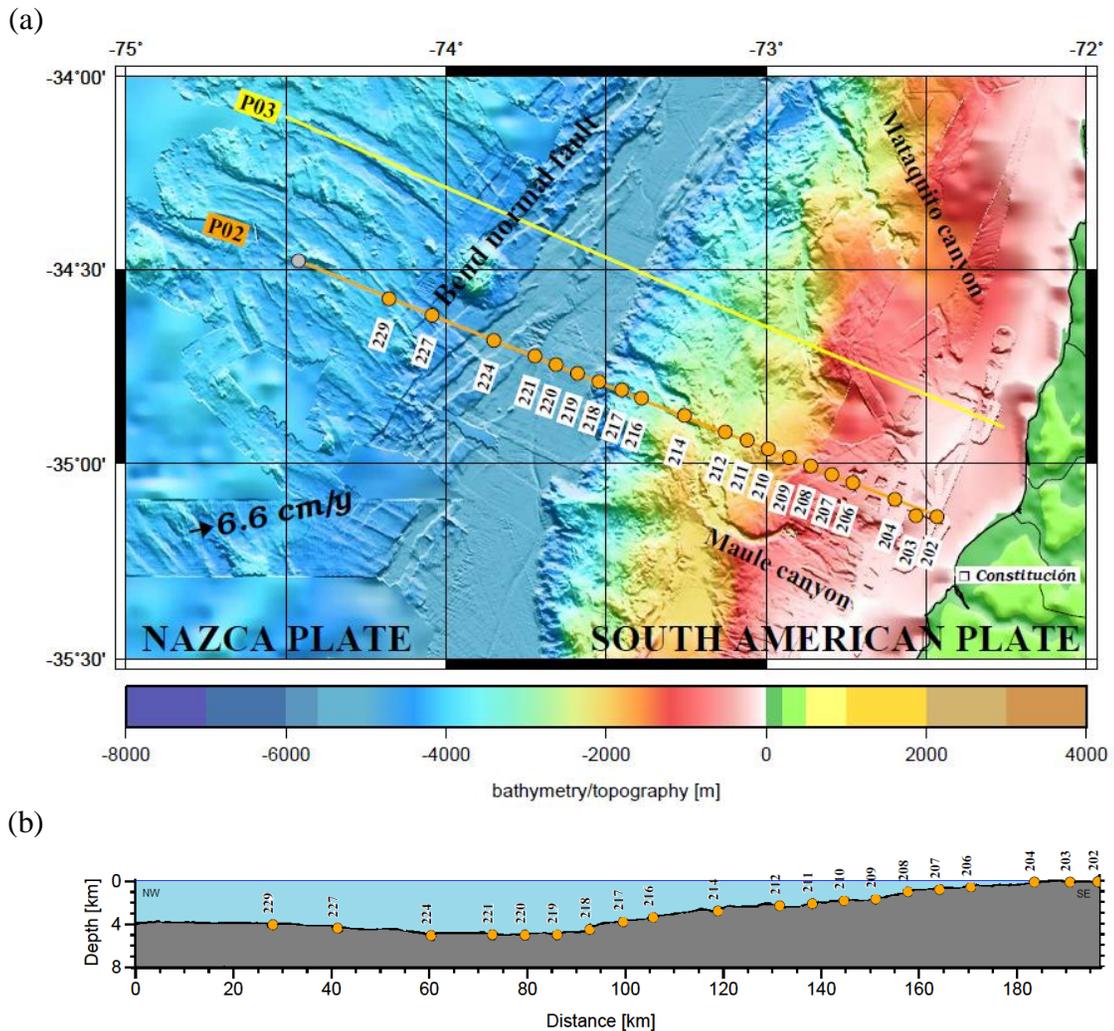


Figura 2.2: Batimetría de los OBS/OBH del perfil P02

- (a) Batimetría de alta resolución en la vecindad del perfil P02 cuyo origen está representado por el círculo gris y la distribución de los OBH/OBS utilizados en color naranja con sus respectivas numeraciones. También se muestra el perfil cercano P03 en amarillo ubicado más al norte, estudiado por Moscoso.
- (b) Batimetría y distribución de los OBS/OBH a lo largo del perfil sísmico P02.

2.2.2.- Geometría en la adquisición de datos

Durante la adquisición de datos del perfil P02, el buque viajó a una velocidad aproximada de 5 km/hr. Para cada disparo se registran varias fases de las ondas sísmicas (refracciones, reflexiones, difracciones) que llegan a cada uno de los receptores OBH/OBS, obteniéndose rayos sísmicos asociados a la onda P, para disparos efectuados en diferentes posiciones a lo largo del trayecto del barco sobre el perfil. En las figuras 3.5 a 3.20 se pueden observar los registros completos obtenidos con sus fases identificadas en (a), picado de los tiempos de arribo en (b) y trazado de rayos bidimensional en (c). En la Figura 2.3 se presenta como ejemplo el camino recorrido por la onda P desde la fuente al sensor, mediante el trazado de rayos bidimensional asociado al OBS 218.

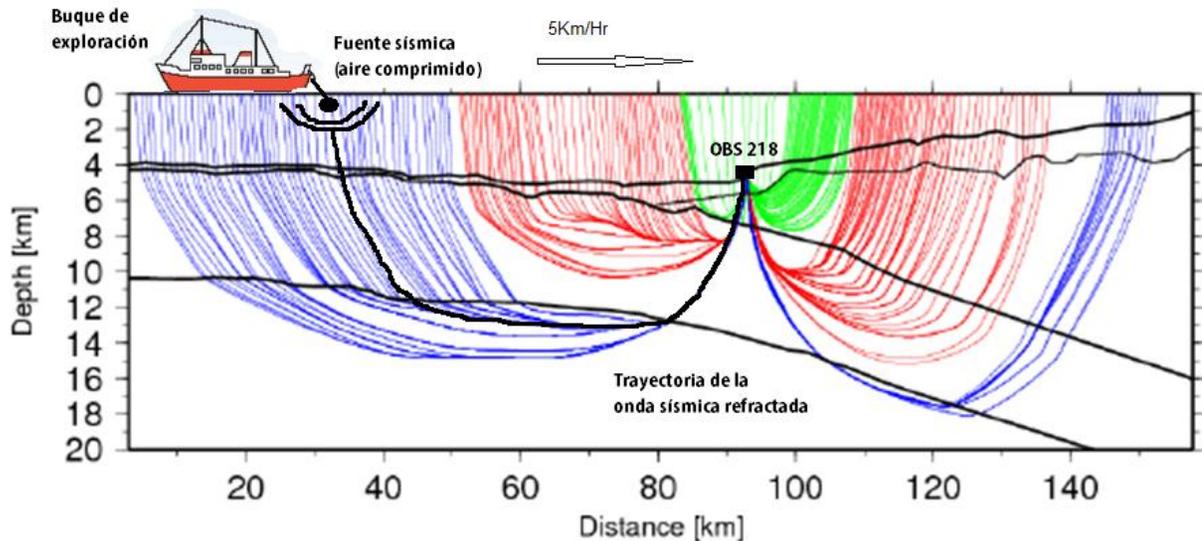


Figura 2.3: Ejemplo de la geometría en la adquisición de datos. (Modificado de Figura 3.15 (c))

Representación de rayos de diferentes fases de ondas sísmicas asociados a los disparos picados en el OBS 218 a lo largo del perfil. En verde se observan refracciones y reflexiones en la corteza continental, en rojo refracciones de la corteza oceánica y en azul refracciones en el manto superior.

2.2.3.- Fuente sísmica

Dentro del buque se encuentra la fuente sísmica que corresponde a un cañón de aire (*air gun*) consistente en 15 pistolas de aire agrupadas en 4 arreglos de 3 pistolas cada uno con volúmenes de 500 inch³ (~ 8.2 litros), 600 inch³ (~ 9.8 litros) y 700 inch³ (~ 11.5 litros) respectivamente más 2 pistolas individuales con un volumen de 200 inch³ (~ 3.3 litros) cada una (ver Figura 2.4(a) y 2.4(b)). El volumen total del cañón de aire, considerando los arreglos mencionados es de 7600inch³ ~ 124.5 litros, de acuerdo al siguiente cálculo.

$$4 \cdot (500 \text{ inch}^3 + 600 \text{ inch}^3 + 700 \text{ inch}^3) + 2 \cdot 200 \text{ inch}^3 = 7600 \text{ inch}^3 \sim 124.5 \text{ litros}$$

Las pistolas fueron operadas a una presión de 150 bar y un período de disparo aproximado de 60 segundos, con un intervalo espacial de ~150 m. El tiempo y la posición de cada disparo es registrado con alta precisión a través de un sofisticado sistema GPS (*Global Positioning System*), el que da origen a un archivo que registra los disparos así como los datos de navegación y que sigue el protocolo Ukooa (*U.K. Offshore Operators Association, surveying and positioning committee*)

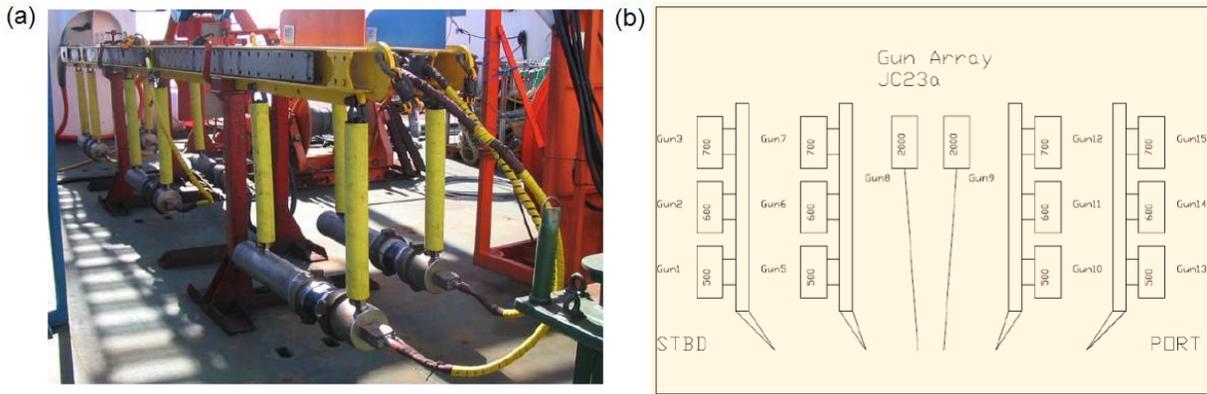


Figura 2.4: Fuente sísmica. (Modificado de [Flueh & Bialas, 2008]).

- (a) Fotografía de 2 arreglos de pistolas de aire con 3 pistolas cada uno.
- (b) Esquema del arreglo completo de pistolas de aire utilizado.

2.2.4.- Sensores OBH/OBS

Los sensores OBH/OBS registran continuamente las señales sísmicas. Éstos sensores tienen incorporado un reloj interno y al momento de depositar los sensores en el fondo marino, las coordenadas de lanzamiento son guardadas de modo de identificar la distancia horizontal fuente-receptor (*offset*) de las trazas para cada OBH/OBS en el momento en que se efectúa cada disparo, la que posteriormente es relocalizada utilizando la onda directa y proyectando esta posición en la línea de disparo del perfil.

Debido a que estos sensores se encuentran ubicados bajo el mar, existen diversos factores que contribuyen a la incerteza de los registros de tiempo (por ejemplo, la baja temperatura en el fondo del mar que afecta al reloj interno) y de posición (por ejemplo, las corrientes marinas, que pueden desplazar al instrumento de su posición inicial). Las derivas temporal y espacial son minimizadas en el pre-procesamiento de los datos, aún así constituyen parte de la incerteza del modelo sísmico.

En la recepción de la señal se utilizaron 23 sensores marinos OBH/OBS (*Ocean Bottom Hydrophones/Seismometers*). Los OBH registran ondas P u ondas finalmente convertidas en ondas primarias (P-S-P). Los OBS a diferencia de los OBH registran tanto ondas longitudinales (ondas P) como ondas de corte (ondas S), para ello poseen una componente vertical y dos componentes horizontales. El diseño de los OBH y OBS tipo GEOMAR es descrito en detalle por [Flueh & Bialas, 1996] y [Flueh & Bialas, 1999], respectivamente.

Para el presente estudio se utilizará el registro sísmico de cada OBH y sólo se usará el registro correspondiente a la componente vertical de cada OBS. Los OBH corresponden a los sensores 202, 209, 210, 211, 212, 213, mientras que los OBS son los sensores 203, 204, 205, 206, 207, 208, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 224, 227, 229. Debido a errores e insuficiencia de información, no se consideraron en el perfil los datos obtenidos por el OBH 213 y los OBS 205 y 215, con lo cual se utilizaron un total de 21 OBH/OBS cuya ubicación está representada en la Figura 2.2.

2.3.- Registros finales

En este experimento el número de disparos registrados por cada OBH/OBS fue de 1522, que da origen al mismo número de trazas por cada registro, mientras que el largo de cada traza es de 60 segundos. El paso de muestreo para la señal sísmica varía entre 4 y 5 milisegundos dependiendo de cada OBH/OBS.

El pre-procesamiento de los datos crudos (*raw data*) consistió en establecer la geometría de la adquisición y en el mejoramiento de la razón señal a ruido (*SNR, Signal to noise ratio*). Esto fue realizado por medio de procedimientos rutinarios a bordo, que consistieron en la obtención del archivo Ukooa (*U.K. Offshore Operators Association, surveying and positioning committee*), compensar la deriva de tiempo, relocalización de los OBH/OBS por medio de la onda directa, deconvolución de las trazas, atenuación de múltiplos, corrección de la divergencia geométrica y filtrado de datos. Finalmente y con el objeto de identificar con mayor facilidad las refracciones, se procedió a aplicar una velocidad de reducción, la cual está descrita por la siguiente expresión:

$$T(x) = T_0(x) - \frac{|x - x_0|}{V_r}$$

$x = \text{offset}$

$x_0 = \text{posición del sensor OBH/OBS en el perfil}$

$T(x) = \text{tiempo reducido}$

$T_0(x) = \text{tiempo original de registro}$

$V_r = \text{velocidad de reducción}$

En los registros sísmicos del perfil P02 se consideró una velocidad de reducción inicial de $V_r = 8$ km/s, según información reportada por el crucero [Flueh et al; 2008], pero posteriormente, después de haber realizado la inversión de datos picados, se observó que en realidad los tiempos habían sido reducidos inicialmente con una velocidad de $V_r = 6$ km/s.

Debido a ello, se realizó una nueva corrección de los tiempos reducidos iniciales $T_{V_r=6}(x)$ a un tiempo reducido final $T_{V_r=8}(x)$.

$$T_{V_r=8}(x) = T_{V_r=6}(x) + \frac{|x - x_0|}{6} - \frac{|x - x_0|}{8}$$

De esta forma, en el presente experimento, la velocidad de reducción utilizada es de $V_r = 8$ km/s (velocidad sísmica de onda P característica del manto superior).

2.4.- Calidad de datos sísmicos

Las figuras referenciadas en esta subsección están incluidas en la sección 3, y corresponden a aquellas ubicadas en la parte superior. Estos corresponden a los registros sin procesar, y por facilidad en la lectura, no están insertos en la presente subsección.

Los datos sísmicos muestran diferentes fases de las ondas sísmicas, las cuales pueden observarse directamente de ellos e interpretarse cualitativamente. Las fases observadas han sido identificadas desde las figuras 3.5(a) hasta 3.20(a). Los datos obtenidos por los OBH/OBS que presentan mejor calidad para cada una de las fases son:

Refracciones del prisma de acreción y corteza continental (P_{g1}):

Estas fases están presentes en el ~48% de las estaciones, en los OBH/OBS 203, 206 – 208, 210, 211, 214, 216 – 218; presentados en las Figuras 3.5(a), 3.7(a), 3.8(a) – 3.15(a).

Los tiempos de llegada experimentan un retraso en dirección noroeste del perfil, que puede asociarse a una disminución de la velocidad de las ondas P debido al aumento de material sedimentario y prisma de acreción a medida que se acerca a la fosa. Un aumento abrupto de los tiempos de llegada hacia el noroeste del perfil se puede apreciar entre los OBH 211 y OBS 214 (120-140 km del origen del perfil), coincidente con la intersección entre el perfil en OBS 214 y el cañón Maule (Figura 2.2). Existe deficiente cantidad y calidad de datos al sureste del perfil, los OBS/OBH ubicados no logran una penetración mayor, con lo cual solamente puede lograrse buena calidad asociados a los sedimentos en superficie.

Refracciones de la corteza oceánica (P_{g2}):

Estas fases están presentes en el ~ 52% de las estaciones, en los OBH/OBS 210, 211, 214, 216 – 220, 224, 227, 229; presentados en las Figuras 3.10(a) – 3.20(a).

El cambio de fase de corteza continental a corteza oceánica no puede apreciarse directamente en los OBS 207, Figura 3.8 y OBS 208, Figura 3.9 debido a los valores de velocidades sísmicas de la base de la corteza continental. Se puede observar un notorio adelanto de los tiempos de llegada a una distancia aproximada de 60 km del origen del perfil hacia el noroeste en los OBS 219 y 220, lo cual da indicios de una corteza oceánica más densa. Se observa un comportamiento variable en los tiempos de llegada entre los 60 a 80 km del perfil en los OBS 217 - 220 que pueden interpretarse con cercanía a la fosa.

Refracciones del manto superior (P_n):

Estas fases están presentes en el ~ 43% de las estaciones, en los OBH/OBS 214, 216-220, 224, 227, 229; presentados en las Figuras 3.12(a) – 3.20(a).

Desde aproximadamente los 80 km del origen del perfil, hacia el sureste se visualiza claramente una discontinuidad en velocidades de ondas P, con un adelanto considerable de los primeros tiempos de arribo (característica del Moho), sin embargo hacia el noroeste del perfil P02 es casi imperceptible esta diferencia, obteniéndose valores de velocidad similares a los de la corteza oceánica inferior.

Reflexiones de la corteza oceánica superior ($P_{\text{toc}}P$)

Estas fases están presentes en el $\sim 29\%$ de las estaciones, en los OBH/OBS 214, 216 – 220; presentados en las Figuras 3.12(a) – 3.17(a).

Se observa un adelanto general de los tiempos de llegada en dirección noroeste, indicando que el límite superior de la corteza oceánica se encuentra más superficial. En los OBS/OBH 217 y 218 se puede apreciar además un retraso local de los tiempos hacia el sureste, concordante con una inclinación negativa de la placa reflejada.

Reflexiones del Moho (P_mP):

Estas fases están presentes en el $\sim 19\%$ de las estaciones, en los OBH/OBS 220, 224, 227, 229; presentados en las Figuras 3.17(a) – 3.20(a).

Se puede observar un retraso general en los tiempos de arribo hacia el sureste en la reflexión del Moho, el cual puede interpretarse como un aumento en su profundidad y que además los rayos de la onda P deben atravesar material menos consolidado del prisma de acreción y corteza continental.

Tomografía Sísmica Bidimensional

3.1.- Estrategias de modelación e inversión tomográfica.

Los estudios sísmicos están basados en el análisis de los tiempos de arribo de las ondas emitidas por la fuente a los receptores y que viajan a través de un medio, caracterizado por la velocidad de propagación de la onda P a través de él. Según las características del medio y sus interfaces, las ondas son refractadas, reflejadas o difractadas.

Las refracciones y reflexiones son modeladas a través de las propiedades físicas de las ondas (leyes de la óptica geométrica), en las cuales la onda refractada experimenta un cambio de ángulo al atravesar medios de distinta velocidad siguiendo la *Ley de Snell*, debido a ello la onda refractada sigue una trayectoria curva desde la fuente al receptor.

A su vez, la onda también es reflejada, ante cambios en las propiedades del medio, en especial cuando la velocidad de propagación que se encuentra a mayor profundidad es considerablemente mayor que la velocidad de propagación del medio superficial. También pueden observarse reflexiones en la situación contraria, cuando la onda llega a una zona de menor velocidad, obteniéndose en esta situación un coeficiente de reflexión negativo que produce un cambio de polaridad en la onda reflejada (por ejemplo en estratos que contienen hidrocarburos y en los múltiples reflejados en la interfaz agua-aire).

Los registros sísmicos proporcionan los tiempos de arribo y mediante la geometría de la adquisición son obtenidos los offset para cada una de las trazas. Utilizando modelación directa con dos grados de libertad (horizontal, vertical) en la cual es necesario utilizar un modelo de capas con una geometría definida para cada reflector y sus respectivos gradientes de velocidades entre nodos (método numérico Runge-Kutta), es posible obtener un modelo bidimensional de velocidades que simule la trayectoria de los rayos sísmicos y reproduzca de manera sintética los tiempos de arribo reales.

La modelación directa bidimensional es generalmente un trabajo con una alta componente de ensayo y error en la búsqueda de los parámetros en la que es posible obtener varios modelos que resuelvan el problema, por lo que deben tomarse en consideración las restricciones geológicas generales del área de estudio cuando esto sea posible. Aun así, es un excelente referente como modelo inicial para una inversión posterior.

Después de obtener un modelo inicial mediante modelación directa bidimensional, puede obtenerse un modelo de mayor resolución y confiabilidad (puede demostrarse mediante pruebas de resolución) usando inversión tomográfica bidimensional Tomo2D [Korenaga et al., 2000], el cual consiste en un paquete de programas de cálculo numérico que calcula simultáneamente la distribución de velocidades y geometría del reflector de una capa asociados a las picadas de los tiempos de arribo y offset de las fases correspondientes.

Para obtener la estructura sísmica multicapa, se utiliza el algoritmo de inversión “*Layer stripping*”, en el cual se utilizan los parámetros de las capas superiores que han sido invertidos anteriormente. Esta información es entonces usada, para invertir los parámetros de la capa siguiente. Este procedimiento se repite en toda la sección que se requiere invertir. (explicado detalladamente para el perfil en estudio en la subsección 3.2).

Es necesario mencionar la importancia de un buen picado en los tiempos de arribo (se realiza manualmente), para lo cual es necesario utilizar no solamente los conocimientos teóricos relacionados, sino que también buscar diversos métodos que faciliten el reconocimiento de cada una de las fases del modelo.

Con este fin, se utiliza el “*forward model*”, que simula el campo de velocidades sísmicas del experimento, en el cual el modelo es considerado como la representación de objetos reales y predice la respuesta sísmica de las estructuras geológicas. En conjunto con los sismogramas sintéticos y trazado de rayos bidimensional obtenidos a partir de él es posible comparar, corregir e interpretar los resultados obtenidos.

Para reconocer las fases en el registro sísmico, se consideran las relaciones fundamentales en la refracción y reflexión de modelos de capas planas, en el cual un cambio sensible en la velocidad de propagación, ocasionará un cambio en la pendiente de $T(x)$ de las primeras llegadas de la onda refractada.

Los registros sísmicos contienen los tiempos de arribo reducidos y los offset representados en gráficos $T(x)$, en los cuales se reconocieron las fases del modelo y se picaron los datos, guardando las coordenadas $(x, T(x), \text{fase})$ para cada uno de los OBH/OBS. Posteriormente se compararon los tiempos de arribo predichos por el modelo con las picadas y se realizaron los ajustes necesarios en la geometría del reflector o en las picadas, hasta obtener resultados satisfactorios.

Aún cuando las picadas y el trazado de rayos se observan en forma independiente para cada OBH/OBS, la inversión se realiza considerando todas las picadas de los tiempos de arribo de las fases asociadas a cada capa. Los ajustes debieron realizarse cuidadosa y reiteradamente, debido a que cualquier cambio en la geometría del reflector o en las picadas en un OBH/OBS afecta al modelo completo.

3.2.- Modelo de Capas utilizadas en la inversión

En concordancia con la tectónica de la zona de estudio y objetivos mencionados en el capítulo 1, el modelo bidimensional de estructuras de velocidades está compuesto de seis estratos geológicos básicos: [1] agua, [2] sedimentos no consolidados, [3] prisma de acreción y corteza continental, [4] corteza oceánica superior, [5] corteza oceánica inferior, [6] manto oceánico superior. Estas unidades están agrupadas en cuatro capas, en cada una de las cuales se realiza la inversión de capa utilizando el algoritmo “*Layer stripping*” definido anteriormente, a excepción de la capa 1, como se explica en la sección siguiente.

A continuación se señalan las secuencias consideradas en cada una de las capas y la estrategia utilizada en la inversión multicapa. Posteriormente en la sección 3.3 se explican los parámetros y resultados de la inversión utilizados en este experimento.

3.2.1.- Capa 1

[1] Agua: el agua tiene una velocidad de onda P aproximadamente constante de 1.5 km/s, las reflexiones en el agua pueden observarse pero no aportan información adicional, debido a que la modelación de la primera interfaz agua-sedimento se realiza a través de la información entregada por la batimetría correspondiente al perfil P02.

[2] Sedimentos no consolidados: el espesor de estos sedimentos es menor a 3 km, cuya velocidad de propagación de onda P oscila entre 1.6 - 2.5 km/s, no se aprecian refracciones ni reflexiones definidas en los tiempos de arribo.

[3] Prisma de acreción y corteza continental: el rango de velocidad de onda P es de aproximadamente entre 2.5 - 6.5 km/s con espesores variables entre unos cientos de metros (en la fosa) y 25 km (hacia la costa). El borde inferior de esta capa indica el comienzo de la corteza oceánica.

La modelación de esta capa se realiza en primera instancia con *modelación directa bidimensional* (método Runge-Kutta), utilizando los datos de picado asociados a la fase P_{g1} (refracciones del prisma de acreción y corteza continental), la interfaz entre los estratos [1]-[2] (batimetría), las interfaces entre los estratos [2]-[3] y [3]-[4] (geometría característica de la zona [e.g. Moscoso et al., 2011]) y la discretización para un medio bidimensional con heterogeneidad lateral de velocidad de propagación de onda P; $V = V(x,z)$ propuesta por Zelt & Smith (1992) en la cual la discretización es modelada por trapecios en cuyos nodos se debe conocer la coordenada espacial y velocidad, para la velocidad al interior del trapecio se interpola linealmente entre nodos consecutivos pertenecientes al mismo estrato y posteriormente se interpola entre el borde superior e inferior del trapecio. Obteniéndose un modelo inicial para la geometría de la interfaz agua-sedimento (entre los estratos [2]-[3]) y el comienzo de la corteza oceánica (entre los estratos [3]-[4]), así como también el modelo inicial de velocidades. El modelo de velocidades inicial obtenido puede observarse en la Figura 3.1(a).

Posteriormente se utiliza este modelo inicial en la inversión de la capa 1, realizando sucesivos ajustes en la geometría de la interfaz [2]-[3] en conjunto con la corrección y densificación de las picadas de los tiempos de arribo de las primeras llegadas correspondientes a las refracciones asociadas a la fase P_{g1} .

Una vez obtenido un modelo de velocidades satisfactorio concordante con la tectónica regional de la zona, es realizada una nueva inversión en la cual se consideran las refracciones invertidas anteriormente en conjunto con las picadas de las reflexiones en la corteza oceánica superior asociadas a la fase $P_{toc}P$ lo que permite realizar ajustes en la geometría del reflector (interfaz [3]-[4]) y obtener el modelo de velocidades. Figura 3.1(b).

3.2.2.- Capa 2

[4] corteza oceánica superior: La corteza oceánica tiene valores característicos de onda P de entre 4.5 - 7.1 km/s con un espesor aproximado medio de 7 km. Es posible identificar dos estratos definidos al interior de la corteza oceánica con características geológicas y velocidades de onda

diferenciadas. La corteza oceánica superior caracterizada por bajas velocidades y la corteza oceánica inferior. Para modelar e invertir esta capa se realizan las siguientes acciones:

- a) Obtener un modelo inicial multicapa para el cual se utiliza el modelo final obtenido de la capa 1 unido a un modelo de capas planas asociado a la corteza oceánica completa. Figura 3.2(a).
- b) Realizar un picado inicial de los tiempos de arribo de las primeras llegadas asociados a P_{g2} e invertir estas refracciones, verificando que los resultados obtenidos no modifiquen sustancialmente el modelo de velocidades de la capa superior, puede observarse entonces con claridad la interfaz entre corteza oceánica superior [4] e inferior [5], luego es posible obtener la geometría de esta interfaz (que puede observarse en línea segmentada en la Figura 3.2(b)) y el modelo de velocidades final de las capas 1 y 2.

3.2.3.- Capa 3

[5] corteza oceánica inferior: una vez que se ha reconocido y modelado la corteza oceánica superior, es posible obtener el modelo de la corteza inferior utilizando una estrategia similar a la realizada anteriormente.

Se utiliza como modelo inicial multicapa al modelo final obtenido por las inversiones de las capas superiores unido a un modelo de capas planas asociado solamente a la corteza oceánica inferior. Figura 3.3(a).

Entonces, se vuelven a invertir las refracciones P_{g2} y posteriormente una nueva inversión conjunta de refracciones P_{g2} y reflexiones P_mP , lo que permite obtener además la geometría del reflector inferior (Moho). Figura 3.3(b).

Posteriormente se repite la inversión de las capas 2 y 3 considerando las reflexiones en el Moho, realizando las correcciones necesarias.

3.2.4.- Capa 4

[6] manto oceánico superior: Caracterizado por velocidades de onda P cercanas a los 8 km/s (velocidad de reducción utilizada en los tiempos de arribo), cuyo límite superior corresponde a la discontinuidad entre la corteza y el manto o de Mohorovic (Moho).

Repetiendo la estrategia multicapa descrita, el modelo inicial se compone del modelo final de las capas superiores unido a un modelo de capas planas desde el Moho hacia abajo (espacio semi-infinito). Figura 3.4(a).

Posteriormente se realiza la última inversión utilizando las refracciones en el manto superior identificadas con la fase P_n , obteniéndose el modelo final de velocidades el cual representa una detallada estructura sísmica bajo el perfil en estudio. Figura 3.4(b).

3.3.- Parámetros y resultados de la inversión

Una vez que se obtienen los registros sísmicos para cada uno de los OBH/OBS, se utilizaron subrutinas del software Matlab para realizar la lectura de datos, picado y almacenamiento de los tiempos de arribo observados, offsets y fases así como también para generar y corregir la geometría de las interfaces y reflectores.

En el programa TOMO2D [Korenaga et al., 2000], los tiempos de viaje y rayos son calculados usando un esquema de trazado de rayos híbrido, basado en metodología gráfica y refinamiento local para cada rayo [Van Avendonk et al., 1998]. Para obtener el modelo final multicapa se utilizó la metodología explicada anteriormente en 3.2.

3.3.1.- Parámetros

Los datos utilizados en la inversión de los tiempos de viaje se componen de 3490 primeros arribos ($1483P_{g1} + 1457P_{g2} + 550P_n$), 73 reflexiones de la corteza oceánica ($P_{toc}P$) y 413 reflexiones en el Moho (P_mP) las cuales fueron identificadas y picadas desde un total de 21 sensores.

El dominio del modelo es de ~ 197 km de longitud y ~ 25 km de profundidad desde la superficie del mar. La grilla tiene un espaciado aproximadamente constante de 500 m en la horizontal mientras que el espaciado en la vertical se incrementa gradualmente desde 100 m en superficie hasta 500 m en el límite inferior del modelo debido a que la resolución disminuye al incrementarse la profundidad, obteniéndose alrededor de 28000 nodos de velocidad.

En la inversión de cada una de las capas se utilizaron 10 iteraciones, separadas en dos bloques. El primer bloque (iteración 1.a – 5.a) considera solamente los tiempos de los primeros arribos (refracciones), en el segundo bloque (iteración 1.b – 5.b) se usaron tanto las refracciones como reflexiones para las capas 1, 2 y 3 favoreciendo los datos obtenidos de las refracciones por sobre las reflexiones, en cambio, la capa 4 fue resuelta solo considerando refracciones (espacio semi-infinito). El criterio para detener la inversión en cada una de las iteraciones fue cuando se completen 5 ciclos o cuando $\chi^2 \leq 1$ (parámetro estadístico explicado en la sección 3.4). Los parámetros utilizados en las capas para cada una de las iteraciones se encuentran en la Tabla 3.1.

Offset: en la primera iteración se invirtieron solamente las picadas correspondientes a los offsets más cercanos, incrementándolos gradualmente hasta la quinta iteración en la que son consideradas todas las picadas asociadas a la fase correspondiente a la capa invertida. Esta inversión por pasos en que en cada iteración solo una parte del modelo es invertida, agregando parcialmente las picadas hasta realizar la inversión total es necesaria debido a que la cobertura de rayos que penetran a mayor profundidad (offsets más lejanos) tienen menor densidad y son más influenciados por las capas superiores del modelo.

SV y SD: la geometría del reflector consiste en un arreglo de segmentos independientes espaciados 500 m en la horizontal y sólo un grado de libertad en dirección vertical. A los nodos de velocidad y profundidad se les asignaron diferentes pesos considerando las características y objetivos específicos requeridos en cada iteración, siendo SV el peso de suavizamiento de velocidad y SD el peso de suavizamiento de profundidad.

Tabla 3.1.- Parámetros de inversión

Capa/ fases	Parámetros de iteración	Refracción					Refracción y reflexión				
		1.a	2.a	3.a	4.a	5.a	1.b	2.b	3.b	4.b	5.b
CAPA 1 P_{g1} $P_{toc}P$	Offset [km]	10	20	30	40	500	10	20	30	40	500
	SV	250	200	140	140	140	100	100	100	80	80
	SD	50	50	80	80	80	50	50	80	80	80
CAPA 2 P_{g2} P_mP	Offset [km]	5	10	15	30	500	5	10	15	30	500
	SV	40	40	40	40	80	100	100	100	80	300
	SD	100	100	80	80	200	100	100	100	80	200
CAPA 3 P_{g2} P_mP	Offset [km]	10	20	40	60	500	10	20	40	60	500
	SV	80	80	80	50	40	300	300	250	80	250
	SD	200	200	200	100	80	200	200	200	80	200
CAPA 4 P_n	Offset [km]	40	50	60	80	500	40	50	60	80	500
	SV	200	200	200	140	140	200	200	200	140	140
	SD	100	100	80	80	80	100	100	80	80	80

3.3.2.- Resultados de la inversión

En las figuras 3.1 – 3.4 se observan la geometría de los reflectores e interfaces de los estratos y los modelos sísmicos de velocidades inicial (a) y final (b) en cada una de las capas obtenidos mediante tomografía sísmica de alto ángulo de alta resolución.

En las figuras 3.5 – 3.20 están representados los registros sísmicos de alto ángulo con sus fases identificadas en (a), las picadas de los tiempos de arribo de todas las fases representados con puntos negros así como también los tiempos de arribo obtenidos mediante el modelo de velocidades para cada una de las fases presentes en cada OBH/OBS en (b) y sus trazados de rayos bidimensionales en (c). Los tiempos de arribo calculados con sus correspondientes trazados de rayos están representados utilizando diferentes colores en (b) y (c) para su mejor identificación de la siguiente forma:

Verde: corresponde a las refracciones en el prisma de acreción y corteza continental (P_{g1}) y las reflexiones en el límite superior de la corteza oceánica ($P_{toc}P$).

Rojo: corresponde a las refracciones en la corteza oceánica (P_{g2}) y las reflexiones en el límite inferior de la corteza oceánica, discontinuidad de Mohorovic (P_mP).

Azul: corresponde a las refracciones en el manto superior (P_n).

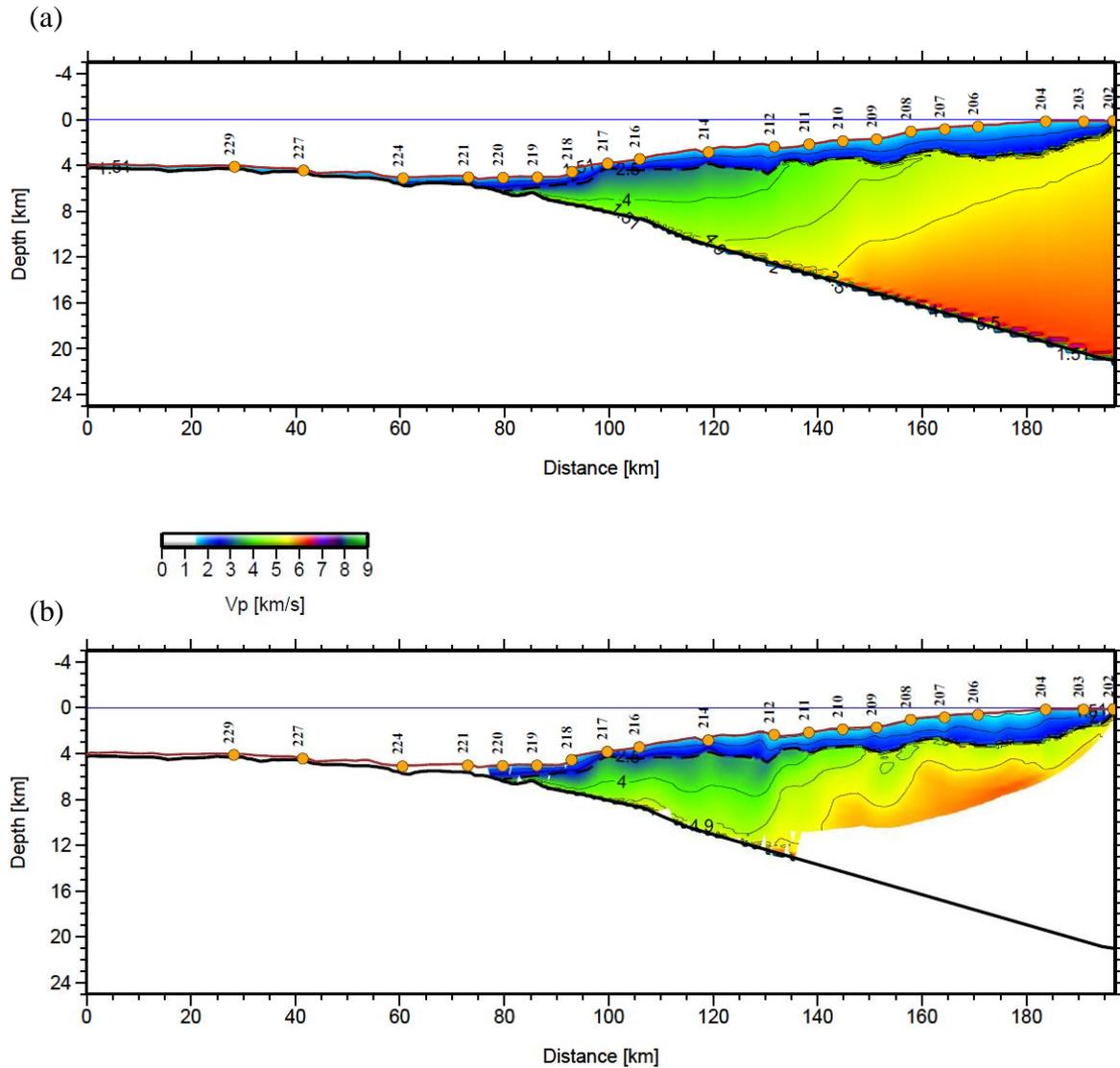


Figura 3.1 Tomografía Sísmica Bidimensional de la Capa 1

La línea café representa la batimetría (interfaz [1]-[2]), los círculos en naranja la posición y numeración de los OBH/OBS sobre el perfil. La línea segmentada negra indica el límite inferior del estrato asociado a sedimentos no consolidados (interfaz [2]-[3]), mientras que la línea negra indica la geometría del reflector (límite superior de la corteza oceánica) obtenidas de la primera inversión.

- (a) Modelo inicial de velocidades obtenido mediante modelación directa bidimensional.
- (b) Imagen sísmica del perfil graficada a través del patrón de rayos obtenidos de la inversión conjunta de refracciones y reflexiones de las fases P_{gl} y P_{toc} respectivamente.

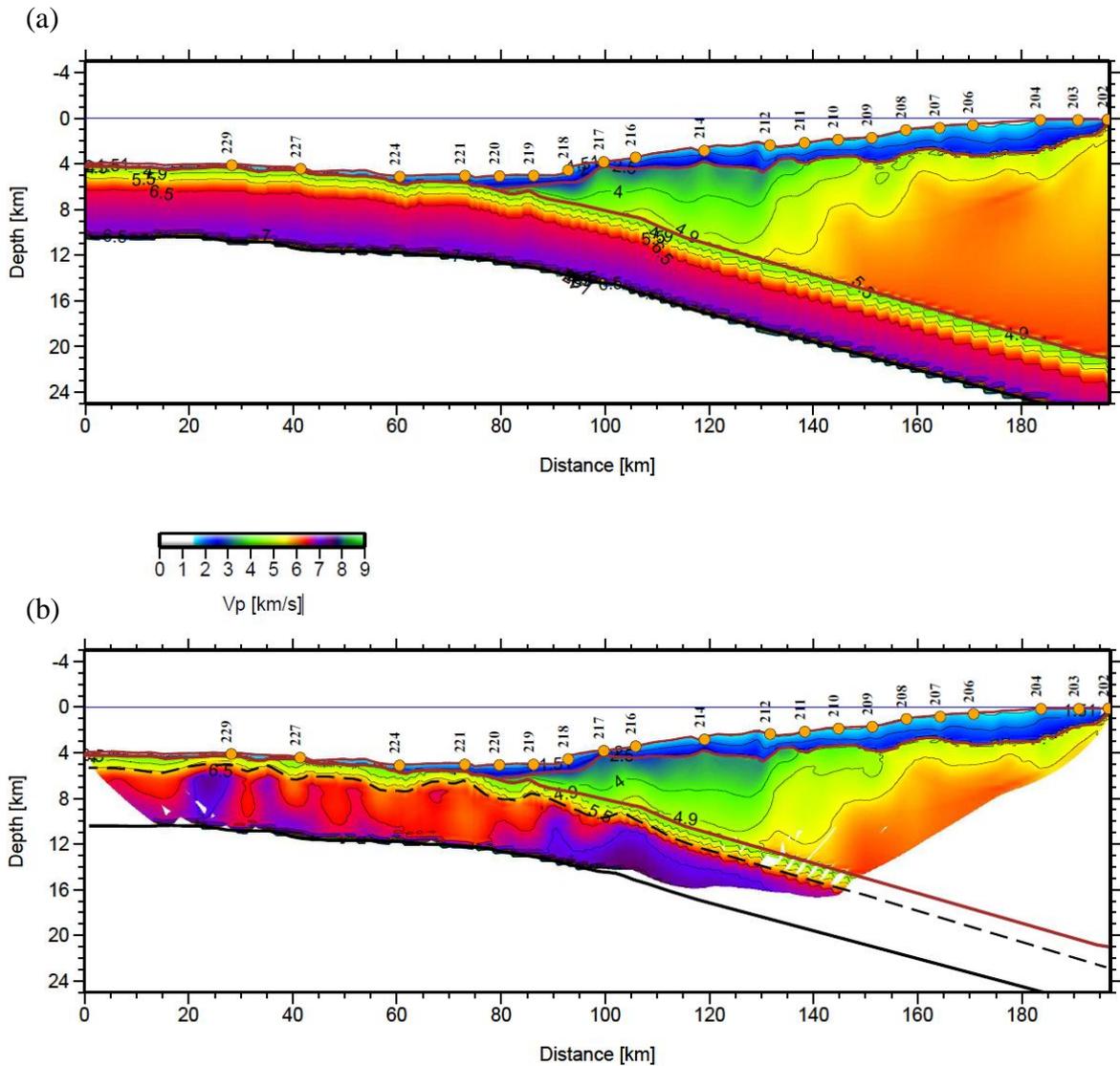


Figura 3.2 Tomografía Sísmica Bidimensional de las Capas 1 - 2

Las líneas en color café representan la geometría de las interfaces obtenidas en la primera inversión. Los círculos en naranja la posición y numeración de los OBH/OBS sobre el perfil. La línea segmentada negra indica la interfaz entre la corteza oceánica superior e inferior (interfaz [4]-[5]), mientras que la línea negra indica la geometría del reflector (Moho) obtenidas de la segunda inversión.

- (a) Modelo inicial de velocidades obtenido mediante la primera inversión unida a un modelo de capas planas en la corteza oceánica.
- (b) Imagen sísmica del perfil graficada a través del patrón de rayos obtenidos de la primera inversión (las fases P_{g1} y P_{tocP}) y segunda inversión (fases P_{g2} y P_{mP}).

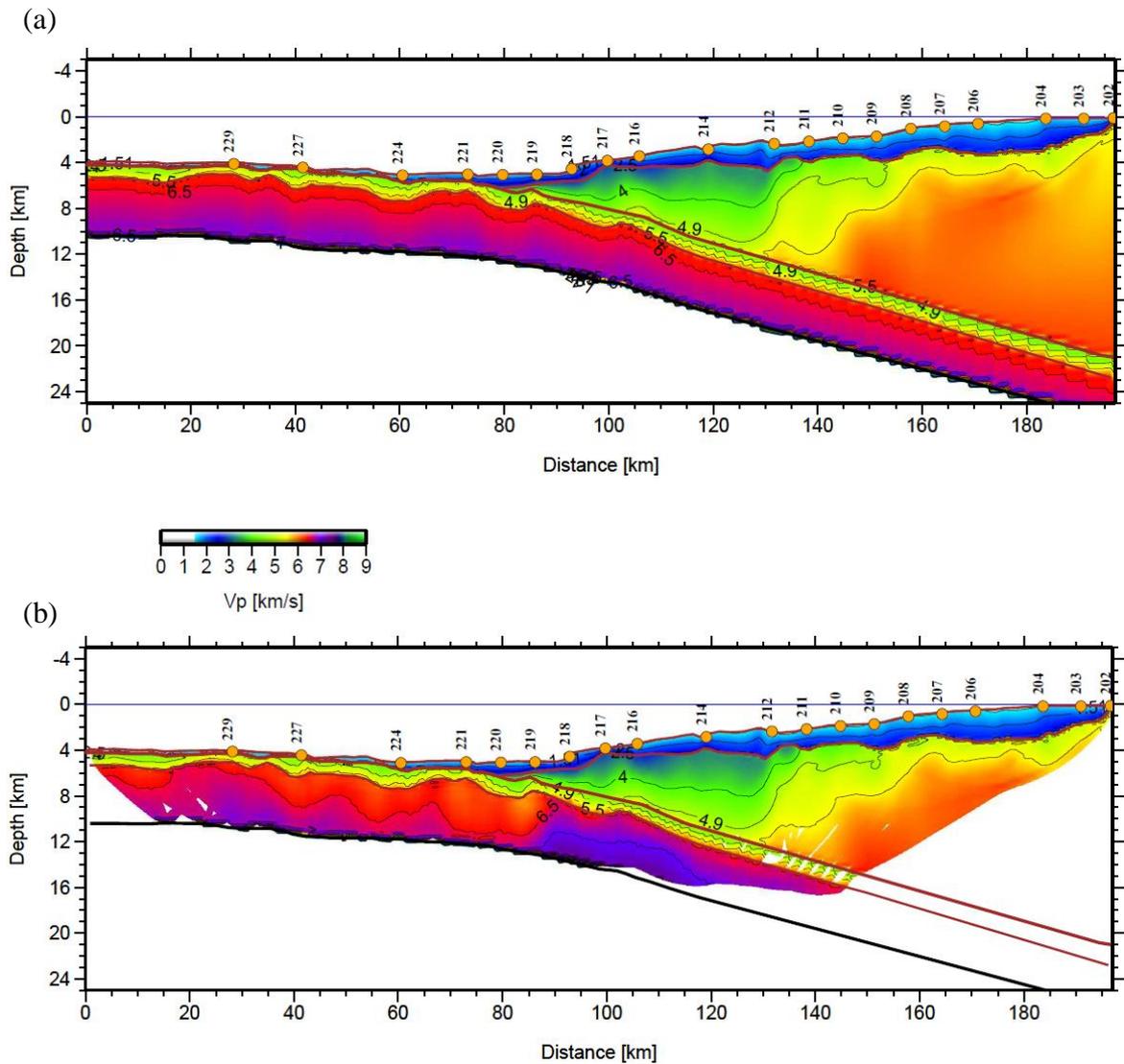


Figura 3.3 Tomografía Sísmica Bidimensional de las Capas 1 - 3

Las líneas en color café representan la geometría de las interfaces obtenidas en la segunda inversión. Los círculos en naranja la posición y numeración de los OBH/OBS sobre el perfil. La línea negra indica la geometría del reflector (Moho) obtenido de la tercera inversión.

- (a) Modelo inicial de velocidades obtenido mediante la segunda inversión unida a un modelo de capas planas en la corteza oceánica inferior.
- (b) Imagen sísmica del perfil graficada a través del patrón de rayos obtenidos de la primera inversión (fases P_{g1} y P_{tocP}), segunda inversión (fases P_{g2} y P_mP) y tercera inversión conjunta de refracciones y reflexiones de las fases P_{g2} y P_mP respectivamente.

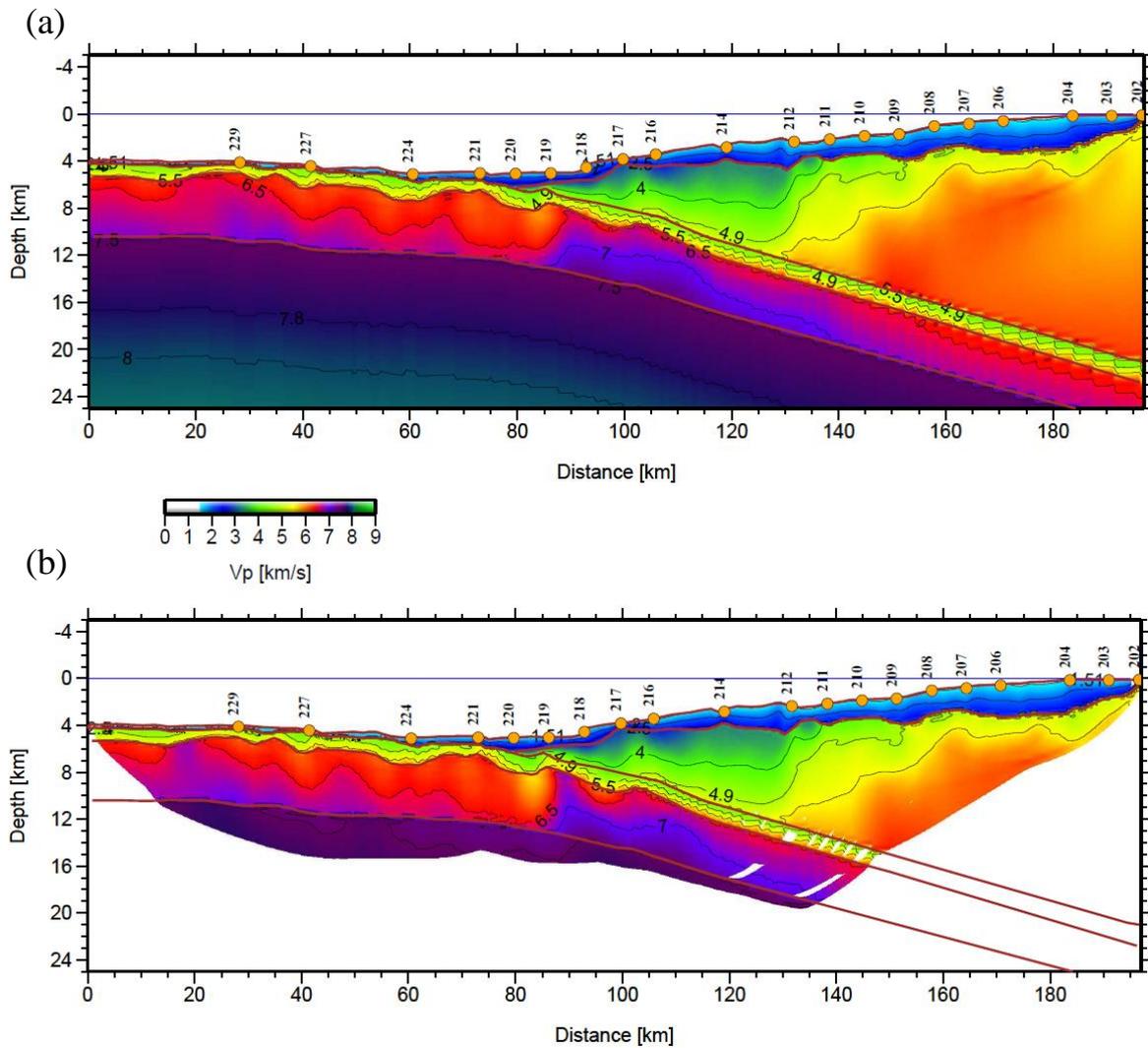


Figura 3.4 Tomografía Sísmica Bidimensional de las Capas 1 - 4

Las líneas en color café representan la geometría de las interfaces obtenidas en la tercera inversión. Los círculos en naranja la posición y numeración de los OBH/OBS sobre el perfil.

- (a) Modelo inicial de velocidades obtenido mediante la tercera inversión unida a un modelo de capas planas en el manto oceánico superior.
- (b) Imagen sísmica del perfil graficada a través del patrón de rayos obtenidos de la primera inversión (fases P_{g1} y P_{tocP}), segunda inversión (fases P_{g2} y P_{mP}), tercera inversión (fases P_{g2} y P_{mP}) y cuarta inversión (refracciones en el manto superior, fase P_n).

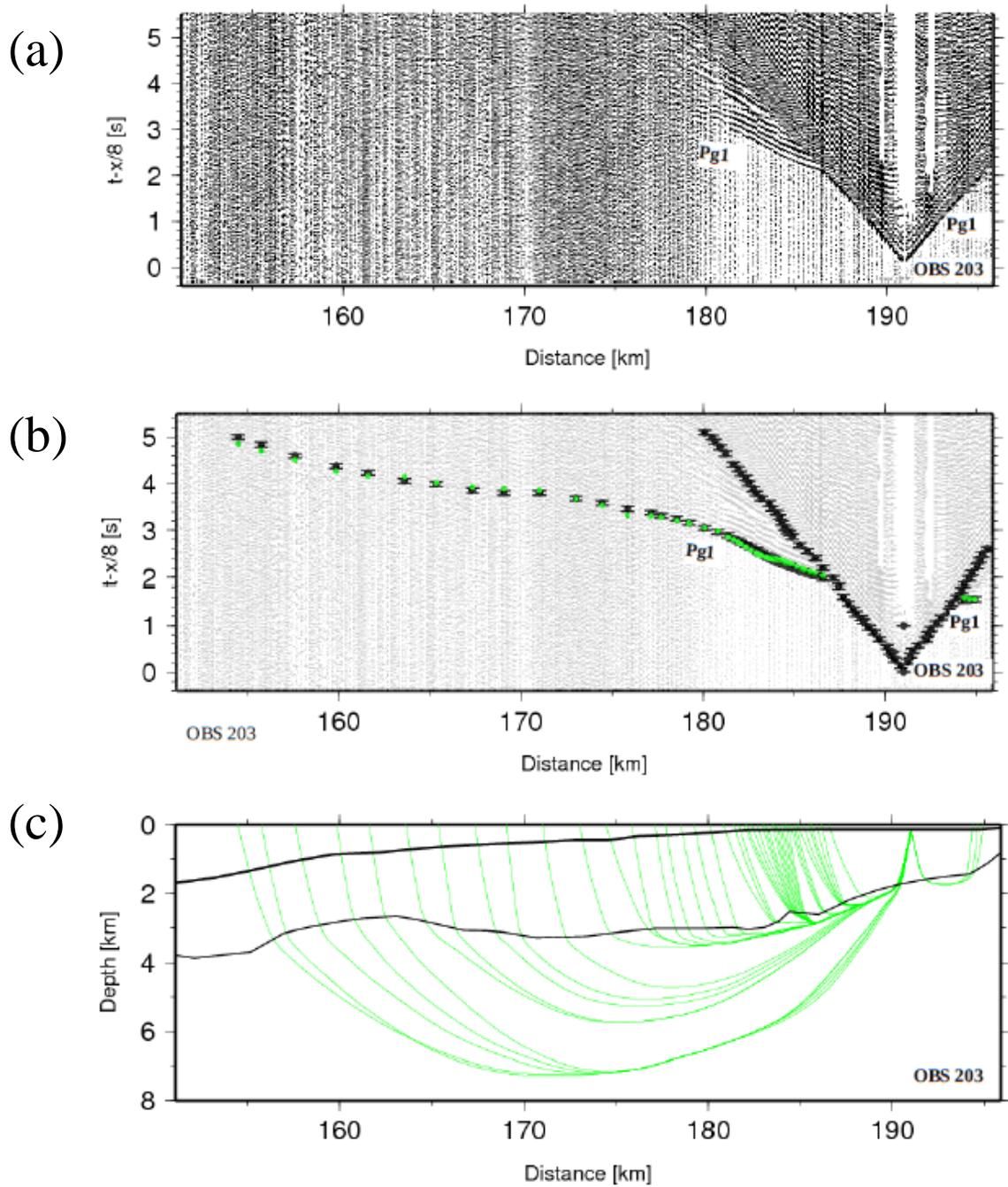


Figura 3.5 : Sísmica de alto ángulo OBS 203

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

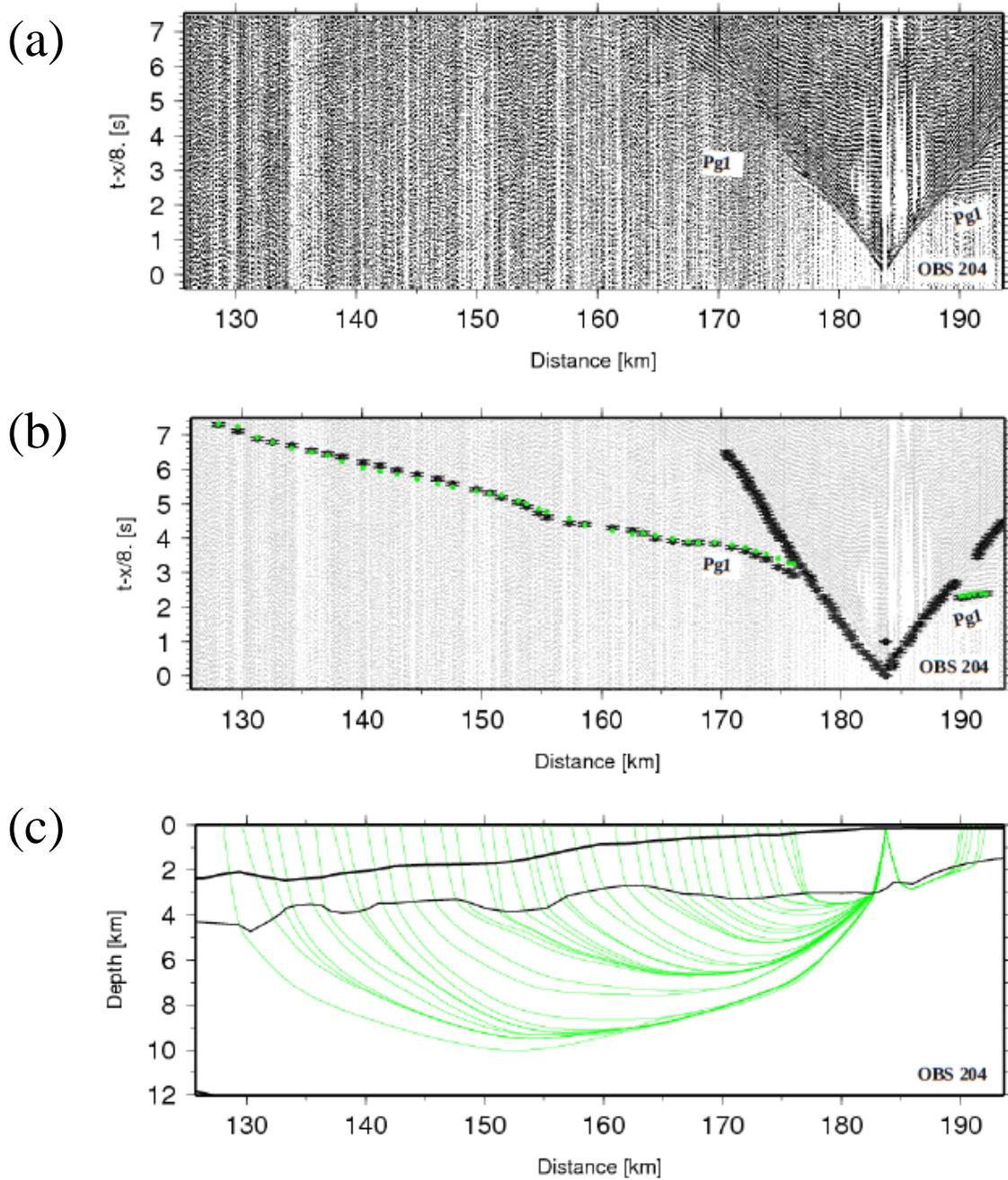


Figura 3.6 : Sísmica de alto ángulo OBS 204

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

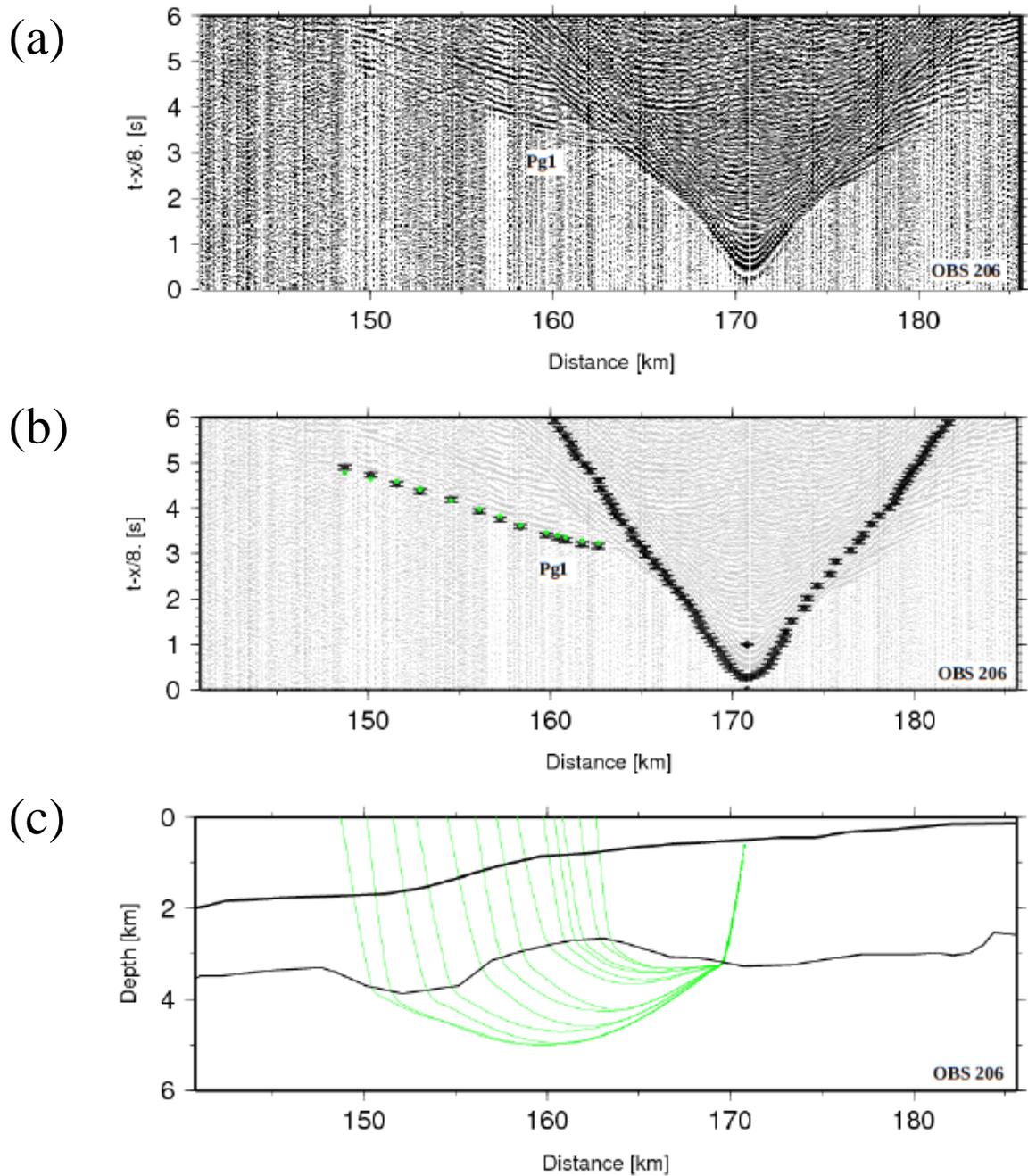


Figura 3.7 : Sísmica de alto ángulo OBS 206

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

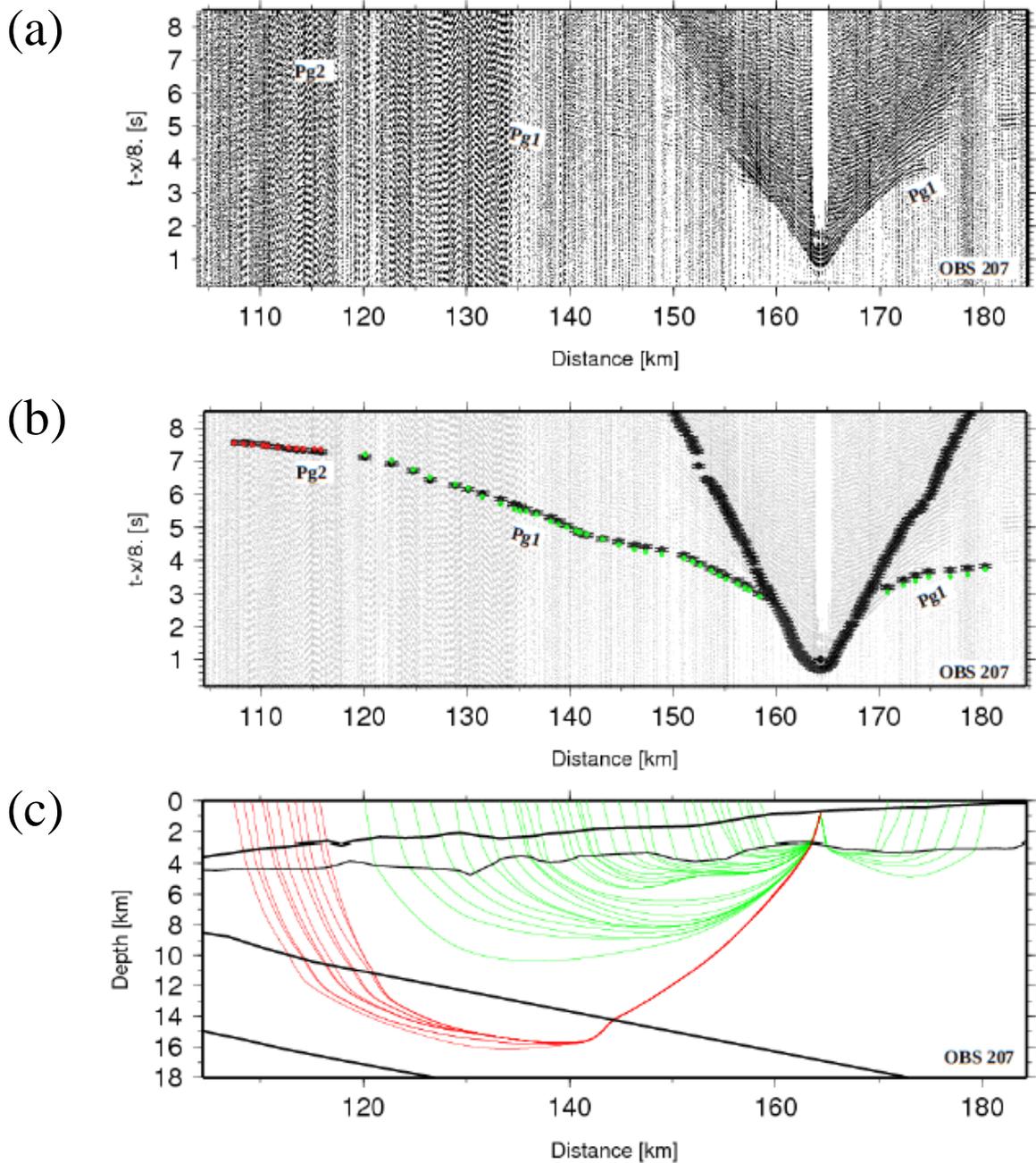


Figura 3.8 : Sísmica de alto ángulo OBS 207

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

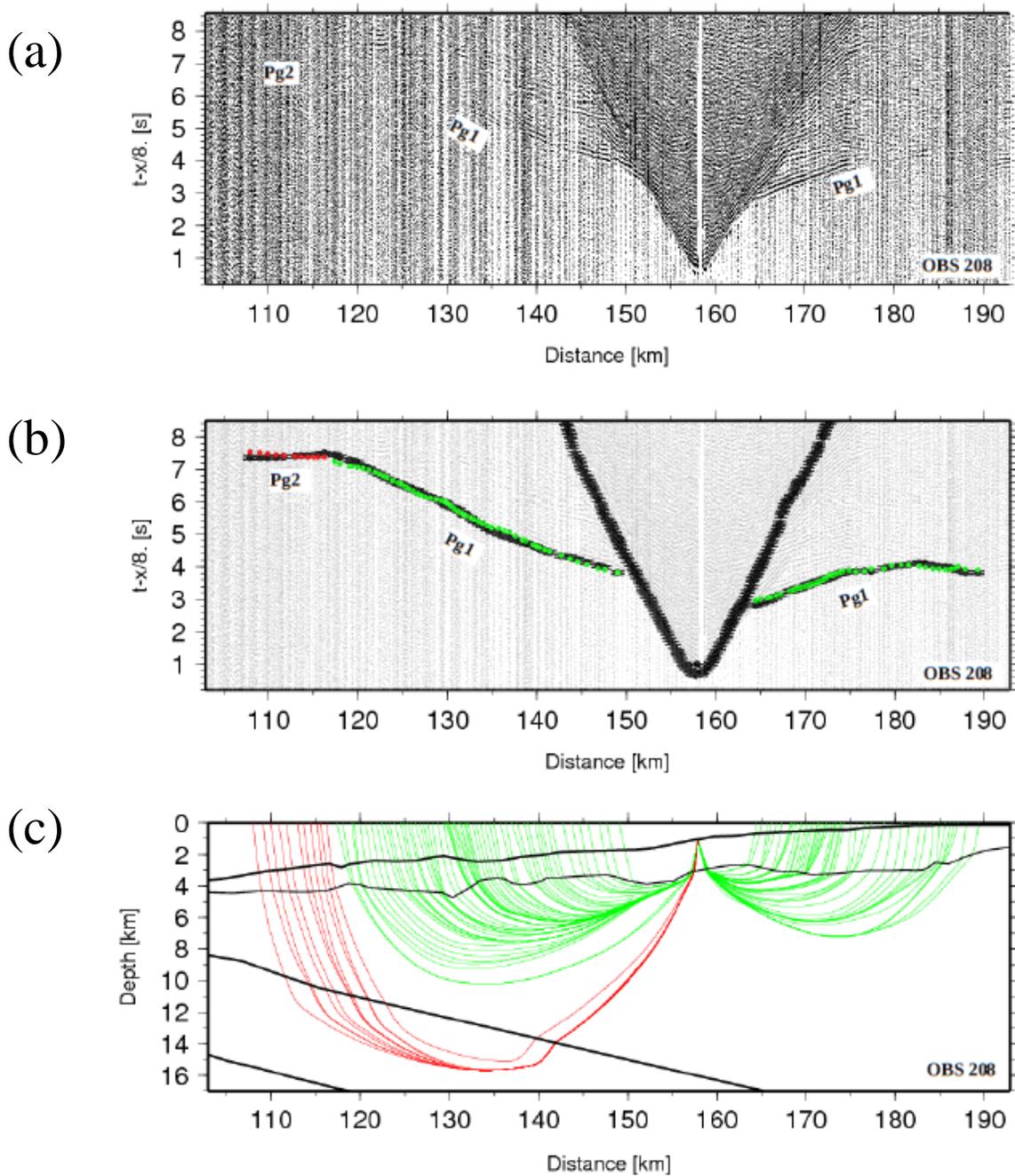


Figura 3.9 : Sísmica de alto ángulo OBS 208

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

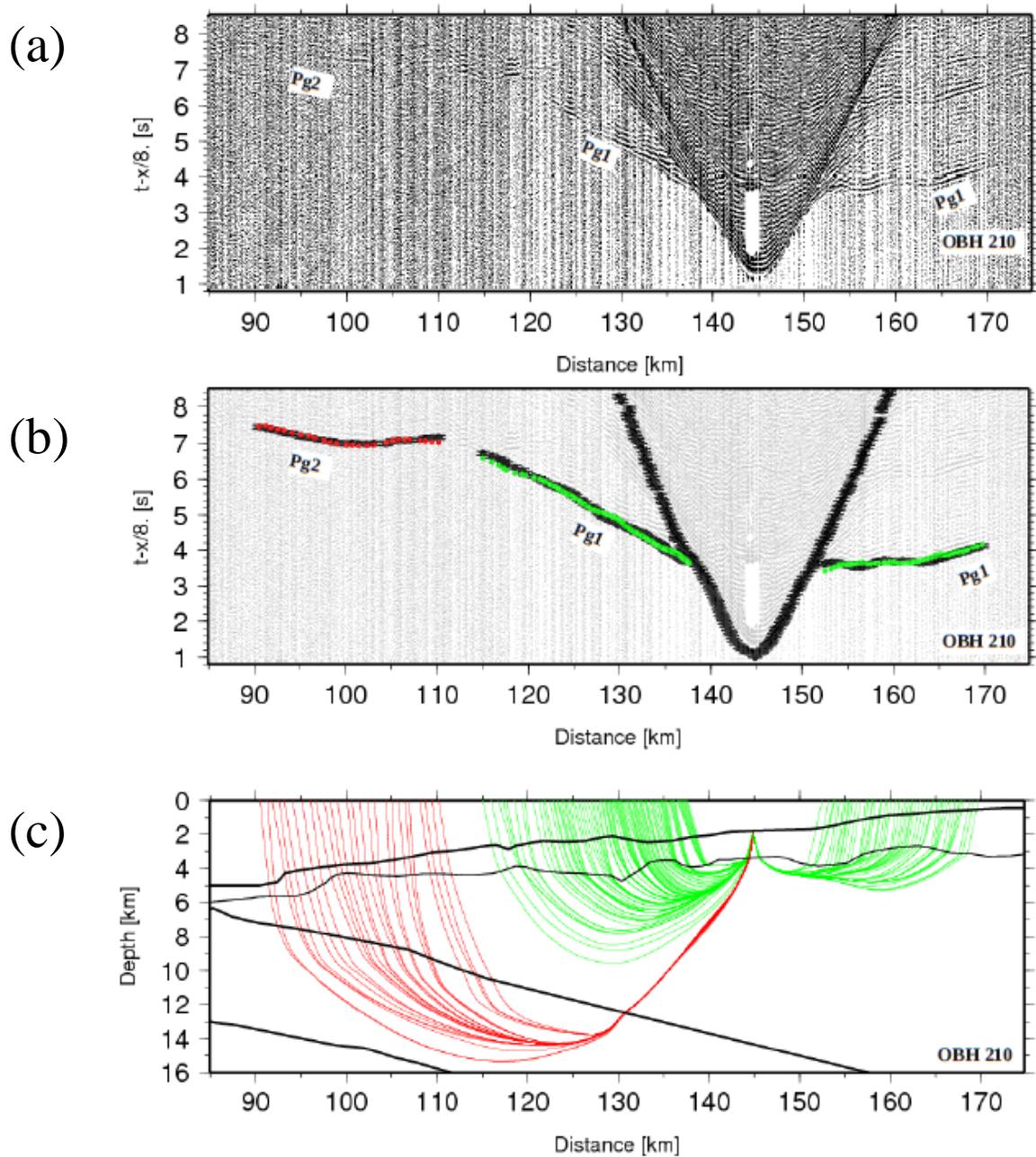


Figura 3.10 : Sísmica de alto ángulo OBH 210

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

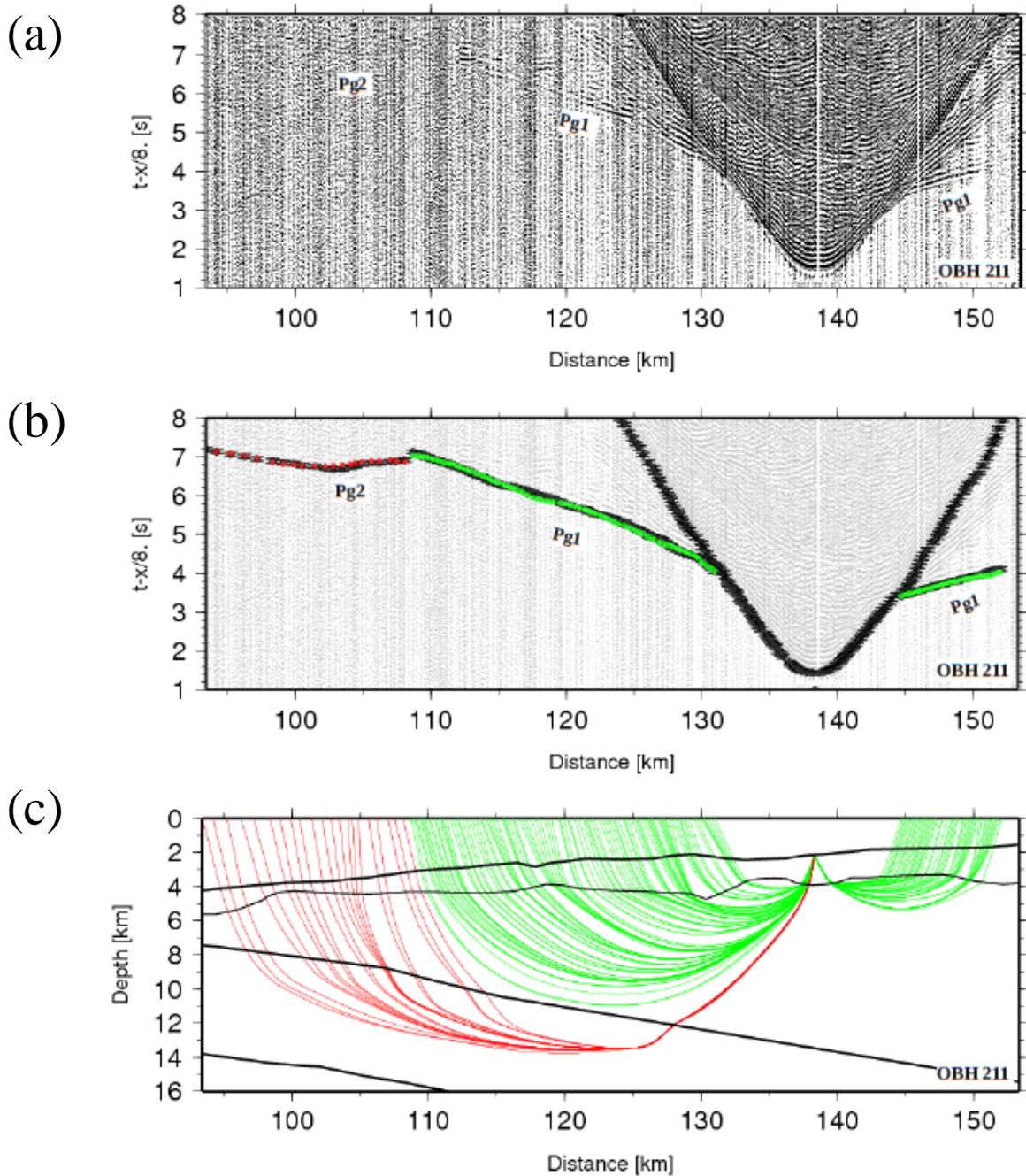


Figura 3.11 : Sísmica de alto ángulo OBH 211

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

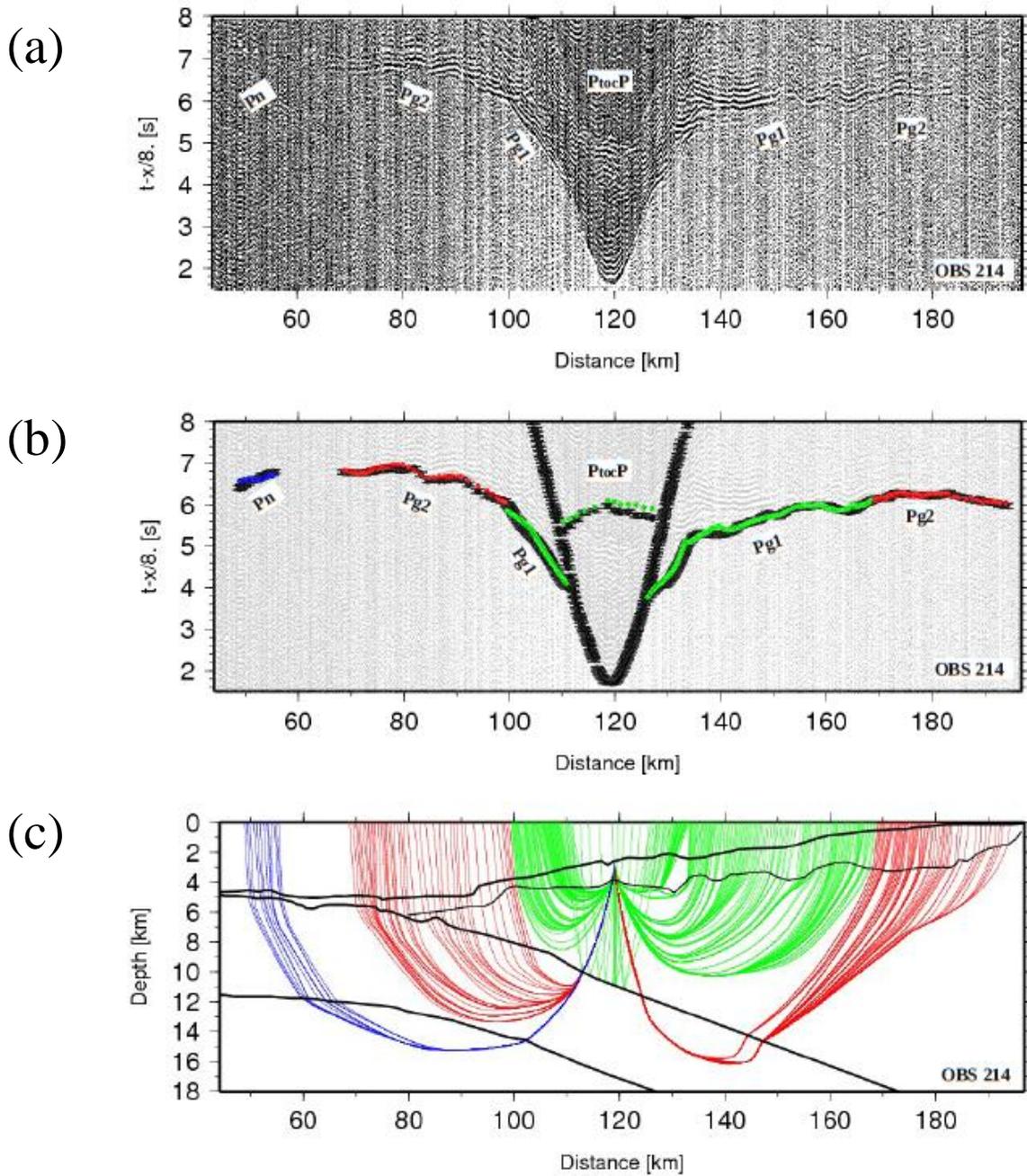


Figura 3.12 : Sísmica de alto ángulo OBS 214

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

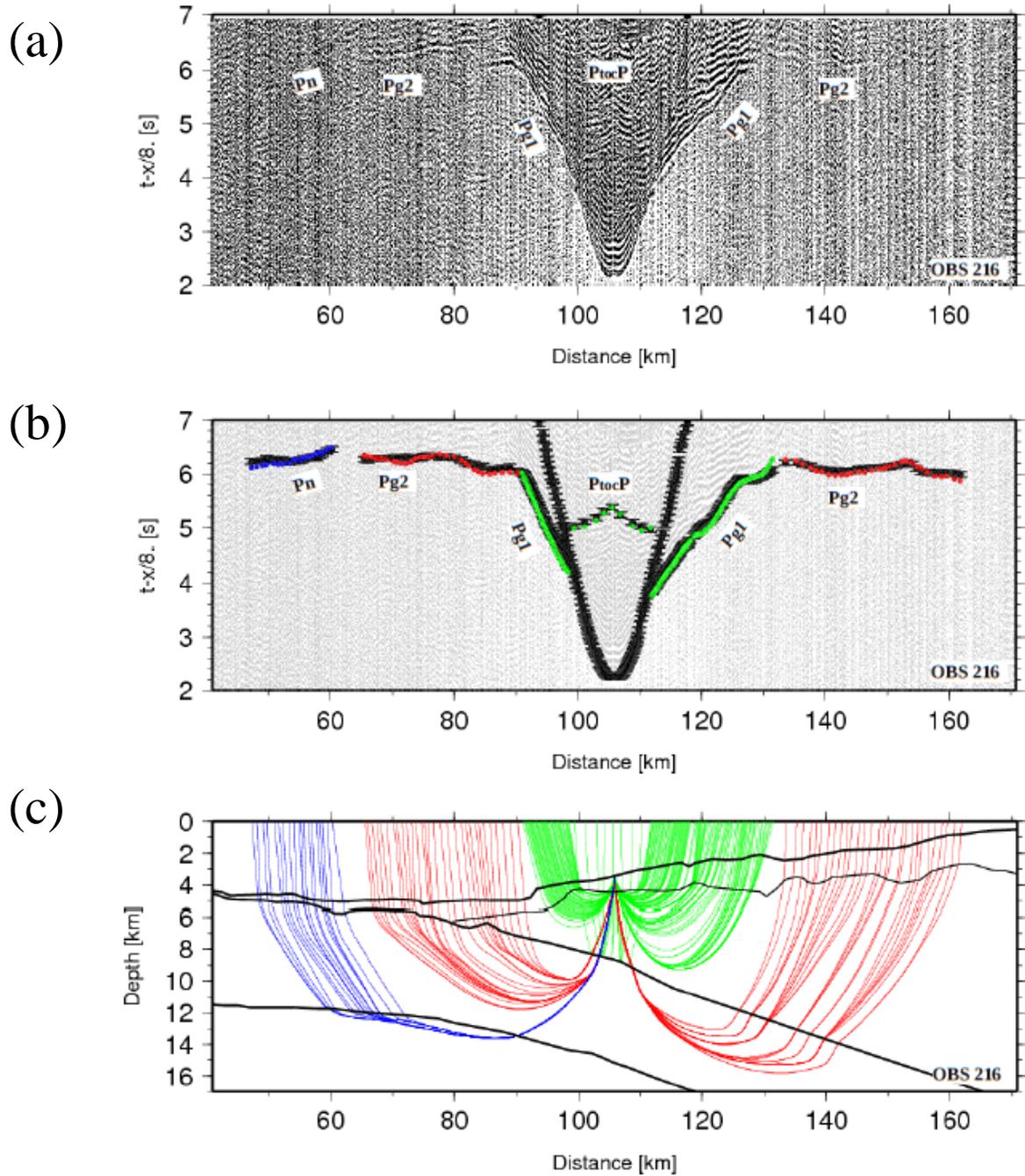


Figura 3.13 : Sísmica de alto ángulo OBS 216

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

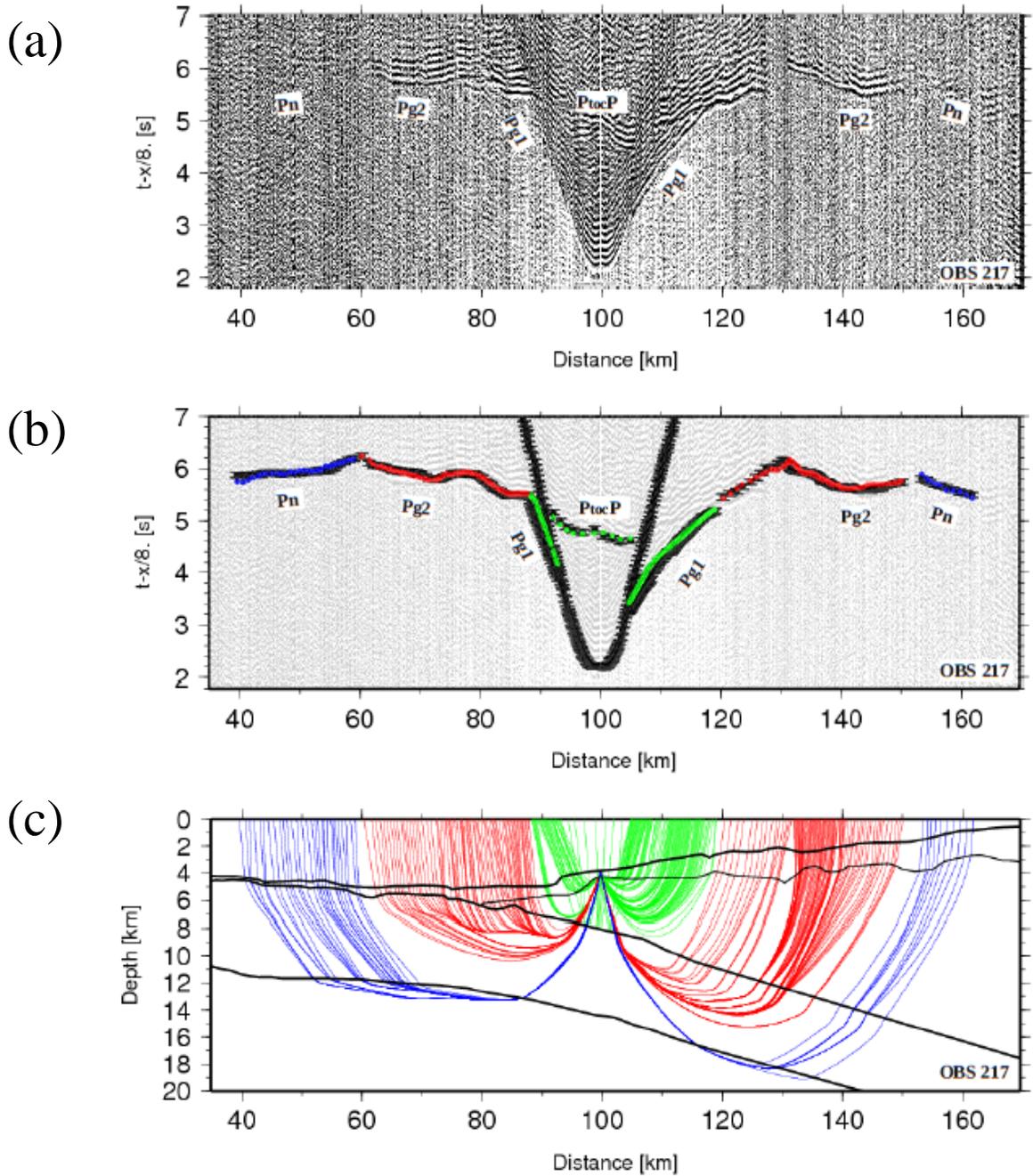


Figura 3.14 : Sísmica de alto ángulo OBS 217

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

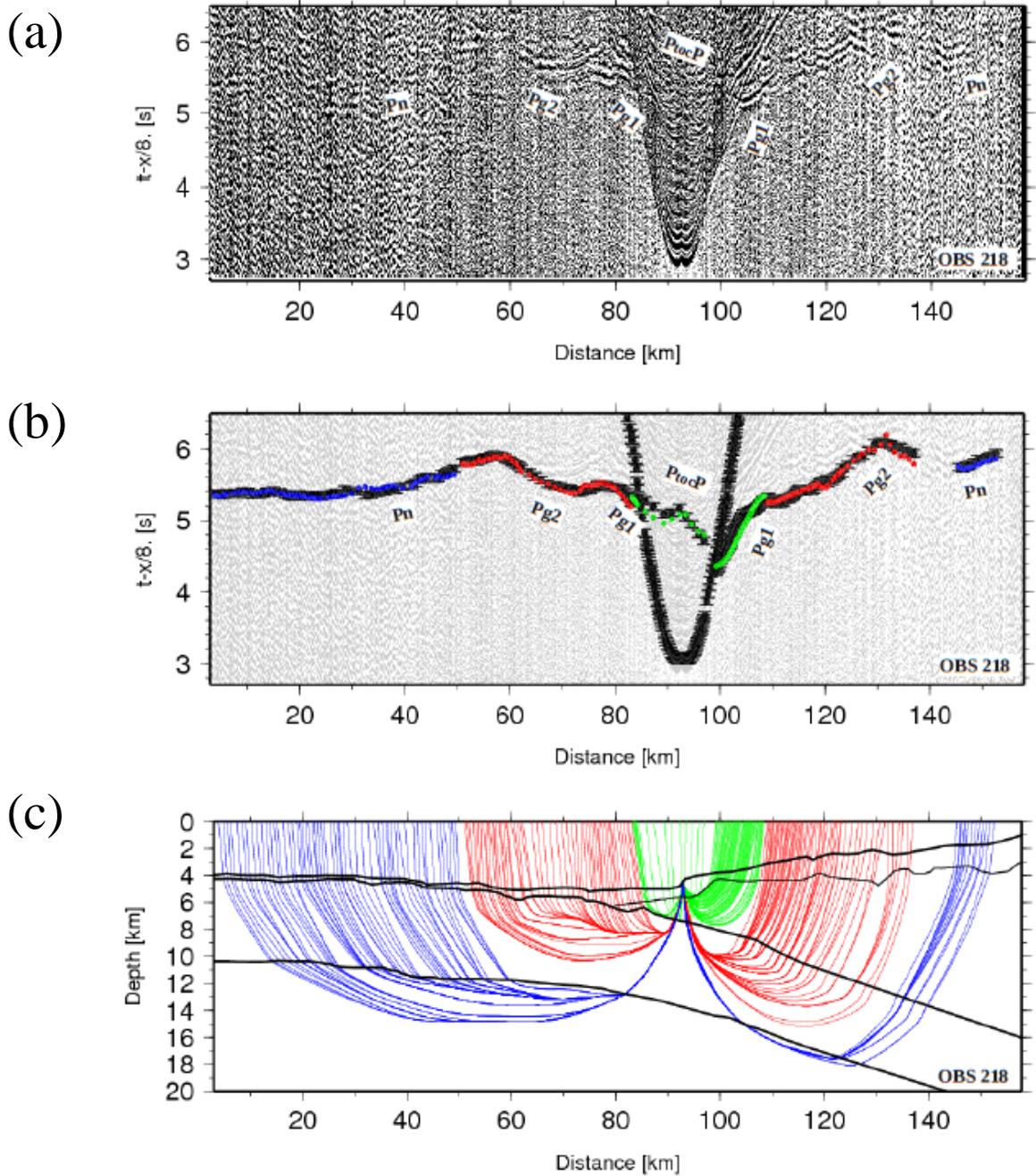


Figura 3.15 : Sísmica de alto ángulo OBS 218

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

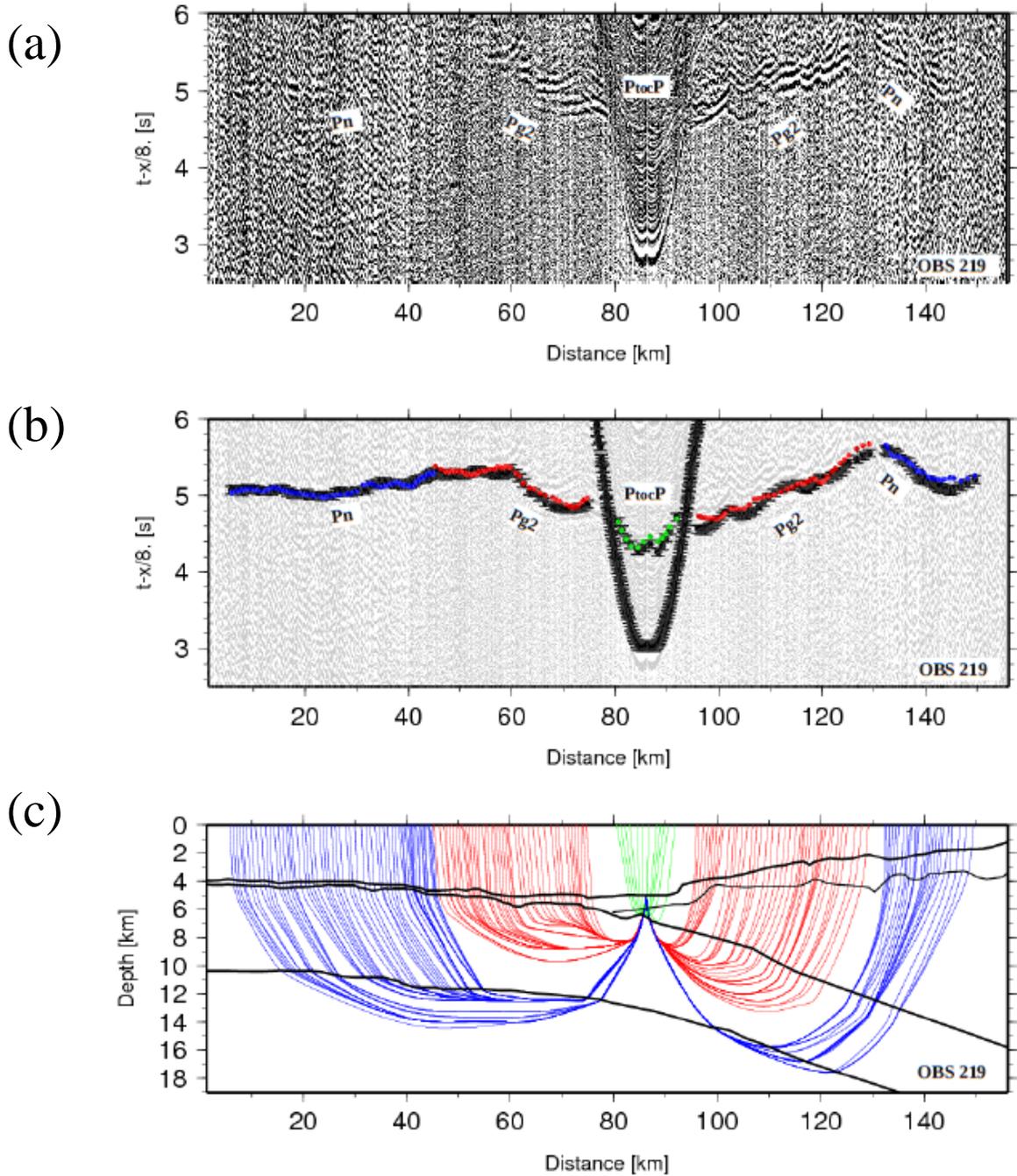


Figura 3.16 : Sísmica de alto ángulo OBS 219

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

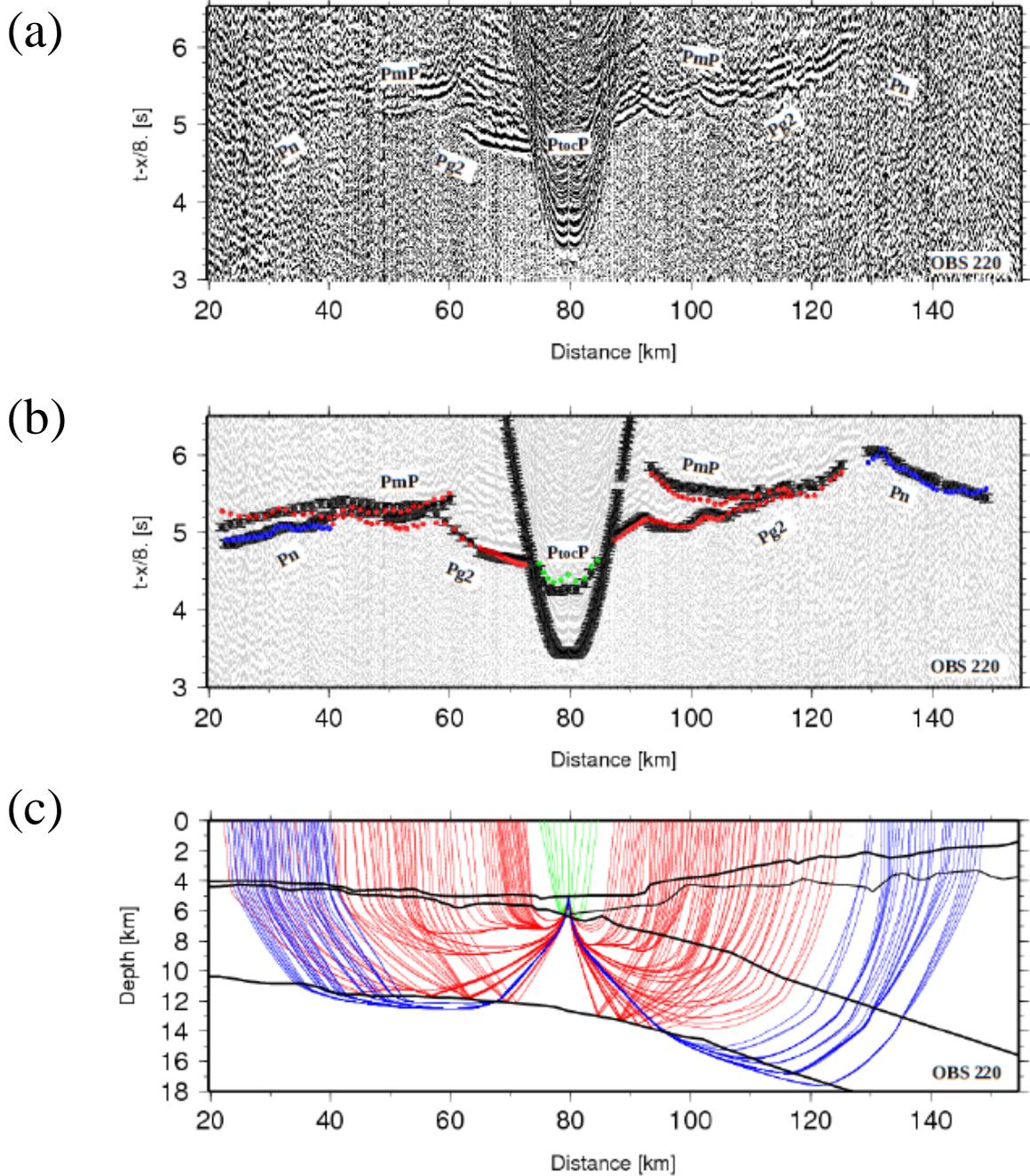


Figura 3.17 : Sísmica de alto ángulo OBS 220

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

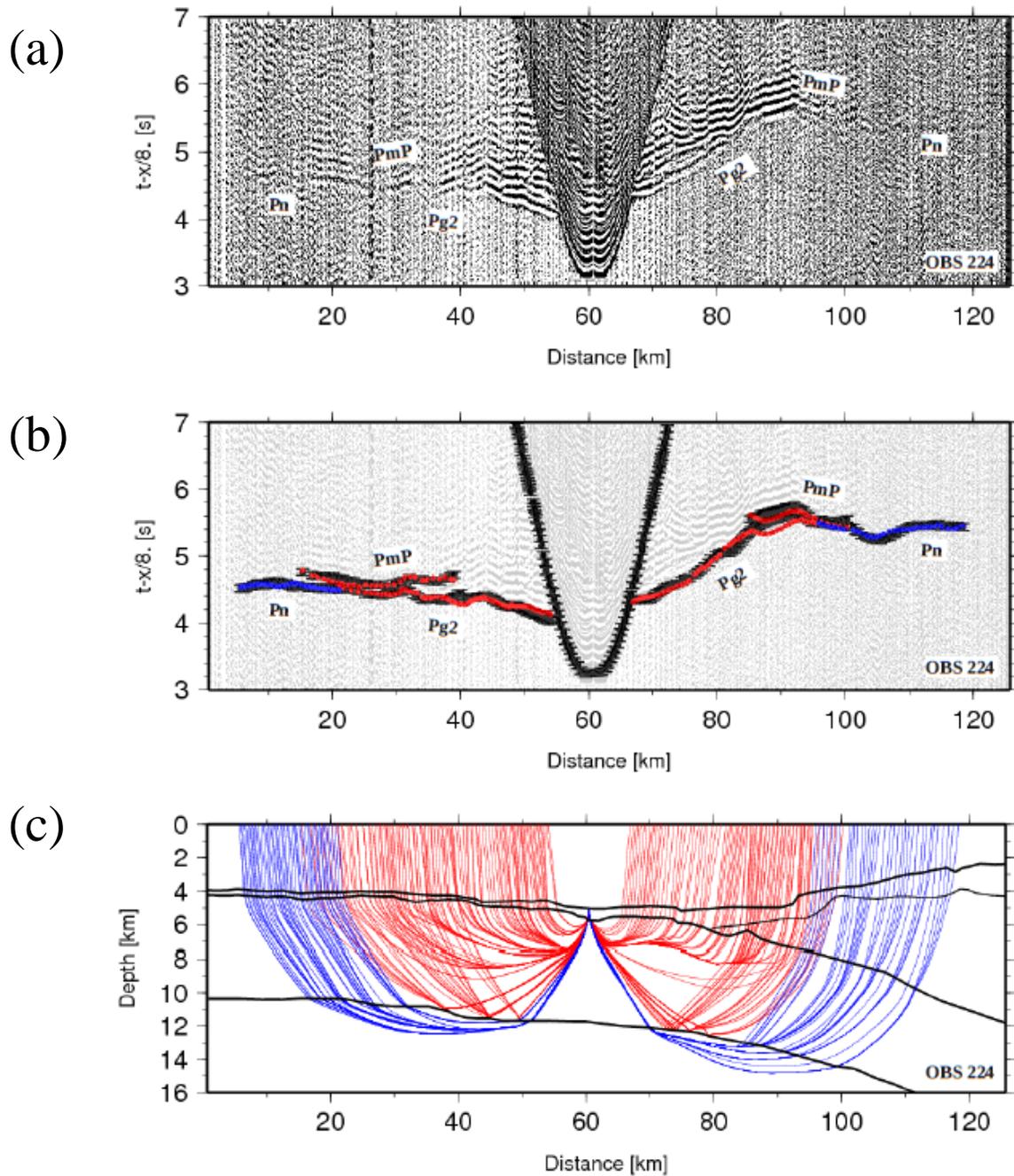


Figura 3.18 : Sísmica de alto ángulo OBS 224

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

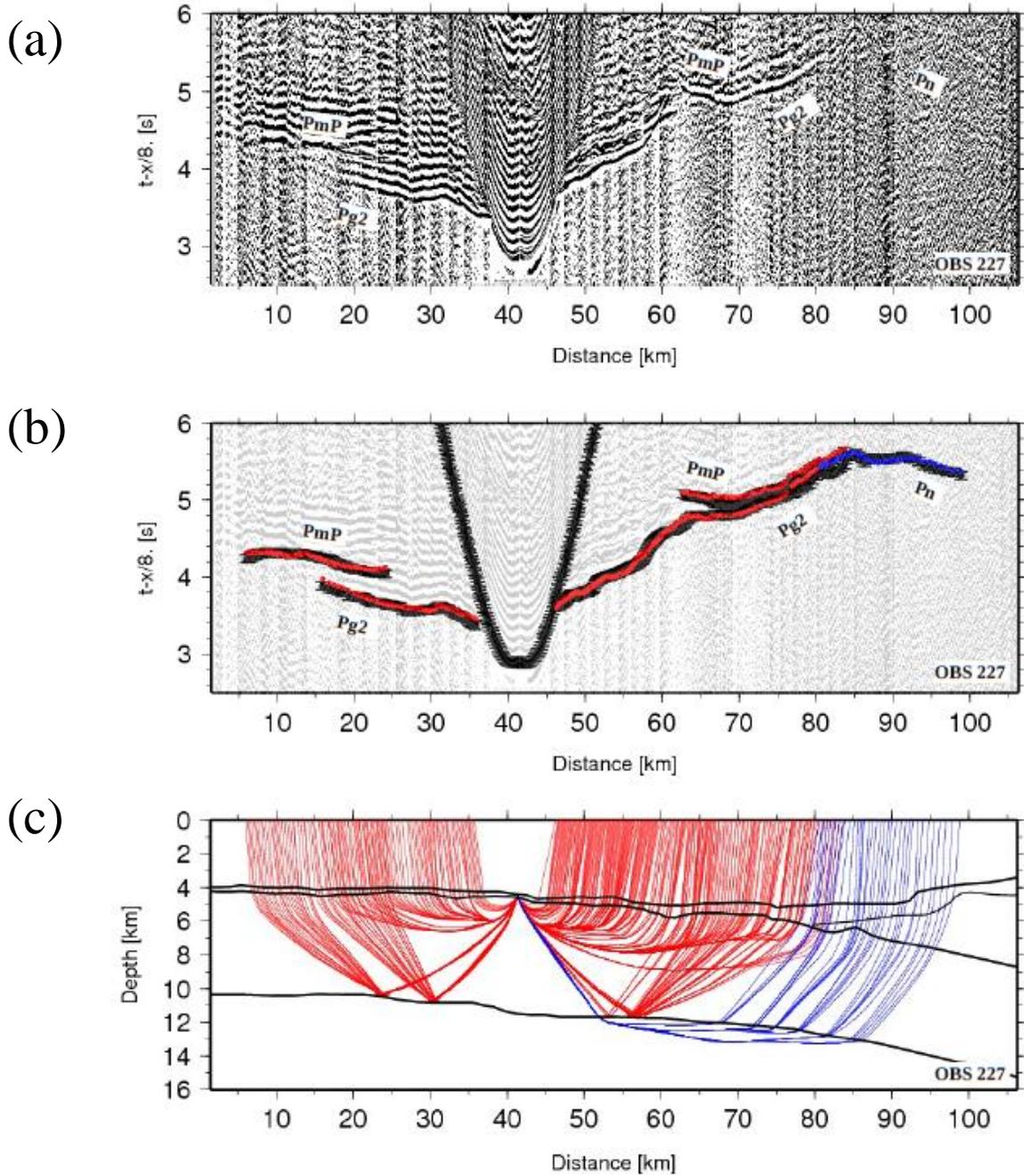


Figura 3.19 : Sísmica de alto ángulo OBS 227

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

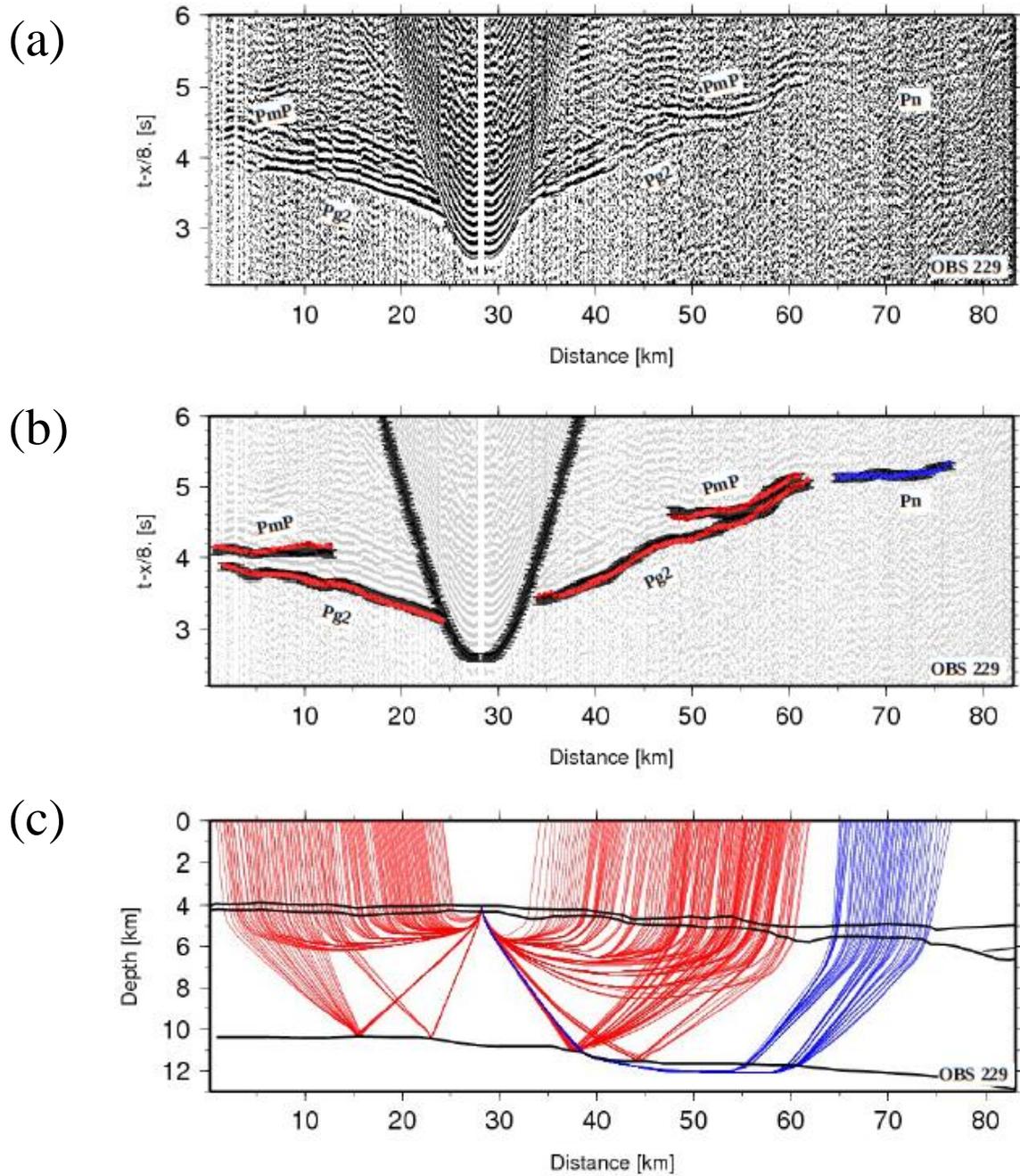


Figura 3.20 : Sísmica de alto ángulo OBS 229

- (a) Registros sísmicos de gran ángulo, en el cual se han identificado las fases utilizadas en el modelo bidimensional de velocidades.
- (b) Picado de los tiempos de arribo de las fases identificadas en (a) con sus tiempos de arribo calculados del modelo de velocidades obtenido.
- (c) Trazado de rayos bidimensional.

3.4.- Ajuste y resolución del modelo

Para corroborar el ajuste del modelo final se compararon los tiempos de arribo picados de las primeras llegadas de las fases refractadas y de las reflexiones en la corteza superior y el Moho con los tiempos sintéticos obtenidos en las mismas fases por el modelo, verificando en forma gráfica (visual) la concordancia entre ellos. En las Figuras 3.5(b) – 3.20(b) pueden observarse estos ajustes de excelente calidad.

Además se utilizaron los parámetros estadísticos RMS (*Root Mean Square*) considerado como error en la inversión que corresponde a un promedio no afectado por el signo del error entre los tiempos de arribo picados (T_{picado}) y los tiempos sintéticos obtenidos ($T_{sintético}$), siendo N el número total de picadas asociadas a las fases invertidas en cada una de las capas; y χ^2 (*Chi Cuadrado*) utilizado para probar la bondad de ajuste del modelo, correspondiente al cuadrado de cociente entre el error en la inversión (RMS) y la incerteza en el picado de datos (τ). El error de picado de datos es asumido de ser la mitad del período de una llegada, siendo de 65 ms en todas las fases. Tabla 3.2.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{picado} - T_{sintético})_i^2}$$

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{T_{picado} - T_{sintético}}{\tau} \right)_i^2 = \left(\frac{RMS}{\tau} \right)^2$$

Tabla 3.2.- Ajuste en los tiempos de arribo

Inversión	Fases	RMS [s]	τ [s]	χ^2
Capa 1	$P_{g1} + P_{toc}P$	0.0898	0.065	1.91
Capa 2	$P_{g2} + P_mP$	0.0632	0.065	0.94
Capa 3	$P_{g2} + P_mP$	0.0620	0.065	0.91
Capa 4	P_n	0.0499	0.065	0.59

La resolución es verificada mediante la densidad de la distribución de rayos sísmicos del modelo, representada en la Figura 3.21, resuelta a través de *Derivate Weight Sum (DWS)*, la cual está relacionada con la densidad de rayos atravesando una celda de la grilla del modelo [Toomey & Foulger, 1989]. Este parámetro provee robusta información acerca de la sensibilidad lineal de la inversión. Bajos valores de DWS están asociados a una pobre cobertura de rayos en la zona, lo que significa que no está bien resuelta y no podría ser interpretada adecuadamente.

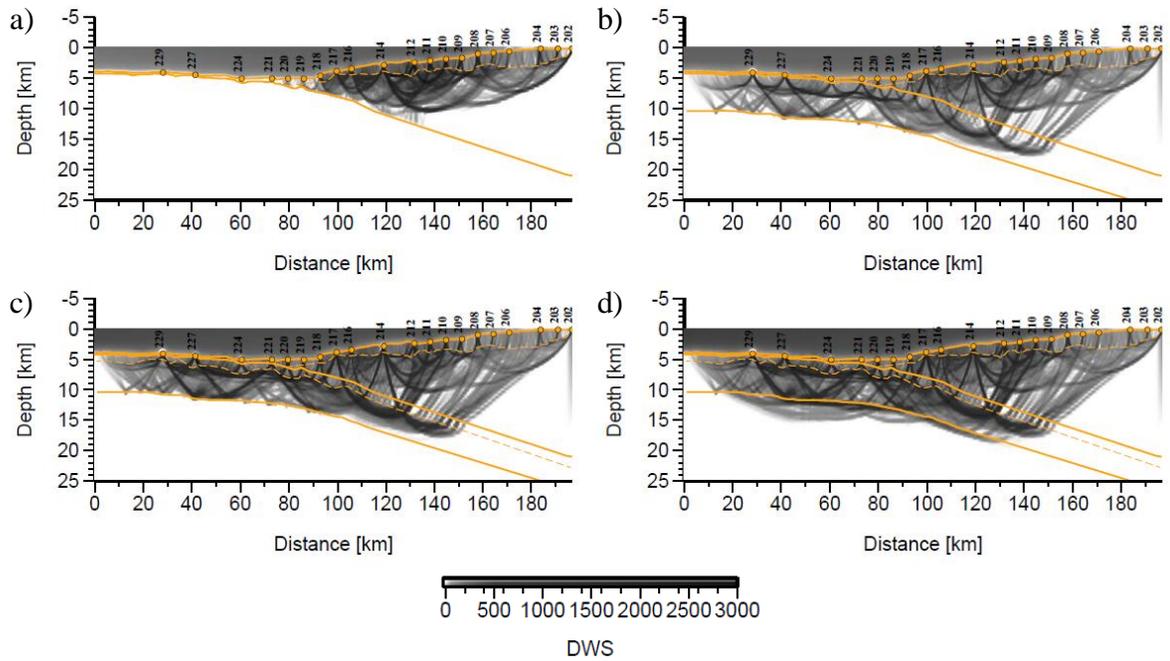


Figura 3.21 : Derivate weight sum (DWS)

Densidad de rayos representados en escalas de grises, las zonas más oscuras poseen mayor cobertura de rayos y por lo tanto están mejor resueltas.

- a) Primera inversión (capa 1)
- b) Segunda inversión (capa 1 y 2)
- c) Tercera inversión (capa 1,2 y 3)
- d) Cuarta inversión (capa 1,2,3 y 4)

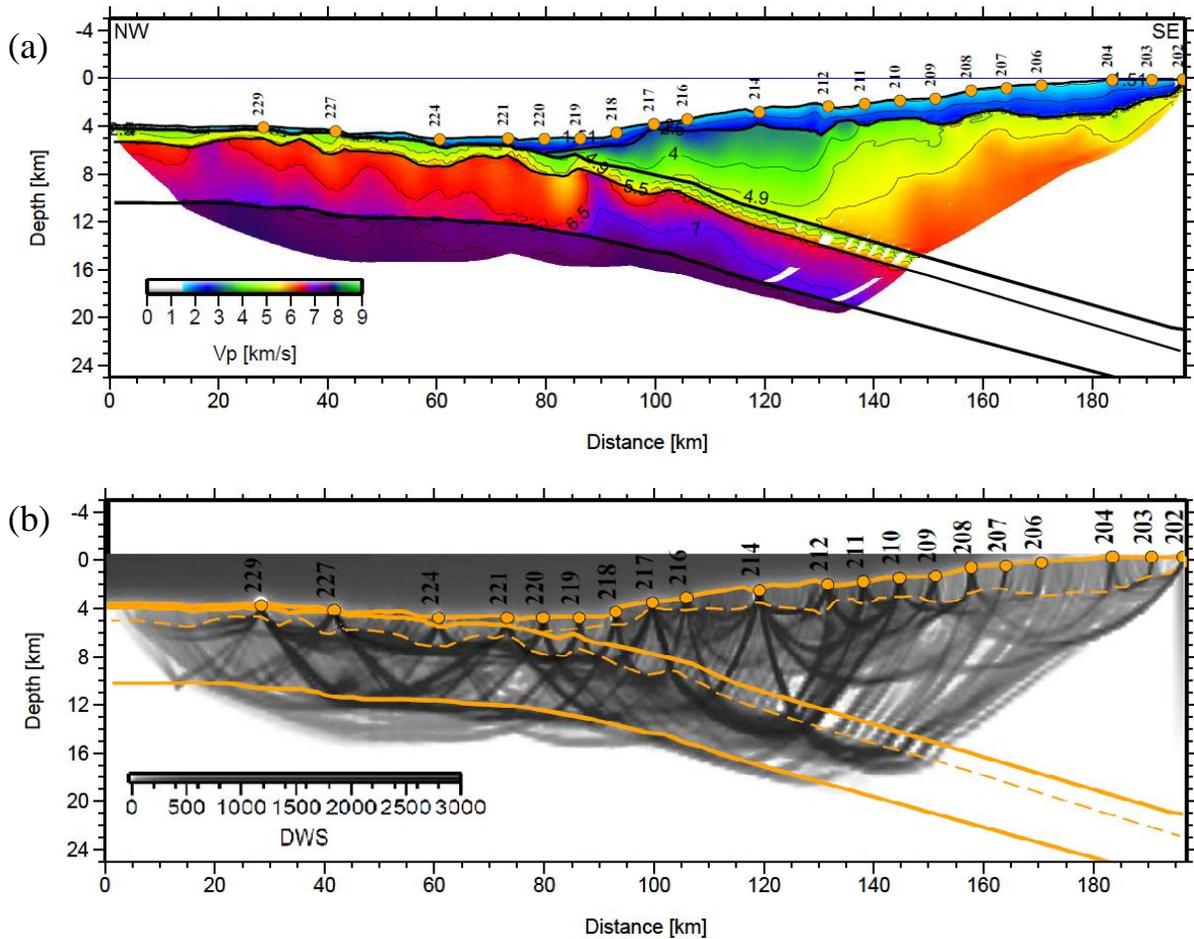


Figura 3.22: Estructura sísmica bajo el perfil P02 (Modificado de Figura 3.4 (b) y 3.21(d))

- Imagen sísmica del perfil obtenida mediante inversión conjunta de refracciones y reflexiones graficada mediante patrón de rayos sísmicos. Se observa la geometría de las interfaces entre los estratos y el modelo de velocidades sísmicas obtenidos.
- Derivate weight sum (DWS) del modelo de velocidades.

En la Figura 3.22 se puede observar el modelo final bajo el perfil P02 obtenido y la densidad de rayos correspondiente, con lo cual se puede estimar que el modelo está bien resuelto en la zona central aproximadamente entre los 30 - 140 km de longitud y una profundidad cercana al límite inferior de la corteza oceánica disminuyendo hacia el sureste. Se obtienen valores aceptables de DWS entre $\sim 140 - 190$ km superficiales ~ 5 km. Obteniéndose densidades menores hacia la costa en la corteza continental (concordante con un alto valor de χ^2), bajo el Moho en el manto superior (concordante con un bajo valor de χ^2), mientras que la menor densidad observada al noroeste en la corteza oceánica sólo representa una pequeña porción de ésta por lo que no afecta en forma sensible al modelo.

Análisis e Interpretación de Resultados

Con el fin de realizar un análisis e interpretación adecuada de los resultados obtenidos y cumplir con los objetivos planteados, son utilizados en conjunto todos los antecedentes presentados en los capítulos anteriores.

En el capítulo 1 se presentó la tectónica global y regional en la zona de estudio, incluyendo las principales características de la litósfera oceánica superior y las unidades geológicas de márgenes convergentes. Así como también los parámetros y condiciones que controlan la velocidad sísmica de las ondas primarias (ondas P) en forma cualitativa, los que permitirán interpretar las variaciones de ésta en el modelo asociado al perfil P02.

En el capítulo 2 se describe la adquisición, pre-procesamiento y calidad de los datos de sísmica de alto ángulo obtenidos.

En el capítulo 3 se describe la modelación y algoritmo utilizado en el procesamiento de los datos, presentando los parámetros y resultados de la inversión que permitieron obtener la detallada estructura sísmica bajo el perfil P02 mediante tomografía sísmica bidimensional. En la Figura 3.22(a) puede observarse el resultado obtenido, en el cual se presenta una detallada geometría de las interfaces entre los estratos geológicos (caracterizados en la sección 3.2) y la imagen sísmica mediante el modelo de velocidades de onda P, indicándose también su resolución mediante DWS en la Figura 3.22 (b).

Adicionalmente, en la sección 4.1 se compara la distribución de los hipocentros de réplicas del terremoto del Maule 2010 [Lange et al., 2012; Lieser et al., 2014], cercanos al perfil en estudio con la estructura sísmica obtenida bajo él.

Posteriormente, en la sección 4.2 se realiza el análisis de los resultados obtenidos, interpretando las características de las estructuras geológicas bajo el perfil.

Finalmente en la sección 4.3 se representa una interpretación del modelo de estructuras geológicas, basado en el modelo de velocidades tomográficas de detalle, sobre el cual se realizarán las discusiones y conclusiones finales.

4.1.- Distribución de réplicas del terremoto del Maule 2010 cercanas al perfil P02

En el año 2010, posterior al mega-terremoto del Maule, se instaló una red local de 30 OBS y 33 estaciones en tierra por un período de 3 meses entre el 20 de septiembre y el 25 de diciembre, en el cual se registraron las réplicas en torno al área de ruptura [Lange et al., 2012; Lieser et al., 2014], los datos obtenidos han aportado una gran cantidad de información acerca de los deslizamientos y planos de falla.

En este estudio se analizan las fallas de despegue (*splay fault*), grandes fallas inversas de bajo ángulo que nacen desde el contacto de subducción y se extienden por la placa cabalgante, estas fallas juegan un rol importante en la generación de *tsunami* debido a desplazamiento vertical.

En la zona norte del área de ruptura del Maule (lugar en donde está ubicado el perfil en estudio) se llegó a la conclusión que la relajación de esfuerzo y deslizamiento se produjo a través de las fallas de despegue y no sobre la interfaz entre placas lo que podría estar relacionado con fallas preexistentes o la activación de nuevas con la presencia del prisma de acreción frontal conformado por material menos consolidado y características plásticas en el cual se produce deslizamiento asísmico [Contreras-Reyes et al., 2010; Moscoso et al., 2011; Lieser et al., 2014].

En la Figura 4.1 se han graficado los hipocentros de las réplicas $M_w > 2.5$ en torno al perfil P02, en una franja de aproximadamente 1° en (a) y sus correspondientes coordenadas (x,z) bajo el perfil en (b).

Puede observarse que la mayor densidad de estas réplicas se encuentran ubicadas aproximadamente entre los 140 - 180 km del origen del perfil (entre las estaciones 202 y 212), correspondiente a la corteza continental obtenida en el modelo, aun cuando el sector no está resuelto directamente por el modelo de velocidades para la corteza oceánica, la localización de réplicas puede ayudar a dar información adicional a la geometría de la placa oceánica subductada en dicha zona, en especial aquellas con $M_w > 4.0$ representadas con los círculos de mayor tamaño. La distribución espacial de las réplicas muestra una orientación preferencial en torno a $\sim 9^\circ$ con respecto a la placa oceánica en el kilómetro 160 del perfil.

En el período de observación no se registra sismicidad apreciable desde los 140 km hacia el noroeste del perfil coincidente con la presencia del prisma de acreción frontal, solamente se registran algunos sismos menores cercanos a la estación 227, asociados con el sector de fallas normales en la zona.

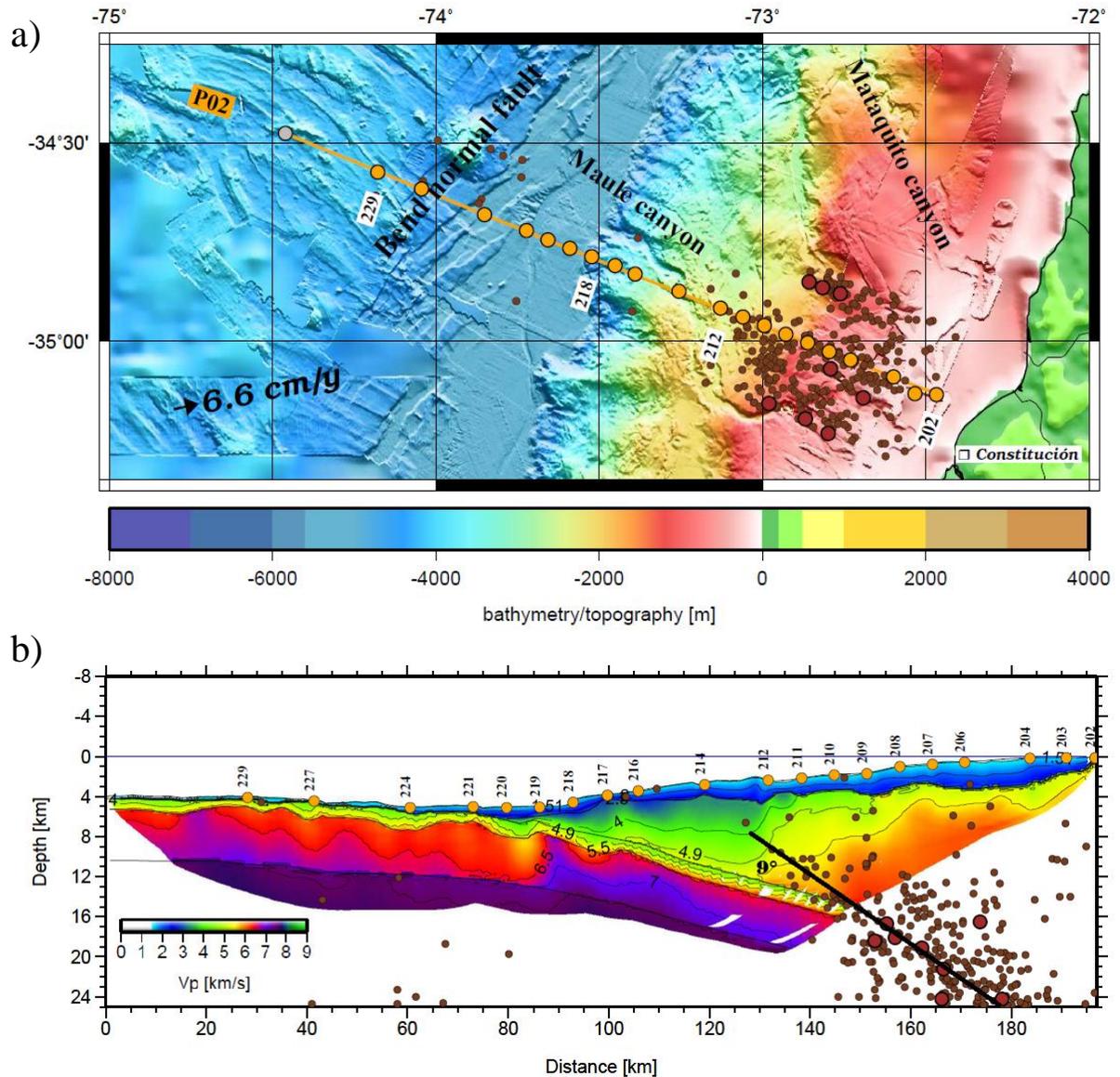


Figura 4.1: Réplicas asociadas al terremoto del Maule de 2010

Los círculos pequeños en color café representan las réplicas con magnitud $2.5 < M_w < 4.0$ y los de mayor tamaño con $M_w > 4.0$.

- Mapa batimétrico/topográfico en el cual pueden observarse las estaciones del perfil P02 y los epicentros de las réplicas en torno a él.
- Estructura sísmica bajo el perfil P02, coincidente con la sismicidad en las fallas de despegue e interplaca en la corteza oceánica, con un ángulo medio de 9° .

4.2.- Análisis e interpretación, características de las estructuras geológicas bajo P02

En la estructura sísmica bajo el perfil que se muestra en las Figuras 3.22 y 4.1 puede observarse la detallada geometría de las interfaces entre los estratos y los reflectores asociados a cada una de las capas estudiadas. A continuación se analizarán los resultados obtenidos para cada una de las estructuras geológicas principales del margen convergente: Placa continental Sudamericana, Placa oceánica de Nazca y manto superior.

4.2.1.- Placa continental Sudamericana

Formada por sedimentos, prisma de acreción y corteza continental.

Sedimentos

Los sedimentos provenientes desde el continente, liberados por ríos y rápida erosión de los glaciares de Los Andes son transportados desde la costa hacia la plataforma y talud continental y fosa por deslizamientos, cañones submarinos y corrientes turbidíticas.

Este estrato geológico está bien resuelto (alta densidad de rayos DWS) mediante refracciones del prisma de acreción y corteza continental, obteniéndose velocidades sísmicas típicas de sedimentos no consolidados 1.6 - 2.5 km/s, el espesor disminuye gradualmente a medida que se aleja de la costa en dirección noroeste pudiéndose observar un espesor máximo de aproximadamente 3 km cercano a la costa (entre las estaciones 204 – 207) y un máximo relativo de ~2.5 km a una distancia ~50 km del frente de deformación (entre las estaciones 212 – 214) por las cuales atraviesa el cañón del río Maule, hacia el noroeste posee espesores variables menores a ~2 km hasta llegar a la fosa [Voelker et al., 2013].

Adicionalmente pueden observarse sedimentos más antiguos y consolidados de espesor entre 1.0 - 2.0 km con incremento de velocidad vertical entre 5.0 - 5.5 km/s desde la costa hasta unos ~40 km mar adentro correspondientes a la zona de transición entre el límite sur de la cuenca Mataquito (*Mataquito basin*) [González, 1989] y la corteza continental.

Prisma de acreción (*accretionary prism*)

La formación y estructura del prisma de acreción ha sido explicada en la sección 1.4.2. Fue bien resuelto (alta densidad de rayos DWS) mediante refracciones del prisma de acreción y corteza continental y reflexiones en la base del prisma, sin sufrir modificaciones apreciables debido a la inversión posterior de las refracciones de la corteza oceánica, reflexiones del Moho y refracciones del manto superior.

Se extiende desde la fosa hacia el sureste en forma de cuña, a distancias ~50 km en su límite inferior sobre la Placa oceánica de Nazca con un espesor máximo de ~9 km (coincidente con la intersección del cañón Maule sobre el perfil) hasta ~80 km en el límite superior bajo los sedimentos.

La zona de transición entre el prisma de acreción y la corteza continental (*backstop*) se caracteriza por un fuerte gradiente de velocidades, el cual puede observarse en el modelo con

rangos de velocidades entre 3.5 - 5.0 km/s para el prisma de acreción frontal y mayores a 5.5 km/s en la corteza continental. Esta zona de transición de espesor < 4 km paralelo al *backstop* posee velocidades sísmicas entre 5.0 - 5.5 km/s. El *backstop* tiene una inclinación con respecto a la horizontal de $\sim 16^\circ$.

Corteza continental

Formada de roca consolidada metamórfica, estudiado por varios autores, correspondiente al basamento de la Cordillera de la Costa al norte de los $\sim 38^\circ\text{S}$ [Mordojovich, 1974; Herve, 1976; Glodny et al., 2006]. Este basamento Paleozoico continental ha sido también denominado “*Complejo Paleozoico acrecionario*” o “*basamento metamórfico Paleozoico continental*”. Esta unidad rocosa fue depositada profundamente y posteriormente exhumada, teniendo una edad mayor a los ~ 300 Ma que el prisma de acreción actual.

El límite superior de la corteza continental fue medianamente resuelto (variable densidad de rayos DWS) a través de refracciones del prisma de acreción y corteza continental y solamente reflexiones en el borde superior de la corteza oceánica bajo el talud, obtenidas desde el OBS 214 (Figura 3.12), complementando su estructura sísmica con una mayor densidad de rayos con refracciones de la corteza oceánica y manto superior. El límite inferior obtenido con los datos está a una profundidad de ~ 15 km y a una distancia de ~ 150 km del origen del perfil (bajo la estación 210). Presentando velocidades sísmicas características de bajo gradiente entre 5.5 - 6.0 km/s.

4.2.2.- Placa oceánica de Nazca

La placa oceánica de Nazca se subduce bajo la placa continental Sudamericana a una tasa actual de 6.6 cm/año, el azimut de convergencia es aproximadamente 78°E [Angermann et al., 1999]. La edad estimada a la latitud de los $\sim 35^\circ\text{S}$ es de 35 Ma [Mueller et al., 1997]. Su estructura y composición media ha sido explicada en la sección 1.4.1.

Las velocidades sísmicas fueron bien resueltas (alta densidad de rayos DWS) en la mayor parte del perfil mediante refracciones de la corteza oceánica y del manto superior, adicionando reflexiones en el Moho desde el origen del perfil hasta el frente de deformación (bajo la estación 219).

Al noroeste de la fosa puede observarse a través de la batimetría y estructura sísmica una leve inclinación $\sim 1^\circ$, teniendo un espesor aproximadamente constante de 7 km, mientras que la placa en subducción presenta una inclinación de $\sim 8^\circ$ en el límite superior bajo el prisma de acreción, con un posible adelgazamiento obtenido por el modelo de 7 a 5 km en el Moho. Hacia el sureste, bajo la corteza continental solo se obtiene escasa información del modelo sísmico a través de refracciones en el manto, sin embargo, mediante réplicas del terremoto del Maule 2010 (Figura 4.1) pueden observarse fallas de despegue que podrían asociarse a un aumento abrupto en la inclinación de la placa de $\sim 9^\circ$ [Lieser et al., 2014], desde 160 km del perfil hacia la costa, teniendo entonces una inclinación de $\sim 17^\circ$.

Se identifican tres estructuras diferenciadas: sedimentos Pelágicos, corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior.

Sedimentos Pelágicos

A diferencia de los sedimentos sobre la Placa continental Sudamericana provenientes principalmente desde el continente, los sedimentos marinos en la Placa oceánica de Nazca, al oeste del frente de deformación, solamente tienen unos cientos de metros de espesor compuestos generalmente de sedimentos pelágicos con velocidades entre 1.6 - 2.0 km/s.

Corteza oceánica superior

Correspondiente a la segunda y tercera capa de la corteza oceánica, compuesta de almohadillas y diques basálticos de bajas velocidades sísmicas 4.0 - 5.5 km/s, con espesor aproximadamente constante de ~2 km en los extremos, presentando deformación y geometría irregular afectada por la batimetría del fondo marino, fallas normales y regímenes de esfuerzos tensionales del proceso de subducción cercano al frente de deformación entre 20 - 100 km del perfil (bajo las estaciones 229 - 217). Obteniéndose un máximo de deformación en la fosa (~80 km del perfil). Debido a estar compuesta por material deformable, en conjunto con material arrastrado del prisma de acreción podría formar un canal de subducción entre las placas.

Corteza oceánica inferior

Correspondiente a la cuarta capa de la corteza oceánica, sábanas de diques con columnas verticales e intrusiones de Gabro compuestas de plagioclasas, piroxeno, olivino y peridotita. Se observan características sísmicas diferentes antes y después del frente de deformación (~90 km del origen del perfil, bajo la estación 219). Para poder realizar una adecuada interpretación, es necesario tomar en consideración los factores que producen modificaciones en las velocidades sísmicas características (sección 1.5).

En los primeros 90 km, se observa un sector con velocidades de solamente 5.5 - 6.5 km/s (menores a las estimadas de una corteza oceánica inferior promedio) con geometría irregular aproximadamente coincidente con el límite entre corteza oceánica superior e inferior y con la inclinación del límite superior de la corteza oceánica al sureste de la fosa. Bajo este sector se obtienen velocidades sísmicas con escasa diferenciación del manto 6.5 - 7.5 km/s, el cual a su vez también posee velocidades menores a las predichas (~8 km/s). Estas variaciones en la velocidad y geometría pueden obedecer a diversos factores, tales como:

- En el primer sector, las fallas normales que atraviesan el noroeste del perfil (Figura 4.1) producen un incremento en las fracturas que facilitan la infiltración del agua del mar hacia la corteza oceánica y por lo tanto una disminución de las velocidades sísmicas, creándose asperezas debido a levantamientos (*horst*) y hundimientos (*graben*) siguiendo la dirección de las tensiones producidas por la placa en subducción.
- Los rayos sísmicos de las refracciones de la corteza oceánica y del manto se propagan grandes longitudes aproximadamente paralelos a la placa oceánica, los cuales podrían reflejar resultados erróneos debido a la anisotropía horizontal asociada a las fracturas.

- En el sector inferior se produce serpentinización del manto, esta hidratación unida al aumento en la temperatura debido a la profundidad y cercanía con el Moho produce aumento de volumen que puede propagarse a los niveles superiores, disminuyendo las velocidades sísmicas.

El extremo este del perfil posee bajos valores de DWS, por lo que es esperable una pobre resolución para la litósfera oceánica, debido a ello los resultados e interpretación solo deben considerarse en forma referencial. En el kilómetro 90 cercano a la fosa, se observa un abrupto aumento horizontal de las velocidades sísmicas de 6.5 - 7.0 km/s, obteniéndose valores de entre 6.5 - 7.5 km/s con variación paralelas al eje de subducción hasta el kilómetro 140 (últimos rayos sísmicos obtenidos del modelo). Este aumento en las velocidades sísmicas entre 90 - 140 km puede corresponder a una menor hidratación y mayor presión confinante debido a la placa continental Sudamericana cabalgante.

4.2.3.- Manto Superior

El manto se diferencia principalmente de la corteza por sus características químicas. El límite entre la corteza y el manto, corresponde al *Moho*, en la cual cambian súbitamente las propiedades físicas de los materiales y por consiguiente las velocidades sísmicas de las ondas P y S. El límite superior del manto posee una velocidad sísmica de ondas P característica de 8.0 km/s, está compuesto de rocas ultramáficas, constituidas principalmente por silicatos, hierro y magnesio.

En el modelo de velocidades, solamente se obtuvieron rayos sísmicos de refracciones del manto superior de escasa penetración bajo el Moho, < 5 km entre los 20 - 70 km del perfil y < 2 km hacia el sureste. Aunque la densidad de rayos DWS es menor que las obtenidas en estratos superiores, se obtuvieron ajustes de curvas de buena calidad, con bajos valores de *RMS* y χ^2 .

Se obtuvieron valores de velocidades aproximadamente constantes de ~7.5 km/s, levemente menores a la velocidad característica de ~8.0 km/s, la cual puede ser atribuida a la serpentinización ligada a procesos de subducción (sección 1.4.1), afectándolo mayormente al noroeste de la fosa.

4.3.- Interpretación del modelo de velocidades tomográficas de detalle

En la figura 4.2 puede observarse el modelo de velocidades de ondas sísmicas primarias obtenido en (a) y su interpretación geológica en (b), sin exageración vertical en (c). Modelo e interpretación sobre los cuales se realizarán las discusiones y conclusiones finales.

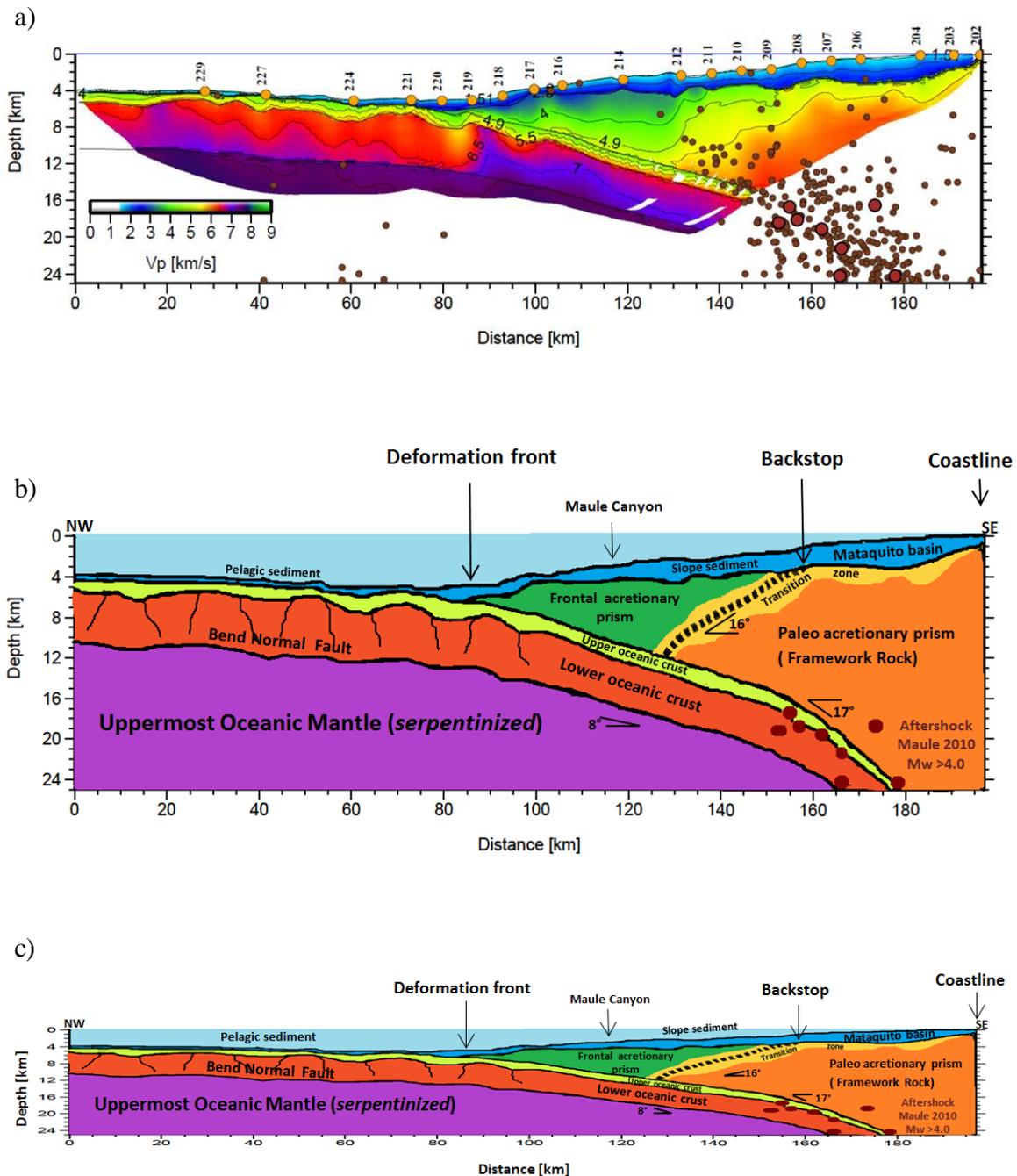


Figura 4.2.- Interpretación de las estructuras geológicas bajo el perfil P02

- Imagen sísmica del perfil obtenida mediante inversión conjunta de refracciones y reflexiones graficada mediante patrón de rayos sísmicos. Se observa la geometría de las interfaces entre los estratos y el modelo de velocidades sísmicas obtenidos en conjunto con réplicas del mega-terremoto del Maule 2010.
- Interpretación de las estructuras geológicas obtenidas, en especial la geometría del antearco marino, prisma de acreción, corteza continental y corteza oceánica subductada.
- Interpretación de las estructuras geológicas sin exageración vertical.

Discusión y Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo de tesis muestran la detallada estructura sísmica bajo el perfil P02 y la interpretación geológica realizada (Figura 4.2). Estas estructuras coinciden en forma general con estudios anteriores similares de márgenes convergentes. A continuación se realizará la discusión de las características locales en la zona de estudio, sus posibles causas y la relación de ellas con la sismogenesis de grandes terremotos y *tsunamis* como el ocurrido el 27 de febrero del 2010 en la región del Maule.

5.1.- Corteza oceánica de Nazca

Presenta tres estratos horizontales bien definidos con geometría y velocidades sísmicas características de una corteza oceánica promedio: sedimentos pelágicos, corteza oceánica superior y corteza oceánica inferior. Sin embargo se observan pequeñas variaciones laterales en su geometría y en las velocidades sísmicas de la corteza oceánica inferior y del manto bajo ella.

Al noroeste de la fosa, el sector comprendido desde el origen del perfil hasta el frente de deformación 0 - 90 km presenta geometría irregular de alta rugosidad debido a la presencia de fallas normales provocadas por los esfuerzos tensionales en la zona del abombamiento de la placa oceánica que están asociados al proceso de subducción [e.g., Moscoso and Grevemeyer, 2015]. Observándose una disminución de las velocidades sísmicas, un espesor reducido de sedimentos facilita la infiltración del agua de mar a través de las fracturas, que en conjunto con la serpentinización del manto superior provoca alta hidratación de la corteza oceánica inferior [e.g., Contreras-Reyes & Osses, 2010].

Bajo el prisma de acreción y talud continental, sector comprendido entre el frente de deformación y bajo el límite superior del *backstop* 90 - 150 km del perfil, la placa presenta un ángulo de subducción de $\sim 8^\circ$, disminuye significativamente la rugosidad. Bajo el continente el mayor espesor de sedimentos y presencia del prisma de acreción actúan como barrera para la infiltración del agua de mar, presentando menor hidratación y por lo tanto menor disminución de las velocidades sísmicas. Estos resultados deben ser considerados solo en forma referencial debido a tener baja densidad de rayos en el modelo.

Hacia el sureste bajo la plataforma continental 150 - 197 km no fue resuelto por el modelo de velocidades sísmicas, se completó la interpretación de las estructuras geológicas utilizando las coordenadas de los hipocentros de réplicas del terremoto del Maule 2010 cercanas al perfil, encontrando un cambio abrupto del ángulo de subducción desde los $\sim 8^\circ$ a los $\sim 17^\circ$. Aun cuando la presencia del cambio de ángulo ha sido observado anteriormente en el margen convergente de Chile [Lange et al., 2012; Contreras-Reyes et al., 2012; Ruiz et al., 2013; Lieser et al., 2014;] se requiere mayor cantidad de datos y estudios a lo largo del margen para poder explicarlo adecuadamente. Algunas posibles hipótesis primarias de este fenómeno podrían estar relacionadas con el cambio en la tasa de convergencia entre placas, deflexión debido al peso de la corteza continental cabalgante y/o la presencia de una raíz cortical de roca ígnea o mejor litificada.

5.2.- Corteza continental Sudamericana

La corteza continental obtenida bajo el perfil solo corresponde a una longitud de alrededor de 100 km entre el frente de deformación y la costa, formada durante millones de años por la depositación de sedimentos provenientes desde el continente liberados por ríos y rápida erosión de los glaciares de Los Andes y transportados por deslizamientos, cañones submarinos (actualmente el cañón del río Maule atraviesa el perfil) y corrientes turbidíticas. Debido al proceso de subducción en el margen convergente, estos sedimentos han sido acrecionados, litificados y exhumados formando las estructuras conocidas actualmente.

Los sedimentos más antiguos correspondientes al Paleozoico fueron depositados profundamente y posteriormente exhumados, forman el prisma paleo-acrecionario (*Paleo accretionary prism*) que corresponden al basamento de la Cordillera de la Costa formada de roca consolidada metamórfica, con una edad mayor a los ~300 Ma que el prisma de acreción actual.

Sedimentos más jóvenes depositados desde el Plioceno hasta el Mesozoico forman el prisma de acreción frontal, a medida que se alejan de la fosa comienzan a consolidarse aumentando sus velocidades sísmicas.

Puede observarse una zona de transición de velocidades sísmicas entre 5.0 - 5.5 km/s que separa el sedimento poco consolidado (prisma de acreción) del basamento, en esta zona se encuentra el *backstop* (o *paleobackstop*), debido a que el basamento corresponde a roca sedimentaria metamórfica el incremento de velocidades sísmicas no es tan abrupto como el que podría observarse entre sedimento poco consolidado y roca ígnea. La zona de transición también está presente cercana a la costa en superficie, podría parte de ella formar la base sur de la cuenca Mataquito (*Mataquito basin*).

La cuenca Mataquito se extiende desde la plataforma hasta el talud superior entre los 34°30'S y 35°20'S, con un espesor de más de 3000 m, formado de rocas sedimentarias clásticas de hasta el Cretáceo superior, en la cual se han observado diversas discontinuidades geológicas en la estratificación de los sedimentos debido a la convergencia oblicua entre las placas que causan complejos sistemas de fracturas y el consecuente desplazamiento y rotación de la plataforma continental [González, 1989]. Por otro lado, los sedimentos superficiales que han sido depositados en el Cuaternario, son poco o no consolidados con bajas velocidades sísmicas.

En el mapa geológico de Chile, 2003 [SERNAGEOMIN, 2003] pueden observarse algunos afloramientos de las estructuras geológicas sobre la proyección del perfil, en la costa sedimentos Cuaternarios y hacia el interior roca metamórfica del Carbonífero (Cordillera de la Costa, *Paleo accretionary prism*).

5.3.- Sismogénesis del terremoto del Maule 2010

El terremoto del Maule 2010 liberó la acumulación de energía y produjo la relajación de esfuerzos perpendiculares al eje de la placa subductada, asociados a la "*brecha sísmica de Darwin*" desde el último gran terremoto ocurrido en 1853 en esta zona [e.g., Ruiz et al., 2012].

El epicentro del mega-terremoto del Maule $M_w = 8.8$ ocurrido el 27 de febrero del 2010 fue localizado por el USGS (*US Geological Survey*) en los $\sim 35.9S, 72.7W$ mar adentro sólo a unos pocos kilómetros de la costa, con una profundidad focal de ~ 35 km produciendo una gran cantidad de réplicas de diversas magnitudes, siendo una réplica de gran magnitud cercana al perfil en estudio el terremoto de Constitución $M_w = 7.0$ ocurrido el 25 de marzo del 2012 localizado en $\sim 35.3S, 72.1W$ a una profundidad de ~ 39 km [Ruiz et al., 2012], ambos eventos fueron del tipo interplaca. Al realizar una proyección sobre el perfil estos resultados en conjunto con los hipocentros de las réplicas obtenidas con estaciones locales corroboran el cambio de ángulo de subducción obtenido.

Según la estructura sísmica obtenida el hipocentro del Maule 2010 y sus réplicas se localizaron lejos de fosa, bajo la cuenca Mataquito. Bajo el prisma de acreción frontal, al poseer características plásticas se produce deslizamiento asísmico. La ubicación del *Paleobackstop* obtenido bajo el perfil P02 coincide con el límite oeste de la zona de ruptura del Maule 2010, dicha ubicación es esencial para estudiar posibles deslizamientos y levantamientos que pueden generar *tsunamis* en la costa [Contreras-Reyes et al., 2010].

5.4.- Comentarios finales (opinión personal)

Aún cuando el margen convergente de Chile (al igual que otros márgenes alrededor de la Tierra) ha sido estudiado anteriormente mediante diversos métodos geofísicos de norte a sur, buscando comprender los procesos geodinámicos y tectónicos que controlan la liberación de la energía acumulada debido al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, todavía no es posible explicarlos detalladamente.

Constantemente se producen sismos de diversas magnitudes y características que solamente han podido ser descritos mediante análisis estadísticos por la recurrencia histórica de terremotos pasados y algunas características globales de la zona, surgiendo muchas interrogantes relacionadas, como por ejemplo, ¿por qué en algunas zonas la energía es liberada paulatinamente mediante múltiples sismos de magnitudes menores a $M_w = 7$ y en otras se libera de una sola vez con magnitud mayor a $M_w = 8$? ¿qué factores controlan la localización del hipocentro, la extensión del área de ruptura, la forma del movimiento sísmico y propagación de las ondas, así como el tiempo de duración del mismo? ¿existe la posibilidad de enfrentarnos en algún momento a terremotos mayores que los registrados instrumentalmente al día de hoy?, y de ser así, ¿Cuáles podrían ser las características de dichos terremotos y del posible tsunami asociado?

Estas interrogantes, como muchas otras, no pueden ser explicadas sólo con registros históricos, los tiempos geológicos son muy extensos, no contamos con millones de años para responderlas, para lo cual es fundamental poder conocer detalladamente las estructuras que participan en estos procesos con sus características globales y locales que permitan comprenderlos y quizás en un futuro cercano explicarlos, ¿y por qué no?, algún día predecirlos.

Los estudios de tomografía sísmica bidimensional de alto ángulo proveen a la ciencia de una herramienta muy poderosa para este fin, con ellos se obtienen resultados de alta calidad y resolución (mejores que con otros procedimientos), que permiten observar en forma detallada la estructura sísmica de la parte superior de la litósfera bajo cada perfil, agregando en cada uno de ellos una pieza más al rompecabezas.

Sin embargo, aún su campo de acción es “limitado” en variados aspectos:

- Están confinados a perfiles marino (la fuente sísmica es un cañón de aire que propaga la onda desde la superficie del mar a los sensores sobre el piso oceánico), aún cuando se realiza tomografía sísmica en tierra, ésta es utilizada para estudiar estructuras locales debido a que la penetración de los rayos sísmicos alcanza solo unos pocos kilómetros.
- La imagen sísmica no logra representar completamente el basamento continental ni la corteza oceánica o manto bajo él (baja o nula densidad de rayos debido a la geometría en la adquisición de datos).
- El alto costo de adquisición de datos y escasez de profesionales calificados para procesarlos e interpretarlos adecuadamente sólo permite realizar estudios localizados.

Estas “limitaciones” en realidad deben considerarse como una gran oportunidad e incentivo para realizar investigación científica, y así perfeccionar y crear nuevas tecnologías para la adquisición de datos; algoritmos numéricos, rutinas y software computacionales para su procesamiento; y por sobre todo, obtener nuevas piezas del rompecabezas que permitan interpretar y comprender cada vez mejor la estructura y comportamiento de la Tierra.

Existen diversas publicaciones de análisis e interpretación de perfiles sísmicos a lo largo del margen chileno (aún son pocos), que permiten comparar cualitativamente los resultados obtenidos en el perfil P02 (para realizar una comparación exhaustiva, sería necesario controlar y analizar en detalle el procedimiento utilizado en la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos).

Hasta antes de este estudio era posible suponer que las estructuras eran muy similares, debido a que fueron formadas bajo el mismo régimen de subducción entre las placas, si bien, existen similitudes y características generales comunes (como por ejemplo, la reducción de V_p en la corteza oceánica cerca de la fosa), también se establecen diferencias notables entre regiones aledañas (principalmente en la geometría del prisma), lo que muestra la alta variabilidad de la estructura del margen chileno, con lo que puedo inferir que también existe una alta variabilidad en la sismogénesis de los terremotos y tsunamis ocurridos en él.

Bibliografía

- Angermann, D., J. Klotz, & C. Reigber (1999).** *Space-geodetic estimation of the Nazca South America Euler vector.* Earth Planet. Sci. Lett. (171),3, 329-334.
- Avouac, J.P. (2011).** *The lessons of Tohoku-Oki.* Nature News & Views, doi: 10.1038/nature10265.
- Barnes, J. D., Eldam, R., Lee, C., Errico, J., Loewy, S., & Cisneros, M. (2013).** *Petrogenesis of serpentinites from the Franciscan Complex, western California, USA.* Lithos, 178, 143- 157.
- Barrientos, S. E., & S. N. Ward (1990).** *The 1960 Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation.* Geophys. J. Int, 103, 589-598.
- Beck, M.E., Jr. (1998).** *On the mechanism of crustal block rotations in the Central Andes.* Tectonophysics, 299, 75-92.
- S.L. Bilek (2010).** *The role of subduction erosion on seismicity.* Geology, v. 38, 479-480, doi: 10.1130/focus052010.1.
- Birch, F., (1960).** *The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars Part I.* J. Geophys. Res. 65, 1083-110.
- Campos, J., & Kausel, E. (1990).** *The large 1939 Intraplate Earthquake of Southern Chile.* Seis. Res. Lett., 61, 1, p.43.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., Lyon-Caen, H., (2002).** *A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile.* Phys. Earth Planet. Inter. 132 (September (1-3)), 177-195, [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00051-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00051-1).
- Christensen, N.I., (1985).** *Measurements of dynamic properties of rocks at elevated temperatures and pressures.* In: Pincus, H.J., Hoskins, E.R. (Eds.), Measurements of Rock Properties at Elevated Pressures and Temperatures. Spec. Tech. Publ.ASTM, 869, 93-107.
- Christensen, N.I., & Mooney, W.D., (1995).** *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view.* J. Geophys. Res. 100, 9761-9788.
- Cifuentes, I. L. (1989).** *The 1960 Chilean earthquakes.* J. Geophys. Res., 94(B1), 665-680.
- Cisternas, M., et al. (2005).** *Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake.* Nature, 437(15), 404-407, doi:10.1038/nature03943.
- Comte, D., L. Dorbath, M. Pardo, T. Monfret, H. Haessler, L. Rivera, M. Frogneux, B. Glass, & C. Meneses (1999).** *A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile.* Geophys. Res. Lett., 26, 1965 – 1968.

Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Reichert, C., (2008a). *Upperlithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38°S*. *J. Geophys. Res.* 113, B07303, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005569>.

Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Scherwath, M., Bialas, J., (2008b). *Effect of trench-outer rise bending-related faulting on seismic Poisson's ratio and mantle anisotropy: a case study offshore of Southern Central Chile*. *Geophys. J. Int.* 173, 142–156, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03716.x>.

Contreras-Reyes, E., Flueh, E.R., Grevemeyer, I., (2010). *Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes*. *Tectonics* 29, TC6018, <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002734>.

Contreras-Reyes, E. & Osses, A., (2010). *Lithospheric flexure modeling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region*. *Geophys. J. Int.* 182 (1), 97–112.

Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., Carrizo, D., (2012). *Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile*. *Nat. Geosci.* 5,342–345, <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1447>.

Contreras-Reyes E., Jara J, Maksymowicz A, WeinrebeW (2013). *Sediment loading at the southern Chilean trench and its tectonic implications*. *J. Geodynamics* 66:134–145. doi:10.1016/j.jog.2013.02.009.

Darwin, C. (1851). *Geological observations of South America: Geological Observations on Coral Reefs, Volcanic Islands and on South America-Being the Voyage of the Beagle, Under the Command of Captain Fitzroy, R.N. During the years 1832 to 1836, Part III: London, Smith, Elder: 279 p.*

Dvorkin, J., Prasad, M., Sakai, A., Lavoie, D., (1999a). *Elasticity of marine sediments: rock physics modeling*. *Geophys. Res. Lett.* 26, 1781-1784.

Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M., (2011). *Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu seismic sequence*. *Tectonics*, v. 30, TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.

Flueh, E. R., & J. Bialas (1996). *A digital, high data capacity ocean bottom recorder for seismic investigations* *Int. Underwater Syst. Design*, 18(3), 18-20.

Ernst R. Flueh & Bialas, Jorg. (1999). "OCEAN BOTTOM SEISMOMETERS-Dr Jorg Bialas and Prof Dr Ernst R Flueh (Geomar) write about a new instrument package that demonstrates the value of recording full wavefields--Sediment shear wave." *Sea Technology* 40.4: 41-48.

Flueh, E., & J. Bialas (2008). "RRS JAMES COOK Cruise Report JC23-A & B." *IFM-GEOMAR, Kiel*. IFM-Geomar rep. n°20. doi 10: 3289.

Geersen, J., Behrmann, J.H., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R., Diaz-Naveas, J., & Weinrebe, W., (2011). *Active tectonics of the South Chilean marine fore arc (35° S–40° S)*. *Tectonics*, v. 30, TC3006, doi:10.1029/2010TC002777.

Gonzalez, E. (1989). *Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile*, in *Ericksen, G., et al., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, pp. 383-404.

Heki, K. (2011). *Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku-Oki earthquake*. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17312, doi:10.1029/2011GL047908.

Herron, E. M., S. C. Cande, & B. R. Hall (1981). *An active spreading center collides with a subduction zone, a geophysical survey of the Chile margin triple junction*. *Geological Society of America Memories*, G Vol. 154, p. 683-701.

Ito, H., DeVibriss, J. & Nur, A., (1979). *Compressional and Shear waves in saturated rock during water-steam transition*. *J. Geophys. Res.* 84, 4731-4735.

Ivandic, M., Grevemeyer, I., Berhorst, A., Flueh, E.R., McIntosh, K., (2008). *Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic plate offshore of Nicaragua*. *J. Geophys. Res.* 113, B05410, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005291>

A. Ozgun Konca, Jean-Philippe Avouac, Anthony Sladen, Aron J. Meltzner, Kerry Sieh, Peng Fang, , Zhenhong Li, John Galetzka, Jeff Genrich, Mohamed Chlieh, Danny H. Natawidjaja, Yehuda Bock, Eric J. Fielding, Chen Ji & Don V. Helmberger (2008). *Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence*. *Nature* 456, 631–635.

Korenaga, J., W. S. Holbrook, G.M. Kent, P. B. Kelemen, R. S. Detrick, H.-C. Larsen, J. R. Hopper, and T. Dahl-Jensen (2000). *Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography*. *J. Geophys. Res.*, 104(B3), 21,591-21,614.

Korenaga J. (2011). *Velocity–depth ambiguity and the seismic structure of large igneous provinces: a case study from the Ontong Java Plateau*. *Geophys. J. Int.* 185 (2), 1022–1036, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04999.x>.

Lange, D., et al., (2012). *Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone*. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 317–318, p. 413–425. doi:10.1016/j.epsl.2011.11.034.

Lees, J.M. & Wu, H., (2000). *Poisson's ratio and porosity at Coso Geothermal Area, California*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 157-173.

Kathrin Lieser, Ingo Grevemeyer, Dietrich Lange, Ernst Flueh, Frederik Tilmann & Eduardo Contreras-Reyes (2014). *Splay fault activity revealed by aftershocks of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake, central Chile*. *Geology*, doi:10.1130/G35848.1.

Lorito, S.; Romano, F.; Atzori, S.; Tong, X.; Avallone, A.; McCloskey, J.; Cocco, M.; Boschi, E.; Piatanesi, A. **2011**. *Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake*. *Nature Geoscience* 4: 173-177.

R. Madariaga, K. Olsen, R. Archuleta (**1998**). *Modeling dynamic rupture in a 3D earthquake fault model*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (5), 1182-1197.

Maksymowicz, A., Trehu, A., 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 and Planetary Science Letters*, 409, 265-277.

Mavko, G., Mukerjy, T., Dvorkin, J., (**1998**). *Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press.

Melnick, D., and H. Echtler (**2006**). *Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill*. *Geology*, 34(9), 709–712.

Melnick, D., B. Bookhagen, MR Strecker, & HP Echtler (**2009**). *Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile*. *J. Geophys. Res.*, 114, B01407, doi: 10.1029/ 2008JB005788.

D. Melnick, M. Moreno, M Motagh, M Cisternas, RL Wesson (**2012**). *Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake*. *Geology* 40 (3), 251-254.

Miyashiro, A., Shido, F., & Ewing, M., (**1969**). *Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, 117-127.

Molnar, P., England, P., (**1990**). *Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?* *Nature* 346 (6279), 29–34. <http://dx.doi.org/10.1038/ 346029a0>.

Moreno, M., Rosenau, M., Oncken, O., (**2010**). *2010 Maule earthquake slip correlates with pre seismic locking of Andean subduction zone*. *Nature* 467, 198 202. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09349>.

Moreno, M.; Melnick, D.; Rosenau, M.; Báez, J.C.; Klotz, J.; Oncken, O.; Tassara, A.; Bataille, K.; Chen, J.; Socquet, A.; Bevis, M.; Bolte, J.; Vigny, C.; Brooks, B.; Ryder, I.; Grund, V.; Smalley, R.; Carrizo, D.; Bartsch, M.; Hase, H. (**2012**). *Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake*. *Earth and Planetary Science Letters* 321: 152-165.

Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E., (**2011**). *Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile Earthquake (Mw = 8.8) using wide angle seismic data*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 147–155, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.025>.

E. Moscoso & I. Grevemeyer (**2015**). *Bending-related faulting of the incoming oceanic plate and its effect on lithospheric hydration and seismicity: A passive and active seismological study offshore Maule, Chile*. *Journal of Geodynamics* 90, 58–70.

Mueller, Mark R., Timothy A. Minshull, and Robert S. White (1999). "Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge". *Geology* 27, no. 10: 867-870.

Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.-Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., (1997). *Digital isochrons of the world's ocean floor*. *J. Geophys. Res.* 102, 3211–3214, <http://dx.doi.org/10.1029/96JB01781>.

O'Connell, R.J. & Budiansky, B., (1974). *Seismic velocities in dry and saturated cracked solids*. *J. Geophys. Res.* 79, 5412-5426.

Ranero, C., Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. (2003). *Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench*. *Nature*, 425, 367-373.

Ranero, C. R., & V. Sallares (2004). *Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench*. *Geology*, 32(7), 549–552.

Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabalier, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D., (2009). *Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile*. *Phys. Earth Planet. Inter.* 175 (June (1–2)), 78–85, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.015>.

Ruiz, S., Grandin, R., Dionicio, V., Satriano, C., Fuenzalida, A., Vigny, C., Kiraly, E., Meyer, C., Baez, J.C., Riquelme, S., Madariaga, R. and Campos, C., (2013). *The Constitución earthquake of 25 March 2012: a large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone*. *Earth and Planetary Science Letters*, 347-357.

Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, J. Campos. (2014). *Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake*. *Science* DOI: 10.1126/science.1256074.

Sanders, C.O., Ponko, S.C., Nixon, L.D., & Schwartz, E.A., (1995). *Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography*. *J. Geophys. Res.* 100, 8311-8326.

Sawai, Y., K. Satake, T. Kamataki, H. Nasu, M. Shishikura, B.F. Atwater, B.P. Horton, H. Kelsey, T. Nagumo and M. Yamaguchi (2004). *Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone*. *Science*, 306, 1918-1920.

Scherwath, M., Contreras-Reyes, E., Flueh, E.R., Grevemeyer, I., Krabbenhoft, A., Papenberg, C., Petersen, C.J., Weinrebe, R.W., (2009). *Deep lithospheric structures along the southern central Chile margin from wide-angle P-wave modelling*. *Geophys. J. Int.* 179 (1), 579–600. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04298.x>.

SERNAGEOMIN (2003). *PUBLICACION GEOLOGICA DIGITAL, No. 4*, CD-ROM, versión 1.0, 2003 Base Geológica escala 1:1.000.000.

M. Simons, S. E. Minson, A. Sladen, F. Ortega, J. Jiang, S. E. Owen, L. Meng, J-P. Ampuero, S. Wei, R. Chu, D. V. Helmberger, H. Kanamori, E. Hetland, A. W. Moore, & F. H. Webb (2011). *The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking The Megathrust From Seconds To Centuries*. Science, 322, 1421, DOI: 10.1126/science.1206731.

Spencer Jr., J.W. & Nur, A.M., (1976). *The effects of pressure, temperature, and pore water on velocities in Westerly Granite*. J. Geophys. Res. 81, 899-904.

Tatham, R.H., (1982). *Vp/Vs and Lithology*. In: Proceedings of the 50th Annual International Meeting, R35, Society of Exploration Geophysicists, pp. 2401-2414.

Tebbens, S. F., S. C. Cande, L. Kovacs, J. C. Parra, J. L. LaBrecque, & H. Vergara (1997). *The Chile ridge: A tectonic framework*. J. Geophys. Res., 102(B6), 12035–12059, doi:10.1029/96JB02581.

Thornburg, T. M., & D. M. Kulm (1987). *Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy*. Geol. Soc. Am. Bull., 98, 33-52.

Toksöz, M.N., Cheng, C.H., Timur, A., (1976). *Velocities of seismic waves in porous rocks*. Geophysics 41, 621-645.

Toomey, D. R., & G. R. Foulger (1989). *Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland*. J. Geophys. Res, 94, 17,497-17,510.

van Avendonk, H. J. A., A. J. Harding, and J. A. Orcutt (1998). *A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault*. J. Geophys. Res, 103, 17,885- 17,899.

Vera, E. E., J. C. Mutter, P. Buhl, J. A. Orcutt, A. J. Harding, M. E. Kappus, R. S. Detrick & T. M. Brocher (1990). *The structure of 0- to 0.2-m.y.-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles*. J. Geophys. Res, 95(B10), 15529-15556, doi:10.1029/90JB00230.

Voelker, D, M., S. Wiedicke, C. Ladage, C. Gaedicke, C. Reichert, K. Rauch, W. Kramer, and C. Heubeck, (2006). *Latitudinal variation in sedimentary processes in the Peru-Chile Trench off Central Chile*. In: *The Andes - active subduction orogeny*. Editors: Oncken, O, et al. Frontiers in Earth Sciences, Springer Press, Berlin, Heidelberg, p. 193-216.

Völker D, Geersen J, Contreras-Reyes E, Reichert C (2013). *Sedimentary fill of the Chile Trench (32°S-46°): volumetric distribution and causal factors*. Journal of the Geological Society of London, 170, 723-736, doi: 10.1144/jgs2012-119.

von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C. R., Weinrebe, W., & the CONDOR Scientists (1997). *Tectonic Control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile*. Tectonics, 16 (3), 474 - 488.

WANG, H., CHANG, X., LIU, Y.-K. & CAI, S.-J., (2001). *Seismic Neighboring Traces Attenuation Tomography in Time Domain*. Chinese J. Geophys., 44: 393–400. doi:10.1002/cjg2.154.

Wang, Z. W., & Nur, A., (1986). *Effect of temperature on wave velocities in sandstones and sand with heavy hydrocarbons*, paper presented at 56th Annual Meeting and Exposition, Soc. of Explor. Geophys., Houston, Tex.

Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., & Castillo, W. T. (2011). *Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone*. *Nature Geoscience*, 4, 108-111.

Zelt, C. A., & R. B. Smith (1992). *Seismic travelttime inversion for 2-D cristal velocity structure*. *Geophys. J. Int*, 108, 16-34.