



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO SÍSMICO DE REFLEXIÓN DEL MARGEN CONTINENTAL CHILENO A LOS 20°S

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN
GEOFÍSICA

GABINO LUCIANO REGINATO COLLADOS

PROFESOR GUÍA:
EMILIO VERA SOMMER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
EDUARDO CONTRERAS REYES
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
CRISTIÁN R. RODRIGO RAMÍREZ

SANTIAGO, CHILE
2019

Resumen

En este trabajo, utilizando los disparos del R/V M.G. Langseth se obtiene un modelo bidimensional (2D) de velocidad de onda P, en las líneas MC06 (perpendicular a la fosa) y MC32 (paralela a la fosa) del proyecto PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography to Understand the Region of the Earthquake Source), por medio de una modelación directa de reflexiones y refracciones de ondas P, para caracterizar estructuras del margen convergente del norte de Chile. Con los modelos de velocidad se transforman los perfiles de reflexión en tiempo (Two Way Travel Time) a profundidad de reflectores, lo cual nos permite hacer interpretaciones del modelo de velocidad y correlacionar las zonas de cambios importantes de velocidad con estructuras geológicas observadas en los perfiles. Hasta la fecha no existen otros modelos detallados de velocidad en la zona de estudio de este proyecto, por lo que obtención de modelos de velocidad son un aporte para entender la estructura del margen en la zona de ruptura del terremoto de Iquique (Mw 8.1, 2014).

Este estudio permite también identificar la zona del prisma frontal y la cuña continental fracturada y determinar su extensión horizontal, determinar la geometría del contacto interplaca en la zona cercana a la fosa y estudiar las variaciones norte-sur de la cuña continental y la geometría del contacto, que pueden correlacionarse el patrón de ruptura del terremoto de Iquique 2014.

Los resultados del modelo de velocidad y el perfil de reflexión muestran que, en la línea MC06 perpendicular a la fosa, existe un pequeño prisma frontal con velocidades de 2-3 km/s, con un rápido aumento de velocidad hacia el continente. Hacia el continente observamos un basamento, del cual aumenta gradualmente su velocidad y que se encuentra cubierto por una capa delgada de sedimentos, la cual se engrosa notablemente en la parte superior del talud, donde se ubica la cuenca de Iquique con espesor sedimentario de unos 2 km. Se identifica además un extenso fallamiento normal, el cuál abarca prácticamente la totalidad del talud.

En la línea MC32 encontramos que las velocidades de la zona frontal son similares en general. En la zona norte se observa un reflector intermedio importante entre el fondo oceánico y el techo de la placa oceánica. Este reflector estaría asociado a una zona de basamento bajo una capa de sedimentos, producto de la disminución del tamaño del prisma y un leve alejamiento de la línea con respecto a la fosa.

Como conclusión se obtienen resultados consistentes con otros trabajos y con la tectónica de la zona. Los resultados se interpretan como evidencia de erosión por subducción, que provoca el colapso de la placa

cabalgante mediante gran cantidad de fallas normales y un fracturamiento de zona frontal de la cuña continental. Se identifica también un pequeño prisma de acreción que podría estar actuando como una zona asísmica, explicando la distribución de réplicas del terremoto de Iquique.

Agradecimientos

Agradecimientos a los proyectos FONDECYT 1170009 y PIA/ANILLO CONYCIT ACT172002. A los profesores guía Emilio Vera, Eduardo Contreras Reyes y Andrei Maksymowicz. También agradecimientos a Felipe Gonzalez y a Sergio Ruiz por su contribución a este trabajo.

También se agradece a Anne Trehu y Oregon State University por compartir los datos sísmicos.

Tabla de contenido

Resumen	i
Agradecimientos	iii
1 Introducción	1
1.1 Contexto tectónico	1
1.2 PICTURES	5
1.3 Objetivos	6
2 Sísmica marina	8
2.1 Geometría de adquisición	8
2.2 Perfil de reflexión	9
3 Modelado de velocidad	14
3.1 Geometría de los modelos	14
3.2 Cálculo curvas camino-tiempo	15
3.3 Modelo bidimensional (2D)	19
3.4 Perfil de Reflexión: Transformación de Tiempo a Profundidad	20
4 Resultados	22
4.1 Línea MC06	22
4.1.1 Geometría de subducción	24
4.1.2 Zona frontal fracturada y prisma frontal	26
4.1.3 Talud medio	28

4.1.4	Cuenca de Iquique	29
4.1.5	Velocidad promedio en profundidad	30
4.2	Línea MC32	31
4.2.1	Error de modelación	35
4.3	Intersección de las líneas	36
5	Discusiones y conclusiones	38
6	Bibliografía	42
7	Anexos	46
7.1	Anexo 1: Batimetría alta resolución	46
7.2	Anexo 2: Cálculo de desplazamiento permanente GPS e inversión terremoto	47
7.3	Anexo 3: Interpretación de fallas	48

Chapter 1

Introducción

1.1 Contexto tectónico

La zona de estudio, la cual comprende el talud continental chileno entre los 19 y 21 °S, se enmarca dentro de un margen convergente. En esta zona, la placa oceánica de Nazca, con una edad de unos 50 Ma (Mueller et al., 2008), subducta bajo la placa continental Sudamericana a una tasa actual (relativa) de 6.6 cm/año (Kendrick et al., 2003). La placa de Nazca, al subductar, se flexa en la zona del antearco y queda sometida a grandes esfuerzos tensionales que provocan un sistema de “ Horst y Grabens” (Ranero et al. 2006; Contreras-Reyes et al. 2012) de más de 500 metros, sistema que queda en manifiesto en la batimetría de la zona (anexo 1). Debido al clima árido de la zona y la consecuente baja tasa de sedimentos provenientes del continente, este sistema de altos y bajos batimétricos no es rellenado en la zona de la fosa, lo que tiene como consecuencia una superficie extremadamente rugosa que subducta. Lo anterior provoca erosión por subducción (Rutland, 1971; Von Huene et al., 1985; Von Huene, 1999). Esta erosión por subducción consiste en la remoción de material en la parte inferior y frontal de la placa sudamericana, causando un adelgazamiento de la placa sudamericana y por consecuencia migración de la fosa hacia el continente. Se sabe, por el corrimiento de unos 200 km del arco magmático hacia el este, que este sistema erosivo ocurre desde al menos el Jurásico (Rutland, 1971). Esta erosión por subducción causa además esfuerzos tensionales en la placa sudamericana (Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; Von Huene y Ranero, 2003), generando gran cantidad de fallas normales en el talud y un aumento de la pendiente del mismo a medida que nos acercamos a la fosa (Sallares y Ranero, 2005; Ranero et al., 2018).

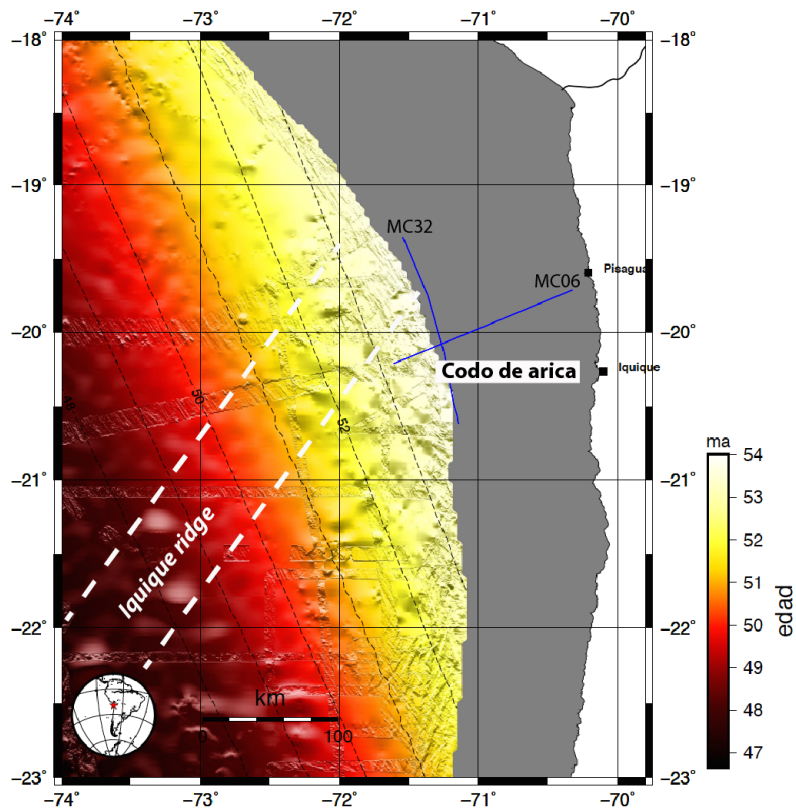


Figura 1: Mapa regional con la edad de la placa de Nazca, tomado de la base de datos de edad de fondo oceánico de Mueller et al., 2008.

Con respecto a la placa subductante, podemos ver que las isocronas son aproximadamente paralelas a la subducción (Mueller et al., 2008), por lo que la edad de la placa subductante es aproximadamente constante a lo largo de la zona de estudio, ya que no se evidencian zonas de fractura (Figura 1). Por lo tanto, la edad de la placa, en la zona de estudio, no debería afectar la profundidad ni el ángulo de subducción de la misma. De los relieves batimétricos importantes dentro de la placa de Nazca podemos mencionar la dorsal de Iquique, de estar subductando esta cadena, tendría su expresión en el extremo norte del perfil MC32, aunque únicamente si existe un monte submarino justo en la zona aledaña al perfil.

Otra característica importante de la zona de estudio, es el Codo de Arica, el cual consiste en un cambio de ángulo importante en la línea de costa hacia el oeste con respecto a la dirección de subducción, lo cual inherentemente tendría anisotropías importantes en los esfuerzos sobre la placa Sudamericana.

Modelamientos gravimétricos y tomografías sísmicas, muestran que en la zona de estudio, existe una zona frontal (cercana a la fosa), de unos 10 km de ancho, de baja densidad asociada a un pequeño prisma frontal, formado por material sedimentario erodado desde el talud continental. La densidad y velocidad aumenta rápidamente en esta zona hacia el continente, producto de la compactación del mismo. En la parte frontal del basamento continental también se observa una zona de baja densidad debido al alto fracturamiento de esta parte frontal de la cuña continental (y rápido aumento de la densidad y velocidad).

De estudios recientes, esta estructura del margen sería posible encontrarla a lo largo de toda la zona de estudio (Maksymowicz et al., 2018, Contreras-Reyes et al, 2012).

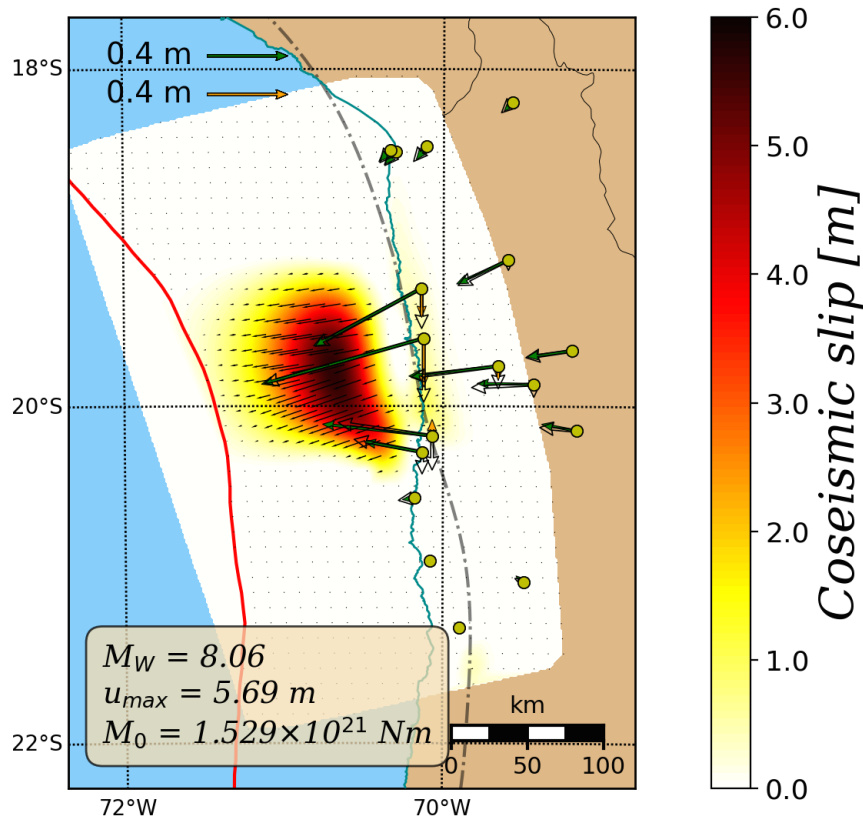


Figura 2: Modelo de deslizamiento para el terremoto de Iquique 2014. Inversión de deslizamiento permanente de estaciones de GPS del Centro Sismológico Nacional (CSN). Ver anexo 2. Se observa un parche de deslizamiento de unos 70 km en la dirección N-S, entre los 19.5°S y los 20°S y que no rompe hasta la fosa

Al ser un margen convergente, presenta gran actividad sísmica. En particular, en la zona de estudio, el 1 de abril de 2014, ocurrió el terremoto de Iquique ($M_w=8.1$). Esta zona corresponde a un tramo de la placa de Nazca donde no ocurrían grandes terremotos desde el año 1877 (Comte and Pardo, 1991). Como se puede observar de la inversión de deslizamiento realizada como anexo a esta tesis (Figura 2, anexo 2), la zona de ruptura de este terremoto se concentra en un parche de deslizamiento cosísmico de unos 70 km en la dirección N-S, entre los 19.5°S y los 20°S, y sería de acuerdo a los modelos de deslizamiento un terremoto que no rompe hasta la fosa (Ruiz et al., 2014, Kato et al., 2014, Lay et al., 2014). Esta zona, de acuerdo a los modelos, es una zona de alto acoplamiento, es decir una zona que durante el período intersísmico no tiene gran cantidad de movimiento relativo entre las placas (Metois et al. 2013, 2016; Schurr et al. 2014; Ruiz et al. 2014). Además, la relocalización de las réplicas (Leon-Rios et al., 2016) muestra que éstas no ocurren en la zona aledaña a la fosa, sugiriendo un comportamiento asísmico de esta zona (Figura 3).

En la zona de estudio se encuentran principalmente rocas de Jurásico- Cretácico Inferior asociadas a la formación La Negra, predominando rocas volcánicas, subvolcánicas y volcanoclásticas de composición andesítico-basáltico con intrusiones de cuerpos subvolcánicos (Cecioni y Gracia, 1960, Marquardt et. al, 2008). Se encuentra también en la costa la zona de falla de Atacama (AFZ), el cual consiste en un sistema de fallas paralelas N-S que se extiende por unos 1000 km a lo largo de la costa de Chile, entre Iquique y La Serena (Schubert et. al, 1990). Durante el cretácico inferior, cuando la AFZ estaba activo como una estructura del arco magmático, el desplazamiento fué principalmente de rumbo (Hervé et. al, 1987). En etapas posteriores el desplazamiento fue principalmente vertical, producto de la reactivación de estas fallas como fallas normales (Hervé et. al, 1987).

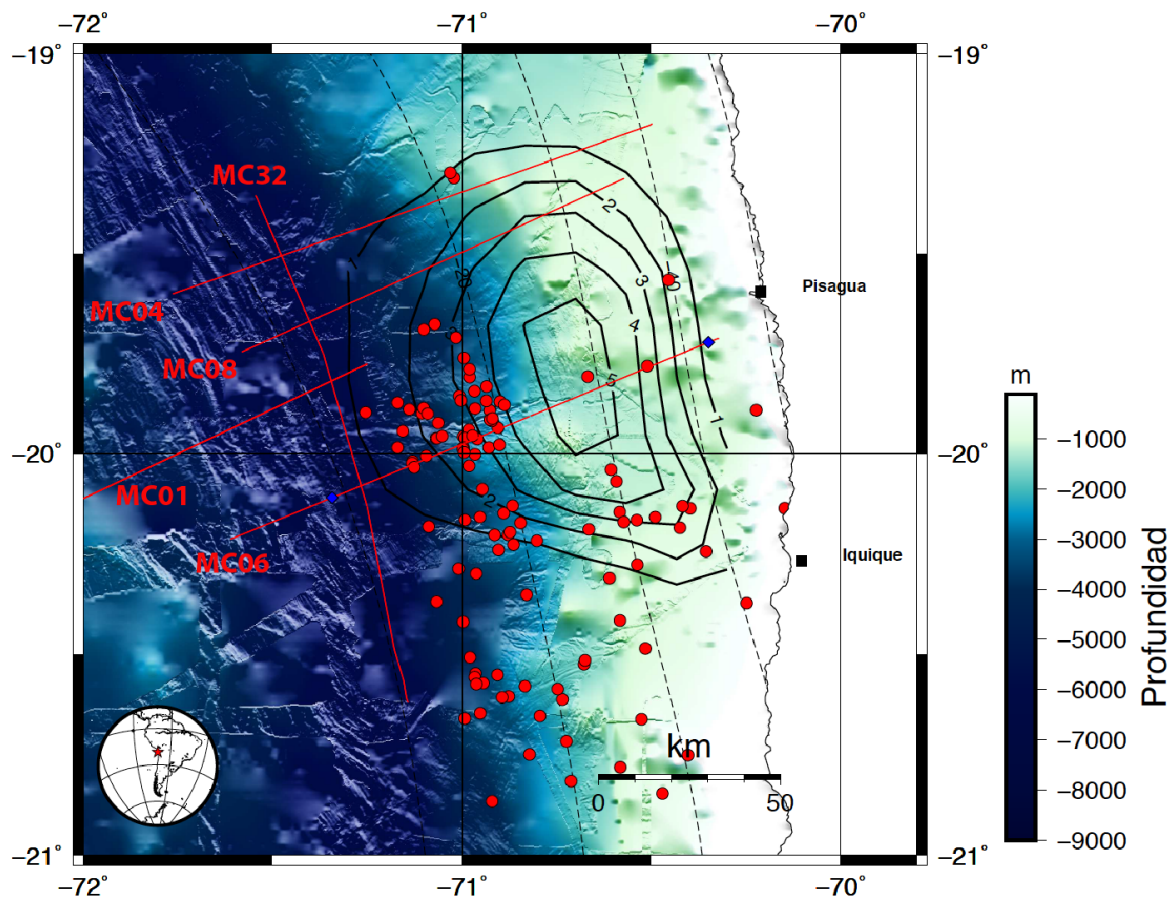


Figura 3: Mapa de la zona de estudio con los perfiles usados en este trabajo y las réplicas relocalizadas (Leon-Rios et al., 2016).

1.2 PICTURES

Los datos del presente trabajo corresponden a datos tomados durante el año 2016 y provienen del proyecto PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography to Understand the Region of the Earthquake Source), un proyecto conjunto entre la Universidad de Chile, Oregon State University y instituto GEOMAR de Alemania. Dos características del terremoto de Iquique son la motivación científica del proyecto PICTURES: una extensa y bien caracterizada secuencia de eventos sísmicos precursores en los meses y semanas previas al evento principal, y una notable correlación entre la secuencia de estos eventos y anomalías del campo gravitatorio terrestre en la zona de ocurrencia de estos, indicativas de características particulares de la composición y estructura geológica de la corteza terrestre de la zona (Maksymowicz et. al, 2018, Ruiz et. al, 2014). El proyecto PICTURES está diseñado para capturar imágenes de la estructura de esta región mediante técnicas geofísicas indirectas, con el objetivo de entender la estructura de la cuña continental marina y su relación con la generación y propagación de terremotos.

En este proyecto, utilizando los disparos del R/V M.G. Langseth, se adquirieron datos en una red de sismómetros en tierra, sismómetros de fondo marino (OBS), y datos de sísmica marina de multicanal utilizando un “ steamer” de 648 canales con un largo total de 8 km (12 km en el caso de algunas líneas particulares).

La sísmica marina en particular, datos con los cuales se desarrolla la presente tesis, cuenta con 32 líneas sísmicas que cubren toda el área de ruptura del terremoto. En este trabajo se trabajará con las líneas MC32 (paralela a la fosa) y la línea MC06 (perpendicular a la fosa). Se usará como complemento para la interpretación las líneas MC01, MC04 y MC08 (Figura 4).

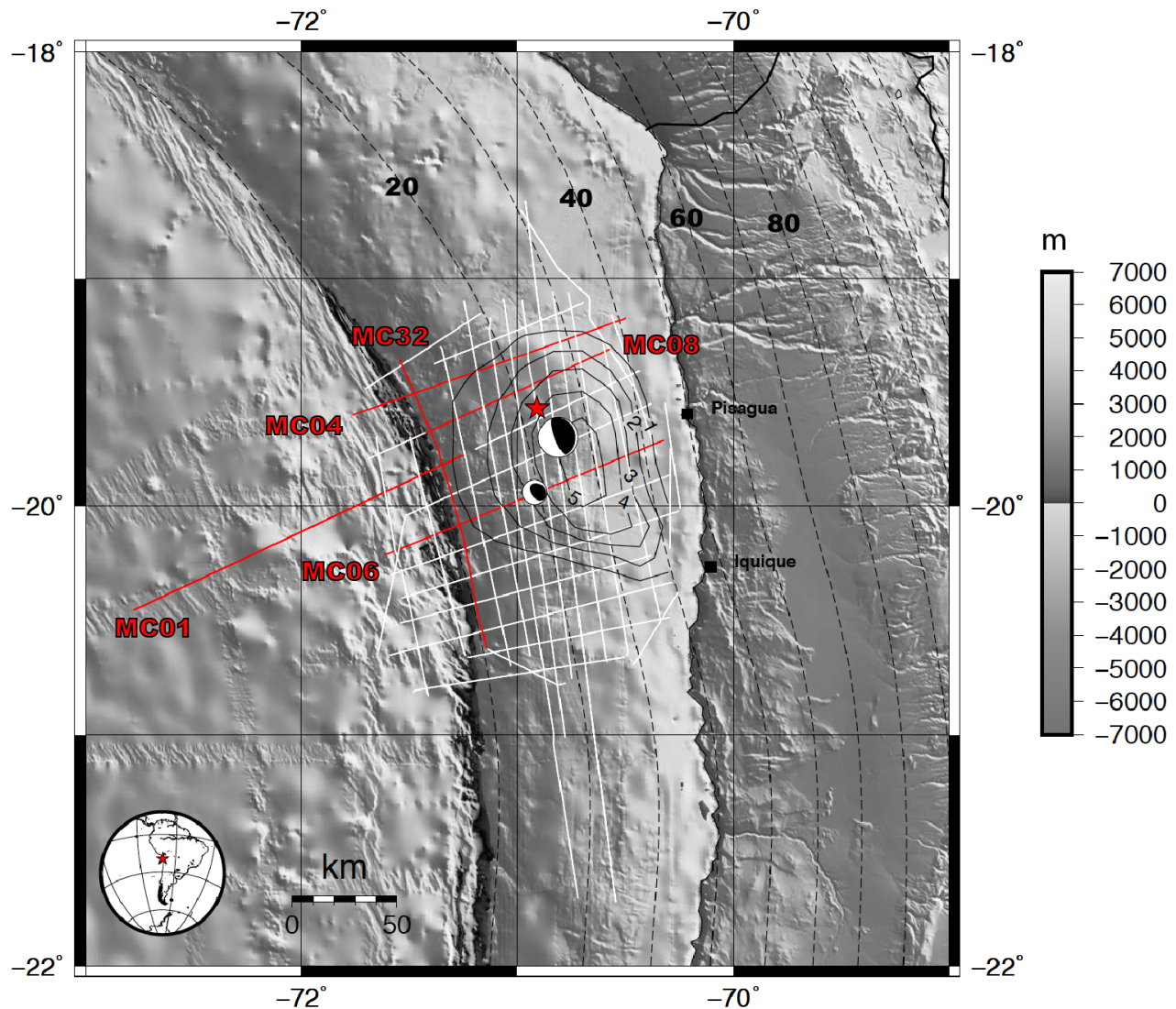


Figura 4: Mapa de la zona de estudio con contornos de deslizamiento del terremoto de Iquique 2014 (curvas negras). Las líneas rojas corresponden a las líneas sísmicas usadas en el presente trabajo, las líneas blancas corresponden a las líneas sísmicas del proyecto PICTURES no usadas. La estrella roja corresponde al epicentro del terremoto de Iquique. Se muestran además los mecanismos focales asociados al terremoto principal y al precursor del 16 de marzo de 2014 ($M_w=6.7$). Las líneas punteadas negras corresponden a los contornos de profundidad para el modelo de slab 1.0 (Hayes, 2018). La topografía y batimetría usada corresponden a ETOPO1 (Amante et al., 2009).

1.3 Objetivos

Hasta la fecha no existen modelos de velocidad en la zona de estudio, por lo que en este trabajo, mediante dos de las líneas de PICTURES (MC06 y MC32), se propone obtener un modelo de velocidad de onda P y

con apoyo de los perfiles de reflexión correspondientes, entender las estructuras someras presentes en el margen.

- Objetivo principal

- Obtener un modelo bidimensional (2D) de velocidad de onda P, en las líneas MC06 (perpendicular a la fosa) y MC32 (paralela a la fosa) del proyecto PICTURES, por medio de una modelación directa 1D de reflexiones y refracciones de ondas P, para caracterizar estructuras del margen.

- Objetivos específicos

- Identificar la zona del prisma frontal y la cuña continental fracturada y determinar su extensión horizontal.
- Determinar la geometría del contacto interplaca en la zona cercana a la fosa.
- Estudiar, por medio de la línea MC32, las variaciones norte-sur de la cuña fracturada y la geometría del contacto.
- Identificar y correlacionar las zonas de cambios importantes de velocidad con estructuras geológicas presentes.

Chapter 2

Sísmica marina

2.1 Geometría de adquisición

Para el desarrollo del presente trabajo se utilizan los datos de sísmica marina multicanal de las líneas MC32 y MC06. Como complemento para la interpretación se usan también partes de los perfiles de reflexión de las líneas MC01, MC04 y MC08 (Figura 4). Para la toma de datos en estas líneas se hicieron disparos cada 125 m, siendo S_x la cordenada de la fuente a lo largo del perfil (1D). Este crucero cuenta con una línea de 648 geófonos equiespaciados cada 12.5 m, estando el primer geófono (más cercano) a una distancia de 220 m con respecto a la fuente (S_x). Se define G_x como la coordenada a lo largo del perfil (1D) de cada geófono en el momento de cada disparo.

Para cada disparo existen entonces 648 (M) trazas sísmicas (una traza por geófono) que, asumiendo un modelo de capas planas, son representativas de reflexiones y refracciones en el punto medio entre fuente S_x y receptor G_x . Notar que para un disparo, cada geófono y por lo tanto cada traza es representativa de un punto medio diferente (Figura 5). Notamos también que con esta configuración de disparos y geófonos, existen cada 6.25 m combinaciones de S_x y G_x en que su punto medio coincide (Figura 5), siendo este un punto medio común (CMP) para esas trazas. Cada punto medio común contiene un número de trazas (multiplicidad de trazas) igual a:

$$f = M * \Delta b / \Delta s = M * \Delta g / 2\Delta s \quad (1)$$

que para este caso es 32 o 33 trazas por CMP. Δb corresponde al ancho del bin el cual al ser puntos medios comunes individuales corresponde a 6.25 m, Δg el espaciado entre geófonos (12.5 m) y Δs el espaciado entre disparos (125 m).

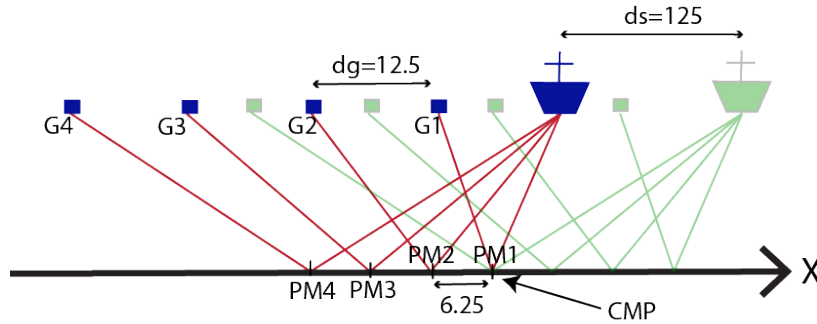


Figura 5: Esquema de adquisición de datos de sísmica marina. Vemos que por cada disparo, cada geófono y por lo tanto cada traza tiene asociado un punto medio (PM) diferente. Se ve que también que existen puntos medio comunes (CMP) para distintas configuraciones de fuente/receptor.

Estos datos se procesan de dos formas distintas. La primera, modelando tiempos de llegada de onda P de reflexiones y refracciones, se construye un modelo de velocidad a lo largo del perfil. La segunda corresponde a la construcción de un perfil de reflexión (proceso no realizado en este trabajo).

2.2 Perfil de reflexión

El perfil de reflexión tiene como objetivo obtener una “foto”, a lo largo de la línea sísmica, de los reflectores que existen en la subsuperficie, estos reflectores nos indican cambios en la densidad o la velocidad de propagación de ondas del medio (cambios que generalmente están asociados). Sin embargo, en esta “foto” no se puede identificar la posición física de estos reflectores, solo es posible identificar el tiempo que tardan estas reflexiones en ocurrir (“Two way travel time”). Para determinar la posición de estos reflectores es necesario conocer la velocidad del medio y hacer una transformación adecuada. El proceso seguido en los perfiles mostrados a lo largo de este trabajo es el estándar para perfiles de reflexión de sísmica. Notar que este proceso no fue realizado en esta tesis y fue efectuado por Emilio Vera y Felipe González.

El primer paso para la obtención del perfil de reflexión es agrupar trazas por CMP, ya que trazas que comparten su punto medio son representativas de reflexiones en el mismo punto, punto que corresponde a la ubicación del CMP. Esto se hace cada 6,25 m, distancia que está dada por la geometría usada para la captura de datos (sección Geometría de adquisición). Una vez agrupadas las trazas por CMP es necesario “sumarlas” para aumentar la relación señal ruido y tener una imagen clara de los reflectores en profundidad. Para sumarlas y que los reflectores coincidan es necesario hacer una transformación del eje temporal (“Normal Move Out”), ya que la distancia entre fuente y receptor (“offset”) para estas trazas que comparten CMP es diferente y por lo tanto el tiempo de viaje de una onda reflejada en un reflector en particular también es diferente. Lo que busca esta transformación es deformar el eje temporal para simular que el “offset” sea cero, es decir una reflexión normal. La transformación queda descrita y ejemplificada en la

siguiente figura (6). Como vemos es necesario conocer la velocidad, al menos de forma aproximada, del medio. Para esto se hizo un análisis previo de velocidades en algunos puntos a lo largo de los perfiles. Este análisis se describe en el siguiente capítulo.

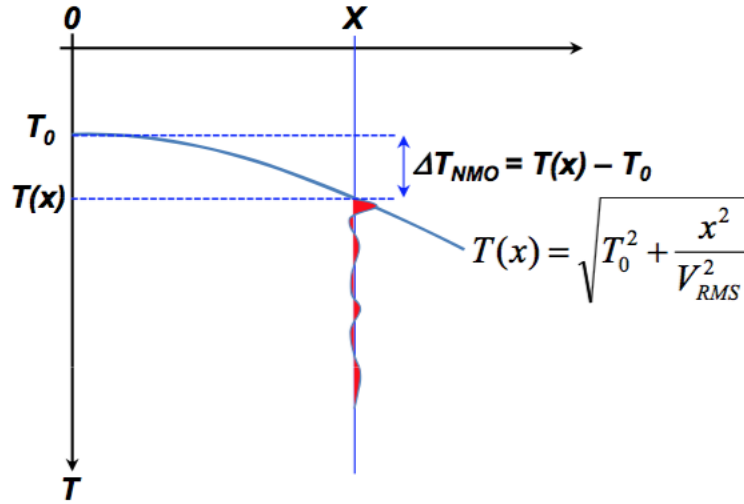


Figura 6: Esquema de proceso de “Normal Move Out (NMO) ”

$$\Delta T_{NMO} = T(x) - T_0 = T_0 \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{T_0 V_{RMS}} \right)^2} - 1 \right) \quad (2)$$

Al hacer esta transformación el eje temporal de cada traza es deformado, deformación que resulta excesiva en partes profundas de trazas lejanas, por lo que antes de sumar las trazas se realiza un proceso de “Muting”. Este proceso consiste en llevar a cero las partes de trazas que tengan una deformación superior a una traza definida por el usuario. Luego del “ muting” las trazas pueden ser sumadas coherentemente (“ Stacking”). El último proceso realizado a los perfiles de reflexión presentado en este trabajo corresponde a una migración en tiempo post-stack usando la velocidad del agua. Este proceso tiene como objetivo eliminar los difractores del fondo oceánico y obtener una imagen más clara (Figura 7).

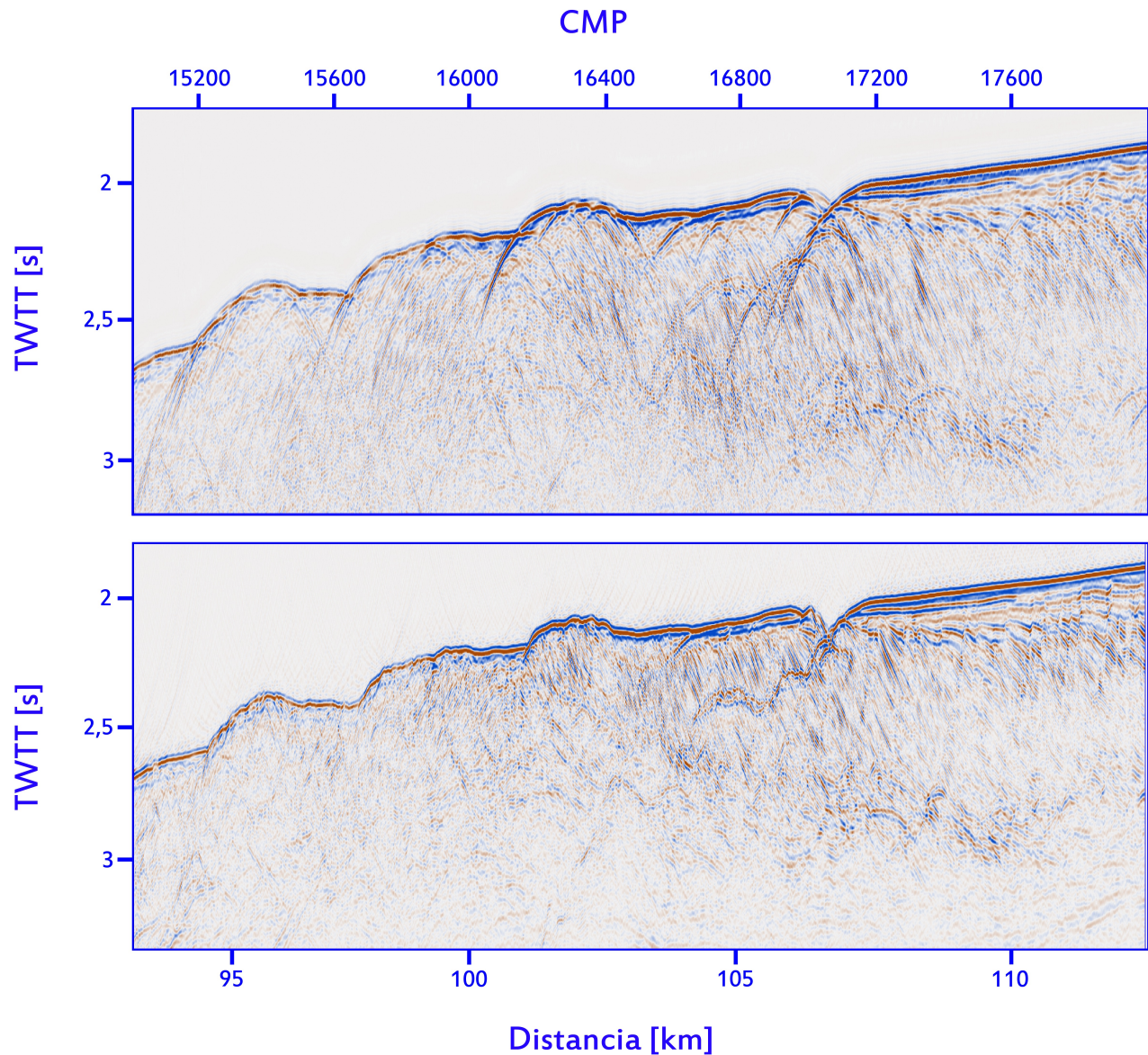


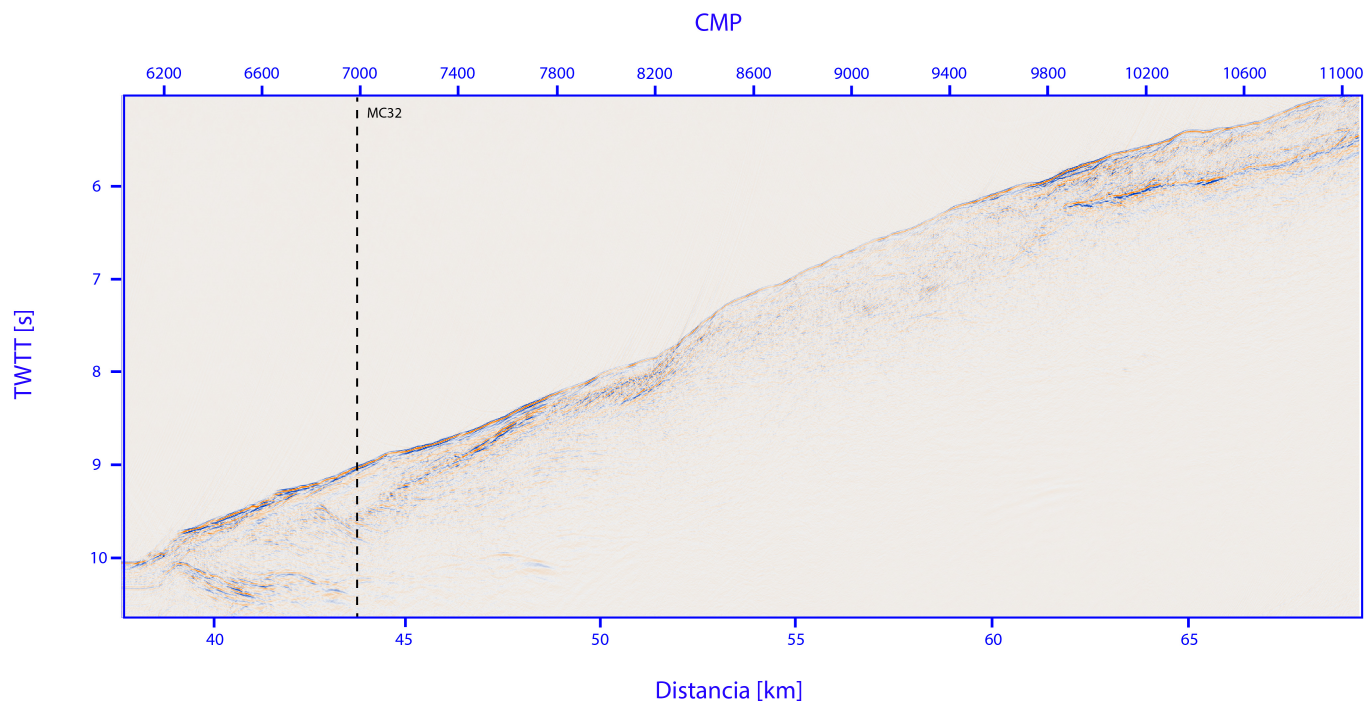
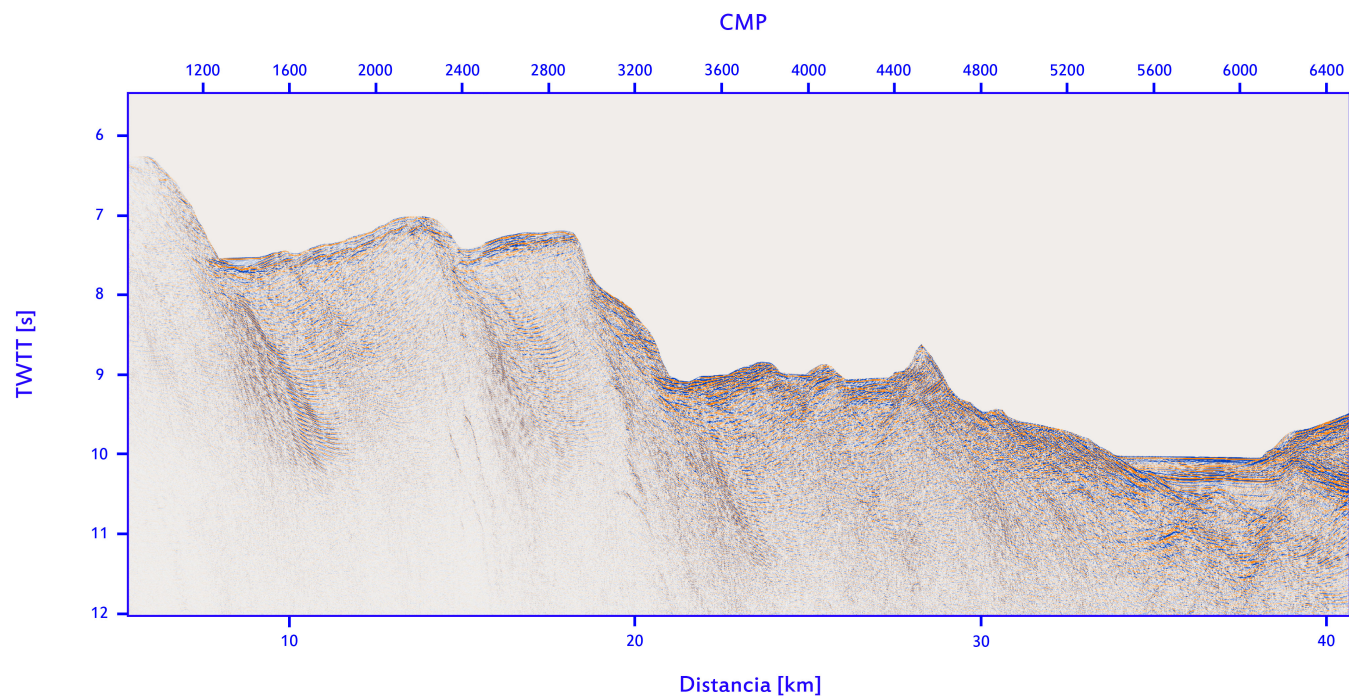
Figura 7: Sección sísmica perfil MC06, arriba sección sin migración, abajo sección con migración en tiempo post stack.

Para obtener una mejor imagen del perfil se le aplica un filtro pasabanda, para eliminar ruido, y ganancias a fin de amplificar las zonas profundas del perfil.

Para construir los perfiles MC01, MC06, MC32 y MC04, se usan trazas con “offset” (distancia entre fuente y receptor) de hasta 8300 m. Para el perfil MC08 en cambio se hace un procesamiento más sencillo, con offset hasta 1000. El perfil MC04 corresponde a un perfil procesado por Felipe Gonzalez como parte de su tesis doctoral (aún no publicada).

A continuación (Figuras 8 y 9) podemos observar los perfiles MC06 y MC32 luego de los procesos descritos anteriormente. Para una mejor visualización el perfil MC06 se ha dividido en tres partes: la primera de la

parte marina (al oeste de la fosa), la segunda el talud inferior y la tercera el talud medio y superior.



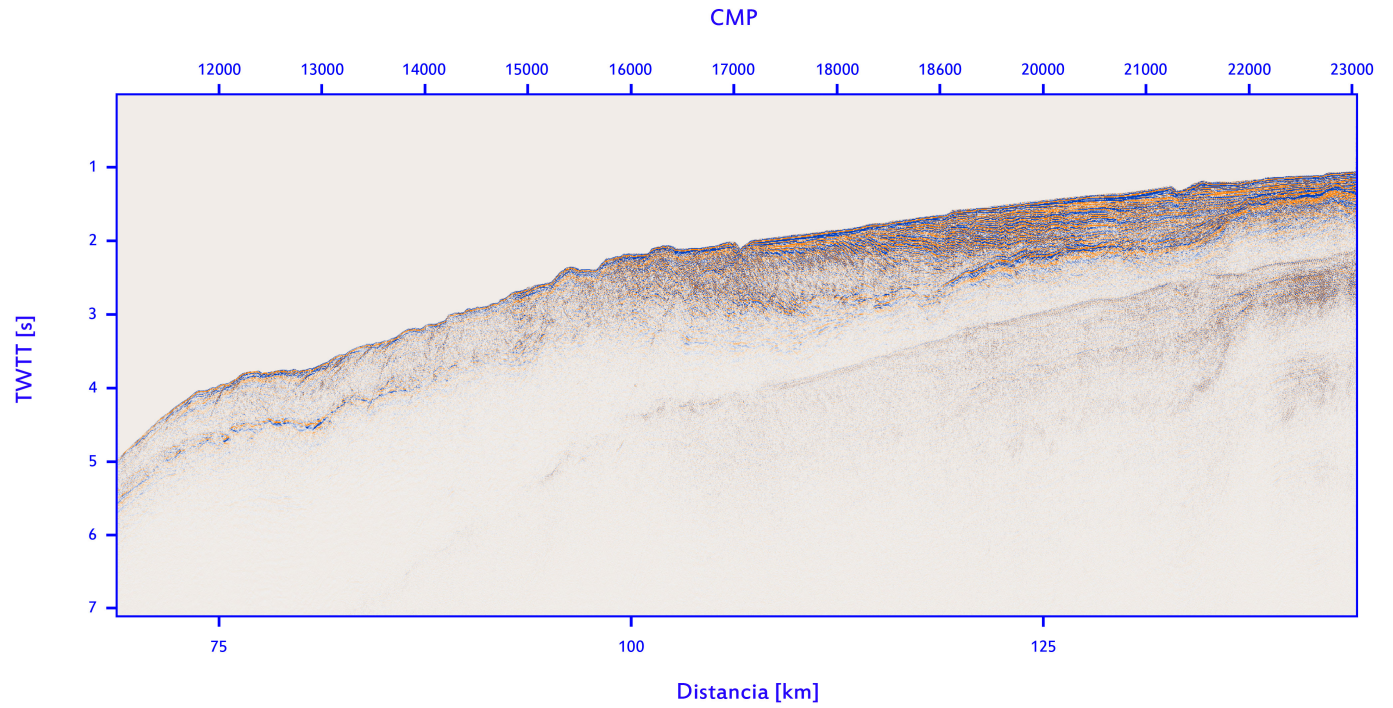


Figura 8: Perfil de reflexión en tiempo (TWTT) para la línea MC06, separados en la parte marina, superior e inferior del talud.

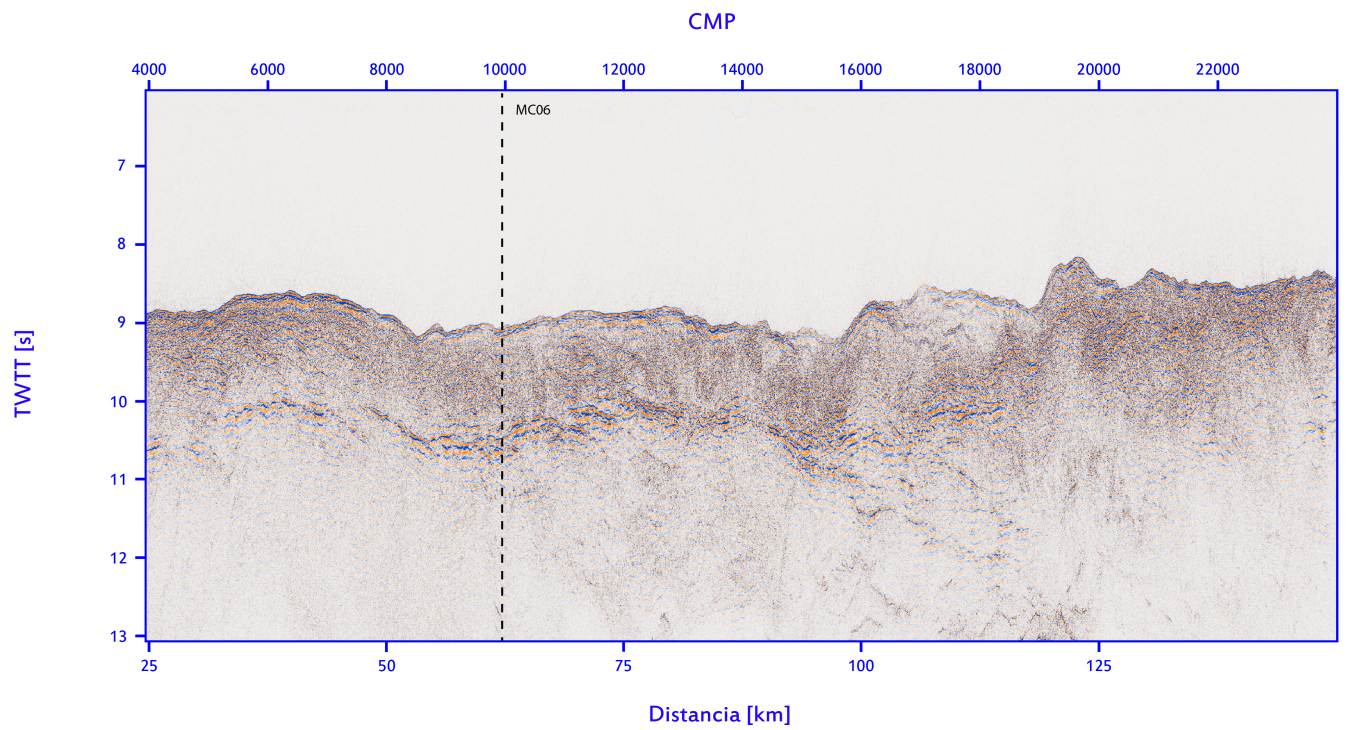


Figura 9: Perfil de reflexión en tiempo (TWTT) para la línea MC32.

Chapter 3

Modelado de velocidad

3.1 Geometría de los modelos

Como se mencionó anteriormente, los disparos se realizaron regularmente cada 125 m y los geófonos están equiespaciados cada 12.5 m. Este arreglo geométrico implica que existan CMP a intervalos regulares de 6.25 m. Para hacer un modelado de velocidad, por medio de llegadas de refracciones y reflexiones, con mayor densidad de trazas se agrupan 20 CMP consecutivos de 6.25 m, lo que implica que cada CMP nuevo, sea un cajón de 125 m de ancho (Figura 10). Este cajón queda representado entonces por un modelo de velocidad 1D centrado en su punto medio. Con esta configuración cada CMP tiene una multiplicidad de $f = M * db/ds = 648$.

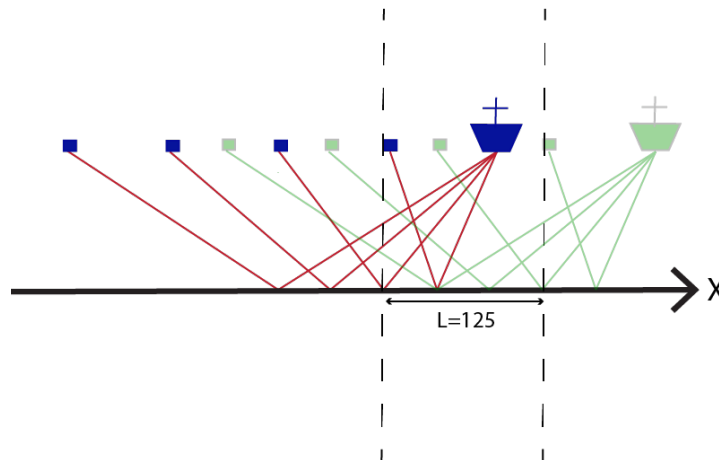


Figura 10: Esquema de la geometría usada en la modelación de tiempos de llegada. Con la agrupación de CMP el nuevo CMP es un cajón de 125 m de ancho, lo cual queda ejemplificado en este esquema, donde todos los CMP que se encuentren en una banda de 125 m (interior de las líneas punteadas) representan un mismo punto centrado en el punto medio de esta banda.

3.2 Cálculo curvas camino-tiempo

En el presente trabajo para el modelado 1D de curvas camino tiempo se asume que la geometría a modelar es de capas planas y donde la velocidad depende de la profundidad $V = V(z)$. Tomando la consideración anterior, la ley de Snell nos dice que : $\frac{\text{sen}(\theta)}{v} = \text{cte}$, donde v es la velocidad del medio y θ el ángulo que forma el rayo con respecto a la vertical (Figura 11). Esta ley se cumple punto a punto en la trayectoria del rayo. Definimos entonces el parámetro del rayo $p = \frac{\text{sen}(\theta)}{v} = \text{cte}$

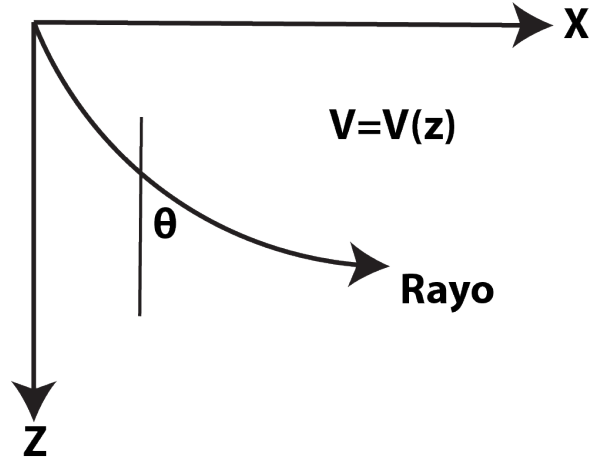


Figura 11: Esquema trayectoria de rayos y ley de Snell.

En base a lo anterior se pueden calcular las curvas camino-tiempo paramétricas $X(p)$ y $T(p)$ asociadas a cada parámetro de rayo p . X es la distancia horizontal recorrida por un rayo hasta salir a superficie y T el tiempo asociado.

Para una capa tenemos:

$$X(p) = 2 \int_0^z \frac{pv}{\sqrt{1-(pv)^2}} dz \quad (3)$$

$$T(p) = 2 \int_0^z \frac{dz}{v\sqrt{1-(pv)^2}} \quad (4)$$

Para un medio de varias capas, para un p en particular, existen varias curvas camino tiempo asociadas a las reflexiones o refracciones en cada capa. Existirá una capa límite (N_{max}) a la que el rayo puede penetrar, ya sea porque existen reflexión total en una interfaz o por la refracción dentro de una capa superior. En el presente trabajo se trabaja con capas de velocidad constante o capas con gradiente de velocidad constante. Cada capa entonces queda definida por z_1 y z_0 , las profundidades de la base y techo

de la capa respectivamente, y v_0 y v_1 , las velocidades en z_0 y z_1 . Definimos

$$\Delta z = (z_1 - z_0) \quad (5)$$

$$k = \frac{(v_1 - v_0)}{\Delta z} \quad (6)$$

Debemos encontrar entonces N_{max} para cada parámetro de rayo p . Para esto debemos ir capa por capa (de arriba hacia abajo) y verificar que no exista refracción dentro de una capa o una reflexión total en una interfaz. La condición de refracción en una capa es:

$\frac{1}{v_1} < p < \frac{1}{v_0}$; en este caso N_{max} será la primera capa en que se cumple esta condición.

La condición de reflexión total en una interfaz es:

$p < \frac{1}{v_0}$; en este caso N_{max} será la capa anterior a la capa en que se cumpla esta condición.

Para un sistema de N capas las curvas camino-tiempo son las siguientes.

$$X^N(p) = \sum_{i=1}^N X_i(p), \text{ para } N = 1 : N_{max} \quad (7)$$

$$T^N(p) = \sum_{i=1}^N T_i(p), \text{ para } N = 1 : N_{max} \quad (8)$$

Se ha definido X^N como la distancia horizontal recorrida por un rayo hasta salir a superficie y X_i como la distancia horizontal recorrida por el rayo dentro de la capa i . T^N es el tiempo de viaje asociado a X_N y T_i , el tiempo asociado a X_i . Separaremos el cálculo de X_i y T_i para capas de velocidad constante y capas con gradiente. En el primer caso los rayos viajan rectos y con velocidad constante por lo que el cálculo queda reducido a:

$$X_i(p) = 2\Delta z_i \frac{pv_i}{\sqrt{1-(pv_i)^2}} \quad (9)$$

$$T_i(p) = 2\Delta z_i \frac{1}{v_i \sqrt{1-(pv_i)^2}} \quad (10)$$

En el caso de capas de gradiente constante, haciendo un cambio de variable de profundidad a velocidad para el cálculo de las curvas camino tiempo $X(p)$ y $T(p)$, el cálculo queda como sigue:

$$X_i(p) = \frac{2}{k_i} \int_{v_0}^{v'} \frac{v dv}{\sqrt{1/p^2 - v^2}} = \frac{2}{k_i p} \left[\sqrt{1 - (pv_0)^2} - \sqrt{1 - (pv')^2} \right] \quad (11)$$

$$T_i(p) = \frac{2}{k_i p} \int_{v_0}^{v'} \frac{dv}{v \sqrt{1/p^2 - v^2}} = \frac{2}{k_i} \ln \left[\frac{v'(1 + \sqrt{1 - (pv_0)^2})}{v_0(1 + \sqrt{1 - (pv')^2})} \right] \quad (12)$$

Si $k < 0$ o $k > 0$ y $p < \frac{1}{v_1} \Rightarrow v' = v_1$ (rayo llega al fondo de la capa).

$$X_i(p) = \frac{2}{k_i p} \left[\sqrt{1 - (pv_0)^2} - \sqrt{1 - (pv_1)^2} \right] \quad (13)$$

$$T_i(p) = \frac{2}{k_i} \ln \left[\frac{v_1(1 + \sqrt{1 - (pv_0)^2})}{v_0(1 + \sqrt{1 - (pv_1)^2})} \right] \quad (14)$$

Si $k > 0$ y $\frac{1}{v_1} < p < \frac{1}{v_0} \Rightarrow v' = \frac{1}{p}$ (rayo refractado dentro de la capa).

$$X_i(p) = \frac{2}{k_i p} \left[\sqrt{1 - (pv_0)^2} \right] \quad (15)$$

$$T_i(p) = \frac{2}{k_i} \ln \left[\frac{(1 + \sqrt{1 - (pv_0)^2})}{pv_0} \right] \quad (16)$$

Para el trazado de rayos en el programa computacional , desarrollado por el Dr. Emilio Vera, usado se define un Δp a usar, el cual va desde 0 hasta $\frac{1}{v_0}$, donde v_0 es la velocidad en superficie y se calcula usando múltiplos de Δp . Este programa también decide automáticamente las reflexiones a calcular por discontinuidades de velocidad en las interfases de capas. A continuación (Figura 12) se muestra un ejemplo de ajuste de curvas camino tiempo para el CMP 13568-13587 de la línea MC06. Las líneas de diferentes colores representan las curvas camino tiempo asociadas a las diferentes capas.

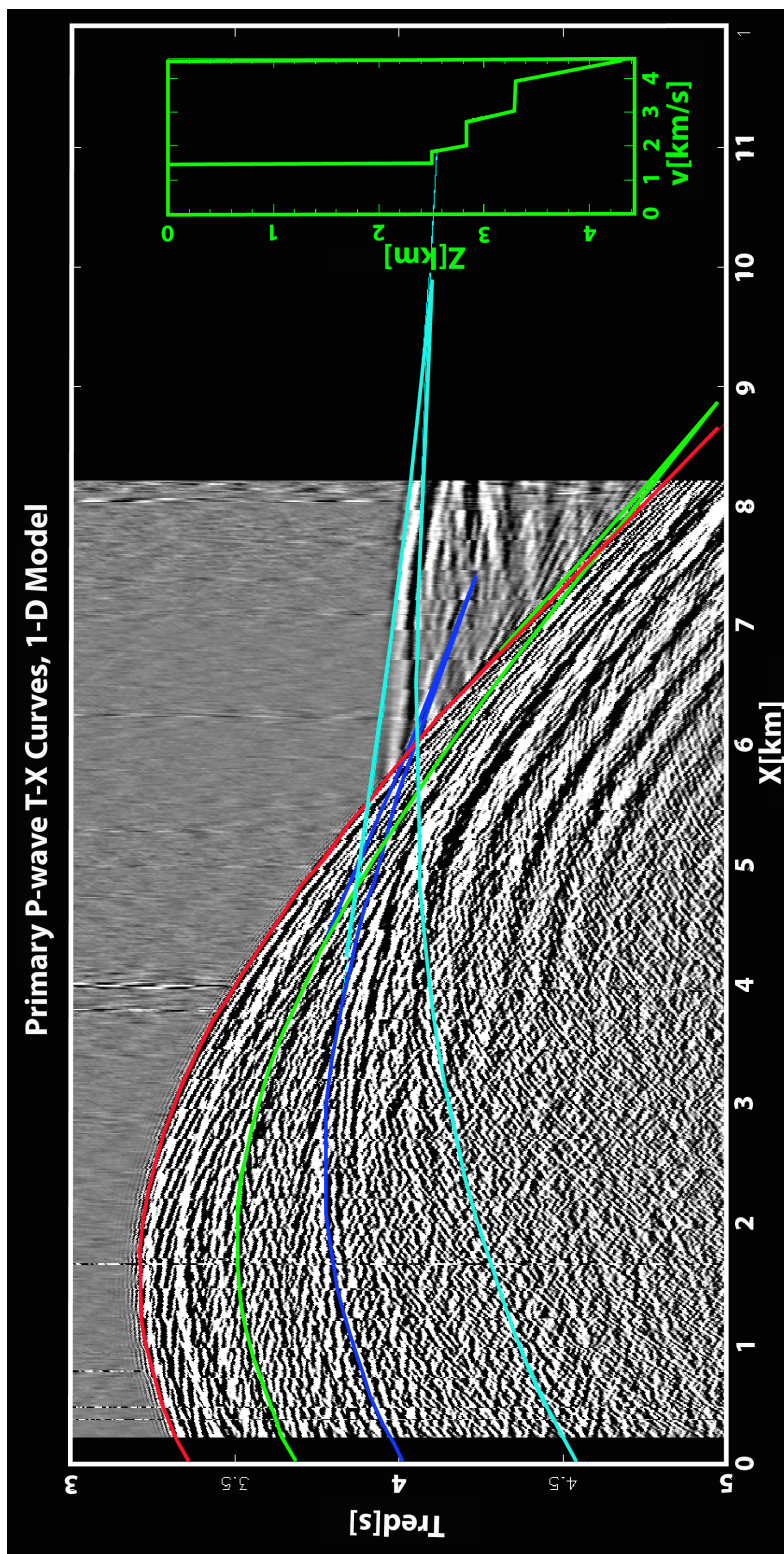


Figura 12: Tiempos de llegada para el CMP 13568-13587 ($d=84.8$ km) de la línea MC06 y ajuste de curvas camino tiempo con modelo de velocidad 1D, $V_{red} = 5\text{km/s}$.

En este caso podemos observar tres reflexiones y una refracción. Las reflexiones corresponden al fondo oceánico, reflexión dentro de los sedimentos y reflexión en el basamento. La refracción (curva celeste)

corresponde a la refracción dentro del basamento. Para la línea MC06 se usaron entre 4 y 6 capas y para la línea MC32 solamente 3 capas.

3.3 Modelo bidimensional (2D)

Una vez que se tiene un conjunto de modelos 1D a lo largo de la línea se puede construir un modelo bidimensional. En este caso (modelado de líneas MC32 y MC06) el modelo bidimensional está construido con CMPs espaciados cada 1600 metros (256 CMP de 6.25m). Este modelo presenta discontinuidades laterales, por lo que se aplica un algoritmo de mínima curvatura, el cual ajusta los puntos del modelo pero tratando de minimizar el laplaciano, lo cual genera un modelo más suave (Figura 13). Se usa un parámetro de suavizamiento $\alpha = 1$ tal que suavice la función pero que conserve rasgos locales. Este algoritmo además interpola el modelo cada 64 CMPs. Para mayor detalle del algoritmo usado revisar <https://la.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/8998-surface-fitting-using-gridfit>.

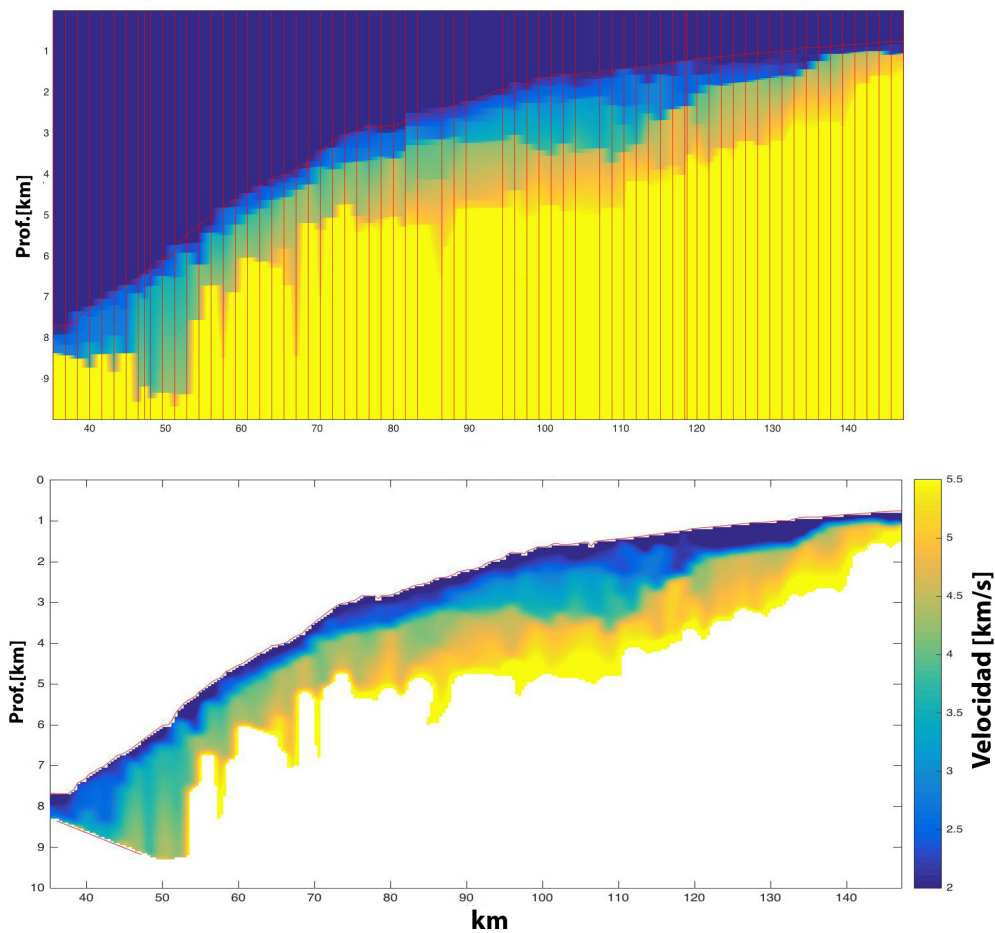


Figura 13: Arriba modelo crudo con CMPs modelados (líneas rojas) para la línea MC06, abajo modelo suavizado usando el algoritmo de mínima curvatura.

3.4 Perfil de Reflexión: Transformación de Tiempo a Profundidad

Para realizar la transformación del perfil de reflexión (stack) en tiempo de reflexión "Two way travel time (TWTT) " a profundidad necesitamos conocer la velocidad sísmica del medio en profundidad para cada traza, es decir $V(z)$ para todos los CMPs. Para esto utilizamos el modelos de velocidad obtenido a través del ajuste de reflexiones y refracciones suavizado, usando el suavizamiento descrito en la sección anterior. Este suavizamiento es necesario ya que si no se realiza, existen saltos de velocidad en la horizontal que provocan saltos en los reflectores que no son reales. El modelo de velocidad de cada traza se hace mediante una interpolación horizontal de los modelos en los CMPs más cercanos.

El algoritmo para hacer la transformación a profundidad es el siguiente.

$$Z(1) = dt/2 * v(z = 0) \quad (17)$$

$$Z(N) = Z(N - 1) + dt/2 * v(Z(N - 1)) \quad (18)$$

Es decir; un intervalo dt corresponde a que una onda se propague una distancia $dz = dt * v$. Se usa entonces un dt suficientemente pequeño para que v sea constante en ese intervalo. El factor 0.5 para el $incrementodz$ con respecto a dt está dado por el hecho de que el eje del tiempo corresponde a TWTT, es decir el tiempo que toma una onda en ir y volver hacia un reflector.

En la siguiente figura (14) podemos ver un ejemplo de transformación de una traza usando el algoritmo anterior. El muestreo en z usando en este trabajo corresponde a $\Delta t/2 * v_{min}$, donde Δt es el muestreo en tiempo de la traza original (4 ms) y $v_{min} = 1.5$ km/s, velocidad que corresponde a la del agua.

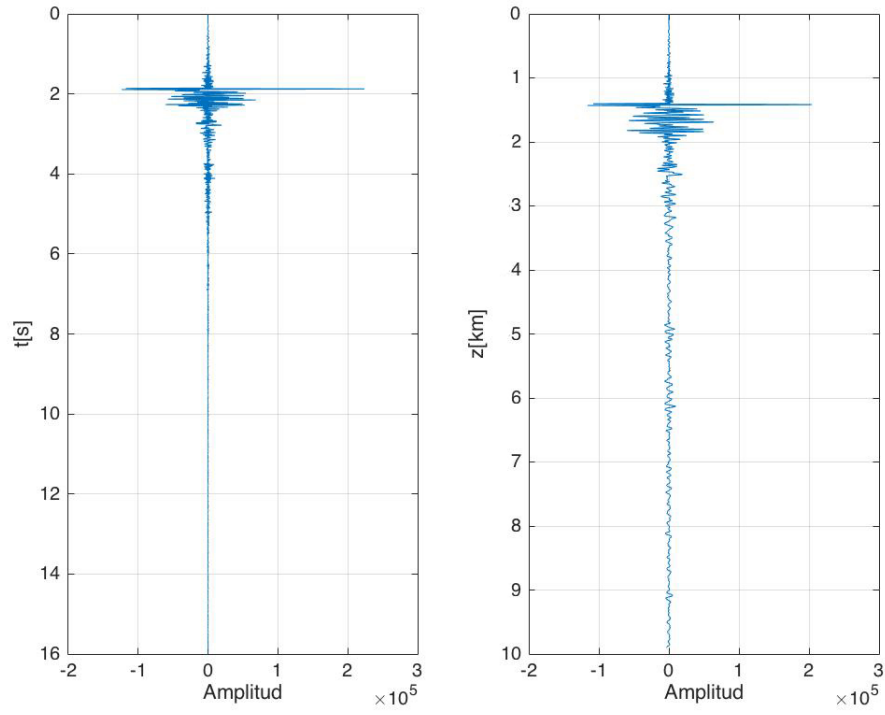


Figura 14: Transformación de traza de tiempo (izq) a profundidad (der). La traza corresponde a la traza asociada al CDP 18.000 del stack de MC06.

Chapter 4

Resultados

4.1 Línea MC06

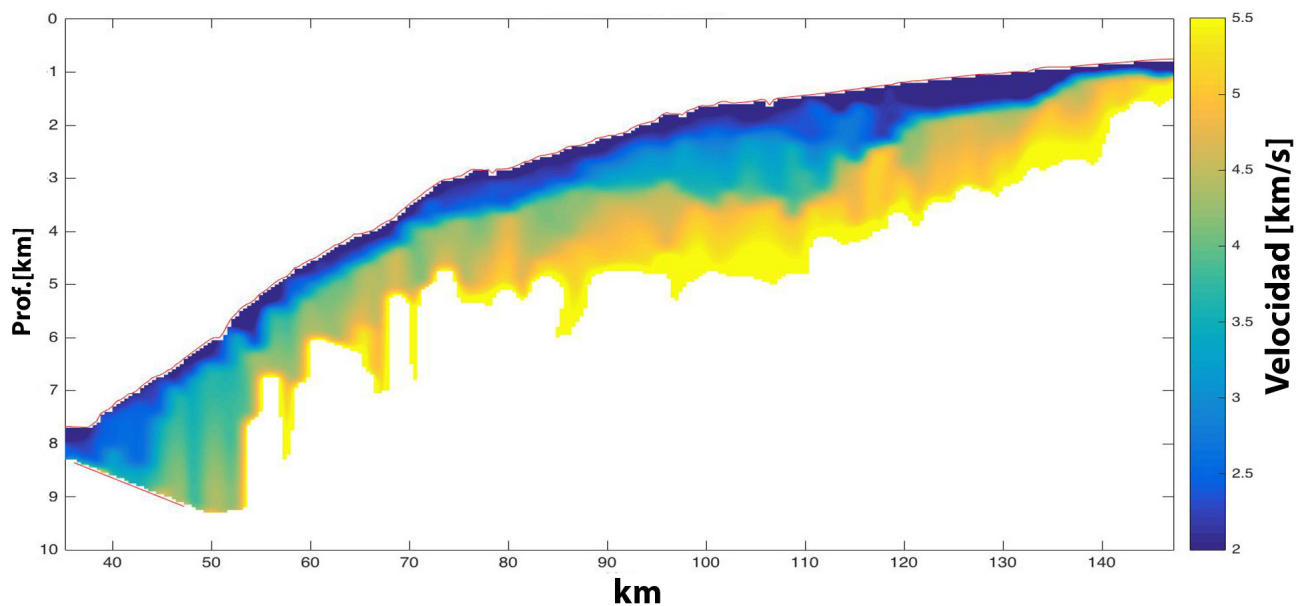


Figura 15: Modelo de velocidades para el perfil MC06.

A rasgos generales del modelo de velocidad (Figura 15) podemos observar que el espesor de corteza continental mapeado es relativamente constante y es de aproximadamente 4 km. Se observa una zona frontal con velocidades bajas, menores a 3 km/s de unos 10-15 km de ancho (dimensión en la dirección E-W), con una parte frontal de unos 7 km con velocidades aún menores. Esta zona sería un pequeño prisma frontal (parte frontal de 7 km) seguido hacia el continente por un basamento continental muy fracturado (sección 4.1.2). A medida que nos adentramos en el continente vemos que existe una capa delgada de sedimentos cubriendo el basamento. Esta capa de sedimentos se ve notablemente engrosada

entre los 90 y 120 km del perfil. Este aumento es importante, pasando de unos 500 m a unos 2000 m de espesor sedimentario (Sección 4.1.4). Se observa también, que a rasgos generales, la velocidad de onda P bajo la cobertura de sedimentos aumenta hacia el este Sección (4.1.5).

Usando el modelo de velocidades encontrado podemos hacer la transformación de tiempo TWTT a profundidad en el perfil de reflexión, para hacer un análisis conjunto. En este perfil se evidencia un fallamiento extensivo que abarca prácticamente la totalidad del perfil (anexo 3). Este fallamiento se muestra principalmente con vergencia oeste, asociado a lo que sería un fallamiento normal producto del colapso de la cuña continental debido a la erosión por subducción. (Figuras 16 y 17).

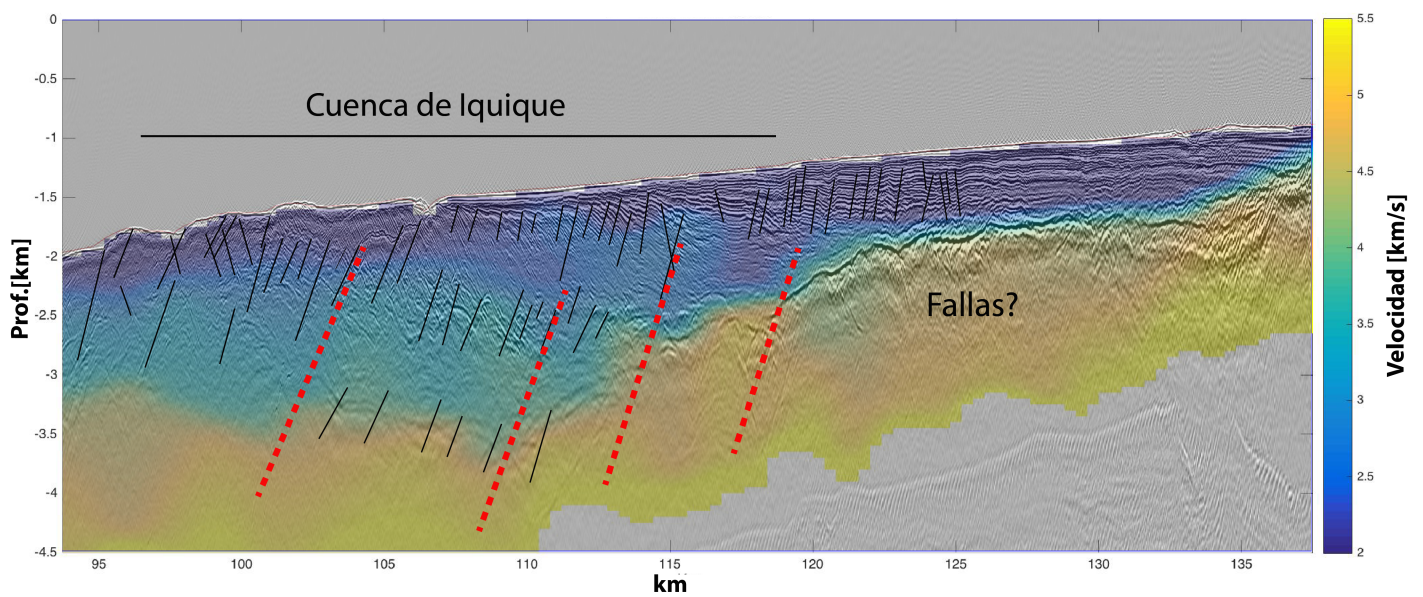


Figura 16: Modelo de velocidad perfil MC06 y perfil de reflexión transformado a profundidad (CMP15000-22000). Líneas negras corresponden a fallas interpretadas. Las líneas rojas corresponden a fallas mayores.

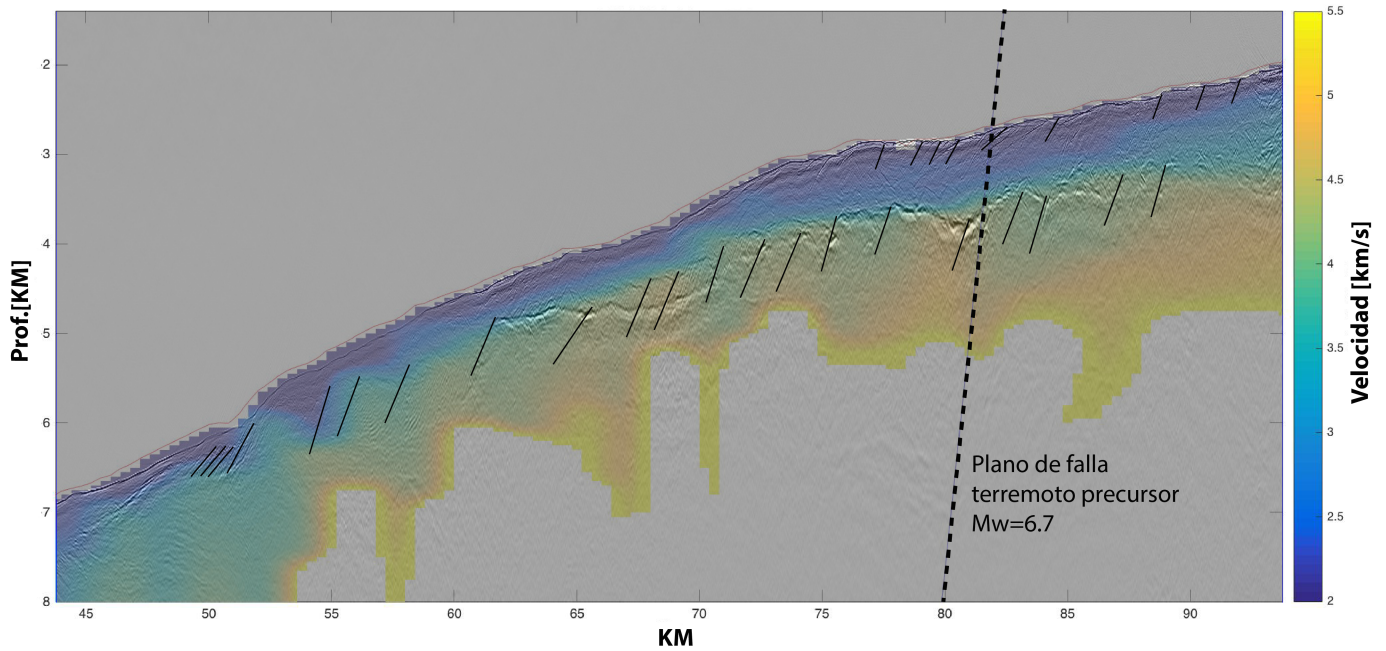


Figura 17: Modelo de velocidad perfil MC06 y perfil de reflexión transformado a profundidad (CMP7000-15000). Líneas negras corresponden a fallas interpretadas.

4.1.1 Geometría de subducción

De los perfiles de reflexión (Figuras 18 y 19) podemos observar que la zona de la fosa es una zona compleja, donde se mezcla el prisma de acreción, los sedimentos que cubren la fosa y el decollement (canal de subducción de sedimentos entre la placa continental y la placa oceánica). Por lo que determinar en que punto comienza uno y termina el otro resulta complejo y determinar la geometría exacta no es posible, además al ser una zona de alta deformación, el supuesto de capas planas no es óptimo. Sin embargo, podemos determinar la geometría aproximada de la subducción en los primeros kilómetros. Para esto se usa la fosa y los reflectores de los CMP 7600-7700 (Figuras 18 y 19), y se comprueba que los reflectores intermedios sean consistentes. Esto nos dará una tendencia aproximada del ángulo de subducción en los primeros kilómetros, sin embargo, la placa posee rugosidades asociadas al sistema de horst/grabens que no quedan capturadas en esta tendencia. Además, no existe un reflector único en el contacto, siendo más bien una “ zona de contacto” asociada a los sedimentos subductantes (decollement) por lo que es difícil saber donde se encuentra exáctamente el techo de la placa oceánica. En base a esto se determina que la subducción en los primeros kilómetros tiene un ángulo promedio de 4° (Figura 19).

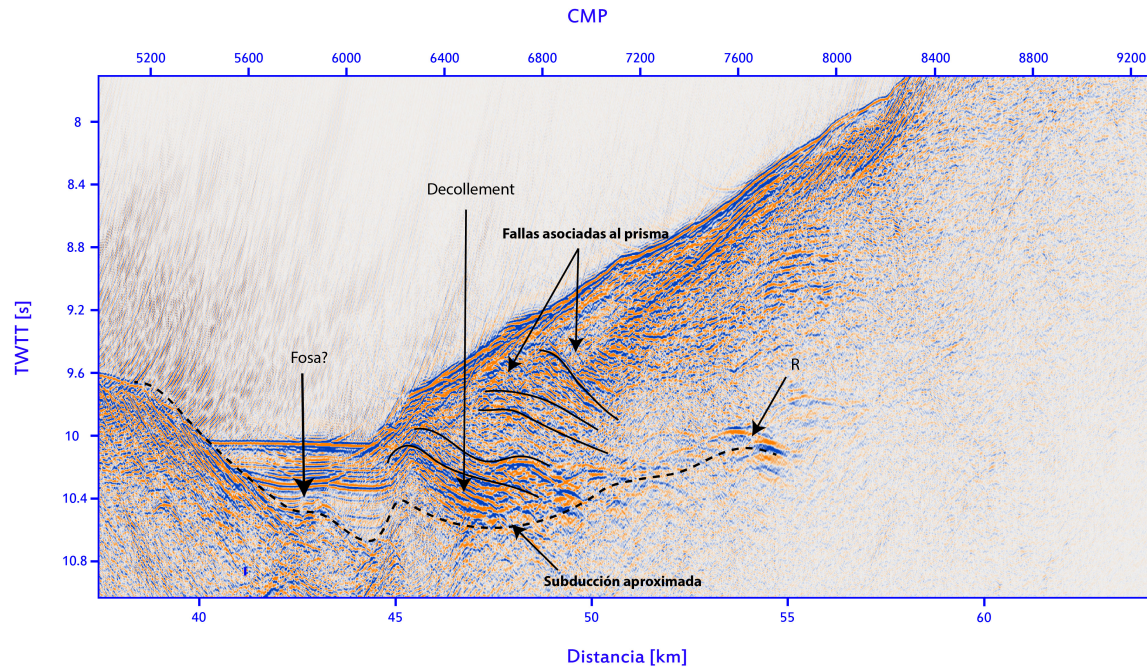


Figura 18: Zona de la fosa MC06, perfil de reflexión en tiempo. Se muestra ubicación de la fosa, el techo aproximado de la placa oceánica, el decollement y el reflector (R) usado para el cálculo de ángulo de subducción.

Para determinar los rangos de error del modelado se varía la velocidad promedio y la profundidad con tal que ajuste el reflector deseado. La velocidad promedio es el parámetro relevante para ajustar la curvatura de las curvas camino tiempo. Luego de ajustar la curvatura, variando la profundidad se ajusta la posición (en tiempo) de esta curva, ya que al variar el espesor de la capa tiene poca influencia en la curvatura de las curvas camino tiempo. Para la velocidad mínima/máxima promedio que ajuste la curvatura asociada a los tiempos de llegada, existe un rango de espesores que ajusta la posición, por lo tanto, el rango de la profundidad queda determinado por el espesor máximo asociado a la velocidad mínima (límite superior) y el espesor mínimo asociado a la velocidad máxima (límite inferior para el espesor). Para el caso del reflector buscado en este caso, el error de profundidad corresponde a 250 m. Este error es dependiente de cada caso, y dependerá de cuán claro sea el reflector que estamos buscando, por lo mismo se buscan CMP que posean reflectores claros.

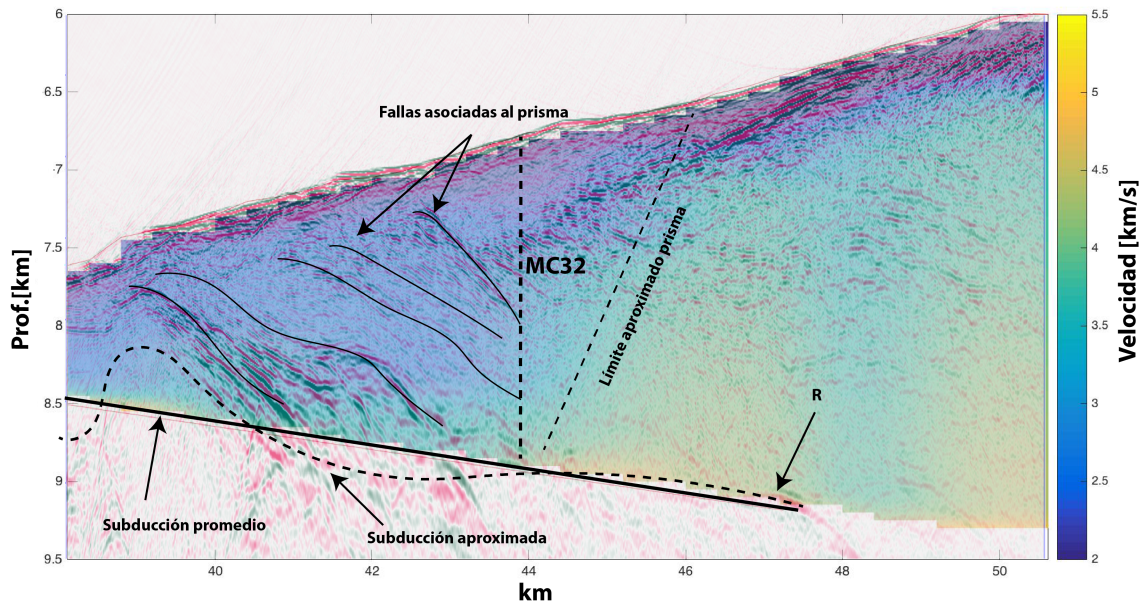
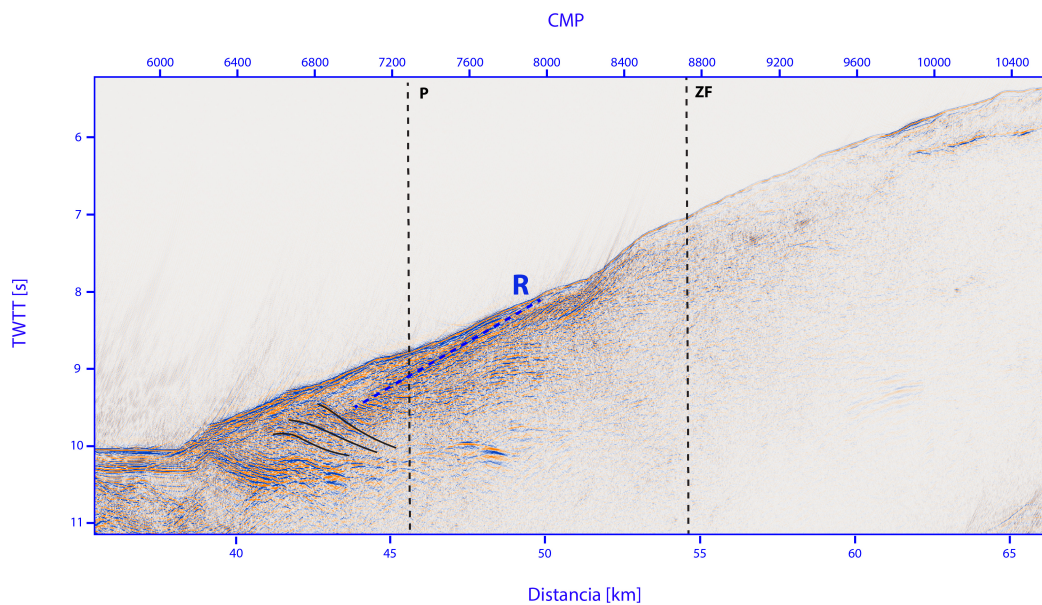


Figura 19: Zona de la fosa MC06, perfil de reflexión en profundidad y modelo de velocidad. Se muestra ubicación de la fosa, el techo aproximado de la placa oceánica y el reflector (R) usado para el cálculo de ángulo de subducción.

4.1.2 Zona frontal fracturada y prisma frontal

Para determinar la extensión horizontal de la zona que presenta alto fracturamiento (bajas velocidades) y el tamaño aproximado del prisma frontal, se analiza tanto el modelo de velocidades como el perfil de reflexión (Figura 20).



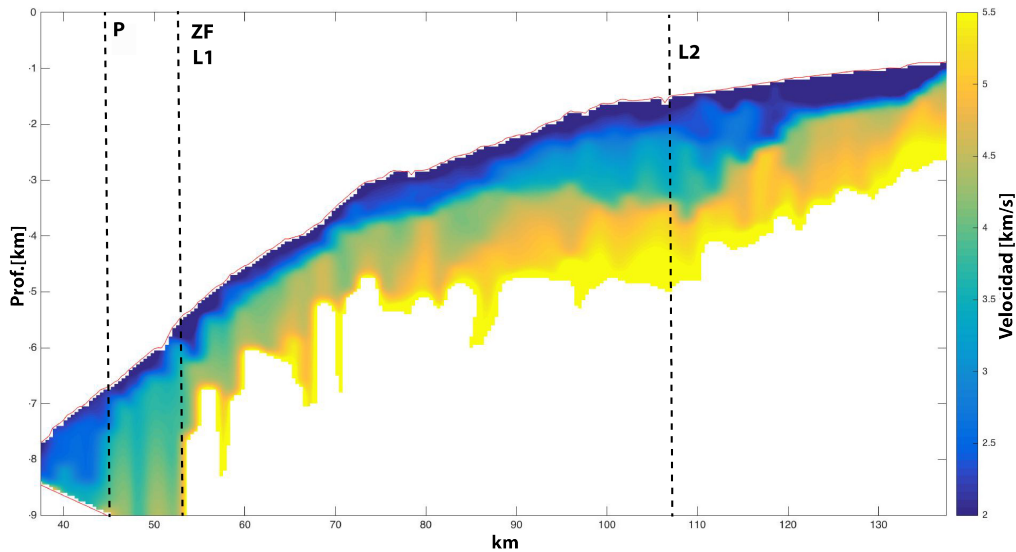


Figura 20: Límite este del prisma frontal (P) y límite este zona fracturada (ZF) y L1 y L2 corresponden al punto de quiebre en la tendencia de velocidad promedio mostrado en la sección 4.1.5 (Figura 23)

Para determinar la zona del prisma, vemos que en el modelo de velocidades existe una zona con velocidades bajas, similares a sedimentos de entre 2.5 y 3 km/s (zona entre la fosa y P en la figura 20), diferenciada de la zona siguiente que posee velocidades del orden de 3.5-4 km/s (zona comprendida entre P y ZF en la figura 20). En el perfil de reflexión vemos un morfología característica de los prismas, con fallas inversas que nacen desde el contacto y una alta deformación.

La zona fracturada de la cuña continental se asocia en modelo de velocidad a la zona frontal con velocidades de entre 3.5-4 km/s, en la cual no se identifica un basamento inferior de velocidades altas (aprox. 5 km/s) y que además la velocidad promedio va aumentando progresivamente y a una alta tasa, probablemente debido a la disminución progresiva del fracturamiento continente adentro. En el perfil de reflexión vemos como aumentan los reflectores, es decir, hacia el este del límite de ZF vemos que el perfil es sísmicamente “transparente” y no se observan reflectores importantes mientras que al oeste se observa una sección sísmica con gran cantidad de reflectores. Lo anterior probablemente debido al mayor fallamiento y la hidratación consecuente a esto.

Del perfil de reflexión (Figura 20) vemos que en la zona de transición entre el basamento fracturado y el prisma existe un reflector R. Este reflector marca el límite entre los sedimentos provenientes del talud y el basamento fracturado. Estos sedimentos del talud se observan poco deformados y con una depositación paralela a la batimetría, a diferencia del basamento fracturado que se observa plegado y deformado.

4.1.3 Talud medio

Entre los 55 y 100 km aproximadamente (del perfil MC06) se observa lo que sería la zona del talud medio (Figura 17, 20). Esta zona se caracteriza por una capa de delgada de sedimentos cubriendo un basamentos con velocidades más altas que en la zona frontal (4.5 - 5 km/s). A los 75 km aproximadamente se observa un cambio de ángulo del talud, zona que coincide aproximadamente con el plano de falla del sismo precursor al terremoto de Iquique. Este plano de falla también coincide aproximadamente con un salto grande en el basamento continental.

Al este del cambio de ángulo del talud, vemos un engrosamiento progresivo de los sedimentos que da paso a lo que sería la cuenca de Iquique.

4.1.4 Cuenca de Iquique

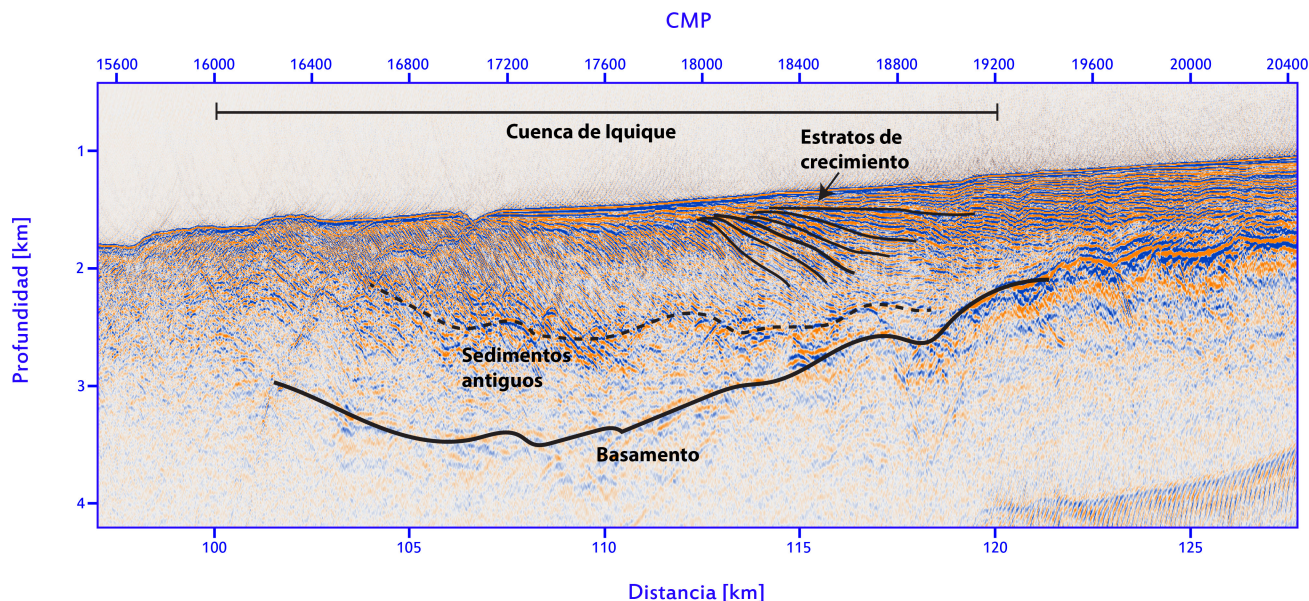


Figura 21: Perfil (MC06) de reflexión transformado a profundidad para la zona de la cuenca de Iquique.

Como se puede observar en el perfil de reflexión y los modelos de velocidad existe una gran cantidad de fallas que producen “saltos” en el basamento, sin embargo, la mayoría son pequeños, con desplazamientos máximos de unos pocos cientos de metros. La excepción a esto es la “cuenca de Iquique”, depresión en la zona del talud medio, causado por un sistema de grandes fallas con un desplazamiento vertical de 1 km (Figuras 21 y 22). Del modelo de velocidad se observa, que dependiendo de la zona, esta cuenca se encuentra cubierta de 2 o 3 capas diferenciadas de sedimentos.

La primera capa (más profunda) consiste en una capa de 1 km de espesor, con velocidades de 3.5-4 km/s, probablemente sedimentos antiguos asociado a un período de extensión pasado. Estos sedimentos no se observa que tengan una orientación de depositación clara y se ubican principalmente en la zona oeste y media de la cuenca. Sobre esto se encuentran sedimentos menos consolidados, con un espesor de 1km y velocidades más bajas de 2.5-3 km/s, estos se ubican mayormente en la zona media y este de la cuenca (Figura 22). Del perfil de reflexión se puede observar que estos sedimentos mantean hacia el este, formando estratos de crecimiento (Figura 21), asociados a una depositación syn-extensional. También se ve que estos estratos presentan gran cantidad de fallas menores, probablemente asociadas al acomodo de desplazamiento en las fallas mayores. Cubriendo los sedimentos anteriores, se encuentra una capa de sedimentos con velocidades de 2 km/s. En la zona media de la cuenca estos sedimentos tienen un espesor de unos 200 m y presentan una deposición horizontal y con poca deformación. El espesor de estos sedimentos crece considerablemente hacia el este, alcanzando uno 700 m, y en esta zona también podemos observar estratos de crecimiento. Lo anterior indica que en la zona este de la cuenca el proceso de deformación estaría activo,

a diferencia de lo que sucede en la zona media.

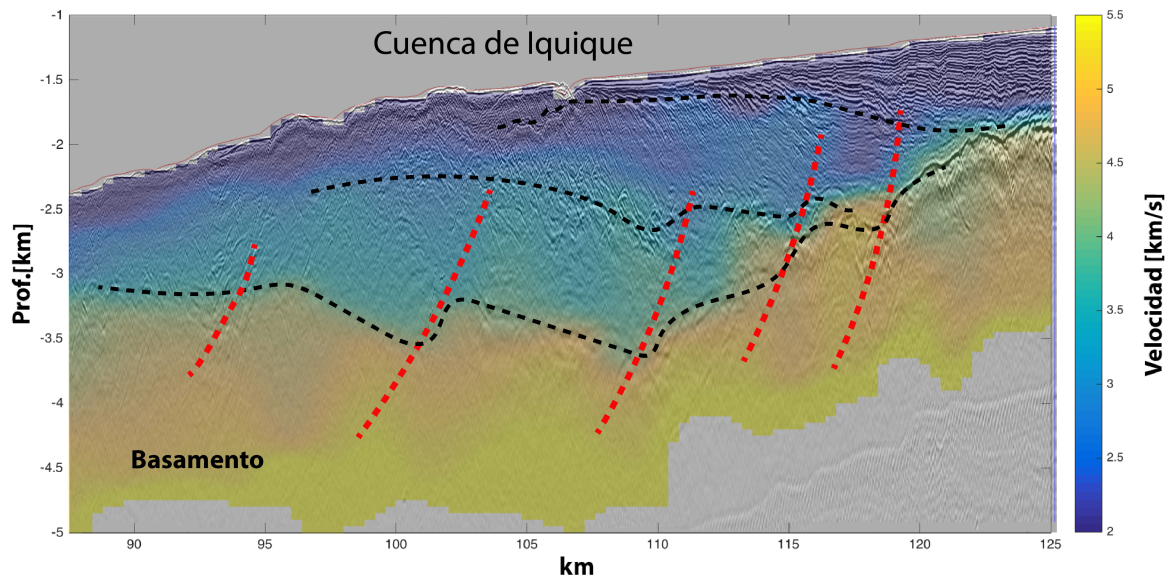


Figura 22: Perfil (MC06) de reflexión transformado a profundidad y modelo de velocidad para la zona de la cuenca de Iquique. Las líneas rojas muestran las fallas principales y las líneas negras muestran los límites aproximados de las diferentes capas.

4.1.5 Velocidad promedio en profundidad

Se puede observar también (Figuras 16 y 17), que a lo largo de todo el perfil, tanto el espesor mapeado dentro de la placa continental como el espesor sedimentario en la misma, es más o menos constante. Debido a lo anterior, si calculamos la velocidad modelada promedio (promedio en profundidad) a lo largo del perfil, tendremos una idea del grado de fracturamiento a lo largo del perfil. Si descontamos la parte sedimentaria podemos ver como se comporta solamente el basamento, este análisis es más útil que el anterior salvo en la parte frontal donde no se observa basamento, en especial la zona del prisma frontal (Figura 23).

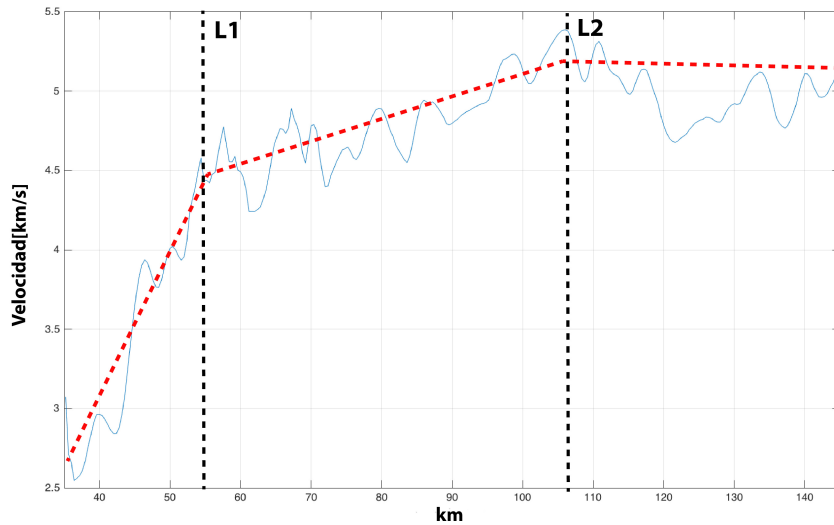


Figura 23: Velocidad promedio del basamento a lo largo del perfil MC06.

De la figura 23 se observa que hay un rápido crecimiento de la velocidad en los primeros 20 km. Entre los 20 y 100 km se observa una leve tendencia de alza en la velocidad. Desde los 100 km vemos que la velocidad promedio se mantiene relativamente constante. Este comportamiento es similar al que se muestra para la densidad en los perfiles de Maksymowicz et. al (2018) y Contreras-Reyes(2012).

4.2 Línea MC32

De este perfil (Figura 24) podemos observar que a lo largo de la línea, a rasgos generales, el espesor de la placa continental se mantiene aproximadamente constante a lo largo de toda la línea (aproximadamente 1.5 km). Lo mismo sucede con la velocidad, la cual se encuentra entre 2 y 3 km/s, rango de velocidad correspondiente a sedimentos asociados al prisma frontal o un basamento muy fracturado. Esto es concordante con la zona frontal encontrada en el perfil MC06.

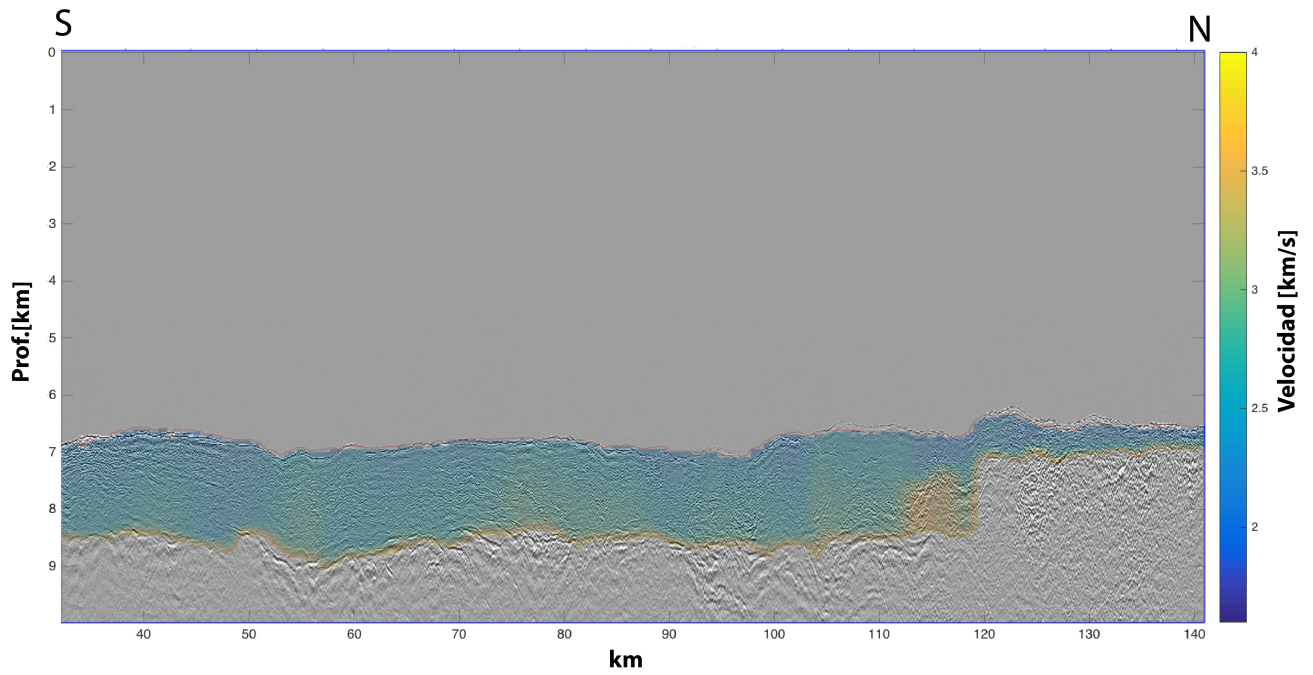


Figura 24: Perfil de reflexión en profundidad de la línea MC32 y el modelo de velocidad suavizado.

Se observa también que existen anomalías locales de velocidad, pero estas aparentan ser aleatorias. Con respecto a su espesor y a la profundidad de la misma, vemos que existen variaciones locales, probablemente asociadas al sistema de horst/grabens subductantes, los cuales se pueden observar claramente en la batimetría de alta resolución generada en la misma campaña (anexo 1).

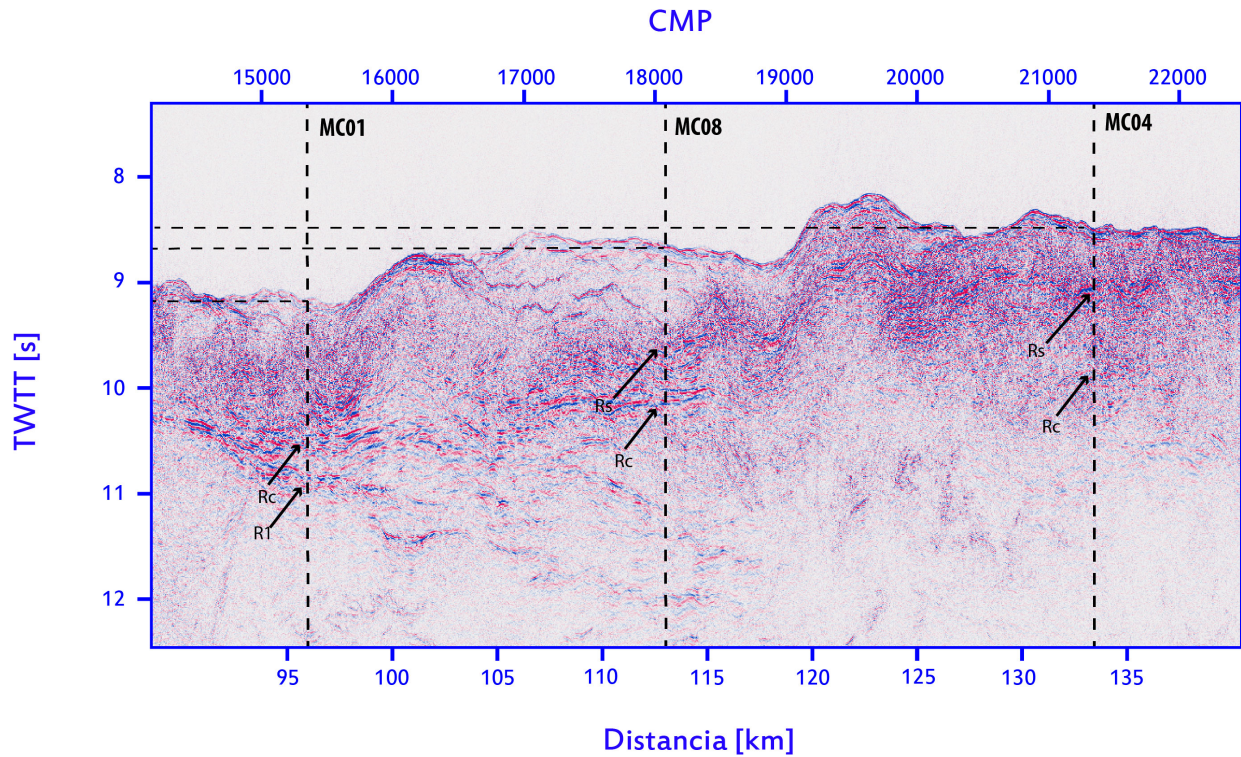


Figura 25: Perfil de reflexión en tiempo MC32, sector norte.

En la zona norte se observa que aparecen varios reflectores importantes (Figuras 24 y 25) que se profundizan hacia el norte, para determinar a qué corresponden estos reflectores, se analizan los perfiles perpendiculares MC04, MC08 y MC01. En estos perfiles (Figuras 25-28) podemos identificar claramente donde está el contacto entre las placas (Rc) y podemos determinar hasta qué profundidad modelar en el MC32. Bajo el reflector del techo de la placa oceánica se observan otros reflectores, pero al hacer el análisis de velocidad se obtiene que las velocidades se encuentran bajo 4 km/s, además estos reflectores tampoco se evidencian claramente en los perfiles perpendiculares a MC32. Dado lo anterior se construye el modelo de velocidad solo hasta el techo de la placa oceánica y se concluye que los reflectores inferiores corresponden a reflexiones laterales dentro del prisma de acreción, posiblemente reflexiones provenientes de las fallas asociadas al sistema de horts y grabens subductantes.

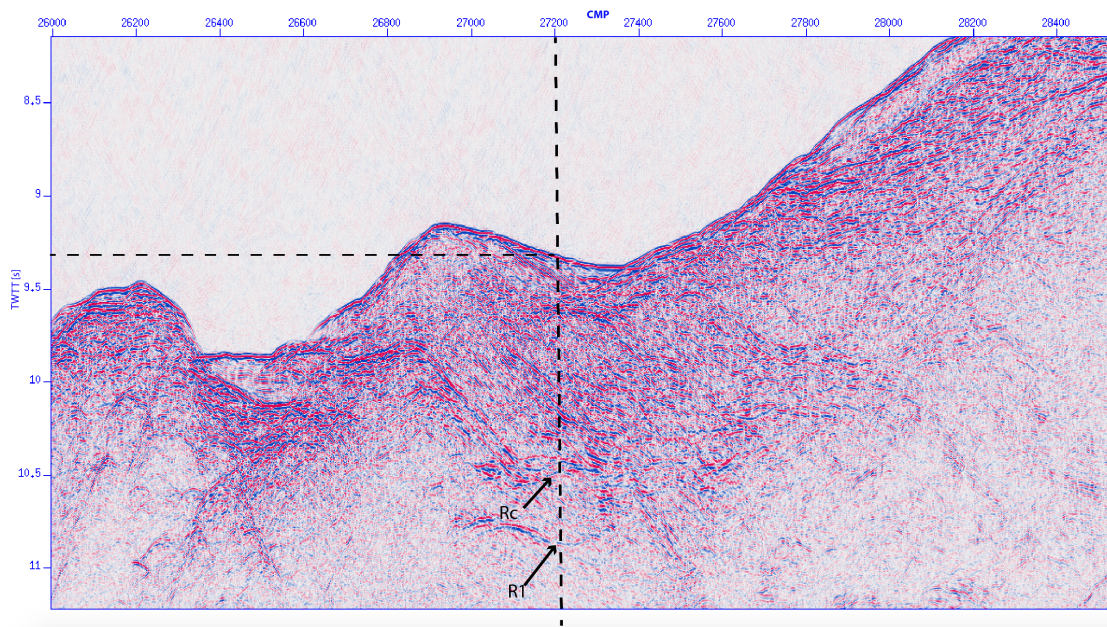


Figura 26: Perfil de reflexión en tiempo MC01 en la zona frontal.

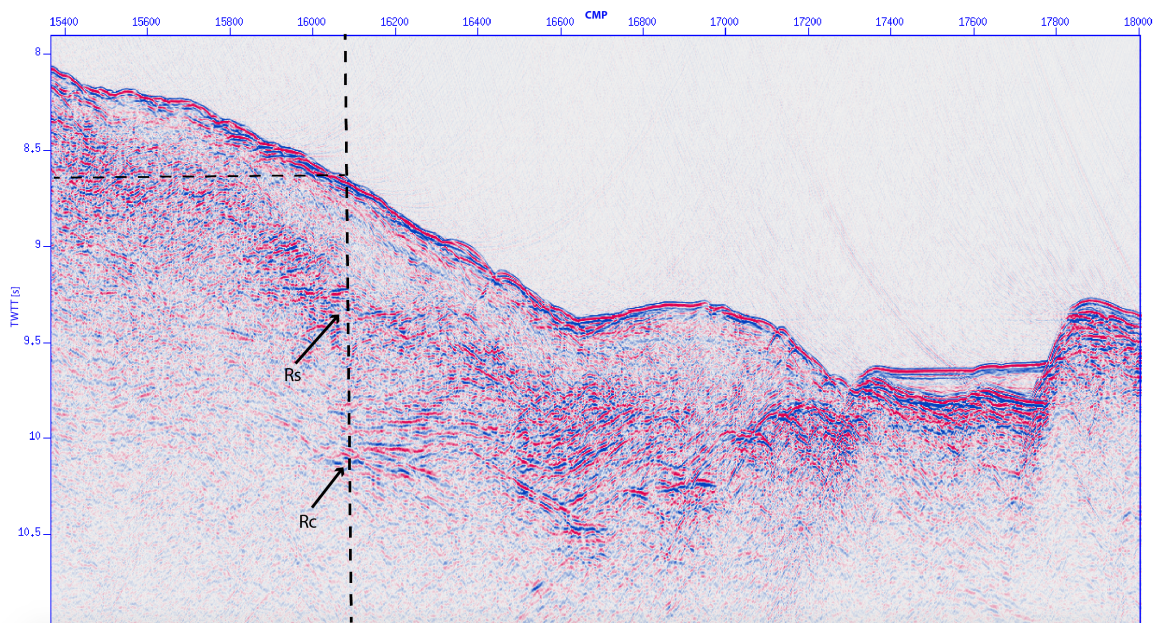


Figura 27: Perfil de reflexión en tiempo MC08 en la zona frontal, relizado por Felipe Gonzalez para su tesis doctoral.

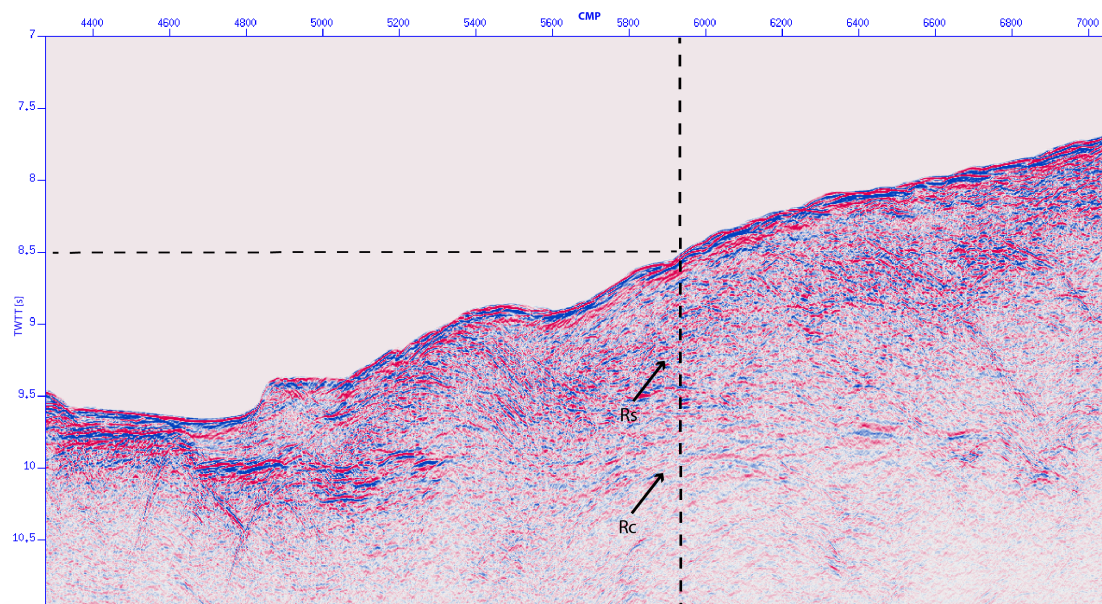


Figura 28: Perfil de reflexión en tiempo MC04 en la zona frontal.

Observamos que existe, en el extremo norte, un reflector intermedio (R_s) entre el fondo oceánico y el techo de la placa de Nazca (R_c). Posiblemente en la zona norte existe una disminución del tamaño del prisma frontal, como se ve en el trabajo de Maksymowicz et al. (2018), dando paso a una roca más consolidada con una cobertura de sedimentos.

Como se observa en los perfiles de reflexión perpendiculares (Figura 26-28) y en la batimetría (anexo 1), la distancia de la línea MC32 a la fosa es prácticamente constante, sin embargo, vemos que en los perfiles del norte MC04 y MC08, la línea está unos 200 CMP (1250 m) más lejos de la fosa que en los perfiles del sur MC06 y MC01. Lo anterior estaría contribuyendo también a que estemos viendo un reflector intermedio, ya que estaríamos adentrándonos hacia una zona de basamento en vez de estar sobre el prisma de sedimentos.

4.2.1 Error de modelación

Con respecto al error asociado a la línea MC32, haciendo análisis de sensibilidad en algunos puntos de control podemos ver que usando solo una capa algunos parámetros no se encuentran tan bien determinados. Los parámetros con mayor error corresponden a las velocidades superior (v_1) e inferior de los sedimentos (v_2). Estos parámetros tienen asociado un error estimado de unos 600 m/s. A pesar de lo anterior la velocidad promedio de la capa está mejor constreñida con un rango de error aproximado de 250 m/s. Con este rango de error de la velocidad promedio, el cual es el parámetro relevante para determinar la profundidad, esta queda determinada con un error de unos 200 m.

Estos rangos de error están determinados para zonas donde los reflectores del techo de la placa oceánica

son claros y únicos, por lo que existen zonas del perfil donde los rangos de error para la velocidad promedio y la profundidad pueden ser el doble, es decir 500 m/s y 400 m. Dicho lo anterior en la zona norte, donde los reflectores son extremadamente tenues, dar valor de velocidad precisos no es posible.

Para constreñir mejor las velocidades v_1 y v_2 es necesario modelar varias capas intermedias, o al menos hacer un análisis del gradiente de velocidad en determinados puntos del perfil. Para este perfil se hizo el análisis con capas intermedias y en base a esto se determinó usar una diferencia entre v_1 y v_2 de aproximadamente 500 m/s a lo largo de todo el perfil, salvo en la zona norte donde la zona de velocidad modelada es delgada.

4.3 Intersección de las líneas

Como último análisis se comprueba que ambas líneas sean consistentes en el punto de intersección. Las líneas se intersectan en las coordenadas 20.0813°S , 71.2664°W , en las coordenadas de las líneas esto corresponde a 43.634 m para el cruce de MC32 en MC06 y 62.314 m para el cruce de MC06 en MC32.

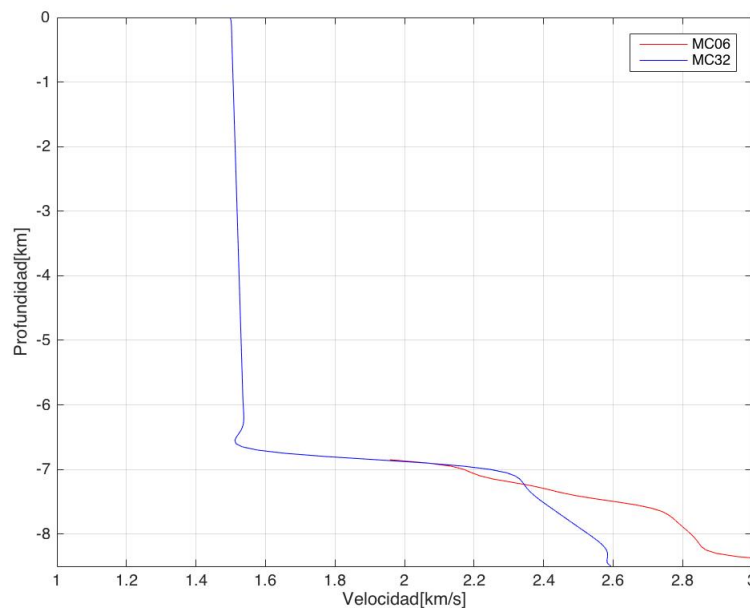


Figura 29: Velocidad hasta la capa de sedimentos, en profundidad, en el punto de intersección de las líneas, para el modelo final suavizado.

Podemos observar (Figura 29) que a pesar de que ambos modelos fueron construidos independientemente y el número de capas es diferente, 1 para MC32 y 3 para MC06, los modelos son consistentes y similares, siendo las diferencias máximas de velocidad en los sedimentos de 0.4 km/s. Estas diferencias están dentro de los rangos de error asociados al método, por lo que se considera que los resultados son concordantes entre

sí. Podría existir también un efecto de la geometría inclinada del talud, la cual distorsiona la velocidad al modelarlo con un sistema de capas planas, sin embargo, este efecto es difícil de cuantificar.

Chapter 5

Discusiones y conclusiones

El método de modelado directo que se usa en la presente tesis nos permite tener un gran control de los espesores y velocidades donde los reflectores son claramente identificables, además permite modelar un gran número de capas diferenciadas por reflectores (Figura 12). Las desventajas de este método directo es que asume que las reflexiones en torno a un CMP se producen en un sistema de capas planas, lo que se traduce en errores de modelación cuando esta condición no se cumple, sin embargo al modelar con geometría de CMP este efecto es aminorado. A pesar de lo anterior los resultados son consistentes y razonables, ya que en el talud en general no hay grandes pendientes. Otro inconveniente es que debido a la longitud del "streamer" y las profundidades del mar en la zona, no se pueden alcanzar grandes profundidades, pudiéndose modelar únicamente los primeros 4 km. Sin embargo, para reflexiones o refracciones de más largo alcance no sería tan consistente, un modelo de capas planas, como para reflexiones más locales. Este método requiere además de suavizamiento para generar un modelo continuo sin saltos en los reflectores al transformar a profundidad, pero este suavizamiento no difiere mucho de el necesario en las tomografías 2D convencionales.

En ambos perfiles (MC32 y MC06) observamos que cambios importantes de velocidad quedan asociados a reflectores importantes y continuos en el perfil conjunto (Figuras 16, 17 y 24). Esto sin embargo, no nos da indicio de lo correcto de las velocidades, pero si nos indica que las distintas capas modeladas están diferenciadas unas de otras y limitadas por contrastes de velocidad, además de ser consistentes a lo largo de todo el perfil.

Del perfil MC06 podemos concluir varias cosas, primero que existe una zona de bajas velocidades asociada a un prisma frontal pequeño seguido al este de una zona de basamento fracturado (Figura 20). Esta zona tiene un rápido aumento de velocidad continente adentro (Figura 23), probablemente asociado a la compactación del prisma frontal y a una disminución del grado de fracturamiento del basamento frontal. Esta zona podría actuar como una zona asísmica como se ha propuesto en otros trabajos, limitando la zona de ruptura del terremoto y sus réplicas asociadas. De las figuras 30 y 31 podemos observar que efectivamente las réplicas no llegan hasta la fosa y tienen un límite marcado hacia el oeste, que coincide

con la zona fracturada propuesta (ZF). Lo anterior nos indica que la zona de ruptura frágil del contacto, para este terremoto en particular, queda limitada por las propiedades reológicas de la zona frontal, donde el fracturamiento y la consecuente hidratación juegan un rol fundamental al modificar las propiedades friccionales del contacto y la capacidad de acumular esfuerzos.

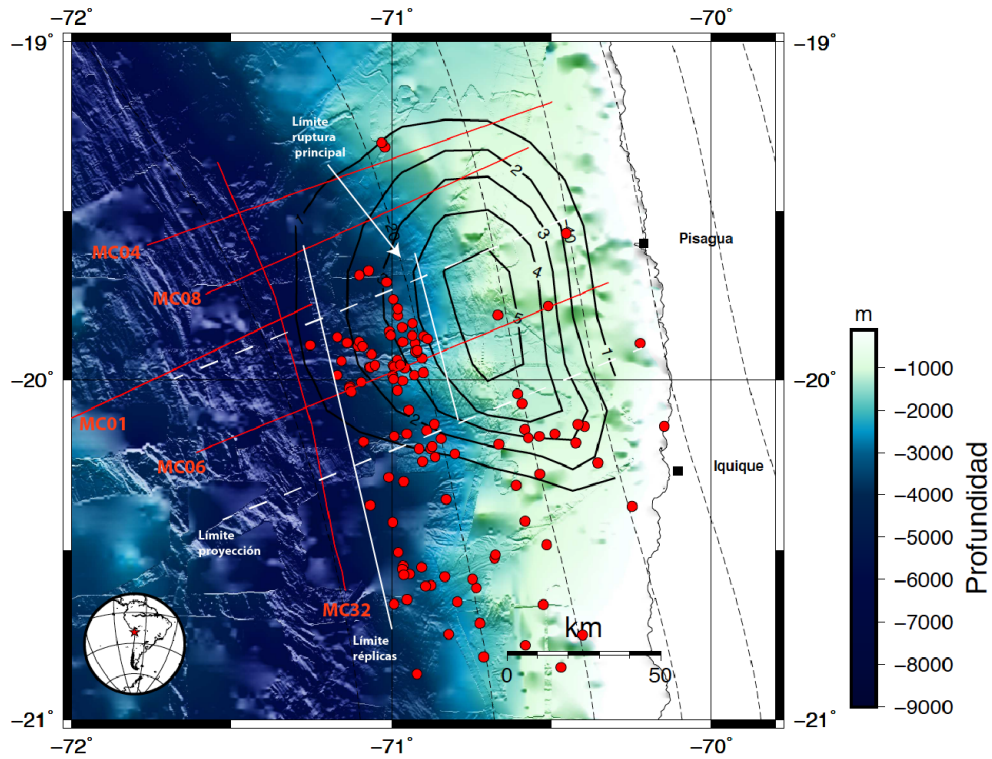


Figura 30: Réplicas re-localizadas (lin-loc) del terremoto de Iquique (Leon-Ríos et al., 2016). Se muestran los límites aproximados este y oeste de la zona de réplicas en torno al perfil MC06.

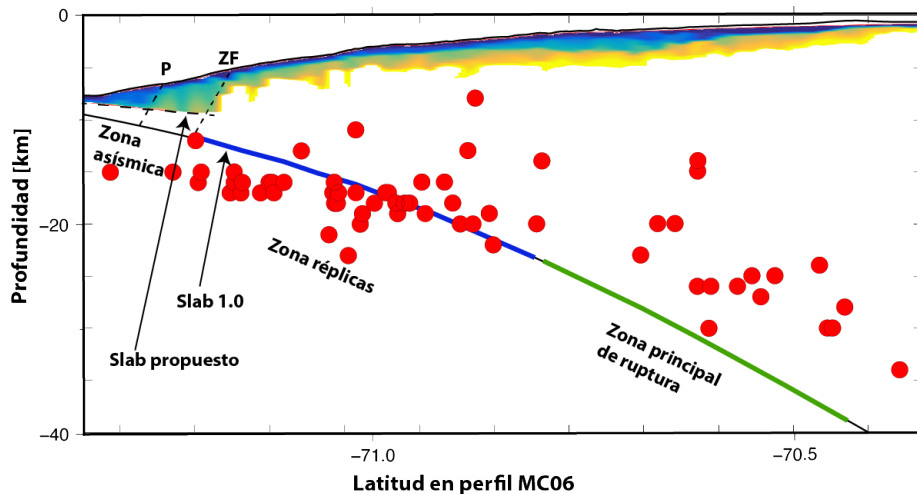


Figura 31: Réplicas re-localizadas (lin-loc) del terremoto de Iquique (Leon-Ríos et al., 2016) proyectadas

sobre el perfil MC06. Se muestran los límites aproximados de la zona de ruptura y la zona de réplicas. La zona de ruptura aproximada se determina a partir del modelo de slip y del límites este de las réplicas. Se muestra también la zona fracturada (ZF), determinada del perfil de reflexión y del modelo de velocidad.

Lo mismo para el prisma (P).

Hacia el continente de la zona fracturada anterior, se observa también un aumento de la velocidad en la zona somera (Figura 23), lo cual nos da una idea, aunque no concluyente, de cómo sería en profundidad. Para un análisis certero es necesario complementar con tomografías más profundas usando los sismómetros de fondo marino y/o sismómetros en tierra. Este aumento sin embargo es a una tasa mucho menor que la de la zona frontal pero igual es un alza importante, de 700 m/s en 50 km. (Figura 23). Este aumento llegaría hasta aproximadamente la zona en que existe un cambio de ángulo del talud, lo cual podría indicar alguna correlación entre ambos fenómenos, sin embargo, es necesario tener información de las zonas más profundas del perfil para confirmarlo. Además tampoco se puede aseverar que ésta zona es el límite de las fallas normales hacia el continente, ya que al oeste de la cuenca de Iquique no es claro el fallamiento (Figura 16).

Además podemos concluir que la zona presenta un extenso fallamiento a lo largo de todo el talud (Figuras 16 y 17), evidenciado una erosión por subducción que hace colapsar la zona frontal de la cuña continental. Probablemente algunas de estas fallas penetran varios kilómetros en la corteza y pueden ser reactivadas como fallas inversas de alto ángulo a medida que se acumulan esfuerzos por la subducción. El terremoto precursor $M_w=6.7$ del terremoto de Iquique, el cual es un sismo cortical inverso, sería un sismo que ocurre en algún de estas fallas, en la parte central del talud, ya que el plano de falla de este sismo tiene una orientación similar a las fallas que se observan en la zona somera de la corteza (Figura 17).

Con respecto a la Cuenca de Iquique, se puede concluir que existe una serie de fallas mayores que han generado una depresión en el basamento que ha sido rellenado por diferentes etapas de sedimentación (Figura 16). En particular hacia el oeste, por medio de las velocidades de onda P y deformación de los estratos superiores, se evidencia sedimentación más antigua que hacia el este, sugiriendo que el proceso de deformación migra hacia el este. Lo anterior es consistente con un margen erosivo que hace migrar la fosa hacia el continente.

Al este de la cuenca de Iquique se observa una disminución del fallamiento en la cobertura sedimentaria, lo que sería un indicador de un menor fracturamiento también en el basamento, sin embargo, no es claro del perfil de reflexión donde hay fallas y su orientación, ya que se observan gran cantidad de difractores. Tomando en cuenta la velocidad promedio del basamento, existiría también disminución del grado de fracturamiento de este (Figura 16, 23).

De la figura 31 también podemos observar que en la zona somera el modelo de slab 1.0 sobreestima la

profundidad en unos 2-3 km, en la zona profunda éste tampoco coincide bien con las réplicas. Esto puede deberse al error de localización de las réplicas o a un problema de proyección de las mismas sobre el perfil. Esto posee implicancias importantes a la hora modelar el deslizamiento del terremoto, ya que la inversión es sensible a la geometría de la subducción.

Del perfil MC32 y los perfiles perpendiculares podemos concluir que a lo largo de toda la zona de estudio existe una zona frontal fracturada (Figura 24), evidenciado en las velocidades encontradas y en los perfiles sísmicos. También podemos concluir que a lo largo de la zona de estudio, las velocidades de la zona frontal son similares y que cambios locales pequeños pueden estar asociados a la modelación. Vemos en la zona norte del perfil MC32 una morfología distinta, con un reflector intermedio entre el techo de la placa oceánica y el fondo marino, esto se explicaría con una disminución del tamaño del prisma y la geometría de la línea con respecto a la fosa, pasando de una zona de acreción a una zona de un basamento con una cobertura de sedimentos, sin embargo la modelación de las velocidades bajo estos sedimentos no es posible, ya que el reflector del techo de la placa oceánica es demasiado tenue.

Analizando los perfiles MC01, MC04 y MC08 en conjunto con el MC32 se puede también concluir que los reflectores potentes bajo el techo de la placa oceánica (Figura 25), en la línea MC32, corresponden a reflexiones laterales dentro del prisma asociadas a las fallas del sistema de horst/grabens subductantes, ya que estos reflectores no se observan en los perfiles perpendiculares (Figuras 26-28). Para solucionar este problema sería necesario realizar técnicas de sísmica tridimensional para poder captar la tridimensionalidad de la geometría del contacto.

Chapter 6

Bibliografía

Amante, C. and B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M.

Armijo, R., and R. Thiele (1990), Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?, *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 40–61.

Comte, D., and M. Pardo (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, 4(1), 23–44, doi:10.1007/bf00126557.

Contreras-Reyes, E., J. Jara, I. Grevemeyer, S. Ruiz, and D. Carrizo (2012), Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile, *Nature Geoscience*, 5(5), 342.

Delouis, B., H. Philip, L. Dorbath, and A. Cisternas (1998), Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophysical Journal International*, 132(2), 302–338.

Geersen, J., C. R. Ranero, H. Kopp, J. H. Behrmann, D. Lange, I. Klaucke, S. Barrientos, J. Diaz-Naveas, U. Barckhausen, and C. Reichert (2018), Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture?, *Earth and Planetary Science Letters*, 489, 17–27.

Giovanni O. Cecioni (2), Floreal Ga (1960), Stratigraphy of Coastal Range in Tarapaca Province, Chile, *AAPG Bulletin*, 44, doi:10.1306/0bda6221-16bd-11d7-8645000102c1865d.

Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson (2012), Slab1. 0: A three-dimensional model of global

subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).

Hayes, G. (2018), Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

Hervé, M. (1987), Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24S), Chile, *Andean Geology*, (31), 37–42

Herve, M. (1987), Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile, *Andean Geology*, (31), 31–36.

Kato, A., and S. Nakagawa (2014), Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake, *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5420–5427.

Kendrick, E. C., M. Bevis, R. Smalley Jr, O. Cifuentes, and F. Galban (1999), Current rates of convergence across the central Andes: Estimates from continuous GPS observations, *Geophysical Research Letters*, 26(5), 541–544.

Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley Jr, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Laura, and L. P. S. Fortes (2003), The Nazca–South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.

León-Ríos, S., S. Ruiz, A. Maksymowicz, F. Leyton, A. Fuenzalida, and R. Madariaga (2016), Diversity of the 2014 Iquique’s foreshocks and aftershocks: clues about the complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake, *Journal of Seismology*, 20(4), 1059–1073.

Maksymowicz, A., J. Ruiz, E. Vera, E. Contreras-Reyes, S. Ruiz, C. Arrigada, S. Bonvalot, and S. Bascuñan (2018), Heterogeneous structure of the Northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes, *Geophysical Journal International*, 215(2), 1080–1097.

Marquardt, C.; Marinovic, N.; Muñoz, V. 2008. Geología de las Ciudades de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá. Escala 1:25.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 133, 33 p., 1 mapa escala 1:25.000. Santiago.

Lay, T., H. Yue, E. E. Brodsky, and C. An (2014), The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence, *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3818–3825.

Métois, M., C. Vigny, A. Socquet, A. Delorme, S. Morvan, I. Ortega, and C.-M. Valderas-Bermejo (2013), GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile, *Geophysical Journal International*, 196(2), 644–655.

Métois, M., A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, and I. Ortega (2013), Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling, *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283–1294.

Métois, M., C. Vigny, and A. Socquet (2016), Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38–18 S), *Pure and Applied Geophysics*, 173(5), 1431–1449.

Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W. R. Roest (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).

Ranero, C. R., R. von Huene, W. Weinrebe, and C. Reichert (2006), Tectonic processes along the Chile convergent margin, in *The Andes*, pp. 91–121, Springer.

Ruiz, S., M. Métois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, and J. Campos (2014), Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake, *Science*, 345(6201), 1165–1169.

Rutland, R. (1971), Andean orogeny and ocean floor spreading, *Nature*, 233(5317), 252.

Sallarès, V., and C. Ranero (2005), Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23 degrees 30’S)-art. no. B06101, *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 110(B6), NIL.

Schurr, B. et al. (2014), Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512(7514), 299.

Scheuber, E., and P. A. Andriessen (1990), The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile, *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243–257.

Von Huene, R., W. Weinrebe, and F. Heeren (1999), Subduction erosion along the North Chile margin, *Journal of geodynamics*, 27(3), 345–358.

Von Huene, R., L. Kulm, and J. Miller (1985), Structure of the frontal part of the Andean convergent margin, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5429–5442.

von Huene, R., and C. R. Ranero (2003), Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Chapter 7

Anexos

7.1 Anexo 1: Batimetría alta resolución

Se muestra la batimetría de alta resolución generada por el crucero del proyecto PICTURES. Se observa claramente el sistema de horst y grabens en la zona del antearco.

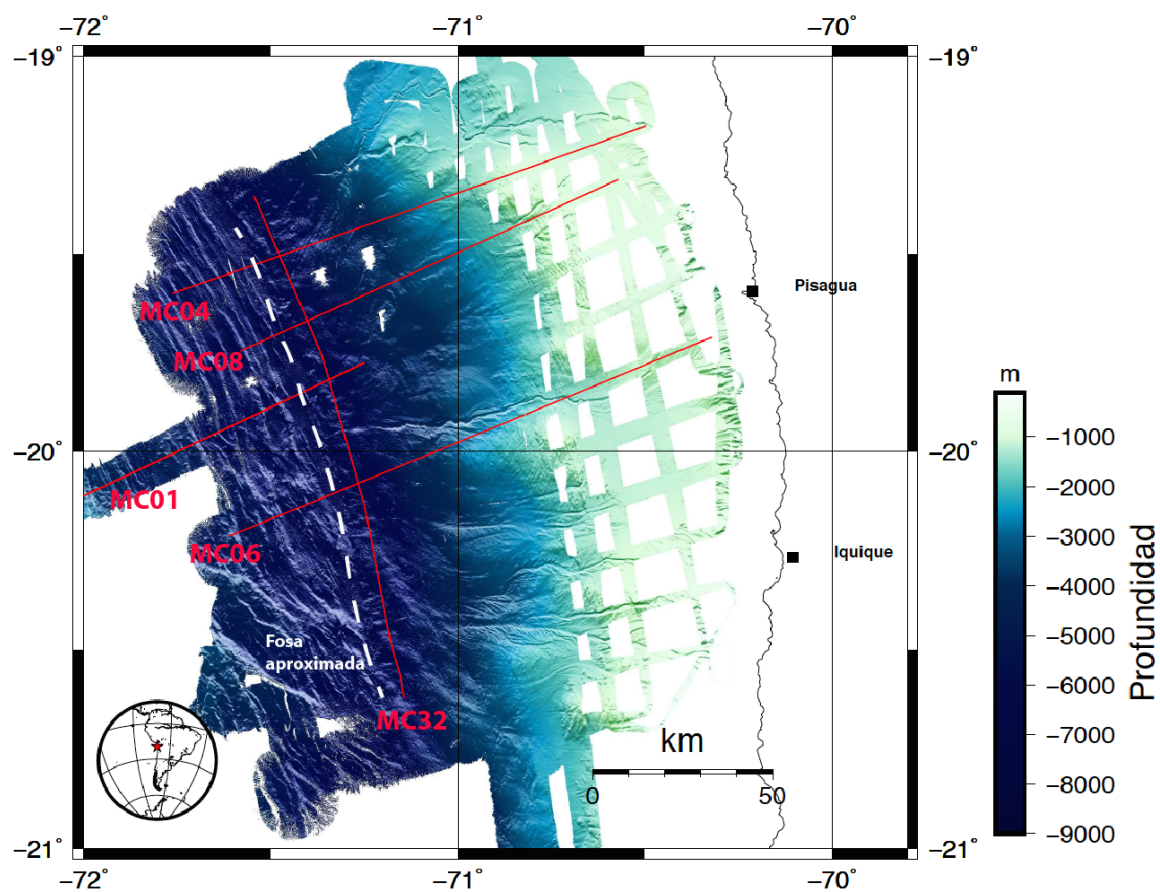


Figura 32: Batimetría de alta resolución de la zona, obtenida de los datos del crucero PICTURES.

7.2 Anexo 2: Cálculo de desplazamiento permanente GPS e inversión terremoto

Para calcular el deslizamiento del evento principal, se estimó los desplazamientos cosísmicos permanentes horizontales y verticales en una red de estaciones GPS cercanas al evento. Primero se tomó la serie de tiempo de GPS procesada usando el método de “Precise Point Positioning (PPP)” y se seleccionaron ventanas de tiempo previo al evento y posterior al evento, esta última se obtuvo luego de haber concluido el desplazamiento dinámico asociado al paso de las ondas sísmicas. En estas ventanas de tiempo se calculó la posición media para luego obtener el desplazamiento como la diferencia entre ambas.

Abajo (Figura 33) se muestra un registro de aproximadamente 20 minutos que incluye el movimiento producido por el terremoto de Iquique en la estación de Pisagua.

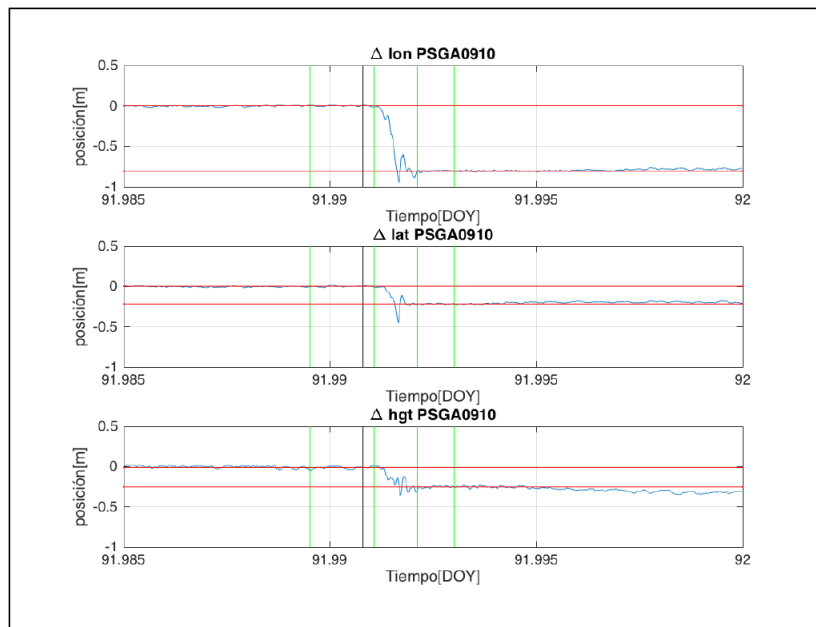


Figura 33: Registros de GPS para la estación de Pisagua, en las componentes E, N y Z. Las líneas verdes corresponden a las ventanas usadas para calcular el desplazamiento estático. Las líneas rojas corresponden al promedio de la posición para antes y después de ocurrido el evento.

Con estos datos, se realizó una inversión usando el programa desarrollado por Francisco del Campo utilizando solo 18 estaciones, correspondientes a las más cercanas al evento (CSN, U. Chile). Los parámetros usados fueron $\lambda = 10$ (parámetro de suavizamiento definido en el programa), $\mu = 40$ GPa (módulo de corte representativo) y el modelo de slab 1.0 para modelar el contacto interplaca. Además, se construyó el ángulo de movimiento dentro del plano de falla (rake) de cada sub-falla en un ángulo de 10° , respecto al rake del evento dado por el tensor de momento.

7.3 Anexo 3: Interpretación de fallas

En la siguiente figura (34) observamos una sección sísmica del perfil MC06, donde se muestran algunas fallas interpretadas por los saltos en los reflectores presentes.

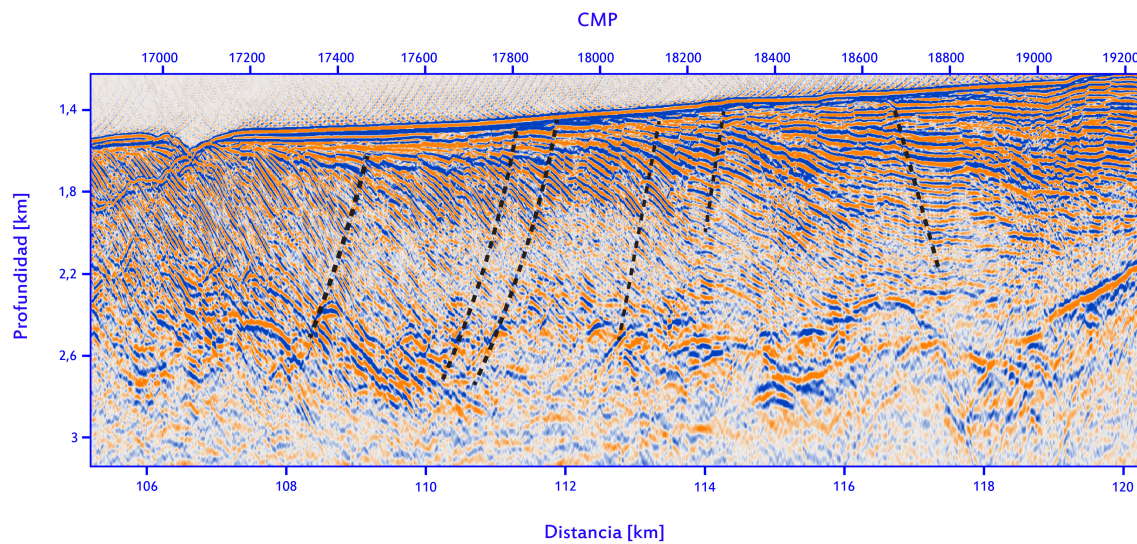


Figura 34: Ejemplo de fallas interpretadas para una sección del perfil MC06.