



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ESTRUCTURA Y CONTROL ESTRUCTURAL INHERENTE DE LA REGION DE
SUBDUCCION Y DE LA CORDILLERA DE LA COSTA (29°-33°S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS,

MENCION GEOLOGIA

JUAN AUGUSTO BECERRA MIRANDA

PROFESOR GUIA:
CESAR ARRIAGADA ORTEGA

PROFESOR CO-GUIA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISION:
MARCELO FARIAS THIERS
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE
2017

Estructura y control estructural inherente de la Región de Subducción y de la Cordillera de la Costa (29-33°S)

Esta tesis describe la estilos y el comportamiento de los rasgos más importantes del antearco externo del segmento Pampeano (29-33°S), que incluye la región marina y la el borde occidental de la Cordillera de la Costa. Para mejorar la comprensión del control estructural inherente de la cuña continental en los procesos ligados a la tectónica de subducción, se ha analizado e interpretado datos batimétricos, sísmicos de reflexión y refracción, sismicidad, información geológica y estructural disponible de la cordillera de la Costa. Esta investigación muestra una marcada segmentación costa afuera del norte de Chile, en tres provincias morfoestructurales (complejo acrecionario-pie del talud; talud medio y talud superior), que son divididas por marcados quiebres de pendiente. Los quiebres de talud denotan estructuras de primer orden en la región; altos de Intracuenca, cuencas de subducción e importantes escarpes de fallas. Está marcada segmentación morfoestructural concuerda con las secciones tomográficas que muestran un fuerte contraste en la velocidades V_p bajo el talud medio (3.5-5.0 km/s) y el talud superior (6.0-6.5 km/s). El rango de estas velocidades son correlacionables con unidades volcánicas e igneas-metamórficas, lo cual sugiere en conjunto con la geología de la cordillera de la Costa, una cuña continental con rasgos de un arco volcánico mesozoico, afectada por los procesos ligados a la erosión tectónica. Sobreyaciendo el basamento acústico, dos secuencias sísmicas sin-extensionales han sido reconocidas que fueron correlacionadas con las unidades geológicas de la cuenca de Valparaíso y de la cordillera de la Costa; Plio-Pleistoceno (SII) y Mio-Plioceno (Cretácico Superior ?-Plioceno). Estas secuencias son separadas por una marcada discordancia (discordancia de Valparaíso). Los datos de reflexión sísmica muestran que un fallamiento extensional pervasivo, que inclina hacia el este (EI), reconocido en el dominio del talud superior y que se extiende hasta al menos el talud medio. Este sistema (EI) controla la distribución y acumulación de las secuencias más antiguas observadas (SI). Además, un sistema extensional y colapsos que inclinan hacia el oeste (EII) también ha sido observado, restringido en gran parte en desde el talud medio hasta la fosa. EII corta al sistema EI, preferencialmente paralelo la inclinación de las secuencias más antiguas (SI), y controla a las cuencas marinas de talud que son rellenadas por las secuencias sísmicas del Plio-Pleistoceno (SII). El límite tectónico entre el talud medio (bloque externo de antearco) y superior (bloque costero) es un prominente sistema de escarpes de fallas que inclinan hacia el oeste (~1 km de rechazo) donde complejos arreglos estructurales se han observado, y que corresponden a la expresión en superficie de un importante contacto litológico (*backstop*). Dentro del bloque externo de antearco los arreglos estructurales serían distintos pero complementarios puesto que compartirían el mismo nivel de despegue; por lo que el movimiento extensional de la falla (*backstop*) maestra en la parte interna de este bloque, durante la ruptura cosísmica, contribuiría a generar acortamiento en la parte externa del bloque. Durante el periodo intersísmico, la falla maestra se reactivaría en un sentido inverso. Evidencias de *slumping*, fallamiento inverso y reactivación, han sido reconocidas en el dominio del talud y restringidas a estructuras que inclinan hacia el este y oeste, inducidos por deformación gravitacional y sísmica. La inclinación regional de las secuencias pre-Pliocenas favorece el colapso gravitacional del bloque externo de antearco que denota el control de la arquitectura inherente en la región.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Introducción	1
1.2 Marco tectónico	3
1.3. Estado del arte y problemas no resueltos	8
¿Como influye la geometría estructural preexistente o inherente de la cuña continental en los estilos estructurales y en el comportamiento de las estructuras de primer orden en la región costa afuera ?	8
1.4. Objetivos	11
1.4.1 Objetivo general	11
1.4.2 Objetivos específicos	11
1.5. Metodología	11
1.6. Bibliografía	12
CAPÍTULO 2: PROVINCIAS MORFO-ESTRUCTURALES DEL ÁREA POST-COLISIÓN DE LA DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ (~29-33°S)	16
2.1 Introducción	17
2.2 Contexto tectónico	18
2.3 Datos y Métodos	21
2.4 Resultados: Morfología	22
2.4.1 Placa Oceánica	22
2.4.2 Complejo acrecionario-Pie del Talud	22
2.4.3 Talud medio	25
2.4.4 Talud Superior	26
2.4.5 Estructuras tectónicas y cuencas de subducción.	27
2.5 Discusión	29
2.5.1 Efecto de la dorsal de Juan Fernández sobre los rasgos de primer orden en la región y la estructura profunda	29
2.5.2 Variación de los estilos y en la longitud de la deformación	33
2.6 Conclusión	35
2.7 Bibliografía	36
CAPÍTULO 3: DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL Y CONTROL ESTRUCTURAL INHERENTE EN MORFOLOGÍA DEL TALUD EN LA REGIÓN DE SUBDUCCIÓN, NORTE Y CENTRO DE CHILE (~29-33°S)	40

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

CAPÍTULO 4: MODELO CINEMÁTICO Y CONTROL DEL <i>BACKSTOP</i> SOBRE LA DEFORMACIÓN DE LARGO Y CORTO PLAZO, EN EL SEGMENTO SISMO-TECTÓNICO DE ILLAPEL	41
4.1 Introducción	42
4.2 Marco Geológico	43
4.3 Datos y metodología de análisis	46
4.4 Discusión: Estructuras batimétricas regionales, sismicidad y modelos de desplazamiento cosísmico	46
4.5 Modelo Conceptual	51
4.6 Conclusión	55
4.7 Bibliografía	56
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y COMENTARIOS FINALES	59
5.1 Conclusiones	59
5.2 Sismo-estratigrafía y cinemática de las unidades sedimentarias en la porción del talud superior	60
5.3 Estructura de los bloques externo de antearco y correlación con las estructuras de primer orden en el margen acrecionario.	62
5.4 Geometría del <i>backstop</i> y control sobre la deformación en el largo y corto plazo.	65
5.5 Acortamiento en la zona de subducción y Cordillera de la Costa: parámetro clave para entender los procesos tectónicos en corto y largo plazo en la región.	67
5.6 Bibliografía	70
Anexo: PUBLICACIONES	73

FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1. 1. Contexto geodinámico del área de estudio. Cuencas marinas de antearco de: Algarrobo (1), Arauco (2), Valdivia (3) y Chiloé (4). Ridge de: Iquique (RDI), Taltal (RT) y Copiapó (RC). Dorsal de Juan Fernández (DJF). Ver texto para discusión.	2
Figura 1. 2. Esquemas estructurales y corticales a los 31°S y 38°S, en que se muestran los rasgos morfoestructurales de un modo erosivo (A) y acrecionario (B), respectivamente. Modificado de (Contreras-Reyes et al., 2014, 2008). Ver texto para discusión.	4
Figura 1. 3. (A) Efectos de la subducción y colisión de la dorsal de Juan Fernández en el margen. (B). Migración de la dorsal y su relación con el oroclino del Maipo. Modificado de (Arriagada et al., 2013; Laursen et al., 2002; Sernageomin, 2003).	5
Figura 1. 4. Datos con que cuenta este estudio. Mapa batimétrico en el cual se muestran los perfiles de reflexión y refracción sísmica que dispone este estudio. Líneas rojas son los perfiles de SPOC 2000/2001 (Reichert et al., 2002). Líneas segmentadas moradas son las tomografías sísmicas. Líneas discontinuas azules son los perfiles del programa Condor (von Huene et al., 1995). En la parte continental se muestran las unidades geológicas según (Sernageomin, 2003).....	7

CAPÍTULO 2

Figura 2. 1. Contexto geodinámico del área de estudio; región costa afuera del segmento “Pampeano” que coincide la zona post-colisión de la Dorsal de Juan Fernández (DJF). Modificado de (Becerra et	
--	--

al., 2013). Tasa de convergencia relativa y dirección es indicada con un vector en el mapa de ubicación (parte inferior derecha). Cuencas marinas de antearco de: Algarrobo (1), Arauco (2), Valdivia (3) y Chiloé (4). Ridge de: Iquique (RDI), Taltal (RT) y Copiapó (RC). Dorsal de Juan Fernández (DJF).....18

Figura 2. 2. Contexto tectónico del área de estudio; región costa afuera del segmento “Pampeano” que coincide la zona post-colisión de la dorsal de Juan Fernández (a). (b) Migración de la dorsal de Juan Fernández y su relación con el oroclino del Maipo. Modificado de (Arriagada et al., 2013; Laursen et al., 2002; Yáñez et al., 2002). Lineamientos de la cordillera de la Costa están representado en rojo (Sernageomin, 2003).19

Figura 2. 3. Interpretación tectónica y provincias magnéticas según Yáñez et al. (2001).....23

Figura 2. 4. Perfiles batimétricos del área de estudio. Estos muestran una tendencia decreciente en la longitud de la deformación hacia el Sur y hacia la fosa. Los quiebres de talud presentan en cortes latitudinales, presentan una distancia similar entre ellos. Ver texto para discusión y referirse a esta figura para ver la extensión completa del área de estudio.....24

Figura 2. 5. Mapa batimétrico en donde se muestran los rasgos estructurales y la localización de las secciones interpretadas. Referirse a esta figura para la simbología de las figuras siguientes.26

Figura 2. 6. Interpretación estructural de la sección SO161-018 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.27

Figura 2. 7. Interpretación estructural de la sección SO161-015 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.28

Figura 2. 8. Interpretación estructural de la sección SO161-009 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.29

Figura 2. 9. Modelos de velocidad y profundidad disponibles de la región. Modificado de Contreras-Reyes et al., (2015, 2014). Ver ubicación en Figura 3.31

Figura 2. 10. Migración a profundidad de parte de las secciones. En esta se puede apreciar que la cuencas de subducción alcanzarían espesores en torno a los ~1000-1800 m. Depósitos de características sísmicas caóticas y libre, interdigitados con secuencias de reflectores continuos, han sido interpretados como flujos o remociones submarinas. Ver texto para discusión.32

Figura 2. 11. Esquema estructural de la región en donde se muestran los rasgos estructurales de primer orden de la región (costa afuera y adentro). Estructuras de la cordillera de la Costa según Sernageomin (2003). Ver texto para discusión.34

CAPÍTULO 3

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

CAPÍTULO 4

Figura 4. 1. Mapa batimétrico y topográfico (SRTM), en el cual se muestran algunas de las características de primer orden de la zona de subducción o del segmento sismotectónico de Illapel y sus alrededores: Ridge de Juan Fernández; zona de fractura de Challenger (líneas negras punteadas gruesas); altos batimétricos en la placa de Nazca (Elipses segmentadas de color blanco); Abanicos submarinos activos y cuencas de talud. Líneas punteadas azules indican las isócronas de la placa de Nazca. Epicentro del terremoto de Illapel del 16 de Septiembre del 2015 ubicado con una estrella roja y su mecanismo focal asociado (<http://www.globalcmt.org/>).44

Figura 4. 2. Mapa batimétrico de la placa de Nazca y mapa gravimétrico con el filtro de aire libre (Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1992); Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1995); Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1997)) de la parte marina continental. En este último se muestra el gradiente gravimétrico que coincide con el cambio entre el bloque externo de antearco y bloque costero (sensus Contreras-Reyes et al., 2014) en el cual se muestran los escapes de fallas asociados a las limte entre el bloque externo de anteraco y costero, y los altos de intracuenca observados en secciones sísmica de reflexión e inferidos a través del mapeo de la gravimetría y batimetría. Líneas puteadas de color

rojo indican la posición de las secciones sísmicas que se muestran en la figura 3. Estrella de color rojo y negra corresponden a los terremotos de subducción del 2015 y 1943, respectivamente.....45

Figura 4. 3. Secciones sísmica de reflexión en las cuales se muestra el importante escarpe entre el bloque costero y externo, y la falla inferida asociada. Además, se muestran los complejos estilos de deformación en torno a este límite tectónico. Ver ubicación en figura 2. MTD: mass transport deposits.47

Figura 4. 4. (a) Mapa batimétrico de la placa de Nazca y mapa gravimétrico con el filtro de aire libre (Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1992); Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1995); Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1997)) de la parte marina continental en el cual se muestran los aftershocks (CSN) y el modelo de desplazamiento cosísmico (CSN). Polígono de borde negro corresponde a la proyección 3D del backstop en planta. Notar que la mayoría de los aftershocks se concentran hacia el este del backstop. Línea morada continua representa la ubicación de la figura 4.5. (b) Grafico de los terremotos históricos y rupturas ocurridos en el segmento sismotectónico de Illapel y sus alrededores (Copiapó segmento sismotectónico). Modificado de Contreras-Reyes y Carrizo (2011).....49

Figura 4. 5. Modelo de profundidad y velocidad (Modificado de Contreras-Reyes et al., 2014) en cual se muestran los estilos estructural observados, la interpretación en profundidad de la falla maestra, y los desplazamiento cosísmico asociados al reciente terremoto de Illapel. Ver figura 4 para la ubicación de la sección sísmica.51

Figura 4. 6. Modelo conceptual del comportamiento de la cuña continental en el periodo intersísmico (a) y en el periodo cosísmico a pos-sísmico (b).....54

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Interpretación estratigráfica-sísmica y estructural de las cuencas marina de los Vilos (a, ~ 32°S, este estudio), de Valparaíso (b, ~32°30' S, Laursen et al., 2002), de Algarrobo-Navidad (c, ~33°30' S; González, 1989) y de Arauco (~38°S; Becerra et al., 2013). Ver ubicación en mapa la derecha inferior de la figura.61

Figura 5. 2. Esquema estructural de la región costa afuera y costa adentro del segmento erosivo (área de estudio). Incluye las estructuras de primer orden en la región, los estilos de deformación, e interpretación de la arquitectura en subsuperficie. Ver texto para discusión. Modificado de (Contreras-Reyes et al., 2014).....63

Figura 5. 3. Esquema estructural de la región costa afuera y costa adentro del margen acrecionario que incluye las estructuras de primer orden en la región, los estilos de deformación, unidades geológicas y la interpretación de la estructura en subsuperficie. Ver texto para discusión. Modificado de (Becerra et al., 2013)64

Figura 5. 4. Mapa gravimétrico del segmento de Illapel en donde se muestra la relación entre la nucleación y el modelo de desplazamiento, con los escarpes de fallas (líneas rojas) relacionados en profundidad al backstop. Desplazamiento cosísmico de CSN (Centro Sismológico Nacional). Ver texto para discusión.66

Figura 5. 5. Esquema de balance de acortamiento en la estructura en la cuña externa de antearco. Línea segmentada roja nivel de referencia.69

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

La región costa afuera de los Andes representa un área de interés para entender los procesos ligados a la tectónica de subducción y su relación con los procesos de formación de cordilleras o tectónica andina. La cuña continental costa afuera, ubicada en la zona de subducción o de acoplamiento, es limitada por el actual frente de deformación en su borde occidental y por la Cordillera de la Costa en su límite oriental (Figura 1.1), y se extiende por más de 3500 km a lo largo del margen chileno, en donde presenta importantes diferencias morfo-estructurales (e.g., Ranero et al., 2006). Estas diferencias suelen ser atribuidas a: el tipo de margen, erosivo o acrecionario (von Huene y Ranero, 2003); a la estructura interna del placa que subduce, y recientemente, a las heterogeneidades de la placa cabalgante (Moreno et al., 2012; y las referencias ahí citadas), entre otros (Moeremans et al., 2014; y las referencias ahí citadas). La configuración costa afuera del norte de Chile resulta de la erosión tectónica de una cuña continental con marcados rasgos de la historia andina y pre-andina (Adam y Reuther, 2000). Esta erosión tectónica es realizada por la subducción y colisión de altos o rasgos batimétricos como la zona de fractura de Challenger y la dorsal de Juan Fernández. Adyacente a la actual posición de la dorsal de Juan Fernández se sitúa la cuenca de Valparaíso que denota una amplia subsidencia sincrónica con la rotación del talud continental, y con cabalgamientos en la porción occidental de la cuenca, lo que sería producto de la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández (e.g., Laursen et al., 2002).

Estudios previos (e.g., Flueh et al., 1998; Ranero et al., 2006; von Huene et al., 1997), inmediatamente al norte de la cuenca de Valparaíso basados en datos batimétricos y sísmicos de reflexión, revelan los rasgos morfo-estructurales más importantes del margen erosivo y del área posterior a la colisión de la dorsal de Juan Fernández, a escala regional, que corresponden a un margen fuertemente segmentado en un pequeño complejo acrecionario; un deprimido talud medio; y en un alto o alzado talud superior. Esta marcada segmentación morfoestructural está en acuerdo con las secciones tomográficas las cuales muestran un fuerte contraste en la velocidades de onda V_p bajo el talud medio (3.5-5.0 km/s) y el talud superior (6.0-6.5 km/s) (Contreras-Reyes et al., 2014). El rango de estas velocidades son correlacionables con unidades volcánicas e igneo-metamórficas, lo cual sugiere en conjunto con la geología de la cordillera de la Costa, una cuña continental con rasgos de un arco volcánico mesozoico, afectada por los procesos ligados a la erosión tectónica. A su vez, la reactivación co-sísmica de estructuras de basamento en la cordillera de la Costa (e.g., Arriagada et al., 2011; Farías et al., 2011), evidencias de deformación pre-miocenas en las cuencas marinas de antearco (Becerra et al., 2013) y la reactivación extensional durante el Plioceno a Reciente del sistema de falla de Atacama (Kopp, 2013), denotan el control de la arquitectura Andina y/o Pre-andina en la configuración y en los procesos de la zona de subducción. Sin embargo, algunas de estas evidencias son de plazo corto (*short term*) asociadas al ciclo sísmico (e.g., Arriagada et al., 2011; Delouis et al., 1998; Farías et al., 2010), de plazo largo (*long term*; Kopp, 2013) o como rasgos discretos, de escasa continuidad y localizados dentro una extensa área de la región costa afuera y de la cordillera de la Costa (e.g., Becerra et al., 2013). A su vez, las interpretaciones de las secciones sísmicas de reflexión, son esencialmente de carácter morfológico y con un escasa base estratigráfica (e.g., Ranero et al., 2006).

Otro punto de interés a escala regional, corresponde al límite natural entre el talud medio y superior, representado por una serie de escarpes de fallas con diferencias de más de 1 km, incluso de 2 km (Contreras-Reyes et al., 2015), que son la expresión de un set de estructuras esencialmente

extensionales a transtensionales (?). En la vecindad de este límite tectónico, rasgos contraccionales han sido observados. Este límite tectónico corresponde a una característica estructural de primer orden costa afuera, lo cual presenta continuidad a lo largo del norte de Chile, y correspondería al límite occidental de la cordillera de la Costa (*Backstop*) (e.g., Contreras-Reyes et al., 2014). Sin duda, en este límite tectónico, debido al relieve batimétrico y estructural, el estilo de deformación particular, y a su actividad reciente, es necesario un análisis cuantitativo de los estilos y de la deformación de este sistema de falla.

La presente tesis doctoral tiene como objetivo entender la naturaleza y estructura, y el control de la estructura inherente de la cuña continental en la configuración de la zona de subducción, a través del análisis y modelamiento de los estilos estructurales costa afuera y adentro de la región entre los 29-33°S, que incluyen el parte del segmento Pampeano y parte de la cuenca de Valparaíso. Los resultados de este estudio contribuyen a entender la geología estructural del segmento erosivo en el margen chileno, y una primera aproximación 3D de la arquitectura estructural de la región de subducción.

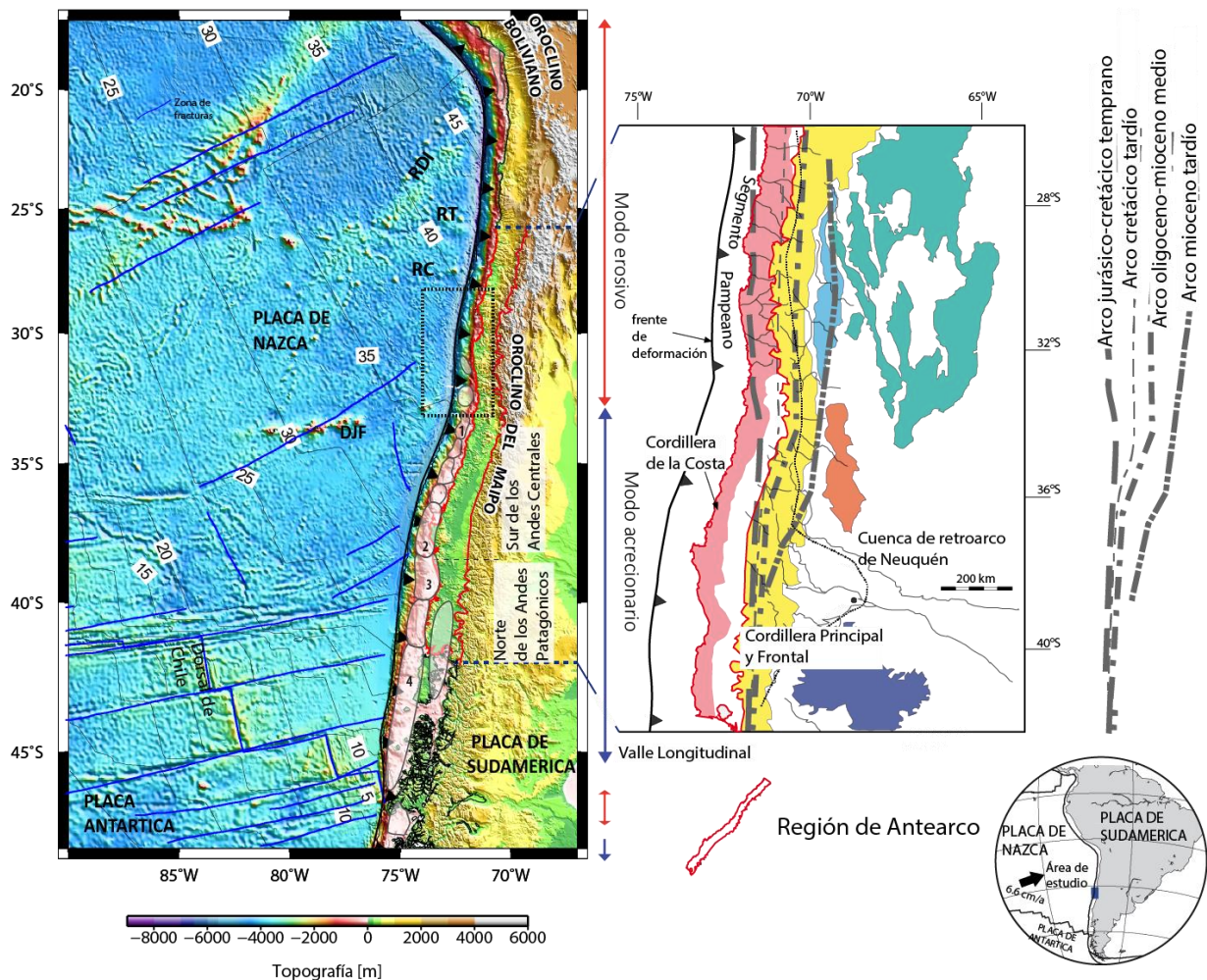


Figura 1. 1. Contexto geodinámico del área de estudio (Figura 4). Cuencas marinas de antearco de: Algarrobo (1), Arauco (2), Valdivia (3) y Chiloé (4). Ridge de: Iquique (RDI), Taltal (RT) y Copiapó (RC). Dorsal de Juan Fernández (DJF). En la figura derecha se observa las provincias morfoestructurales en la región continental que incluye: cordillera de la Costa (rojo); valle Longitudinal (blanco); cordillera Principal y Frontal (amarillo); Precordillera (celeste); Sierras

Pampeanas (verde); bloque de San Rafael (naranja) y el macizo Nor-Patagónico (morado). Ver texto para discusión. Modificado de Ramos y Folguera (2005).

1.2 Marco tectónico

La región costa afuera de los Andes representa un área de interés para entender los procesos ligados a la tectónica de subducción y su relación con la tectónica andina y pre-andina (e.g., Becerra et al., 2013), como también el acoplamiento y estabilidad de cuñas (Melnick y Echtler, 2006). Las zonas de subducción pueden ser subdivididas en dos modos: erosivo y acrecionario (Clift y Vannucchi, 2004). El modo erosivo ocurre cuando el espesor sedimentario de la fosa y la velocidad de convergencia son < 1 km y > 60 mm/yr respectivamente (Clift y Vannucchi, 2004). En cambio, el modo acrecionario ocurre cuando el relleno sedimentario de la fosa es > 1 km y a tasas de convergencia < 76 mm/yr (Clift y Vannucchi, 2004).

A lo largo del margen chileno, ocurren ambos modos de subducción; erosivo y acrecionario, cuyos segmentos son separados por dos importantes altos batimétricos de la placa de Nazca: La dorsal de Juan Fernández y la dorsal de Chile (Figura 1.1). En primer orden, lo anterior resultaría de las actual tasa de convergencia (~ 66 mm/yr; Angermann et al., 1999) de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la cual ha desacelerado de una tasa promedio de ~ 85 mm/yr a partir de los ~ 3 Ma (DeMets et al., 1994), como también por el efecto barrera de la dorsal de Juan Fernández. La dorsal de Juan Fernández corresponde a una cadena discontinua de montes submarinos alineados en dirección \sim E-O, que impediría el paso de los sedimentos turbidíticos hacia el norte, separando una fosa con escasos sedimentos hacia el norte de la dorsal de una fosa colmatada hacia el sur de la dorsal de Juan Fernández (von Huene et al., 1997). Al sur de la dorsal de Juan Fernández y norte de la dorsal de Chile (DC) ocurre el modo acrecionario (Figura 1.2) que se caracteriza por el alto espesor sedimentario en la fosa (2,2 km); un extenso y activo prisma de acreción (10-25 km), un talud continental que inclina fuertemente hacia la fosa (formado por *ridges* acrecionarios dispuestos *en echelon* (Laursen et al., 2002; von Huene et al., 1997); y una extensa plataforma, con 35 km en promedio de ancho y algunos sectores alcanza los 60 km, que hospeda un serie de cuencas marina de plataforma (e.g., las cuencas de Arauco-Itata, Valdivia, Chiloé y Diego Ramírez) (Figura 1.1) (González, 1989). En cambio, el margen erosivo (Figura 1.2) que se ubica al norte de la DJF, es constituido por una fosa pobremente sedimentada (von Huene y Ranero, 2003); un reducido prisma de acreción; un talud continental fuertemente segmentado en zonas deprimidas y altos que inclinan hacia la fosa; y una ausente o reducida plataforma continental (5-10 km) (von Huene et al., 1997).

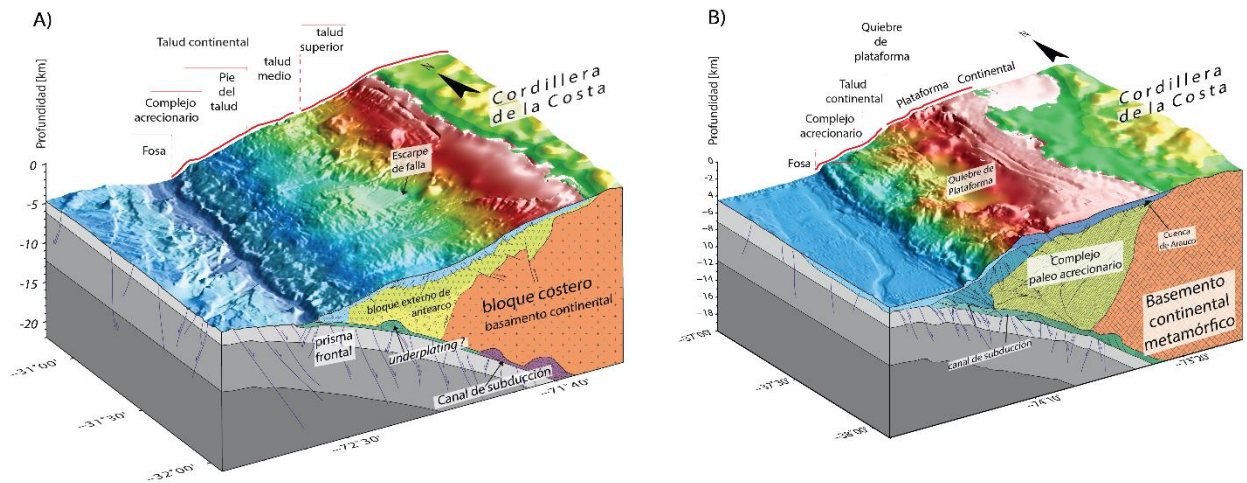


Figura 1. 2. Esquemas estructurales y corticales a los 31°S y 38°S, en que se muestran los rasgos morfoestructurales de un modo erosivo (A) y acrecionario (B), respectivamente. Modificado de (Contreras-Reyes et al., 2014, 2008) . Ver texto para discusión.

Las condiciones necesarias para formar un margen erosivo han prevalecido desde el Jurásico en el borde occidental de Sudamérica (Kukowski y Oncken, 2006), como lo sugiere el corrimiento del arco volcánico en más de 200 km hacia el este en los Andes centrales (5-34°S) (Figura 1.1) (Rutland, 1971; Scheuber et al., 1994). Los procesos erosivos fueron realizados por la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández a contar de los ~22 Ma a los 20°S (Yáñez et al., 2001), la cual produciría un adelgazamiento y subsidencia de la corteza continental en los lugares donde subduce (Figura 1.3) (von Huene et al., 1997). La dorsal de Juan Fernández migro hacia el sur entre los ~22-10 Ma, y desde cerca los ~10 Ma estaría subductando de forma paralela al vector de convergencia (Figura 1.3) (Yáñez et al., 2001), y adopto una posición cuasi estacionario formando y deformando, desde entonces, la cuenca de Valparaíso (Laursen et al., 2002). La proyección hacia el continente de la dorsal coincide en un primer orden, con el oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013). Este último habría sido formado por la colisión de la dorsal de Juan Fernández y la zona de fractura Challenger desde los 25 Ma (Yáñez et al., 2002). La posición cuasi estacionaria desde los ~10 Ma de la dorsal de Juan Fernández habría incrementado en cerca de 10° el patrón horario de rotación horario al sur de esta, y disminuido en 7-10° el patrón de rotación horario al norte de esta (Figura 1.3) (Arriagada et al., 2013).

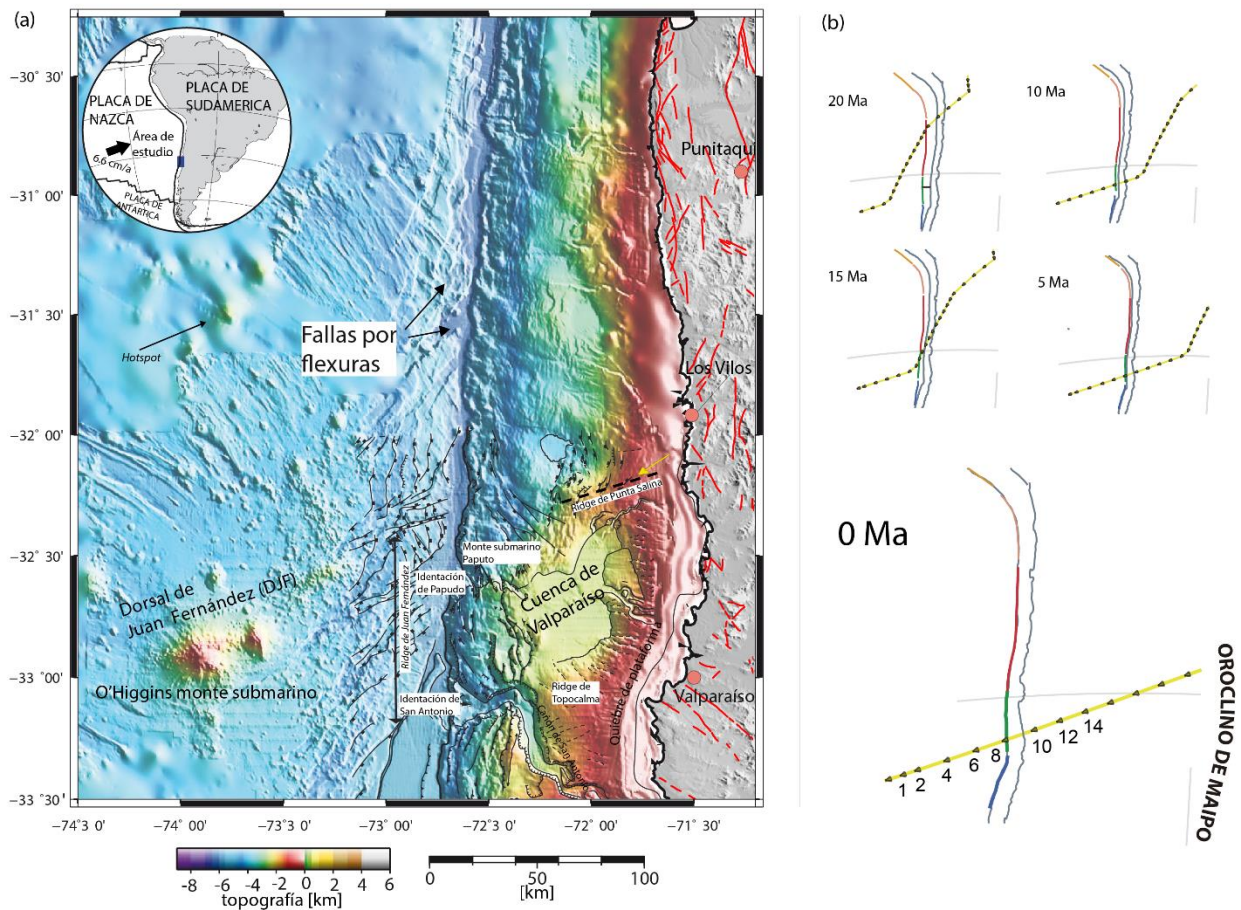


Figura 1. 3. (a) Efectos de la subducción y colisión de la dorsal de Juan Fernández en el margen. Para simbología y mapa de mayor detalle referirse a capítulo 2. (b). Migración de la dorsal y su relación con el orocline del Maipo. Modificado de (Arriagada et al., 2013; Laursen et al., 2002; Sernageomin, 2003).

El área de estudio (Figuras 1.1 y 1.2) (29S-33°S) representa la zona pos y sin-colisión de la dorsal de Juan Fernández y la zona de Fractura de Challenger, y se ubica en la región costa afuera dentro del margen erosivo, e incluye el sector centro-sur del segmento de subducción de plana (Pampeano) y parte de dominio de la cuenca de Valparaíso. Es limitado hacia el oeste por el actual frente de deformación y hacia el este por la cordillera de la Costa (Figuras 1.1 y 1.2). Al sur de la región de estudio, el *ridge* de Punta Salinas constituye el borde norte de la cuenca de Valparaíso, una profunda cuenca marina de antearco (*depth water basin*) con espesores que alcanzan los 3-3,5 km (Laursen et al., 2002). El *ridge* de Punta Salinas corresponde a un alto batimétrico que resulto de la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández (Yañez et al., 2001). En la cuenca de Valparaíso se han reconocido tres unidades sismoestratigráficas, las que fueron correlacionadas con las unidades sísmicas de la cuenca de Algarrobo-Navidad (González, 1989; Laursen et al., 2002), informalmente definidas como: (1) Unidad inferior correlacionadas con rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico y Mesozoico, que forman el basamento continental; (2) Unidad media constituida por una alternancia de secuencias marinas, clásticas y siliciclásticas del Oligoceno-Mioceno, y en menor medida, de secuencias del Eoceno al Cretácico Superior; (3) Unidad Superior, constituidas por secuencias marinas y clásticas del Mioceno Superior y Plioceno. La discordancia

de Valparaíso es caracterizada como una discordancia erosional subaerea o de "base de olas" (*wave base*) que trunca las unidades del Oligoceno-Mioceno y es correlacionada regionalmente con la base de las secuencias del Plioceno y el techo de las secuencias del Mioceno Superior de la cuenca de Navidad-Algarrobo (Laursen et al., 2002).

En el área de estudio y al norte de la cuenca de Valparaíso, datos geofísicos en el talud continental, muestran un fallamiento extensional pervasivo; el alzado talud superior muestra un arreglo extensional con fallas que inclina mayormente hacia el este y el talud medio se caracteriza por zonas deprimidas y por estructuras que inclinan hacia el oeste (Ranero et al., 2006). Este cambio estructural, representado por el cambio en la vergencia de las estructuras, coincide con un importante escarpe en el fondo marino, en el cual se han documentado rechazos superiores a ~1 km, e inclusive de 2 km (Contreras-Reyes et al., 2015, 2014). Además, este importante rasgo morfológico y estructural, coincide con un marcado aumento en la velocidad de las ondas acústicas observado en los modelos de tomografías sísmicas 2D (Contreras-Reyes et al., 2014), como también con sismicidad intraplaca (Contreras-Reyes et al., 2015). Este importante límite tectónico separa zonas de velocidad de onda distintas, sugiriendo reologías distintas (Contreras-Reyes et al., 2014) y la presencia de un *backstop* (e.g., Gulick et al., 1998; Moeremans et al., 2014).

En la porción continental del área de estudio (Figura 1.4), se ubica la cordillera de la Costa (CC), que es una unidad morfoestructural con elevaciones de hasta 1300 m s.n.m y elevaciones medias en torno a los 800 m s.n.m. Los rasgos estructurales de primer orden de la cordillera de la Costa, corresponden al escarpe costero y el sistema de falla de Atacama, esencialmente ubicados en el flanco occidental y oriental de la cordillera de la Costa respectivamente. En el norte de Chile, al norte de los 23°S, el escarpe costero persiste por más de 700 km en el rumbo, con un rechazo de más de 1000 m y una elevación de hasta 2000 m, y el sistema de falla de Atacama, se extiende por más de 1100 km a una distancia de 50 a 60 km de la línea de costa (e.g., Mather et al., 2014). Si bien existe una importante diferencia de relieve de hasta ~500 m entre la vertiente occidental de la cordillera de la Costa y la línea de costa en el sector de interés, este cambio no se expone de forma tan abrupta como en el norte de Chile, probablemente relacionado a la mayor intensidad de los procesos de meteorización a estas latitudes. Actualmente, la porción del antearco continental de este estudio, exhibe un clima semiárido y representa la zona de transición entre un clima más húmedo en el sur de Chile y un clima híper árido en el norte de Chile (e.g., Heinze, 2003).

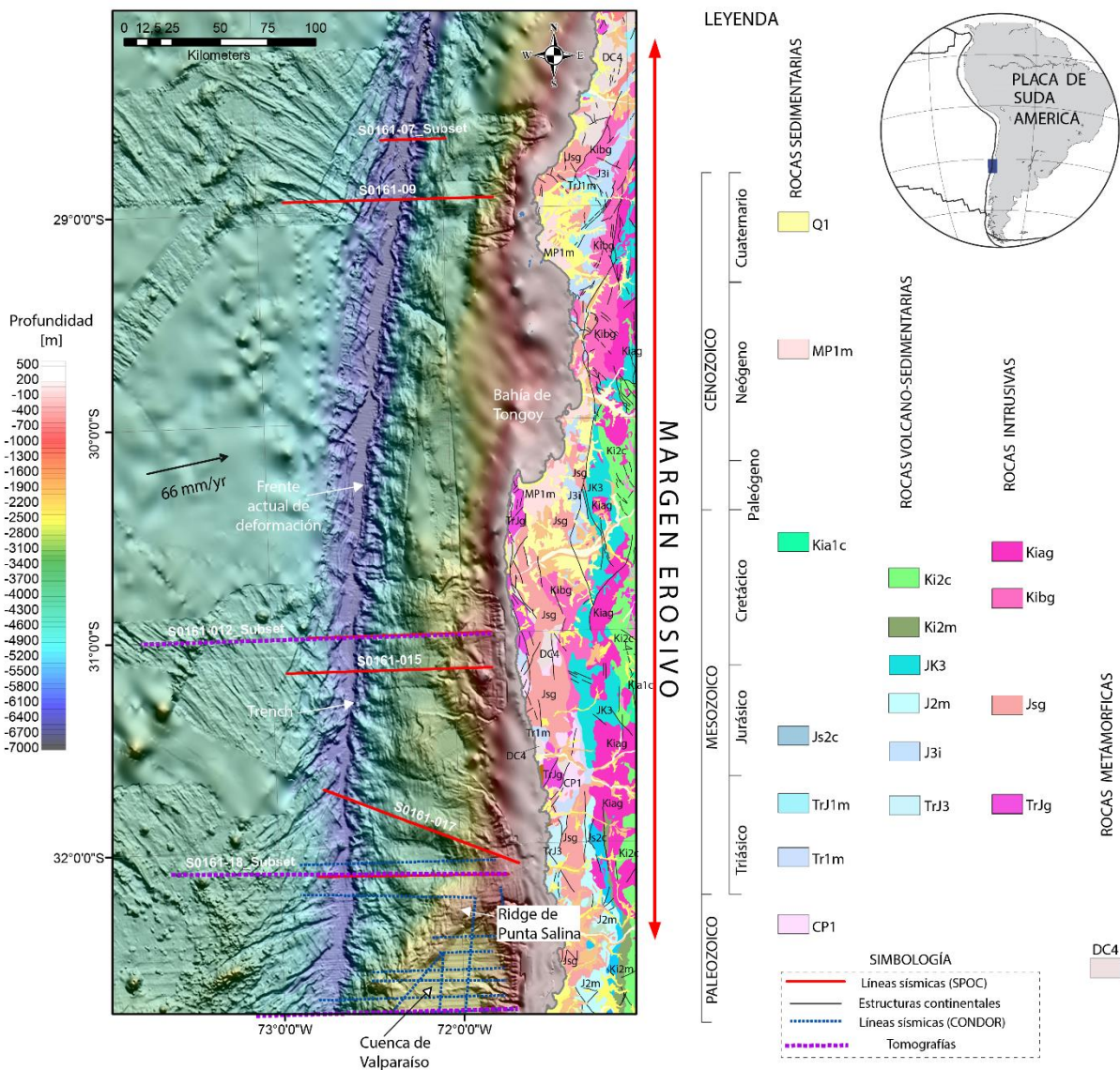


Figura 1. 4. Datos con que cuenta este estudio. Mapa batimétrico en el cual se muestran los perfiles de reflexión y refracción sísmica que dispone este estudio. Líneas rojas son los perfiles de SPOC 2000/2001 (Reichert et al., 2002). Líneas segmentadas moradas son las tomografías sísmicas(Contreras-Reyes et al., 2015, 2014). Líneas discontinuas azules son los perfiles del programa Condor (von Huene et al., 1995). En la parte continental se muestran las unidades geológicas según (Sernageomin, 2003).

Las unidades geológicas que se exhiben en la cordillera de la Costa registran un *rifting* en el Triásico que generó importantes cuencas extensionales limitadas por fallas de orientación NO-N, al igual que magmatismo y volcanismo, y posteriormente desde Jurásico Temprano Tardío, el asentamiento de la subducción, el desarrollo de un arco magmático y de cuencas extensionales de trasarco (Charrier et al., 2003; Mpodozis y Ramos, 1989; Oliveros et al., 2007). En el sector de interés la cordillera de la Costa la constituyen (Figura 1.4) rocas metamórficas del Paleozoico Superior; rocas ígneas, volcánico-sedimentarias y sedimentarias del Triásico, Jurásico, Jurásico-Cretácico, del Cretácico Superior y del límite Cretácico-Terciario ("K-T"); a rocas sedimentarias

marinas y sedimentos del Cenozoico Superior (Sernageomin, 2003). Regionalmente, la porción continental presenta estructuras orientadas en dirección NS, NO y NE, relacionadas, esencialmente al evento extensional mesozoico (e.g., Ferrando et al., 2014). Algunas estructuras seccionan y delimitan cuerpos intrusivos elongados en dirección N-NE y paleo cuencas marinas. Algunas de estas estructuras componen el segmento sur del sistema de falla de Atacama (SFA), denominado "Romeral la Silla del Gobernador" (e.g., Charrier et al., 2003; Taylor et al., 1998) que se ubica a una distancia entre los 10 a 40 km de la línea de costa y persiste por más de 360 km en el rumbo (e.g., Charrier et al., 2003). Estructuras compresivas como el sistema de falla la silla del Gobernador y estructuras extensionales invertidas han sido observadas, posiblemente gatilladas por el evento contraccional andino del K-T (Cretácico-Terciario) (e.g., Ferrando et al., 2014).

Cuencas cenozoicas (e.g., Cuenca de Tongoy-Limarí) y fallas corticales (e.g., Falla Puerto Aldea, Falla Quebrada el Teniente) (Gana, 1991) están presentes en el dominio de la cordillera de la Costa, bien expuestas cerca de la línea de costa y de las bahías (Figura 1.4; e.g., bahía de Tongoy) (e.g., Heinze, 2003; Le Roux et al., 2006). El relleno sedimentario de estas cuencas cenozoicas es constituido por secuencias marinas del Mioceno-Pleistoceno que constituyen la Formación Coquimbo (MP1m; Figura 1.4) (Darwin, 1846) en la región de estudio, la cual es sobreyacida en discordancia angular (Heinze, 2003) por rocas sedimentarias y sedimentos marinos a fluviales del Plio-Pleistoceno. Inmediatamente al sur de la bahía de Tongoy, la cuenca cenozoica es limitada por una falla extensional que miente hacia el este, denominada "Puerto Aldea", en esta misma cuenca la cobertura sedimentaria presenta fallas extensionales de rumbo paralelo a la fosa que esencialmente inclinan hacia el este (Heinze, 2003). Bajo la cobertura cenozoica, en discordancia, las unidades que constituyen al basamento corresponden a las series mesozoicas (Sernageomin, 2003) (Figura 1.4): La Formación Canto del Agua, Tr1m; Formación Pichidanguí, TrJ3; Formación La Negra, J3i; Formación Punta del Cobre, Jk3; y Formación Quebrada Marquesa, Jk3 (Figura 1.4). Estas formaciones han sido interpretadas dentro del desarrollo, durante el Triásico y el Cretácico Inferior, de un *rifting* continental abortado, una cuenca de tras-arco pos-rift y un evento extensional (e.g., Charrier et al., 2003; Mpodozis y Ramos, 1989).

1.3. Estado del arte y problemática

¿Cómo influye la geometría estructural preexistente o inherente de la cuña continental en los estilos estructurales y en el comportamiento de las estructuras de primer orden en la región costa afuera?

En la construcción del edificio andino, la estructura preexistente es un elemento clave para entender su evolución, puesto que la orogénesis andina incluye una alternancia de eventos de deformación esencialmente compresiva y extensional, que resultan en la formación de montañas y cuencas sedimentarias. Los estilos estructurales de estas últimas, documentan la compleja relación de interacción o superposición de los eventos de deformación (e.g., Martínez et al., 2012), y las referencias ahí citadas). A comienzos del ciclo de andino un amplio régimen extensional aconteció desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior (Charrier et al., 2003; Mpodozis y Ramos, 1989), cuya paleografía estaría representada por la formación de cuencas sedimentarias extensionales contemporáneas a volcanismo y magmatismo, a juzgar por los arreglos estructurales y unidades geológicas de este periodo. Posteriormente, los esfuerzos contraccionales gatillados por eventos orogénicos a partir del Cretácico Tardío, serían resueltos en una primera etapa, a través de la reactivación en un sentido positivo de las estructuras extensionales previas (Inversión Tectónica Positiva) (e.g., Muñoz et al., 2002).

El área de interés (Figura 1.4) incluye la parte externa y marina del segmento Pampeano y parte de la cuenca de Valparaíso, área en que los estilos estructurales se contextualizan dentro de la tectónica erosiva y de la zona de pos- y sin colisión de la dorsal de Juan Fernández (e.g., Laursen et al., 2002; Ranero et al., 2006) y la zona de fractura de Challenger. Según los mapas geológicos a lo largo de la cordillera de la Costa (Emparan y Pineda, 2000; Gana, 1991; Sernageomin, 2003), la cuña continental costa afuera tendría una marcada herencia de la extensión mesozoica, como también estructuras asociados al tectonismo local producido por el paso del dorsal de Juan Fernández (Le Roux et al., 2006). Este último observado en las series sedimentarias neógenas marinas y continentales de la Formación Coquimbo (MP1m; Figura 1.4) (Le Roux et al., 2006). Además, estudios en superficie muestran una correlación entre el alzamiento y la densidad de estructuras en terrazas marinas (Saillard et al., 2009). Las unidades geológicas de la cordillera de la Costa, pueden ser correlacionadas con las unidades sísmicas observadas en secciones regionales costa afuera (e.g., González, 1989; Laursen et al., 2003) donde se observan similares estilos de deformación, y a diferencia de la porción continental, es posible observar la relación entre la cobertura sismo-estratigráfica y el basamento acústico en profundidad con las secciones sísmicas de reflexión y refracción. Es más, estudios (e.g., Contreras-Reyes et al., 2014; Flueh et al., 1998) sobre la estructura de la zona de subducción, muestran una fuerte segmentación de la estructura de velocidades V_p de la cuña continental marina; separando la cuña en dos bloques; externo y costero; extendiéndose este último, por más de 50 km desde la línea de costa hacia el mar. Lo anterior está en concordancia con el cambios en los rasgos estructurales observados en la parte superior de las secciones sísmicas de reflexión (Ranero et al., 2006), como también con importantes cambios en la morfología del fondo marino (Contreras-Reyes et al., 2014), y es representado a través de la interpretación de los modelos tomográficos de velocidad y de reflexión sísmica, dando una primera aproximación de la arquitectura geológica y estructural en la región costa afuera del segmento Pampeano. Por otra parte, a lo largo del margen chileno evidencias en relación a la deformación de corto y largo plazo denotan una relación o control de la arquitectura inherente en los procesos de la zona de subducción; reactivación co-sísmica (corto plazo) de estructuras de basamento en la cordillera de la Costa (e.g., Arriagada et al., 2011; Farías et al., 2010), evidencias de deformación pre-miocenas (largo plazo) en las cuencas marinas de antearco (e.g., Becerra et al., 2013) y la reactivación extensional durante el Plioceno a Reciente (largo plazo) del sistema de falla de Atacama (e.g., Metcalf y Kapp, 2015). Los estudios en relación a deformación de largo plazo (e.g., Contreras-Reyes et al., 2014; Flueh et al., 1998; Ranero et al., 2006; Yáñez et al., 2002) se basan a través de interpretaciones de secciones de reflexión y refracción, regionales y morfológicas, en algunas porciones del antearco de difícil validación y sin ninguna base sismo-estratigráfica, y en relación al plazo corto (e.g., Contreras-Reyes et al., 2015; Farías et al., 2010), las evidencias suelen estar acotadas a un periodo del ciclo sísmico, o como rasgos locales y discontinuos presentes dentro de una extensa región (fosa-cordillera de la Costa); siendo difícil su correlación espacial y temporal dentro de la cuña de antearco. Es más, las estructuras regionales, y los estilos estructurales y su relación con las unidades sismo-estratigráficas son desconocidas o escasamente estudiadas costa afuera (e.g., Melnick, 2016).

Uno de los más importantes rasgos estructurales corresponde a límite natural entre el talud superior y medio, que corresponde a una escarpe de más de 500-2000 m de diferencia o rechazo, cuya expresión en las secciones sísmicas de reflexión corresponde a un sistema de fallas esencialmente extensional a transtensional (?). Este escarpe en magnitud suele ser similar al escarpe costero, en el norte de Chile (e.g., Mather et al., 2014). Otro rasgo de interés corresponde a la parte oriental alzada del talud superior, sugiriendo un alzamiento relativo al menos de la parte oeste de la cordillera de la Costa. Desde la cordillera de la Costa hacia la fosa, se pueden observar al menos

dos fuertes contrastes de relieve o escarpes de consideración: cordillera de la Costa-Talud Superior y Talud Superior-Talud Medio (Contreras-Reyes et al., 2014), que serían importantes agentes en la reducción del relieve del fondo marino. Este último límite coincide con un fuerte contraste de velocidad observado en las tomografías sísmicas (Contreras-Reyes et al., 2014). Las explicaciones para la génesis de estos escarpes, apuntan a procesos ligados con la abrasión marina (Ortlieb et al., 1996), con zonas de fallas corticales (Armijo y Thiele, 1990) relacionadas a zonas de flexión geométrica (*Kink*) en el slab (Contreras-Reyes et al., 2012), y con colapsos gravitacionales producto del aumento de la aridez y alzamiento de la cordillera de la Costa (e.g., Mather et al., 2014). En el área de estudio (Contreras-Reyes et al., 2014), corresponden a importantes límites tectónicos de carácter extensional a transtensional (?), y en su vecindad, han sido observados *slumping* y sismos corticales (Contreras-Reyes et al., 2015), lo cual demuestra el potencial sismogénico de este límite y como un factor a considerar en la generación de *tsunamis*. Debido al relieve topográfico y estructural, el particular el estilo de deformación y debido a su actividad reciente, es necesario un análisis cuantitativo de los estilos y de la deformación de estos importantes rasgos estructurales o límites naturales dentro del talud, como también una discusión en torno a su potencial sismogénico.

Los estudios antes mencionados proveen un marco estructural básico regional y apuntan a dilucidar la naturaleza estructural de la región, tanto en el plazo largo y corto, generalmente como la respuesta de una cuña homogénea a variaciones geométricas del *slab* y climáticas, o a los procesos de un margen de subducción (acreción; erosión y colisión de altos batimétricos), y escasamente en relación al control geológico inherente, a pesar de que estudio continental denotan la relación entre la estructura inherente de la cuña continental y procesos de la tectónica de subducción. Aún falta por determinar el control de la arquitectura inherente de la cuña, y los distintos procesos que ocurren en este sector como también su contribución, espacial y temporal, en la actual configuración de la cuña continental o en la estructuración de esta. Por ejemplo, si bien arreglos extensionales del Mesozoico constituyen la estructura inherente de primer orden de la cordillera de la Costa (Emparan y Pineda, 2000; Gana, 1991; Sernageomin, 2003), y esta habría controlado los estilos estructurales terciarios (e.g., Ferrando et al., 2014; Martínez et al., 2012), aún no se cuenta en la región con un **esquema estructural que integre la geología costa adentro y afuera**, y que muestre la influencia de la estructura inherente **en los estilos estructurales y en el comportamiento de las estructuras de primer orden en la región costa afuera o zona actual de subducción**.

En la región de interés, la cuña externa marina, que incluye estructuras regionales y tendría una marcada arquitectura mesozoica, se hospeda en el mismo sector donde se concentran importantes desplazamientos cosísmicos, siendo un lugar clave para entender **cómo influye la geometría estructural preexistente o inherente de la cuña continental en los estilos estructurales y en los procesos de deformación reciente**. Hipotéticamente los rasgos geológicos y estructurales inherentes de la cuña continental relacionados a una deformación extensional durante el Mesozoico, generan un control en la configuración de la zona de subducción o en la deformación de plazo largo (actual configuración de la cuña) y corto (incluye procesos de sismicidad y ruptura). De esta forma, los rasgos extensionales inherentes mesozoicos están íntimamente relacionados a los rasgos estructurales neógenos de mayor continuidad y orden en la región de estudio, y los depocentros extensionales mesozoicos coincidirían espacialmente con las cuencas neógenas marinas de antearco. Algunas de las estructuras neógenas corresponden al límite natural entre el bloque costero y el bloque externo de antearco, y conforman un set de fallas con rechazos superiores a 1 km, siendo uno de los rasgos de primer orden de la región costa afuera. La deformación ligada a los

procesos de subducción; induciría la generación de estructuras que serían controlados por la estructura inherente de la cuña continental. Además produciría un aumento en el basculamiento de las unidades tectónicamente controladas como también de las potenciales zonas de despegue, cuyas inclinaciones favorecerían el colapso de gravitacional de la cuña externa de antearco.

1.5. Objetivos

A continuación se presenta el objetivo general y objetivos específicos de esta propuesta de investigación:

1.5.1 Objetivo general

Entender la naturaleza de la arquitectura estructural de la región y el control estructural inherente en el comportamiento de los rasgos de primer orden, como también la contribución de los procesos ligados a la tectónica de subducción en la actual configuración de la cuña marina de antearco, costa afuera de parte del segmento Pampeano y parte de la cuenca de Valparaíso (29-33°S).

1.5.2 Objetivos específicos

- Determinar los estilos estructurales y los rasgos de primer orden en la zona costa afuera, desde la cinemática, geometría y temporalidad, y su relación con la geología de la cordillera de la Costa.
- Determinar el control estructural inherente de la cuña continental en los rasgos de primer orden en la región
- Proponer un modelo estructural que muestre los distintos procesos que ocurren en el margen erosivo, en relación a la deformación de plazo largo y corto, y que sea coherente con la geología de la cordillera de la Costa.
- Investigar la estructura profunda (2D y 3D) de fallas corticales y su relación con la sismicidad cortical.
- Comprender la complejidad estructural en la zona de subducción a través de una primera aproximación geológica estructural 3D de las estructuras regionales.

1.6. Metodología

Para lo anterior, las metodologías que deba incluir este estudio, deben permitir dilucidar la arquitectura y evolución de la cuña marina de antearco, tales como:

Análisis de la arquitectura estructural en tierra. Analizar e interpretar datos estructurales y cinemáticos, entorno a lugares críticos o de interés. Estos lugares corresponde a zonas donde se expongan de mejor forma las cuencas neógenas y mesozoicas y en lugares que se les pueda dar continuidad a las secciones de reflexión sísmica. Lugares de interés corresponde al norte y sur de la Serena, en las áreas de Freirina y La Serena-Quebrada el Teniente, donde se exhiben cuencas mesozoicas y neógenas, geometrías estructurales y presenta continuidad con algunas secciones sísmicas (S0161-09 y S0161-012).

Análisis de la arquitectura estructural costa afuera. Datos de reflexión y refracción sísmica, y batimétricos se disponen para este estudio de la región costa afuera (Figura 1.4). Los datos de la parte centro-norte del área de estudio, al norte de la cuenca de Valparaíso, fueron adquiridos durante el proyecto SPOC en el 2000 a 2001 (Reichert et al., 2002). Los datos dentro del dominio de la cuenca de Valparaíso fueron adquiridos por el programa CONDOR (von Huene et al., 1995). La visualización y tratamiento de los datos sísmicos, batimétricos, topográficos y estructurales, como también su análisis y modelamiento, se realiza en programas de modelación estructural (*Move de Midland Valley, OpendTect*). Estos programas permiten testear interpretaciones estructurales a través de métodos de restauración y permiten la construcción de modelos geológicos y estructurales 3D (*Fold related-fault análisis*). La interpretación de las secciones de región se basa en criterios de estratigrafía-sísmica y su relación con la cinemática de las estructuras. Medidas de profundidad y de espesores fueron derivados a través de modelos tomográficos de velocidad-profundidad, y de secciones batimétricas. La migración a profundidad de secciones de reflexión (en tiempo) se realizaron a través de las herramientas del programa Move con los parámetros de los modelos tomográficos de velocidad (Contreras-Reyes et al., 2015, 2014).

Análisis estructural integrado de las unidades morfoestructurales y modelamiento estructural. Análisis cinemático de estructuras, establecer correspondencia entre tensores temporalmente acotados de deformación, como también se espera construir secciones integradas de la región costa afuera y adentro. Establecer una comparación cualitativa y cuantitativa de los estilos de deformación.

1.7. Bibliografía

- Adam, J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321, 297–325. doi:10.1016/S0040-1951(00)00074-3
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 329–334. doi:10.1016/S0012-821X(99)00173-9
- Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 40–61. doi:10.1016/0012-821X(90)90087-E
- Arriagada, C., Arancibia, G., Cembrano, J., Martínez, F., Carrizo, D., Van Sint Jan, M., Sáez, E., González, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S. a., Contreras-Reyes, E., Jensen, E., Yañez, G., 2011. Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *J. Struct. Geol.* 33, 891–897. doi:10.1016/j.jsg.2011.03.004
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. El Oroclino del Maipo: Un rasgo estructural de primer orden en la evolución geodinámica Mioceno a Reciente en los Andes de Chile central. *Andean Geol.* 40, 419–437. doi:10.5027/andgeoV40n3-a02
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G.P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., Cornejo, N., 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~29-33°S). *Basin Res.* 1–18. doi:10.1111/bre.12205
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C., 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics* 592, 53–66. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.012
- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M.P., 2003. Tectonostratigraphic evolution of the Andean

- Orogen in Chile. *Geol. Chile*.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones : Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.* 42. doi:10.1029/2003RG000127
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., 2014. Geophysical Research Letters 1–7. doi:10.1002/2013GL058729. Received
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Reichert, C., 2008. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38°S. *J. Geophys. Res.* 113, B07303. doi:10.1029/2007JB005569
- 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. doi:10.1038/ngeo1447
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. a., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., Arriagada, C., 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* 203, 776–791. doi:10.1093/gji/ggv309
- Darwin, C., 1846. *Geological Observations on South America*. London, Smith Elder and Co.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process 302–338.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Emparan, C., Pineda, G., 2000. Área la serena-la higuera, región de Coquimbo.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A., 2010. Crustal - scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology : Implications for Andean mountain building 29. doi:10.1029/2009TC002480
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics* 30, n/a-n/a. doi:10.1029/2011TC002888
- Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G., Córdova, M.L., 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *J. South Am. Earth Sci.* 50, 12–26. doi:10.1016/j.jsames.2013.11.007
- Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., Hojka, a., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Dañobeitia, J.J., Zelt, C., 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile. *Tectonophysics* 288, 251–263. doi:10.1016/S0040-1951(97)00299-0
- Gana, P., 1991. Mapa geológico de la Cordillera de la Costa entre la Serena y Quebrada El Teniente, región de Coquimbo.
- González, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, in: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circum-Pac. Council for Energy and Miner. Resour, Houston, Tex, pp. 383–404.
- Gulick, S.P.S.S., Meltzer, A.M., Clarke, S.H., 1998. Seismic structure of the southern Cascadia subduction zone and accretionary prism north of the Mendocino triple junction. *J. Geophys. Res.* 103, 27207. doi:10.1029/98JB02526
- Heinze, B., 2003. Active Intraplate Faulting in the Forearc of North Central Chile.
- Kopp, H., 2013. Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and

- geometry on margin segmentation and seismicity. *Tectonophysics* 589, 1–16. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.037
- Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Subduction Erosion – the ” Normal ” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin ? *The Andes* 217–236.
- Laursen, J., Scholl, D.W., von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics* 21, 2-1-2–27. doi:10.1029/2001TC901023
- Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sediment. Geol.* 184, 133–153. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.023
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., 2012. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile . *Andean Geol.* .
- Mather, A.E., Hartley, A.J., Griffiths, J.S., 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 249–256. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.019
- Melnick, D., 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nat. Geosci.* 1–8. doi:10.1038/ngeo2683
- Melnick, D., Echtler, H.P., 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology* 34, 709–712. doi:10.1130/G22440.1
- Metcalf, K., Kapp, P., 2015. modern lithospheric structure of the central Andean forearc 1212, 61–78. doi:10.1130/2015.1212(04).
- Moeremans, R., Singh, S.C., Mukti, M., McArdle, J., Johansen, K., 2014. Seismic images of structural variations along the deformation front of the Andaman–Sumatra subduction zone: Implications for rupture propagation and tsunamigenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 386, 75–85. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.003
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, a., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, a., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., Hase, H., 2012. Toward understanding tectonic control on the M w 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 321–322, 152–165. doi:10.1016/j.epsl.2012.01.006
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Sci. Ser. Circum-Pac. Counc. Energy Miner. Resour., vol. 11, Houston, Texas, pp. 59–90.
- Muñoz, N., Charrier, R., Jordan, T., 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile . *Rev. geológica Chile* .
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Fornari, M., 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30’-24°S): geochemistry and petrogenesis . *Rev. geológica Chile* .
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky, in: *Quaternary Science Reviews*. Pergamon, pp. 819–831. doi:10.1016/S0277-3791(96)00066-2
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 252, 15–35. doi:10.1144/GSL.SP.2005.252.01.02
- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W., Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile

- convergent margin. *Andes. Act. Subduction Orogeny* 91–121. doi:10.1007/978-3-540-48684-8_5
- Reichert, C., Schreckenberger, B., the SPOC Team, 2002. *Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor chile-BMBF- Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohstoffe. Bundesanst, H.*
- Rutland, R.W.R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature* 233, 252–255.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 50–63. doi:10.1016/j.epsl.2008.09.039
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K.-J., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. pp. 121–139.
- Sernageomin, 2003. *Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000.*
- Taylor, G.K., Grocott, J., Pope, a., Randall, D.E., 1998. Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics* 299, 93–109. doi:10.1016/S0040-1951(98)00200-5
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W., 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics* 16, 474. doi:10.1029/96TC03703
- von Huene, R., Corvalán, J., Korstgard and the Scientific Party of the CONDOR cruises, 1995. *Cruise Rep. SO101- CONDOR.*
- von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.* 108, 2079. doi:10.1029/2001JB001569
- Yáñez, G. a., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.* 106, 6325. doi:10.1029/2000JB900337
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 23–38. doi:10.1016/S0895-9811(02)00004-4

CAPÍTULO 2: PROVINCIAS MORFO-ESTRUCTURALES DEL ÁREA POST-COLISIÓN DE LA DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ (~29-33°S)

Resumen

El borde externo del segmento de subducción plana “Pampeano” (29-33°S), corresponde al área post-colisión de la dorsal de Juan Fernández, y provee un ejemplo natural para investigar sobre los procesos que ocurren en el borde de placas y sobre la subducción de altos batimétricos y sus efectos en el margen. La morfología de esta región costa afuera es segmentada en tres provincias morfoestructurales (complejo acrecionario-pie del talud; talud medio y talud superior), que son divididos por marcados quiebres de ángulo en el talud. Estos cambios abruptos denotan estructuras de primer orden en la región; altos de Intracuenca e importantes escarpes de fallas, que pueden ser observadas a través de secciones sísmicas regionales 2D. El dominio del complejo acrecionario y pie del talud continental, incluye estructuras compresivas activas, y fuertemente controladas por los sistemas extensionales originados en el *outer-rise*, a los cuales se sobreponen estructuras de colapsos. El talud medio incluye cuencas y terrazas, deformadas, cuyos espesores (>1800 m) aumentan drásticamente hacia el límite con el talud superior, y son controladas por importantes sistemas extensionales a transtensivos (?) que inclinan principalmente hacia el oeste. El límite occidental del talud medio, corresponde a un quiebre de talud, que son el eje axial de los altos de Intracuenca; estructuras regionales de amplia longitud de deformación (~20-30 km). En el talud superior presenta una inclinación que aumenta hacia la región continental, hasta la reducida plataforma, cuencas de talud, con espesores de ~1800-2000 m, cuya estructuras corresponden a set extensional que inclina esencialmente hacia el este. A juzgar, por la persistencia y la distancia monótona entre los rasgos estructurales de primer orden de la región; altos de intracuenca y escarpes tectónicos, estos estarían genéticamente relacionados y denotan episodios de compresión y extensión sincrónicos en el margen. Los importantes sistemas de escarpes con rechazos superiores a ~1 km, deforman y seccionan a las unidades del Cuaternario, sugiriendo una actividad tectónica reciente, y corresponden además a la proyección de importantes cambios litológicos en profundidad. La longitud de la deformación de las provincias (complejo acrecionario-pie del talud; talud medio y talud superior) presenta una tendencia decreciente hacia el norte y oeste de la región, y variaciones espaciales de los rasgos estructurales en la región (altos de Intracuenca, cuencas de subducción y escarpes de fallas) serían consecuencia de la compleja geometría del *backstop* (contacto entre el prisma de acreción y el basamento continental). Los rasgos morfoestructurales de la región responden la dinámica de una cuña en un margen convergente cuya longitud de la deformación se ve acentuada por la subducción de la dorsal y disminuida por los efectos de la tectónica erosiva.

2.1 Introducción

La región marina de antearco de los Andes se ubica inmediatamente sobre la zona de acoplamiento, en donde la placa Sudamericana se cabalga sobre la placa de Nazca, a una tasa actual de 6,6 mm/yr en una orientación ~N78°E (Figura 2.1) (DeMets et al., 1994; Khazaradze, G., y Klotz, 2003). Corresponde a uno de los ambientes más dinámicos en el mundo en donde importantes terremotos de subducción ocurren y se suelen concentrar los mayores desplazamientos cosísmicos (e.g., Wells and Blakely, 2003). Aquí, la estructura de la cuña continental sería el resultado de una compleja relación entre una corteza continental con una marcada historia andina, en relación a la tectónica Andina, y los procesos de subducción ligados al margen convergente andino (e.g., Adam and Reuther, 2000; Ranero et al., 2006).

En Chile, el antearco marino ha sido estudiadas desde los 1970s (González, 1989; y referencias ahí citadas), cuyos primeros estudios en su mayoría, se focalizaron en el potencial de hidrocarburos en las cuencas marinas de antearco al sur de los Andes Centrales (Figura 2.1). Posteriormente diversas campañas de investigación en geología marina (e.g., Völker et al., 2014; y las referencias ahí citadas) colectaron varias fuentes de datos; batimétricos, sísmicos de reflexión y refracción, que proveen lo básico para realizar un análisis morfotectónico de las distintas provincias de la región costa afuera. Estos estudios, al igual que los anteriores (1980s), se restringen principalmente al sur de los Andes Centrales, específicamente al sur de la dorsal de Juan Fernández.

La subducción de montes submarinos juegan un rol fundamental en la evolución morfo-estructural de los márgenes convergentes (e.g., Dominguez et al., 1998) y tendrían un efecto mayor en la sedimentación en el margen (e.g., Pedley et al., 2010). La dorsal de Juan Fernández hipotéticamente causaría la somerización del *slab* (Jordan et al., 1983), en el segmento “Pampeano”, al igual que la segmentación del margen, en un margen erosivo y acrecionario (Yáñez et al., 2001). Al norte de la dorsal de Juan Fernández, evidencias de la subducción y colisión de esta con el margen (e.g., Le Roux et al., 2016, 2006), como también la ocurrencia de fosa escasamente sedimentada (~100 m), hacen de esta porción del norte de Chile, un área clave para observar los rasgos morfoestructurales asociados con los procesos erosivos y de subducción de altos batimétricos. Sin embargo, poco se entiende de la evolución del margen erosivo en base a los rasgos geológicos de primer orden de la región costa afuera asociados al tectonismo producido por la dorsal de Juan Fernández (e.g., Laursen et al., 2002) (Figura 2.2).

Nos enfocaremos en la región costa afuera del segmento Pampeano, en el área post-colisión de la dorsal de Juan Fernández y en el área de colisión de la zona de fractura de Challenger (Figuras 2.1 y 2.2), en donde la evolución geológica del margen estaría fuertemente controlada por estos sistemas estructurales (Arriagada et al., 2013; Le Roux et al., 2006; Yáñez et al., 2002). Con el objetivo de entender la estructura y naturaleza de la región, además de constreñir y revelar los rasgos cinemáticos de la deformación en esta porción y los rasgos estructurales de primer orden en la zona costa afuera, a lo largo del margen erosivo, presentaremos nuevos datos estructurales sobre la región, que muestran una morfología fuertemente segmentada al igual que la expresión superficial de importantes sistemas de fallas activas. Este estudio corresponde a un marco estructural básico para comprender los procesos que ocurren en el margen Chileno, dentro del margen erosivo y da continuidad a regiones mejor estudiadas como son los dominios de la cuenca de Valparaíso (~1390 km²) (32-34°S) (e.g., Flueh et al., 1998; Laursen et al., 2002; von Huene et al., 1997; Yáñez et al., 2002, 2001).

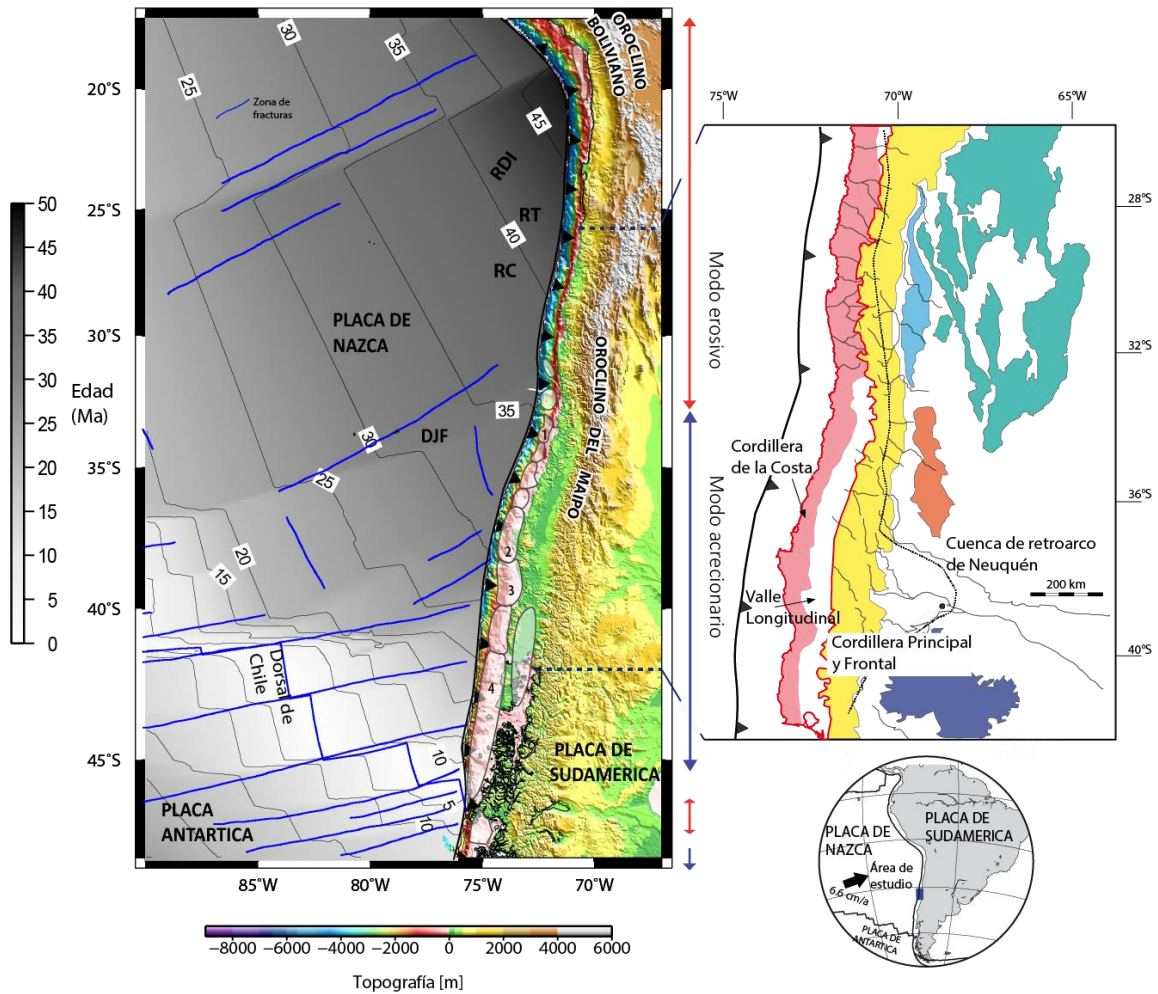


Figura 2. 1. Contexto geodinámico del área de estudio; región costa afuera del segmento “Pampeano” que coincide la zona post-colisión de la Dorsal de Juan Fernández (DJF). Modificado de (Becerra et al., 2013). Tasa de convergencia relativa y dirección es indicada con un vector en el mapa de ubicación (parte inferior derecha). Cuencas marinas de antearco de: Algarrobo (1), Arauco (2), Valdivia (3) y Chiloé (4). Ridge de: Iquique (RDI), Taltal (RT) y Copiapó (RC). Dorsal de Juan Fernández (DJF). En la figura derecha se observa las provincias morfoestructurales en la región continental que incluye: cordillera de la Costa (rojo); valle Longitudinal (blanco); cordillera Principal y Frontal (amarillo); Precordillera (celeste); Sierras Pampeanas (verde); bloque de San Rafael (naranja) y el macizo Nor-Patagónico (morado). Modificado de Ramos y Folguera (2005).

2.2 Contexto tectónico

Al sur de los Andes Centrales se encuentra el segmento Pampeano (Figura 2.1), un rasgo de primer orden en la cadena Andina, que es constituido en el continente por las unidades de las Sierras Pampeanas y de la Precordillera en el retroarco; por las cordilleras Frontal y Principal en el arco; y por cordillera de la Costa en el antearco (e.g., Charrier et al., 2003) (Figura 2.1). La ausencia de

la depresión central en el antearco y de actividad volcánica, entre los $\sim 28\text{-}33^\circ\text{S}$, en conjunto con la culminación o intercepción de las cordilleras Frontal y Principal y un retroarco constituido por bloques de basamento alzados a más de 3000 m sugieren una estrecha relación de causalidad de la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández y la actual configuración de la región continental (Jordan et al., 1983; Yáñez et al., 2002). A pesar de que otros estudios discrepan de esta relación de causalidad (Cahill and Isacks, 1992), la subducción de la dorsal de Juan Fernández (DJF) al menos produciría una somerización del *slab* (Stauder, 1973) en el segmento Pampeano debido a su flotabilidad en comparación a los segmentos adyacentes de la placa de Nazca (Pilger, 1981). En esta misma región un arqueamiento del margen delimita al oroclino del Maipo (Figura 2.1); cuyo origen estaría en concordancia con la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2002), desde los ~ 10 Ma, y las rotaciones tectónicas en las unidades del Terciario Tardío (Arriagada et al., 2013).

En la región marina de antearco, la dorsal de Juan Fernández actuaría como una barrera para el paso de las corrientes turbidíticas hacia el norte (e.g., von Huene et al., 1997), separando una fosa escasamente ($<0,1$ km; e.g., von Huene and Ranero, 2003) y abundantemente ($\sim 2\text{-}3$ km; Maksymowicz et al., 2012) sedimentada hacia el norte y sur de la dorsal respectivamente. Esto sería realizado por la segmentación climática en la región continental; desde un clima árido a húmedo, al norte y sur del segmento de clima transicional ($\sim 31^\circ\text{-}34^\circ\text{S}$) (e.g., Heinze, 2003) respectivamente. Lo anterior y en conjunto con las tasas de convergencia en torno a los de 6,6 cm/yr (Khazaradze, G., y Klotz, 2003), representan las condiciones necesarias para la segmentación del margen; en un modo acrecionario y erosivo al sur y norte de Chile respectivamente (Clift and Vannucchi, 2004; Kukowski and Oncken, 2006).

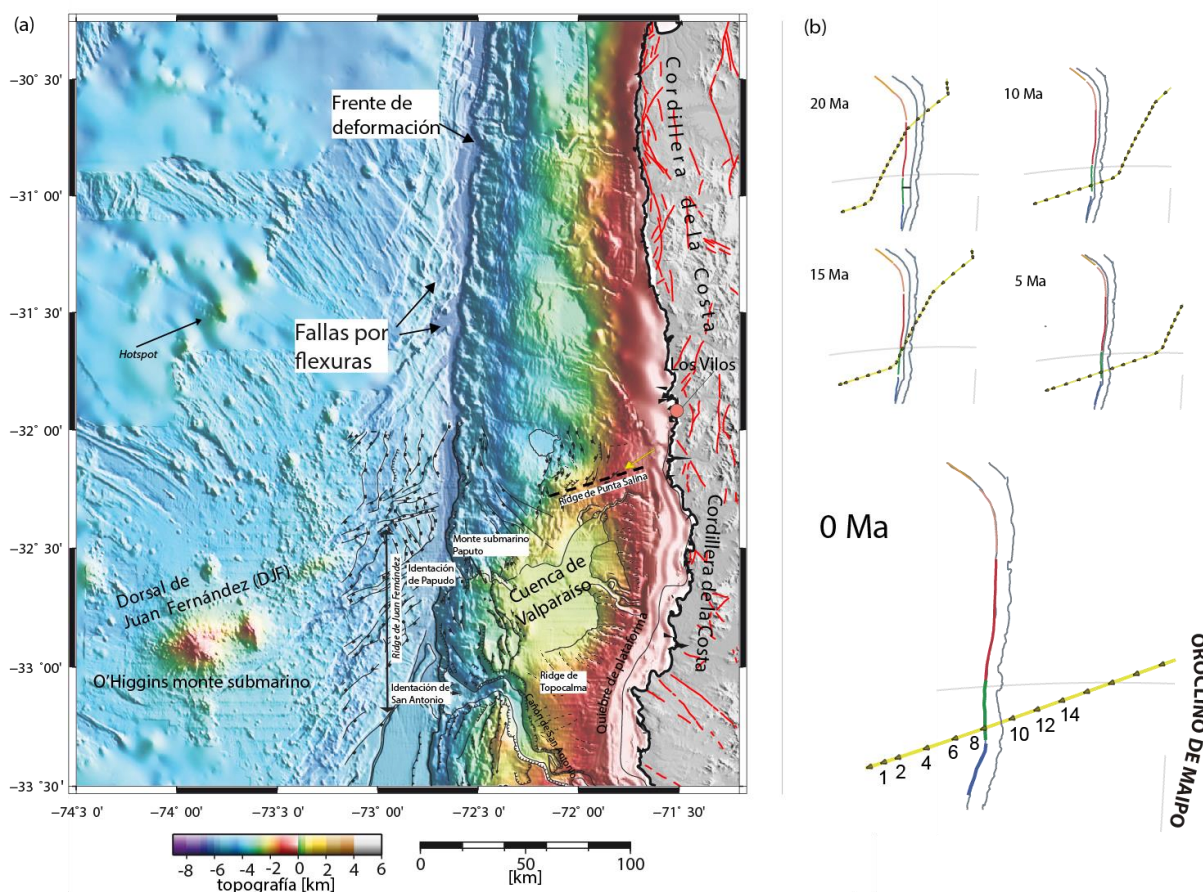


Figura 2. 2. Contexto tectónico del área de estudio; región costa afuera del segmento “Pampeano” que coincide la zona post-colisión de la dorsal de Juan Fernández (a). (b) Migración de la dorsal de Juan Fernández y su relación con el oroclino del Maipo. Modificado de (Arriagada et al., 2013; Laursen et al., 2002; Yáñez et al., 2002). Lineamientos de la cordillera de la Costa están representado en rojo (Sernageomin, 2003).

El modo erosivo habría prevalecido desde el Jurásico en el borde occidental de Sudamérica (e.g., Kukowski and Oncken, 2006), como lo sugiere el corrimiento del arco volcánico en más de ~200 km hacia el E en los Andes centrales (5-34° S) (Rutland, 1971; Scheuber et al., 1994). Junto a lo anterior, la presencia de altos batimétricos y dorsales oceánicas (e.g., Oncken et al., 2006); altas tasas relativas de convergencia en torno a los 8,0 cm/a en los últimos 20 Ma (DeMets et al., 2010); un fosa pobremente sedimentada (Oncken et al., 2006); y evidencias de extensión y subsidencia (e.g., Huene et al., 1999; Ranero et al., 2006) en el margen del norte de Chile, hacen de esta región un clásico ejemplo de margen erosivo. El paso de la dorsal de Juan Fernández habría producido una deformación extensional y subsidencia, en los lugares donde colisiono con el margen (von Huene et al., 1997), como se observa actualmente en el dominio y en las regiones adyacentes a la cuenca de Valparaíso (Figura 2.2) (Laursen et al., 2002). De esta forma, el proceso de erosión tectónica en el margen, fue realizado por la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández desde los ~22 Ma a los 20°S (Figura 2.2) (Yáñez et al., 2001). Posteriormente, la dorsal JF migro hacia el sur entre los 22-10 Ma, y desde cerca los 10 Ma, estaría subductando de forma paralela al vector de convergencia, adoptando una posición cuasi-estacionaria, formando y deformando la cuenca de Valparaíso (Figura 2.2) (Laursen et al., 2002). La proyección inmediata hacia el continente de la dorsal de Juan Fernández (DJF) coincide con el oroclino del Maipo (Figura 2.2), cuya posición cuasi estacionaria desde los 10 Ma, produciría un cambio sustancial en el patrón de rotación de Chile central, aumentando en 10° el patrón de rotaciones horaria al sur del dorsal de Juan Fernández (33-37°S) y sustrayendo cerca de 7-10° este patrón al norte de la dorsal (30-33°S) (Arriagada et al., 2013). Además, el efecto de la colisión de la dorsal de Juan Fernández, esta registrados en las series marinas y continentales neógenas de la cordillera de la Costa (Formación Coquimbo, Le Roux et al., 2006), donde estadios de subsidencia y alzamiento estaría asociados al paso de la dorsal.

En la región costa afuera de este sector, la integración de estudios geofísicos marinos y continentales (Figura 2.3) (e.g., Flueh et al., 1998; Yáñez et al., 2002, 2001) muestran en un primer orden la estructura profunda del margen convergente. Esta corresponde a una serie de montes submarinos pertenecientes a la dorsal de Juan Fernández; una prominente fábrica E-O en el talud superior, correspondiente a anomalías E-O también observadas en la porción continental, y correlacionadas con grandes cuerpos de intrusivos; cuencas de antearco tectónicamente controladas; bloques competentes o rígidos (Topocalma *Knoll*); y marcados lineamientos N-S costa afuera, que indicarían un arco volcánico sumergido y un basamento continental que se extiende por más de 50 km costa afuera desde la línea de costa, cercano al borde del talud medio-superior, en donde marcados cambios morfológicos, estructurales y magnéticos ocurren (e.g., Flueh et al., 1998; Ranero et al., 2006). A juzgar por la interpretación de las anomalías magnéticas y la geología continental, los autores Yáñez y otros (2001) sugieren la presencia de un arco pre-jurásico, y coincidiría con el dominio de las cuencas tectónica costa afuera (Figura 2.3). En esta región se sitúa nuestra área de estudio, la cual corresponde al sector costa afuera del segmento pampeano o de subducción plana, dentro del margen erosivo entre los 29°S a 32°S. Aquí, la edad de la placa oceánica que subduce alcanza los ~37 a 40 Ma (Figura 2.1). Es limitada hacia el oeste por el frente de deformación o fosa y hacia el este por la cordillera de la Costa (Figura 2.2). Inmediatamente al

sur del área de estudio, se sitúa el *ridge* de Punta Salina que constituye el borde norte de la cuenca de Valparaíso (Figura 2.2).

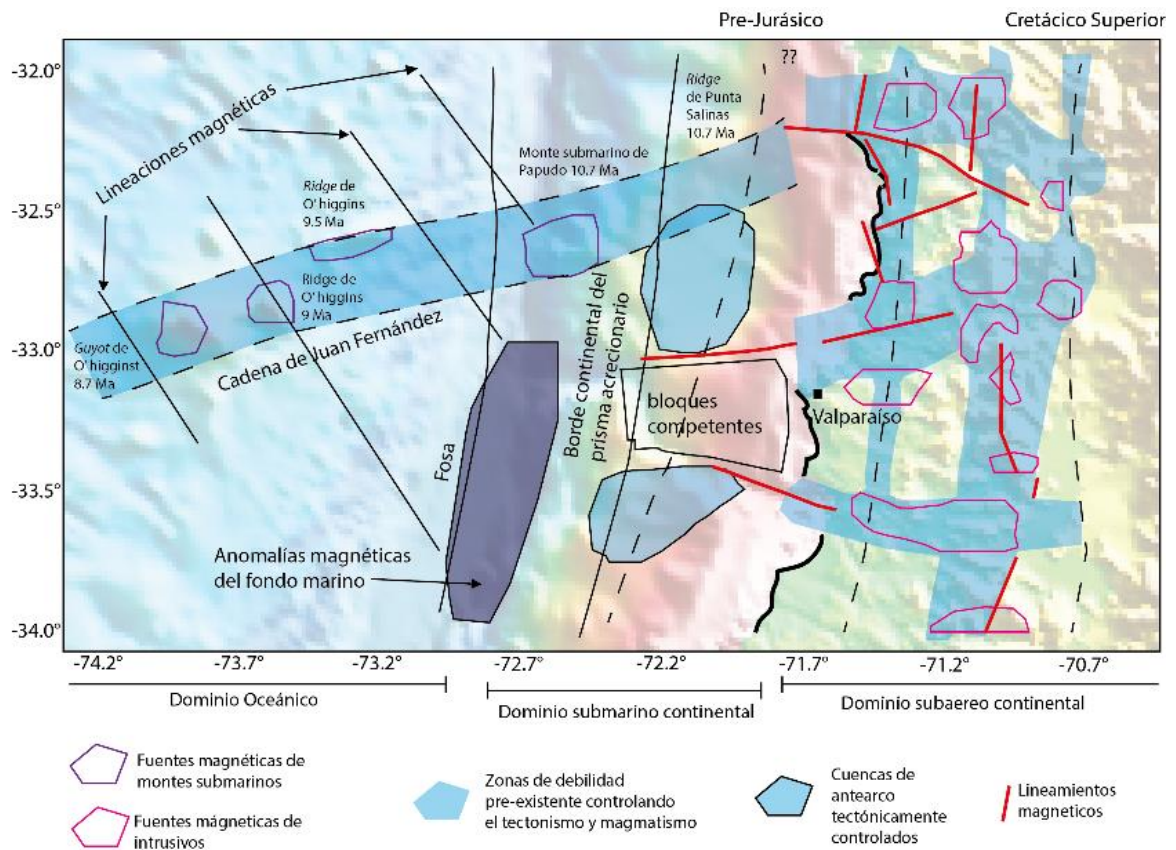


Figura 2. 3. Interpretación tectónica y provincias magnéticas según Yáñez et al. (2001).

2.3 Datos y Métodos

Este estudio debe ser considerado con un marco estructural básico en el cual se establecen los rasgos estructurales de primer orden en la zona costa afuera, a lo largo del margen erosivo, a través de un análisis detallado de datos batimétricos, secciones sísmica de reflexión, y datos de refracción sísmica. Datos de batimetría y sísmicos de reflexión fueron obtenidos por el crucero de investigación RV SONNE SO161 (Flueh y Kopp, 2002) en el año 2000/2001 y los datos fueron procesados por Reichert et al. (2002). Mayores detalles sobre el experimento sísmico y procesamiento los lectores pueden referirse a Reichert et al. (2002). Los datos de batimetría fueron grillados en SURFER para producir mapas de resolución de ~250 m. A los datos sísmicos de reflexión fueron filtrados a través de algoritmos automatizados (*Steering Cube; Dip Steered Median Filter; Fault Enhancement Filter*) en el programa *OpendTec* que permiten mejorar la resolución de estos y resaltar las estructuras. Posteriormente, el análisis y la interpretación de estos datos, en conjunto con los mapas batimétricos, se realizó en el *software move* (*Midland Valley; www.mve.com*) y *OpendTec* (www.opendtect.org). Además, se migraron a profundidad, algunos segmentos de las secciones sísmicas con el fin de obtener una aproximación de espesores y rechazos de estructuras, según los modelos de velocidad-profundidad disponibles (Contreras-

Reyes et al., 2015, 2014), y a través de las herramientas de conversión en el *software* move (Midland Valley).

2.4 Resultados: Morfología

Los datos batimétricos muestran una región fuertemente segmentada longitudinalmente y una variación gradual a lo largo en el rumbo (latitudinalmente) (Figura 2.4). La región destaca por presentar un mediano complejo acrecionario persistente en el rumbo (~30 km) que incluye al pie del talud; un talud continental fuertemente segmentado en un talud medio y superior, cuyos límites corresponden a los ejes axiales de prominentes ridges o altos de intracuencas y sistemas de escarpes tectónicos. A lo largo del rumbo, de sur a norte, se puede observar como el talud medio disminuye su extensión y cambia su morfometría, desde una planicie o superficie aterrazada o plana (Figura 2.4; cuenca de Valparaíso) a una superficie cada vez más inclinada. Esta tendencia es interrumpida en torno a los 31-32°S, en donde se sitúa el *ridge* de Punta Salina (Figuras 2.4 y 2.5), a los 31°45'S (Sección 18 en Figura 2.4; Figura 2.5); y en torno a los 29°30'S -30° S, en donde estaría subduciendo la zona de fractura de Challenger (Figuras 2.4 y 2.5) de acuerdo a datos magnéticos (Tebbens et al., 1997). A lo largo del rumbo del área de estudio el eje axial (quiebre del talud) de los altos de Intracuenca tiende a migrar hacia la fosa y a su vez los altos tienden a disminuir su longitud de deformación (Figura 2.4). En secciones 2D es posible observar (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8) como la longitud de onda de la deformación disminuye desde el continente, incluyendo la cordillera de la Costa, hacia el frente de deformación. En el complejo acrecionario o el pie del talud continental, la longitudes de onda (λ) son kilométricas (< 10 km) (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8), para luego pasar al talud medio con longitud de onda de decimas de kilómetros ($\lambda \sim 20-30$ km). Finalmente, el talud superior en conjunto con la cordillera de la Costa, presentaría un longitud (λ) del orden de los ~50 km.

2.4.1 Placa Oceánica

Aquí la placa oceánica alcanza una edad de ~37 a 40 Ma (~ 29°-33°S) (Figura 2.1) e importante altos batimétricos; dorsales y zonas de fractura han sido observados (Figura 2.3 y 2.4), destacando la dorsal de Juan Fernández y la zona de fractura de Challenger. Esta última y a diferencia con la dorsal de Juan Fernández, no presenta una mayor expresión en la batimetría, siendo identificada por las isócronas de la placa oceánica y fuerte señal magnética (Maksymowicz, 2015) (Figura 2.4). Los otros altos batimétricos, se muestran simétricos a levemente asimétricos, con extensiones entre ~5-30 km, y alineados en orientaciones N-NO; NO-O. Además, la estructura de la placa oceánica por un patrón NE-SO, de la fábrica tectónica del centro de expansión. Esta fábrica es seccionada por sistemas extensionales de dirección NE a NS causados por la flexión de la placa oceánica en la zona del *outer rise*. La placa oceánica es cubierta por una delgada capa de sedimentos pelágicos (<100 m) (Contreras-Reyes et al., 2014), y la fosa en general es pobremente sedimentada no superando el kilómetro (von Huene and Ranero, 2003).

2.4.2 Complejo acrecionario-Pie del Talud

El complejo acrecionario-pie del talud, se extiende desde la fosa hasta el ápice de los altos de intracuenca (quiebre del talud) (Figuras 2.5, 2.6, 2.7 y 2.8), e incluye estructuras contraccionales y anticlinales, y estructuras de colapsos, como también secuencias con reflectancia poco coherente. Los montículos o *ridges* se disponen oblicuos o paralelos al margen (NO-N), con extensiones no superiores a los 10 km, en el rumbo, y con longitudes de onda del orden de los 2 km. Probablemente sus geometrías estaría fuertemente controlada por los arreglos extensionales de la placa oceánica, como se observa en las secciones sísmicas de reflexión (Figuras 2.5, 2.6 y 2.7). En estas, se observa un canal de subducción discontinuo, con marcadas geometrías de *horst-grabens*. Estas estructuras estarían relacionadas espacialmente a antiformas vergentes hacia la fosa, sugiriendo la reactivación de los sistemas extensionales en este dominio. En la batimetría (Figura 2.5) numerosos escarpes submarinos han sido observados (con rechazos de ~400 m), pero de menor relieve con respecto a los que se hospedan en el límite talud medio-superior. Además de anticlinales asimétricos, secuencias sin-contraccionales se pueden interpretar en esta región, que constituyen pequeñas cuencas de talud deformadas, ubicadas en el limbo trasero de las antiformas, y escasamente terrazas. Estas estructuras son seccionadas por marcadas colapsos gravitatorios, cuya estructura inclina hacia la fosa en su parte alta para luego gradar a un despegue subhorizontal (Figuras 2.6 y 2.8). Este dominio es limitado hacia el continente por el quiebre de talud, que se muestra convexo en secciones 2D considerando la mayor longitud de onda (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8).

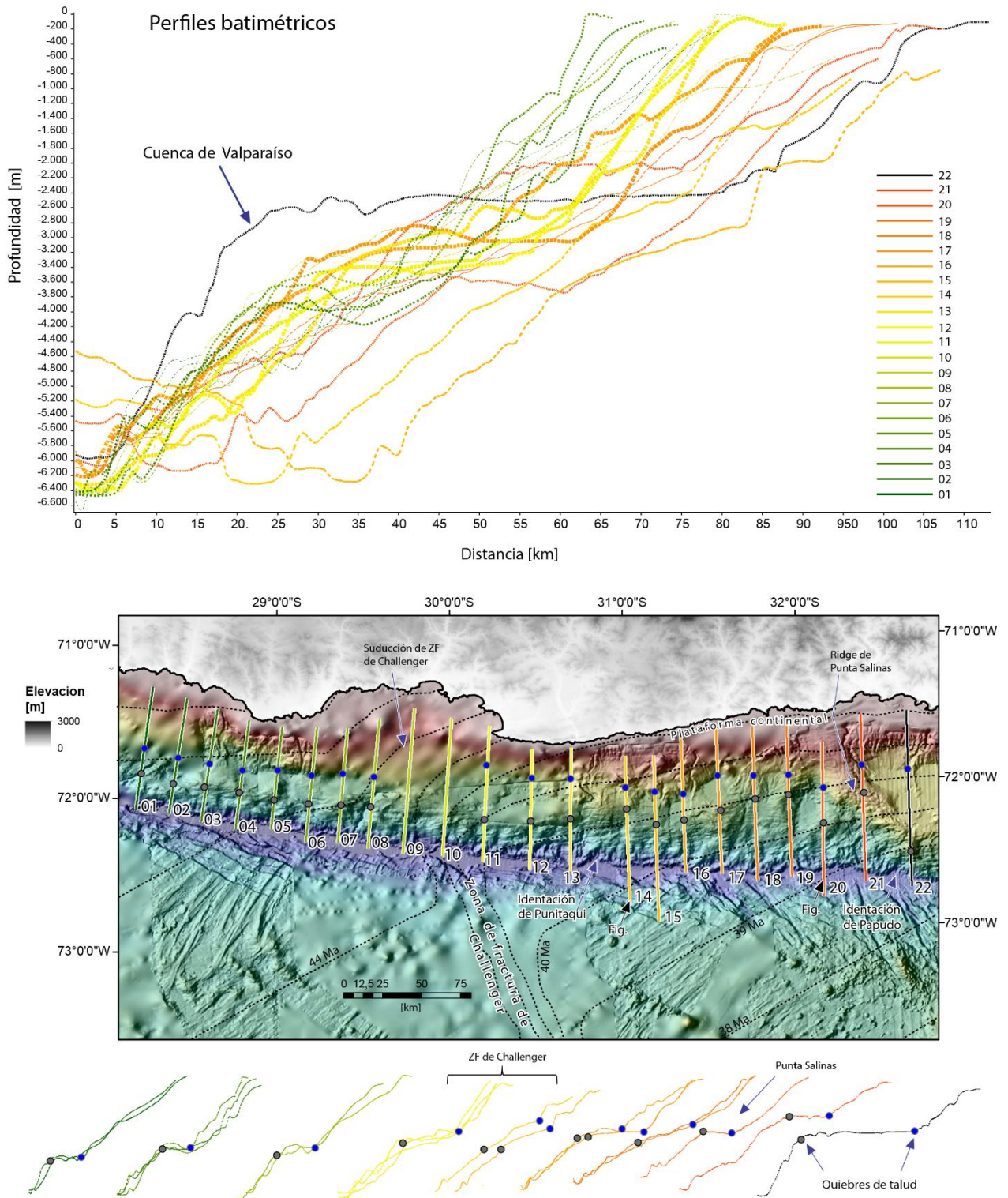


Figura 2. 4. Perfiles batimétricos del área de estudio. Estos muestran una tendencia decreciente en la longitud de la deformación hacia el Sur y hacia la fosa. Los quiebrés de talud presentan en cortes latitudinales, presentan una distancia similar entre ellos. Ver texto para discusión y referirse a esta figura para ver la extensión completa del área de estudio.

Una serie de indentaciones (*reentrants*) han sido reconocidas, en cuyas regiones adyacentes, numerosos escarpes de rumbo variable, probablemente asociados a estructuras de colapsos han sido interpretadas (Figura 2.5, A). De estas indentaciones destacan: Punitaqui (nombre informal) ($\sim 31^{\circ}45'S$), con una extensión areal de $\sim 300 \text{ km}^2$, y Papudo ($\sim 32^{\circ}00-32^{\circ}30'S$; Laursen et al., 2002). En planta, esta última cubre una importante área de $\sim 1800 \text{ km}^2$ al considerar sus estructuras asociadas, y su extensión desde el frente de deformación hasta su ápice o cabeza de la indentación, que lo constituye la intercesión entre la base de un alto de intracuenca y el *ridge* de Punta Salinas (Figura 2.5, A). Su geometría es triangular e irregular, con su borde norte más elongado, y en su ápice (cabeza de la indentación), ocurren lineamientos rectos que bordean esta indentación (*reentrant*), interpretadas como fallas de rumbo (Figura 2.5, A). Para este caso, no se reconocen importantes cañones submarinos dentro del dominio de esta indentación como se observan en otras partes del mundo (e.g., indentación de Poverty, $\sim 4000 \text{ km}^2$; Pedley et al., 2010). Abundan estructuras de colapsos y montículos o *ridges* en direcciones variables en esta región, en el orden $\sim 10 \text{ km}$, y el frente de deformación se muestra sinuoso cuya longitud de onda en planta disminuye hacia el norte.

2.4.3 Talud medio

Los rasgos más importantes del talud medio corresponden a los altos de intracuenca y cuencas de subducción, a los cuales se superponen estructuras de colapsos, fallas normales y estructuras inversas (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). Los ápices de los altos de intracuenca, representan un quiebre en la morfología del talud y limitan el pie del talud (talud inferior) y el talud medio. Aquí, en los mapas batimétricos, el quiebre del talud se muestra en su mayoría cóncavo hacia la fosa, y reflejarían estructuras de colapsos en las partes altas de los *ridges* o altos de intracuenca, y que se concentran en el flanco occidental. A juzgar por las interpretaciones de secciones de reflexión, además de colapsos gravitatorios en la parte superior, se muestra un fallamiento extensional-transtensivo (?), pervasivo, y que inclina tanto hacia la fosa como al continente. Algunas de estas estructuras extensionales o colapsos de mayor envergadura afectarían también el sustrato bajo el basamento acústico (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). Los altos de intracuenca, persisten en el rumbo por más de 20 km , en una orientación NO-N, con longitudes de onda en torno a los $\sim 20-30 \text{ km}$ (Figura 2.5, área A), y decrecen tanto en su extensión como en su longitud de onda, desde al sur hacia el norte del área de estudio. Las unidades sismo-estratigráficas se disponen en aparente *onlap* sobre estos altos, bien constreñida esta relación en los flancos orientales de los altos, en donde son deformadas en una amplia longitud y menos afectadas por estructuras de colapsos y por fallas normales. Estas secuencias sismo-estratigráficas corresponden a la cobertura sedimentaria de las cuencas de subducción recientes, alcanzando espesores considerables en el límite occidental del talud medio ($>1000 \text{ m}$), y son afectadas por estructuras extensionales que inclinan hacia el oeste y este (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8), y bordeadas por importantes sistemas de fallas.

En los datos batimétricos, las cuencas de subducción en este dominio se muestran como terrazas, elongadas en direcciones variables O, NO a N, que cubren un área de $\sim 200-500 \text{ km}^2$, y son activamente sedimentadas como lo muestra un serie de rasgos similares a abanicos submarinos como también *slumping* y/o olistostromos de consideración ($\sim 130 \text{ km}^2$) (Figura 2.5, área B) en su borde occidental. Aquí, ocurren un set de escarpes tectónicos, rectos y curvos, de longitudes en el rumbo de $\sim 15 \text{ km}$, con rechazos superiores de $\sim 1 \text{ km}$, y que corresponden a las estructuras de borde de estas cuencas de subducción. Los estilos de deformación observados, muestran que estos escarpes responden a estructuras normales a transtensivas (?) cuya proyección hacia abajo tendría geometrías lítricas y rectas (Figuras 2.7 y 2.8), en torno a las cuales las secuencias

sismoestratigráficas crecen en su espesor, a juzgar por los estratos de crecimiento observados (Figuras 2.7 y 2.8). En torno a estas estructuras de consideración, un serie de fallas inversas, vergentes hacia el oeste, de longitud de onda de ~1 km (Figura 2.9), como también complejos estilos de deformación han sido observados (Figura 2.9).

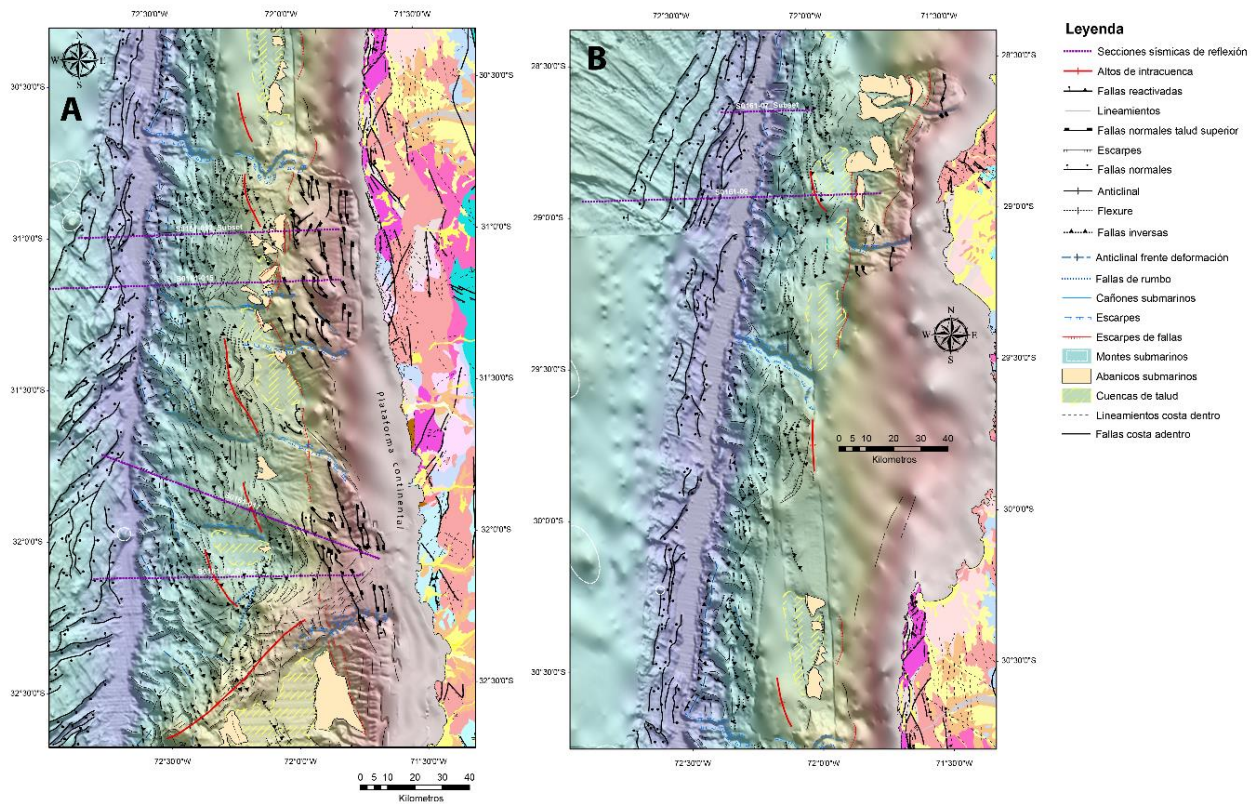


Figura 2. 5. Mapa batimétrico en donde se muestran los rasgos estructurales y la localización de las secciones interpretadas. Referirse a esta figura para la simbología de las figuras siguientes.

2.4.4 Talud Superior

El talud superior presenta una morfometría más uniforme que el talud medio, y que aumenta su inclinación hacia el continente hasta llegar a la reducida plataforma continental. En este dominio numerosos *gullies* (quebradas) en dirección NO al igual que importantes remociones submarinas o flujos de detritos proveniente desde el quiebre de plataforma, también han sido interpretadas. Cuencas marinas también han sido identificadas en este sector, a partir de las secciones 2D, pero de difícil reconocimiento en los mapa batimétricos debido a la pendiente de este dominio. Estas cuencas incluyen secuencias sismo-estratigráficas de propiedades similares a las observadas en el talud medio, pero los espesores crecen hacia la fosa, dado que son contraladas por un set de estructuras extensionales que inclinan hacia el continente, pervasivo en talud superior, y que probablemente se extiende hacia el talud medio (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). En torno al límite con el talud medio, *slumps* y olistostromos han sido observados (Figura 2.8) y en el límite oriental de este dominio (quiebre de plataforma), las secuencias se basculan abruptamente, como lo muestran algunas secciones de reflexión sísmica (Figura 2.8). En el registro sismoestratigráfico alternancias de zonas de caóticas y coherentes han sido observadas en esta región. La reducida plataforma

continental, con extensiones de <20 km (hasta la línea de costa) que decrecen hacia el norte (Figura 2.5), su morfología estaría esencialmente controlado por los procesos de abrasión marina.

2.4.5 Estructuras tectónicas y cuencas marinas de subducción.

Diversos rasgos estructurales de orden y cinemática variable ocurren en la región, siendo las más importantes los que limitan los distintos dominios antes presentados, por lo cual la segmentación morfológica de la cuña continental marina tendría una naturaleza tectónica. El primer quiebre del talud se relaciona a los altos de intracuenca vergentes hacia la fosa, específicamente a la parte superior, en donde significativos colapsos y fallas normales han sido observados y que se concentra en el flanco occidental de los altos (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). La estructura interna interpretada de los altos la constituye una antiforma asimétrica seccionada por estructuras de geometría lítrica (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). Fallas normales de menor extensión se concentran en los ápices de los Altos de intracuenca.

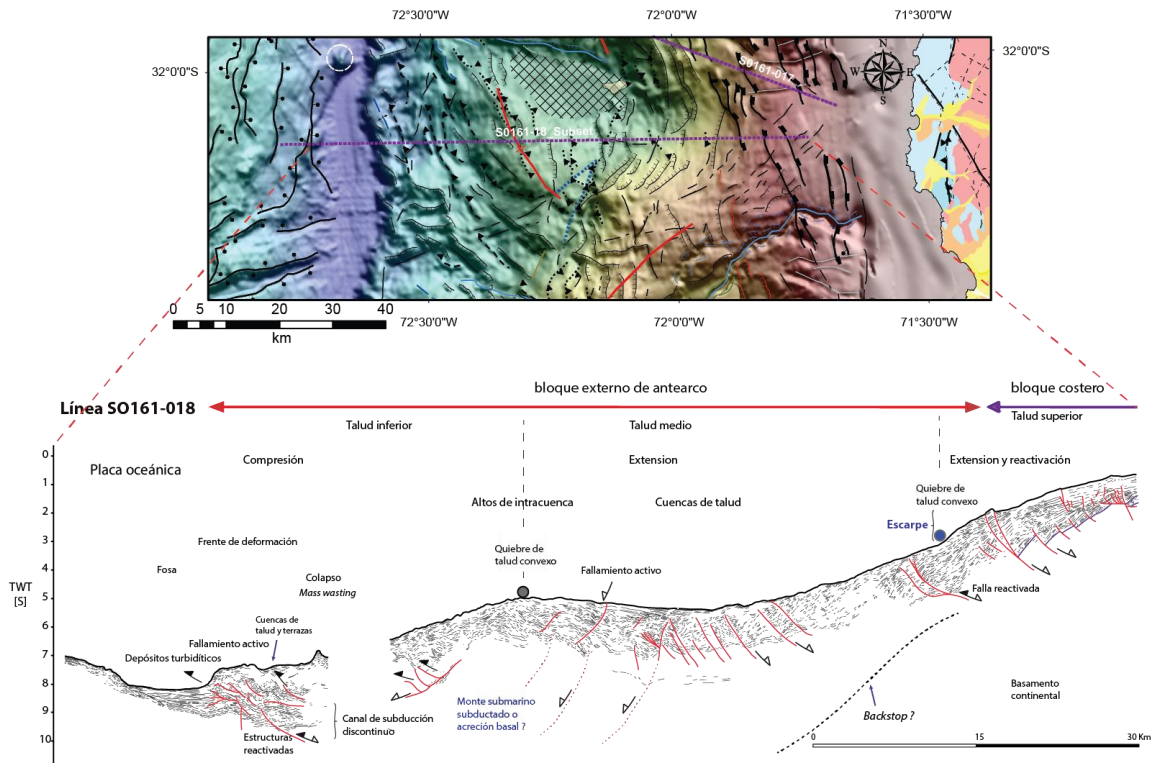


Figura 2. 6. Interpretación estructural de la sección SO161-018 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.

Las cuencas de subducción, incluyen estructuras sedimentarias y tectónicas, y su distribución y acumulación presentan un mayor desarrollo entre el flanco oriental de los anticlinales de intracuenca y el límite tectónico entre el talud medio y superior. Este límite es otro quiebre de talud y aquí ocurren los escarpes tectónicos de mayor consideración en el área (>1 km) como también se concentran los mayores espesores de la cuencas de subducción (~1000-1800 m, Figuras 2.9 y 2.10), y complejos estilos de deformación en donde se sobreponen fallas normales e inversas, que cortan las

unidades recientes costa afuera (Figura 2.10). Los importantes sistemas de escarpes, con rechazos superiores a ~1 km, deforman y seccionan a las unidades del Cuaternario, sugiriendo una actividad tectónica reciente, y corresponden además a la proyección de importantes cambios litológicos en profundidad (Figura 2.9). Un característico anticlinal de *roll-over* forman las secuencias del bloque colgante (Figura 2.7), vergente hacia el continente, y además, corrimientos vergentes hacia la fosa en secuencia, producen altos batimétricos positivos en torno a los 50 m (Figura 2.10). El largo en planta de estas estructuras compresivas no superan los 10 km en el rumbo y están espacialmente relacionados a altos batimétricos dentro del dominio de las cuencas de talud medio (Figura 2.5). En el sector del talud superior, también fallas activas son reconocidas, que inclinan hacia el este, con rechazos acumulados, que inclusive llegan a los ~2400 m (Figura 2.10), medidos con respecto al basamento acústico. Estructuras reactivadas también son comunes en este dominio, relacionadas a estructuras que inclinan hacia el este y a altos estructurales de longitud de onda <2 km (Figura 2.10), que estarían controlando la morfología del talud superior (Figura 2.10). El marcado arreglo extensional que inclina hacia el continente pareciera persistir hacia el talud medio, al cual se sobreimpone la estructuras que inclinan hacia el oeste en este dominio, conformando complejo arreglos estructurales de difícil interpretación.

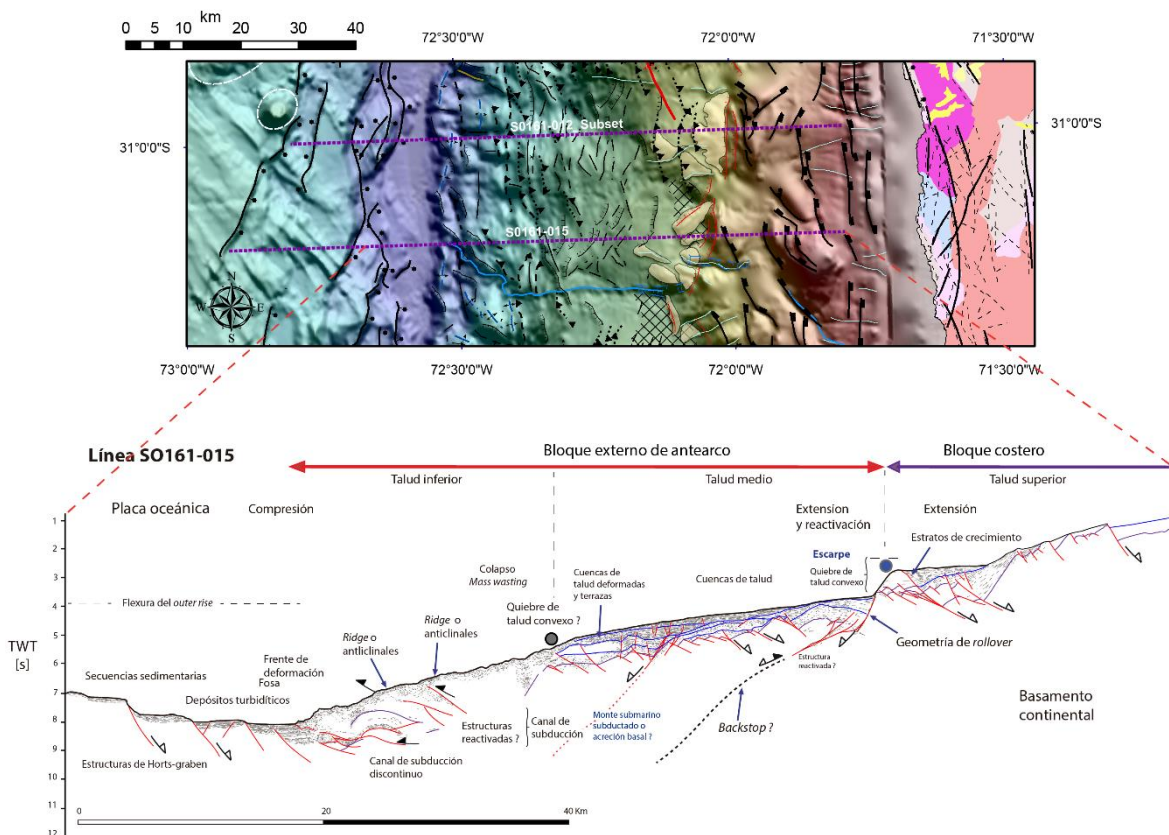


Figura 2. 7. Interpretación estructural de la sección SO161-015 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.

Aquellas cuencas de talud que conforman planos en la batimetrías, cubren área de ~200-500 km². En su flanco oriental, además de los escarpes, *slumping*, remociones y abanicos submarinos y extensos *gullies* en la cara del escarpe pueden ser observados. Un importante desarrollo de geometrías en abanicos pueden ser observados a lo largo del área de estudio, destacando el sector norte (Figura 2.5, área B), que probablemente incluya una serie de flujos de remociones o detritos

originados en el límite talud medio-superior y en la región de los *gullies*. Probablemente, los flujos más reciente fueron transportados hacia el N-NO, alcanzando extensiones de ~13 km (desde el talud medio-superior). La fuente de estos flujos son los escarpes del talud medio-superior con rechazos de 2 km, y con ángulos de ~80°. En este sector se pueden apreciar múltiples lóbulos que sugieren múltiples eventos de ruptura de este límite o asociados a eventos profundos. En las secciones 2D (Figura 2.10), se han interpretado un número no menor de flujos de depósitos de características de reflectancia sísmica; caótica y libre, interdigitados con secuencias de reflectores continuos, provenientes desde el límite talud medio-superior y probablemente del quiebre de plataforma.

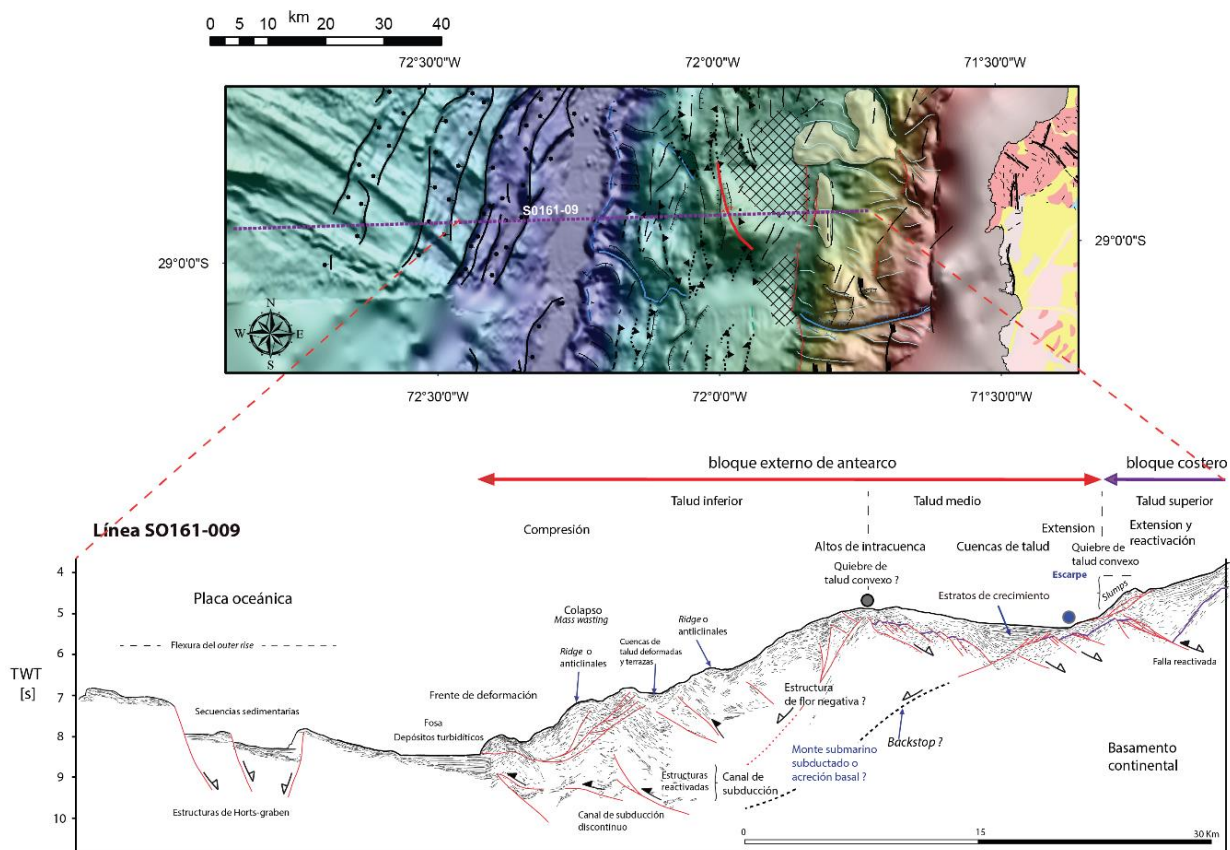


Figura 2. 8. Interpretación estructural de la sección SO161-009 e interpretación morfo-estructural de esta. Ver anexo mapa para mayor detalle como también datos de reflexión sísmica.

2.5 Discusión

2.5.1 Efecto de la dorsal de Juan Fernández sobre los rasgos de primer orden en la región y la estructura profunda

El paso de la dorsal de Juan Fernández tendría un efecto mayor en la configuración del margen Chileno (Yáñez et al., 2002, 2001) como también en las características sedimentarias y tectónicas

de las unidades neógenas, marinas y continentales (Formación Coquimbo; Le Roux et al., 2006), que se exhiben en la inmediata región continental (~30°S). En la región costa afuera marcados rasgos asociados a la dorsal de Juan Fernández ocurren; el *ridge* de Punta Salinas, donde actualmente estaría subduciendo la dorsal, y la indentación (*reentrant*) de Papudo (von Huene et al., 1997). La indentación de Papudo incluye una serie de estructuras de rumbo variable, y es bordeada por un alto de intracuenca y por el *ridge* de Punta Salinas (Figuras 2.5 y 2.6). Este último correspondería a un bloque de basamento de 10.7 Ma (Yáñez et al., 2001), el cual separa una región más inclinada y con poco desarrollo de geometrías contraccionales en comparación al sur del *ridge* de Punta Salinas, en el dominio de la cuenca de Valparaíso (Laurson et al., 2002). Al sur del *ridge* de Punta Salinas, en la cuenca de Valparaíso, una serie de clinoformas pleistocenas (?) que migran hacia el continente se observan en las secciones 2D, producto probablemente del alzamiento producido por el *ridge*. Estas observaciones, al igual que los estudios anteriores (von Huene et al., 1997), sugieren que esta indentación (*reentrant*) es el resultado del paso y la subducción de la dorsal de Juan Fernández, y esta habría producido una estructuración mayor al menos al sur del área de estudio, en el dominio del bloque externo de antearco. Dada la magnitud de la dorsal es de esperar que la indentación (*reentrant*) tenga una geometría más marcada, sin embargo esto puede depender de la geometría del alto batimétrico que subduce (e.g., Pedley et al., 2010b), además la alta tasa de convergencia y el escaso aporte sedimentario promueven la erosión frontal y basal, obliterando cualquier rasgo que haya dejado la dorsal, en los dominios del bloque externo.

Estudios recientes (Contreras-Reyes et al., 2015, 2014) sobre la estructura de la zona de subducción en la región de estudio, muestran una fuerte segmentación dentro de las propiedades físicas internas de la cuña continental (Figura 2.9), cuya estructura se asemejaría a la estructura de un paleo arco magmático. Esta segmentación separa la cuña continental en la región marina, en dos dominios: el bloque externo de antearco y el bloque costero, y el límite entre ellos, corresponden a un fuerte gradiente de velocidad que coincide con importantes cambios en la morfología del fondo marino (Figura 2.9) ligados a los escarpes tectónicos de consideración (>1 km de rechazo). El límite tectónico entre los bloques externo (complejos de prismas de acreción) y costero (basamento continental) contacto, corresponde a un límite estructural, morfológico, litológico y magnético conocido como *backstop* (e.g., Contreras-Reyes et al., 2014; Flueh et al., 1998; Ranero et al., 2006), y representa a estas latitudes a un prominente sistema de falla (Figura 2.11). Los escarpes y altos de intracuenca, se disponen en *echelon* a lo largo del área de estudio, y su posición estaría controlado por la posición del *backstop* (Figura 2.11). Este último, en la parte sur del área de estudio, se acerca hacia el continente, en una relación y geometría poco clara con respecto a la geometría de la indentación (*reentrant*) de Papudo y del *ridge* de Punta Salinas. Es más, en torno al eje del *ridge* de Punta Salina, no se observa un arqueamiento de los escarpes que representan la posible traza del *backstop*, sino más bien se disponen oblicuos con respecto al eje del *ridge*. Un escenario posible es que los efectos erosivos de la subducción de la dorsal de Juan Fernández, cause el retroceso de la posición del *backstop* como también la generación de rasgos oblicuos al margen y acortamiento localizado (e.g., Nakanishi et al., 2002; Pedley et al., 2010), sin embargo a lo largo del margen, el *backstop* presenta rumbo variables y en algunos casos orientaciones similares a lineamientos en el basamento de la cordillera de la Costa, que a la latitud de la cuenca de Valparaíso se disponen en una orientación ~NO (Figuras 2.2 y 2.11).

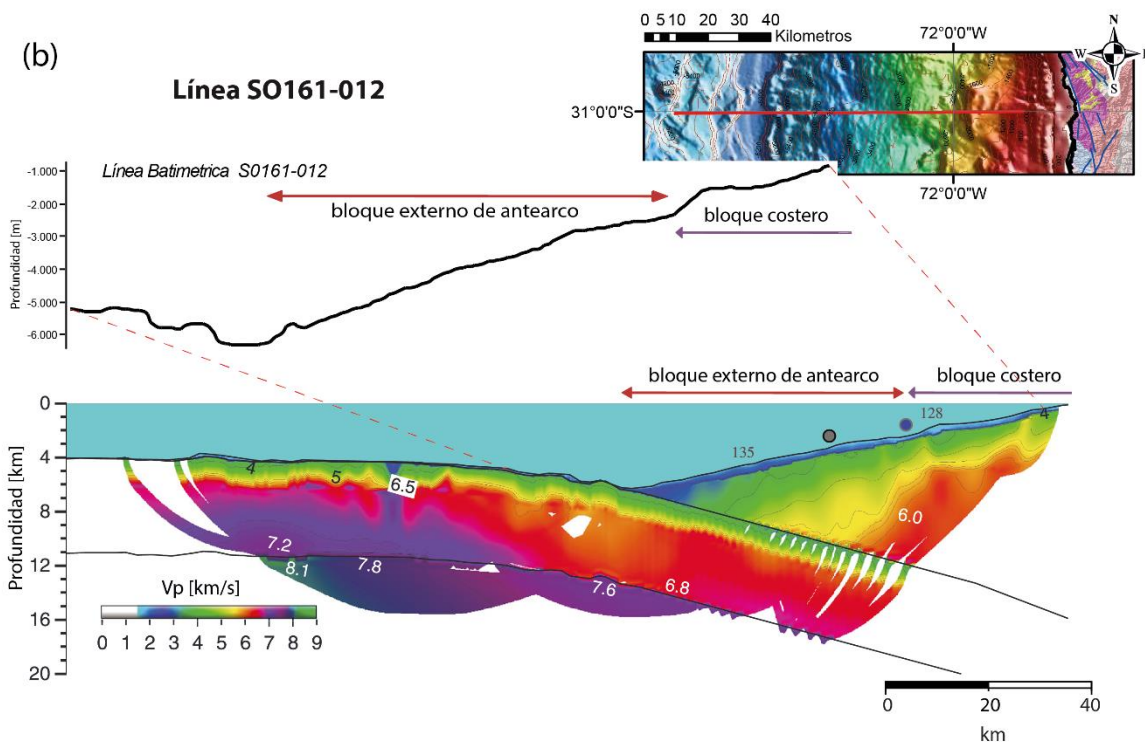
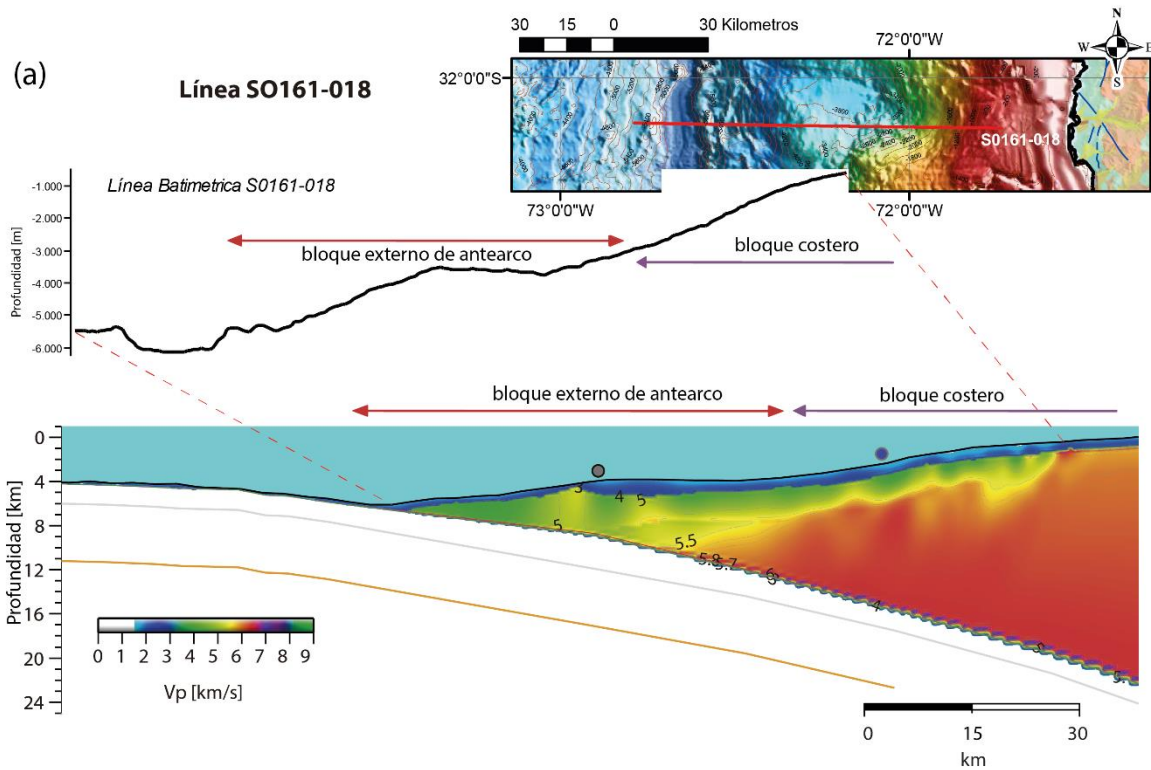


Figura 2. 9. Modelos de velocidad y profundidad disponibles de la región. Modificado de Contreras-Reyes et al., (2015, 2014). Ver ubicación en Figura 2.3.

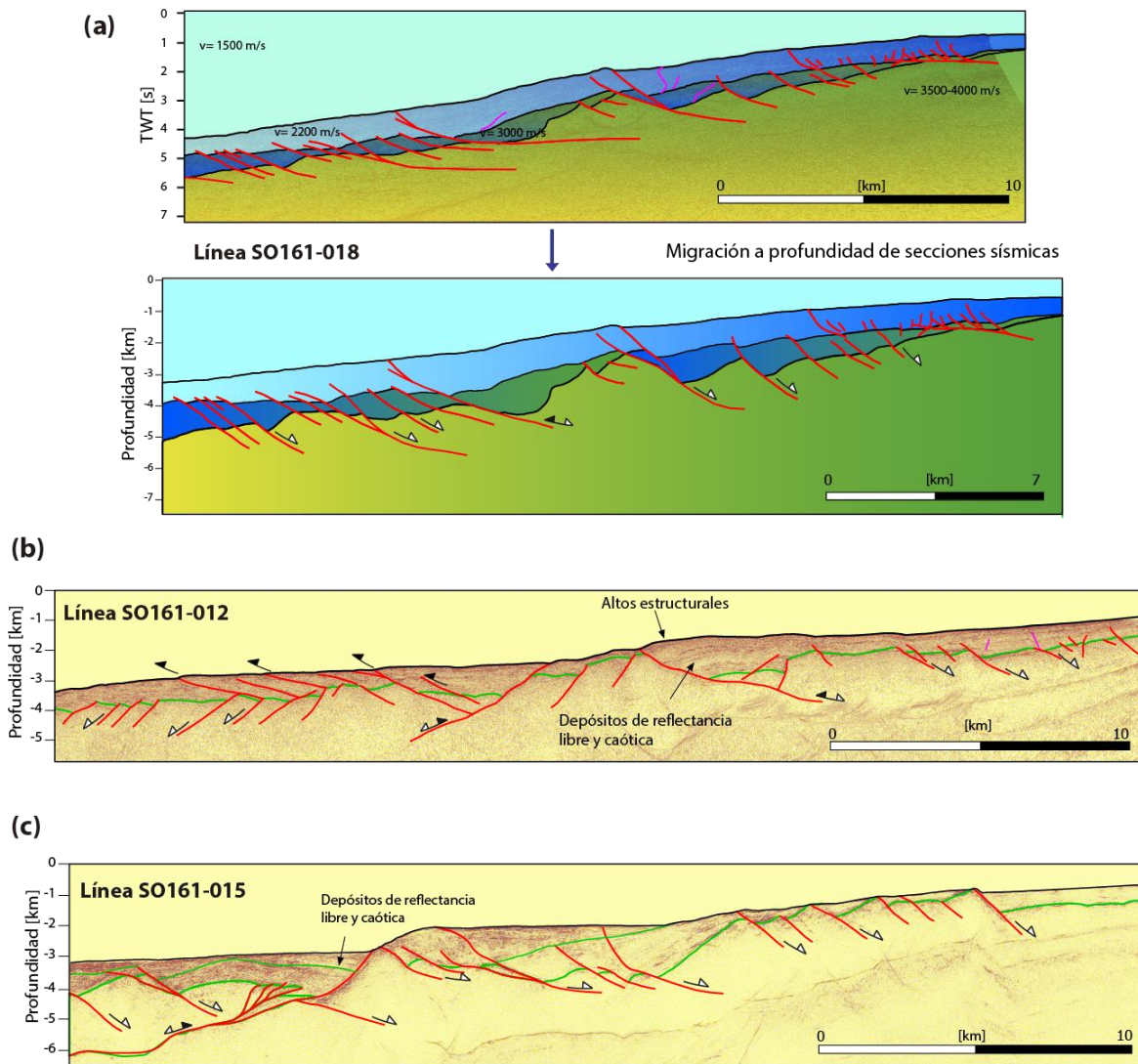


Figura 2. 10. Migración a profundidad de parte de las secciones. En esta se puede apreciar que la cuencas de subducción alcanzarían espesores en torno a los ~1000-1800 m. Depósitos de características sísmicas caóticas y libre, interdigitados con secuencias de reflectores continuos, han sido interpretados como flujos o remociones submarinas. Ver texto para discusión.

Si bien el paso de la dorsal de Juan Fernández generarían una serie de rasgos morfológico y estructurales (ridges e indentaciones) significativos en el margen como también el alzamiento y subsidencia (Le Roux et al., 2006) registrado en la series neógenas de la cordillera de la Costa, la estructuración de rasgos profundos y corticales, e.g., el *backstop* pueden depender de otros parámetros físicos como es la estructura inherente de la cuña continental. Otros parámetros como la sedimentación (en relación al flujo acrecionario; Brandon, 2004) controlan el desarrollo de extensos complejos acrecionarios, cuya estructura es similar al dominio de la cuenca de Valparaíso. La formación y la consecuente evolución de la cuenca de Valparaíso sería producto de la colisión y subducción de la dorsal de Juan Fernández (Laursen et al., 2002), sin embargo el efecto de barrera de la dorsal de Juan Fernández (von Huene et al., 1997), además de la subsidencia flexural (Manríquez et al., 2014) que esta genera, entraparía importantes espesores de sedimentos sugiriendo un rol más importante para la sedimentación en el desarrollo de la arquitectura estructural de la cuenca de Valparaíso.

2.5.2 Variación de los estilos y en la longitud de la deformación

El bloque externo de antearco incluye las provincias del complejo acrecionario-pie del talud y talud medio, en donde los arreglos estructurales, corresponden a estructuras contraccionales en su extremo occidental que aumentan su longitud de deformación hasta los altos de intracuenca (desde 10 a 30 km de λ) y que después gradan a fallas de colapsos y extensionales que inclinan principalmente hacia el oeste, y que aumentan su extensión en vista 2D hasta el límite talud medio-superior (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8) y manifestando la contribución de la deformación gravitacional. En el bloque costero, se presenta una mayor longitud de deformación (λ de ~50 km) y hay un cambio en el patrón estructural en cual las estructuras extensionales inclinan en su mayoría hacia el este (Ranero et al., 2006; von Huene et al., 1997).

Los altos de intracuenca disminuirán su longitud de deformación y su extensión, hacia el norte, y se acercarán cada vez más hacia la fosa (Figuras 2.5 y 2.11). Lo anterior se ejemplifica con el comportamiento a lo largo del área de estudio de los quiebres de talud (Figuras 2.4 y 2.11) que representan; los ápices de los altos de intracuenca y los escarpes mayores, en el límite del talud medio-superior. Con respecto a su distribución, mantienen una distancia similar entre ellos, que disminuye paulatinamente hacia el sur, pero su posición no se mantiene constante a lo largo de la fosa. Perturbaciones locales en esta tendencia pueden estar ligadas al control de otros parámetros o rasgos regionales, como estructuras previas o zonas de transferencias; subducción de altos batimétricos, o a variaciones espaciales y temporales de los parámetros físicos en el desarrollo de la cuña (e.g., sedimentación y erosión). En el área de estudio, perturbaciones se han encontrado en torno a un marcado cambio en el rumbo de los escarpes tectónicos y en las cuencas de subducción, como también en el el *ridge* de Punta Salinas (Figura 2.4). Por ejemplo, en la parte sur del área de estudio (a los 31°45'S; Sección 18 en Figura 2.4; Figura 2.5) el límite talud medio-superior y la cara oeste del talud superior, se exhiben una serie de flujos de detritos, proveniente probablemente del quiebre de plataformas, y *gullies* bien marcados se han observado dentro del talud medio (~31°45'S; Figuras 2.5), probablemente indicando el alzamiento localizado de esta región.

A pesar de que perturbaciones locales obstruyen la tendencia decreciente de longitud de la deformación hacia el sur y desde las cordillera del Costa hasta la fosa, esta tendencia, en que muestra rasgos morfoestructurales de primer orden en todo la extensión del área de estudio pero con un menor desarrollo, debe responder a procesos más regionales que la subducción y el paso de la dorsal de Juan Fernández como la dinámica misma de la cuña continental en una margen convergente. Es poco entendido y sabido la generación de altos intracuenca, complejos acreccionarios de extensión cercana a los 30 km (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8) y que persisten en el rumbo, y significativas cuencas de talud, en un margen erosivo dando la posibilidad de que este segmento no responde a los clásicos modelos erosivos sino más bien a la estructura de un margen acrecionario sujeto a los procesos de erosión. Estudios recientes (Maksymowicz, 2015) discuten sobre la clásica segmentación del margen, según el sentido de (Clift and Vannucchi, 2004) y sugieren un nueva clasificación del margen Chileno en base a los parámetros físicos y geométricos del margen.

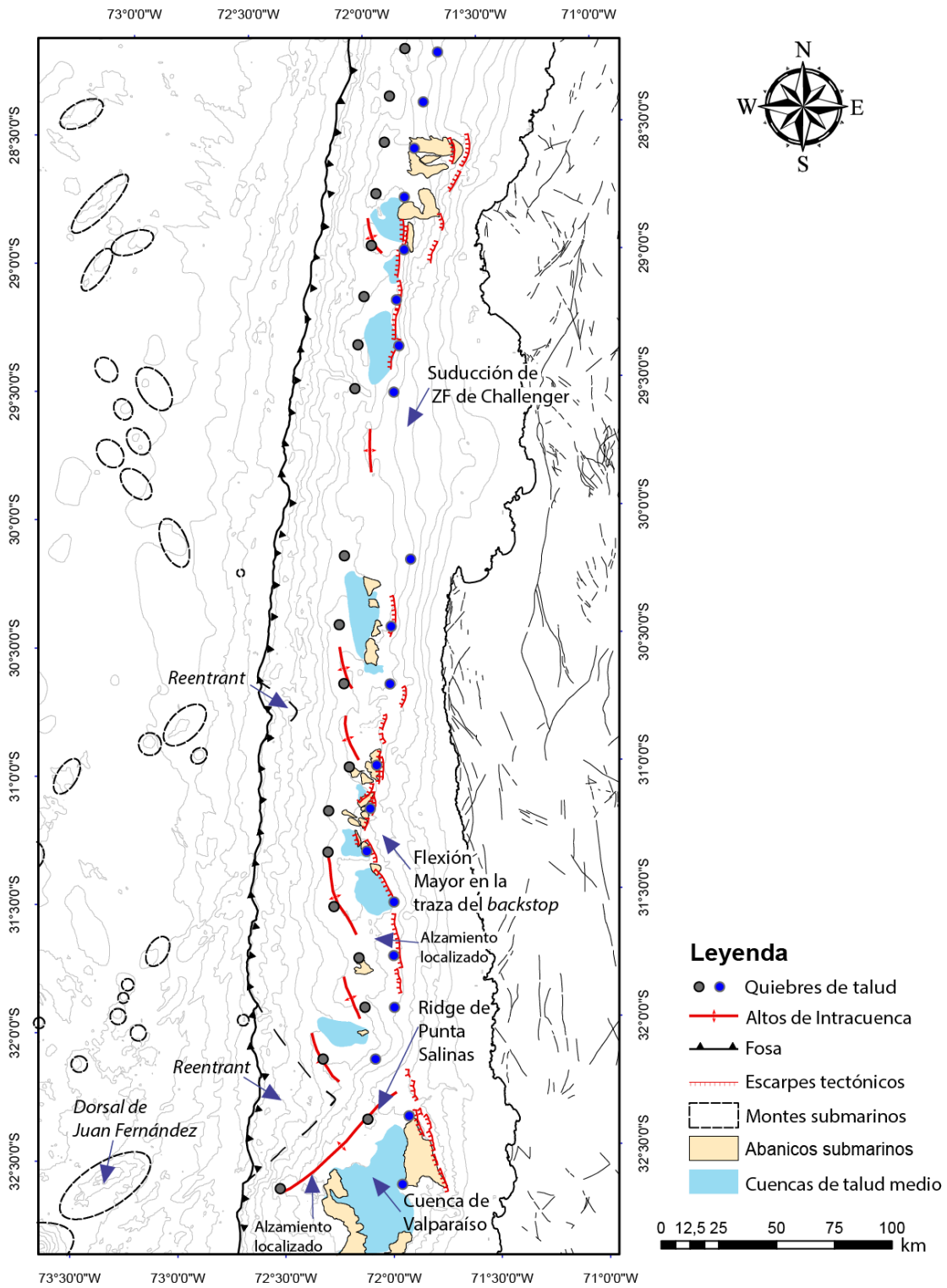


Figura 2. 11. Resumen de los rasgos más importantes en la región. Estructuras de la cordillera de la Costa según (Sernageomin, 2003)). Ver texto para discusión.

En fin los rasgos morfoestructurales de la región responden a la dinámica de una cuña continental en margen convergente cuya longitud de la deformación se ve acentuada por la subducción de la dorsal y disminuida por los efectos de la tectónica erosiva. Esta última en relación a erosión basal de los sistema extensionales de la placa de Nazca.

A juzgar por los estilos estructurales y por la cinemática de las secuencias en la parte superior de la cuña, y la aparente proyección hacia debajo de los escarpes tectónicos que probablemente alcanza el canal de subducción (Figuras 2.7 y 2.8), episodios de comprensión y extensión serían sincrónicos en el bloque externo de antearco. Además, las estructuras regionales: altos y escarpes, estarían genéticamente relacionados y no responden únicamente, a los procesos ligados a la zona de subducción, debido a su variable posición a lo largo del margen. Esta última dependería de la geometría del *backstop*, la cual está fuertemente condicionada por la estructura interna de la cuña continental (Contreras-Reyes et al., 2015, 2014). Esta estructura, presenta una actividad reciente a juzgar por los mecanismos focales contraccionales y abanicos submarinos como también interpretadas remociones submarinas, alineadas en torno a este límite. Además, un complejo estilo de deformación ha sido observado en torno a esta estructura. El fallamiento inverso y activo que se observa en el talud superior, no está claramente asociado, ya sea a deformación gravitacional por la alta pendiente de este sector o deformación relacionada al acoplamiento de la zona de subducción.

En el complejo acrecionario-pie del talud, la formación de los colapsos y los *ridges* acreccionarios serían procesos sincrónicos, y estos últimos están fuertemente controlados por los arreglos estructurales de la placa de Nazca. A pesar que lo anterior es sugerido por las secciones 2D, no se observan alguna relación en planta entre los *ridges* del complejo acrecionario-pie del talud y la orientación de los sistemas extensionales en la placa de Nazca. Además, en este dominio pareciera a ver una dependencia entre los estructuras contraccionales y los colapsos (Figura 2.8), sugiriendo que parte del acortamiento en la región puede ser inducido también por colapsos gravitacionales. En relación a la erosión basal, los arreglos estructurales de la placa de Nazca corresponderían a importantes agentes en la reducción del relieve del fondo marino.

Las depresiones que conforman las cuencas de talud medio y superior, se ubican en un complejo contexto estructural, en donde estructuras compresivas y estructuras de colapsos y/o extensionales serían sincrónicas, con el desarrollo significativo en algunos sectores de secuencias sin-cinemáticas. Nuestras observaciones estructurales sugieren que el acortamiento en la cuña de antearco es particionado entre la región del talud medio-superior (borde oriental de las cuencas de talud); talud medio-inferior (altos de intracuenca); y el complejo acrecionario. La mayoría de la convergencia regional debiese ocurrir entre el complejo acrecionario y el talud medio, donde se observan los rasgos compresivos de mayor desarrollo.

2.6 Conclusión

El área de interés incluye la parte externa y marina del segmento Pampeano, área en que los estilos estructurales se contextualizan dentro de la tectónica erosiva y de la zona de pos-colisión de la dorsal de Juan Fernández y sin-colisión de la zona de fractura de Challenger. A pesar de que en el área de estudio, la presencia de múltiples montes submarinos en la placa de Nazca, y las evidencias que pueden relacionar a la erosión tectónica en el margen (colapsos gravitacionales, *slumping*, etc.), la evolución del margen no solo estaría controlada por el impacto de montes submarinos y los

procesos de un margen erosivo, sino probablemente por la estructura inherente de la cuña continental, asociado al tectonismo que registra la cordillera de la Costa.

En el bloque externo de antearco (desde el complejo acrecionario hasta el talud medio) incluye rasgos morfoestructurales (complejo acrecionario, altos de Intracuenca, cuencas de subducción y escarpes de fallas) que están genéticamente relacionados entre sí, y muestran que la longitud de la deformación exhibe una tendencia a lo largo del área de estudio y en cortes transversales; esta disminuye hacia el hacia la fosa y aparentemente de sur a norte. Considerando la persistencia complejo acrecionario en el rumbo, altos de intracuenca y extensas cuencas de talud en un margen erosivo, similar a la estructuración de un margen acrecionario, existe la posibilidad de que este segmento no responde a los clásicos modelos erosivos. Proponemos que los rasgos morfoestructurales de la región responden la dinámica a una cuña continental similar a la de un margen convergente acrecionario, cuya longitud de la deformación se ve disminuida por los efectos de la tectónica erosiva. Esta última en relación a erosión basal de los sistema extensionales de la placa de Nazca que resultan en una serie de estructuras de colapsos y fallas extensionales. La asimetría estructural en planta observada en la región y la variación en el rumbo de traza del *backstop* es probablemente controlada por la estructura inherente de la cuña continental, a parte de los efectos del paso de la dorsal de Juan Fernández y zona de fractura de Challenger.

Agradecimientos

Este estudio fue realizado en el laboratorio de tectónica y paleomagnetismo y es parte de una tesis de doctorado “Estructural y control estructural inherente de la Región de Subducción y de la Cordillera de la Costa entre los 29° a 33°S”, que fue financiada por becas de doctorado de CONICYT. Agradecemos a Christian Reichert y Juan Díaz-Naveas por proveernos de los datos sísmicos y batimétricos. También a la compañía *Midland Valley* y *OpendTect* por facilitar licencias de los programas *MOVE* y *OpendTect*, para realizar este estudio.

2.7 Bibliografía

- Adam, J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321, 297–325. doi:10.1016/S0040-1951(00)00074-3
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. El Oroclino del Maipo: Un rasgo estructural de primer orden en la evolución geodinámica Mioceno a Reciente en los Andes de Chile central. *Andean Geol.* 40, 419–437. doi:10.5027/andgeoV40n3-a02
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C., 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics* 592, 53–66. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.012
- Brandon, M.T., 2004. THE CASCADIA SUBDUCTION WEDGE: THE ROLE OF ACCRETION, UPLIFT, AND EROSION, in: van der Pluijm, B.A., Marshak, S. (Eds.), *Earth Structure, An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. WCB/McGraw Hill Press, pp. 566–574.
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* 97, 17503. doi:10.1029/92JB00493
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2003. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geol. Chile*.

- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones : Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.* 42. doi:10.1029/2003RG000127
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., 2014. *Geophysical Research Letters* 1–7. doi:10.1002/2013GL058729.Received
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. a., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., Arriagada, C., 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* 203, 776–791. doi:10.1093/gji/ggv309
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J., Von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics* 293, 207–224. doi:10.1016/S0040-1951(98)00086-9
- Flueh, E.R., Kopp, H., 2002. SPOC (SONNE Cruise SO-161 Leg 1 and 4), Subduction Processes off Chile, Geomar Rep. 102, Geomar, Kiel, Germany.
- Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., Hojka, a., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Dañobeitia, J.J., Zelt, C., 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile. *Tectonophysics* 288, 251–263. doi:10.1016/S0040-1951(97)00299-0
- González, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, in: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circum-Pac. Counc. for Energy and Miner. Resour, Houston, Tex, pp. 383–404.
- Heinze, B., 2003. Active Intraplate Faulting in the Forearc of North Central Chile.
- Huene, V., Weinrebe, W., Heeren, F., 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *J. Geodyn.* 27, 345–358. doi:10.1016/S0264-3707(98)00002-7
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bull.* 94, 341–361. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2
- Khazaradze, G., and Klotz, J., 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *J. Geophys. Res.* 108, 1–15. doi:10.1029/2002JB001879
- Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Subduction Erosion – the ” Normal ” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin ? *The Andes* 217–236.

- Laursen, J., Scholl, D.W., von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics* 21, 2-1-2–27. doi:10.1029/2001TC901023
- Le Roux, J.P., Achurra, L., Henríquez, Á., Carreño, C., Rivera, H., Suárez, M.E., Ishman, S.E., Pyenson, N.D., Gutstein, C.S., 2016. Oroclinal bending of the Juan Fernández Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north-central Chile. *Sediment. Geol.* 333, 32–49. doi:10.1016/j.sedgeo.2015.12.003
- Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sediment. Geol.* 184, 133–153. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.023
- Maksymowicz, A., 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.007
- Maksymowicz, A., Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., 2012. Structure and geodynamics of the post-collision zone between the Nazca–Antarctic spreading center and South America, *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2012.06.023
- Manríquez, P., Contreras-Reyes, E., Osses, A., 2014. Lithospheric 3-D flexure modelling of the oceanic plate seaward of the trench using variable elastic thickness. *Geophys. J. Int.* 196, 681–693.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J.O., Kaneda, Y., 2002. Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai trough seismogenic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 255–263. doi:10.1016/S0012-821X(02)00866-X
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System — Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models BT - The Andes: Active Subduction Orogeny, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), . Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg , pp. 3–27. doi:10.1007/978-3-540-48684-8_1
- Pedley, K.L., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., Lewis, K.B., 2010. Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. *Mar. Geol.* 270, 119–138. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2009.11.006
- Pilger, R.H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, 448–456. doi:10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 252, 15–35. doi:10.1144/GSL.SP.2005.252.01.02
- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W., Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Andes. Act. Subduction Orogeny* 91–121. doi:10.1007/978-3-540-48684-

- Reichert, C., Schreckenberger, B., the SPOC Team, 2002. Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor chile-BMBF- Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohstoffe. Bundesanst, H.
- Rutland, R.W.R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature* 233, 252–255.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K.-J., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. pp. 121–139.
- Sernageomin, 2003. Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000.
- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.* 78, 5033–5061. doi:10.1029/JB078i023p05033
- Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara, H., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 12035–12059. doi:10.1029/96JB02581
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Sellanes, J., Pantoja, S., Rabbel, W., Thorwart, M., Reichert, C., Block, M., Weinrebe, W.R., 2014. Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern Central Chile (33°S-43°S). *Int. J. Earth Sci.* 1–23. doi:10.1007/s00531-012-0795-y
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W., 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics* 16, 474. doi:10.1029/96TC03703
- von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.* 108, 2079. doi:10.1029/2001JB001569
- Wells, R.E., Blakely, R.J., 2003. Correction to “Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?” *J. Geophys. Res.* 108. doi:10.1029/2003JB002880
- Yáñez, G. a., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.* 106, 6325. doi:10.1029/2000JB900337
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 23–38. doi:10.1016/S0895-9811(02)00004-4

CAPÍTULO 3: DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL Y CONTROL ESTRUCTURAL INHERENTE EN MORFOLOGÍA DEL TALUD EN LA REGIÓN DE SUBDUCCIÓN, NORTE Y CENTRO DE CHILE (~29-33°S)

Resumen

Las zonas de subducción proveen una visión directa sobre la deformación que ocurre en el límite de placas y mediante el estudio de estas áreas se pueden comprender mejor los procesos tectónicos y sus variaciones en el tiempo. En este estudio, investigamos la estructura del sistema de subducción en la región costa afuera del segmento de subducción plana “Pampeano” (~29-33°S) en el margen chileno, mediante datos sísmicos y batimétricos, y relacionamos y analizamos los estilos estructurales de la región costa afuera y de superficie. Cubriendo el basamento acústico continental dos secuencias sísmicas sin-extensionales fueron reconocidos y correlacionadas con las unidades geológicas en tierra y con las secuencias sísmicas de la cuenca de Valparaíso: (SII) del Plioceno-Pleistoceno y (SI) Mioceno Plioceno (Cretácico superior (?) al Mioceno-Plioceno) secuencias sin-extensionales. Estas secuencias son separadas por una discordancia angular y regional (discordancia de Valparaíso). Datos de reflexión sísmica revelan que el sistema extensional (EI) bien reconocido en el talud superior, cuyas estructuras inclinan en su mayoría hacia el este se puede prolongar hasta el talud medio y controla la acumulación de las secuencias sísmicas más antiguas (SI). El sistema extensional (EII) que inclina hacia el oeste, se limita esencialmente el talud medio. Aquí, EII corta el sistema extensional EI, preferentemente paralela a la inclinación de las secuencias de SI, y controla a una serie de cuencas del talud medio rellenas por las secuencias sísmicas del Plioceno-Pleistoceno (SII). En la talud superior y en el borde occidental de la cordillera de la Costa, las secuencia de SII se controla por fallas de extensionales que inclinan hacia el este (EII), y que son la reactivación local de las fallas extensionales más antiguas (EI). El límite tectónico entre el talud medio (parte más oriental del bloque externo de antearco) y superior (parte más occidental del bloque costero) es un prominente sistema de escarpes (con rechazos de ~1 km) que denotan un importante sistema de fallas extensionales. Este prominente rasgo estructural se puede a lo largo del margen erosivo chileno, así como los dos sistemas extensionales (EI y EII). Evidencia de *slumping*, cabalgamiento, reactivación de fallas y depósitos de remociones, fueron reconocidos en el dominio de talud y restringidos localmente en algunas fallas que inclinan hacia el este. Estos rasgos podrían estar relacionados con los efectos gravitatorios debido a la deformación co-sísmica. La inclinación regional de las secuencias pre-Plioceno favorece el colapso gravitacional del bloque externo de antearco. Proponemos que la configuración estructural de la zona de estudio es predominantemente controlada por la erosión tectónica, así como el levantamiento de la cordillera de la Costa, que es parcialmente controlado por la arquitectura pre-Pliocena.

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

CAPÍTULO 4: MODELO CINEMÁTICO Y CONTROL DEL *BACKSTOP* SOBRE LA DEFORMACIÓN DE LARGO Y CORTO PLAZO, EN EL SEGMENTO SISMO-TECTÓNICO DE ILLAPEL

Resumen

La región costa afuera del segmento Pampeño incluye una cuña continental tectónicamente segmentada en un bloque costero alzado y un bloque deprimido externo de antearco. El límite de estos bloques es un rasgo estructural de primer orden en la región costa fuera y continuo a lo largo del margen erosivo de Chile; una serie de escarpes de fallas (~1-2 km de rechazos), activos, que controlan la ocurrencia de extensas cuencas marinas de subducción. Estas últimas registrarían la compleja interacción entre una cuña continental con rasgos andinos y pre-andinos, y los procesos erosivos de la zona de subducción, los cuales fueron realizados por la colisión y subducción de mayores rasgos batimétricos; la Dorsal de Juan Fernández y la Zona de Fractura de *Challenger*. En la región costa afuera del segmento Pampeño, entre los 32°-30°S, aconteció un sismo de subducción de magnitud 8,4 (Mw, Illapel, 16 de Septiembre, 2015), cuyo epicentro se encuentra dentro del dominio del bloque costero y cuya superficie de ruptura se encuentra limitada por el límite tectónico (*backstop*) entre el bloque costero y el bloque externo de antearco. Los *aftershocks* se agrupan en gran porcentaje bajo el bloque costero y escasamente en el bloque externo de antearco, y en este último dominio, particularmente bajo altos batimétricos y en menor medida en zonas batimétricas deprimidas. Los bajos batimétricos corresponden a cuencas de talud medio, con un espesor sedimentarios del orden de 1800-2000 m de espesor, y que son estructuralmente controladas por un sistema de fallas extensionales. Este sistema estructural coincide con el *backstop* y cuya proyección hacia abajo, bajo los altos de intracuenca, interceptaría el canal de subducción o *detachment*, sugiriendo una estrecha relación entre la formación de estructuras contraccionales, en la parte occidental o externa del bloque externo de antearco, y la deformación extensional, en la parte oriental o interna del bloque externo de antearco. Nuestra hipótesis trata sobre un modelo estructural que permita ligar la deformación permanente y de corto plazo, en base a un comportamiento bimodal sincrónico del canal de subducción durante alguna fase del ciclo sísmico (intersísmico o cosísmico-pos-sísmico). Este modelo puede ser aplicado a lo largo del margen erosivo, e inclusive en el margen acrecionario se han observado rasgos similares; fallas extensionales corticales de características similares (~1-2 km de rechazo).

4.1 Introducción

Los Andes es un cinturón orogénico formado en un margen convergente de subducción que persiste por más de ~7200 km al igual que la zona de subducción del Pacífico oeste, y corresponde a un laboratorio natural único en el mundo para entender la relación entre los procesos de subducción y formación de Cordillera. La región de acoplamiento en el antearco externo de los Andes, es considerada un área clave para entender los procesos ligados a la tectónica de subducción, acoplamiento y dinámica de la cuña continental (e.g., Clift y Vannucchi, 2004; Maksymowicz, 2015; Melnick y Echtler, 2006). Los Andes son segmentados, latitudinalmente por varias provincias morfoestructurales (Andes del Norte, Centrales, y Patagónicos) y dentro de esta provincias, destacan segmentos separados por flexiones mayores (oroclinos) en el margen. Para el caso del margen Chileno (al sur del Oroclino Boliviano, Andes Centrales), estos segmentos locales a la escala andina, coinciden en un primer orden con segmentos sismotectónicos, que serían limitados por la subducción de importantes rasgos batimétricos de la placa de Nazca (e.g., montes submarinos y zonas de fracturas) (e.g., Contreras-Reyes y Carrizo, 2011).

Los Andes continentales, longitudinalmente, se separan en distintas unidades morfoestructurales limitadas por sistemas tectónicos (Sistema de Falla de Atacama, Sistema de Falla de Domeyko, Sistema de Falla de San Ramon, etc.), al igual que la región costa afuera que incluye el bloque externo de antearco y bloque costero (Contreras-Reyes et al., 2014). El límite natural entre los bloques marinos (externo y costero) corresponde a una serie de escarpes, que serán la repuesta superficial de un importante sistema estructural (e.g., Becerra et al., 2016; Contreras-Reyes et al., 2014), activo en la región, y que se hospedan sobre zonas que concentran importantes desplazamiento cosísmico. Según Wells (2003), las cuencas profundas marinas de talud serían indicadores de liberación de momento sísmico en el plazo largo (*long-term*), sugiriendo la posibilidad que los rasgos batimétricos de primer orden en la región costa afuera, estarían relacionados a procesos profundos de subducción. Además, rasgos de primer orden en la región (altos de Intracuenca y escarpes de falla) parecieran estar genéticamente relacionados (Capítulo 2). Lo anterior puede ser sustentado a través de la proyección en profundidad del importante sistema extensional, la cual podría ser continuada hasta el canal de subducción, como lo sugieren: las interpretaciones de las secciones sísmicas de reflexión y tomografías sísmicas (e.g., Becerra et al., 2016; Contreras-Reyes et al., 2014); sismicidad cortical (Contreras-Reyes et al., 2015); y el fuerte contraste en los modelos tomográficos de velocidad observados inmediatamente bajo este sistema de falla (Contreras-Reyes et al., 2014). Como sea, la región costa afuera es un lugar de clave para entender la relación o la interdependencia de la sismicidad (plazo corto) y las estructuras de primer orden o los estilos estructurales que conforman la cuña continental marina (plazo largo).

El objetivo de este trabajo es establecer el control geológico sobre la deformación de plazo corto, a través de la correlación entre los datos de sismicidad (co/pos-sísmico) y modelos de desplazamiento co-sísmico, con el mapeo e interpretación de datos batimétricos (Reichert et al., 2002), gravimétricos (Sandwell y Smith, 1997) y datos de reflexión y refracción sísmica (Reichert et al., 2002; Contreras-Reyes et al., 2014). El área de estudio se hospeda en el segmento erosivo

del norte de Chile y el sector costa afuera del segmento Pampeano, específicamente, en el segmento sismotectónico de Illapel, cuyo último gran terremoto de subducción ($M_w=8,4$) aconteció el pasado 16 de Septiembre del 2015 (e.g., Lange et al., 2016a; Ruiz et al., 2016). Nuestros resultados permiten mejorar el entendimiento de la relación entre la deformación de corto y largo plazo, y la interdependencia entre rasgos estructuras regionales costa afuera y los procesos de ruptura.

4.2 Marco Geológico

El margen del norte de Chile ha sido ampliamente reconocido como un margen erosivo (e.g., Kukowski y Oncken, 2006; Clift y Vannucchi, 2004; von Huene y Ranero, 2003; Rutland, 1971), el cual se caracteriza por un diminuto prisma de acreción, por un segmentado morfológicamente empinado talud continental y una ausente o reducida plataforma. Estos rasgos son producto de la erosión frontal y basal, dentro del contexto de la tectónica erosiva, que causaría en un plazo largo, el adelgazamiento de la placa sobreyacente y una subsidencia generalizada (e.g., von Huene & Ranero, 2003). La subducción por erosión en el norte de Chile, habría dominado desde el Jurásico, como lo indica la migración del arco magmático hacia el este (Kukowski y Oncken, 2006).

Costa afuera del segmento Pampeano ($27-33^\circ\text{S}$), la configuración actual de la región marina de antearco, resultado de una compleja evolución entre una cuña continental con marcados rasgos Andinos afectada por los procesos erosivos, los cuales fueron realizados por la colisión y subducción de importantes rasgos batimétricos (La dorsal de Juan Fernández y la zona de Fractura de Challenger) (e.g., von Huene et al., 1997). En esta región costa afuera del margen Chileno, se sitúa el área de estudio, latitudinalmente entre la bahía de Tongoy y el Ridge de Punta Salinas, y longitudinalmente se extendería entre la línea de costa y el actual frente de deformación (Figura 4.1). Aquí, la placa de Nazca ($\sim 38-48$ Ma) subducta bajo la placa sudamericana a una tasa de $\sim 6,6$ mm/yr en una dirección de $\sim N78^\circ E$ (Figura 4.1) (DeMets et al., 1994; Khazaradze, G., and Klotz, 2003).

Dentro de la región de estudio, en la placa continental, los rasgos de mayor orden se distribuyen, en dirección N-NO, NO y N-NE (Figura 4.1), y corresponden a una serie de *ridges* o altos de Intracuenca, cuencas de subducción o de talud y una serie de escarpes cóncavos hacia el oeste y discontinuos (Capítulo 2) (Figura 4.2). Estos últimos se ubican en el límite entre el talud medio y superior, y su expresión en la batimetría y los datos de reflexión sísmica (Figuras 4.1 y 4.3) corresponde a un importante sistema de falla esencialmente extensional (Figura 4.3) (e.g., Becerra et al., 2016; Contreras-Reyes et al., 2014; Ranero et al., 2006), que no mantiene una distancia constante con respecto a la fosa. Este sistema extensional corresponden a las fallas de borde que controlan la distribución y acumulación de las cuencas de talud medio (Figuras 4.1, 4.2 y 4.3) (e.g., Becerra et al., 2016), que presentan espesores superiores a los 2000 m medidos hasta el basamento acústico, y marca un cambio estructural en el patrón de fallamiento en el talud continental; un sistema extensional que inclina esencialmente hacia el este, en el alzado talud superior, y un sistema extensional que inclina esencialmente hacia el oeste en el deprimido talud medio (Figura 4.3) (e.g.,

Ranero et al., 2006). El sistema extensional que inclina hacia el oeste, estaría relacionado a colapsos gravitacionales que estarían fuertemente controlados por la estructura inherente pre-Pliocena de la cuña continental (Becerra et al., 2016). En el alzado talud superior, los sistemas extensionales presentan características similares a los estilos estructurales documentados en el dominio de la cordillera de la Costa (e.g., Cuenca de Limarí-Tongoy) (Figura 4.3) (Becerra et al., 2016).

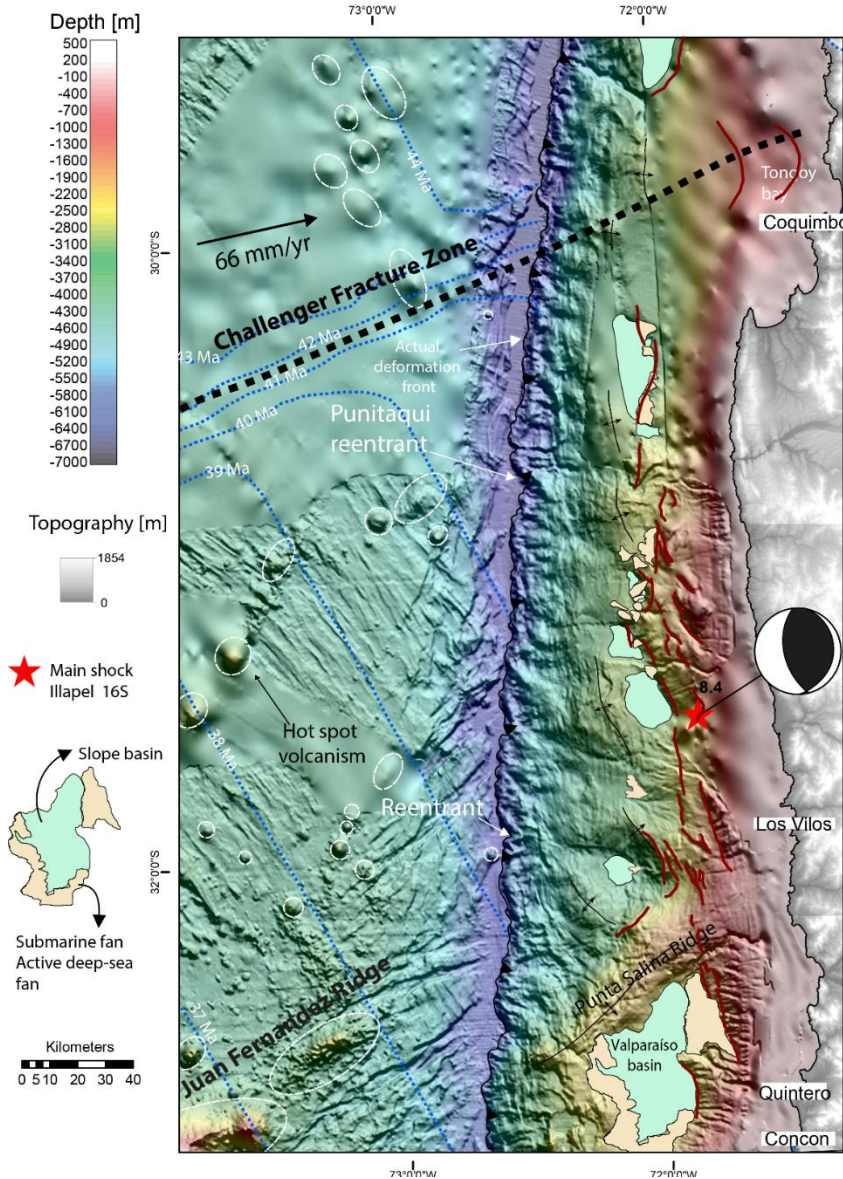


Figura 4. 1. Mapa batimétrico (Reichert et al., 2002) y topográfico (SRTM), en el cual se muestran algunas de las características de primer orden de la zona de subducción o del segmento sismotectónico de Illapel y sus alrededores: Ridge de Juan Fernández; zona de fractura de Challenger (líneas negras punteadas gruesas); altos batimétricos en la placa de Nazca (Elipses segmentadas de color blanco); Abanicos submarinos activos y cuencas de talud. Líneas punteadas azules indican las isócronas de la placa de Nazca. Epicentro del terremoto de Illapel del 16 de Septiembre del 2015 ubicado con una estrella roja y su mecanismo focal asociado (<http://www.globalcmt.org/>).

Esta área se conoce además, como el segmento sismotectónico de Illapel cuyo último gran terremoto de subducción ($M_w = 8,4$) aconteció el pasado 16 de Septiembre del 2015 (Figuras 4.1 y 4.4), marcando el inicio del co-sísmico y de forma subsecuente el pos-sísmico. Previamente en el año 1943, este segmento se activó, por un sismo de subducción de magnitud 7,9 (M_s) (Beck et al., 1998), cuyo ruptura habría ocurrido en una posición similar al reciente del 16 S (Tilmann et al., 2016). La Bahía de Tongoy y el *ridge* de Punta Salinas, corresponden a la proyección inmediata hacia el continente de dos rasgos importante de la placa de Nazca; la zona de fractura de

Challenger y de la dorsal de Juan Fernández, respectivamente (Figura 4.1 y 4.2). Estos altos batimétricos limitan el segmento sismotectónico de Illapel (e.g., Lange et al., 2016), y al igual que zonas de fracturas, actuarían como límites latitudinales para los procesos de ruptura (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Métois et al., 2012). Para el caso del terremoto de Illapel (16S-2015) (Figura 3) la distribución de las réplicas (*aftershocks*) (Figura 4.4) al igual que para los modelos de desplazamiento co-sísmico, es limitada en el norte por continuación de la zona de fractura de Challenger, en cambio hacia el sur, la distribución de las réplicas es más compleja y pareciera estar limitados por la dorsal de Juan Fernández (e.g., Tilmann et al., 2016).

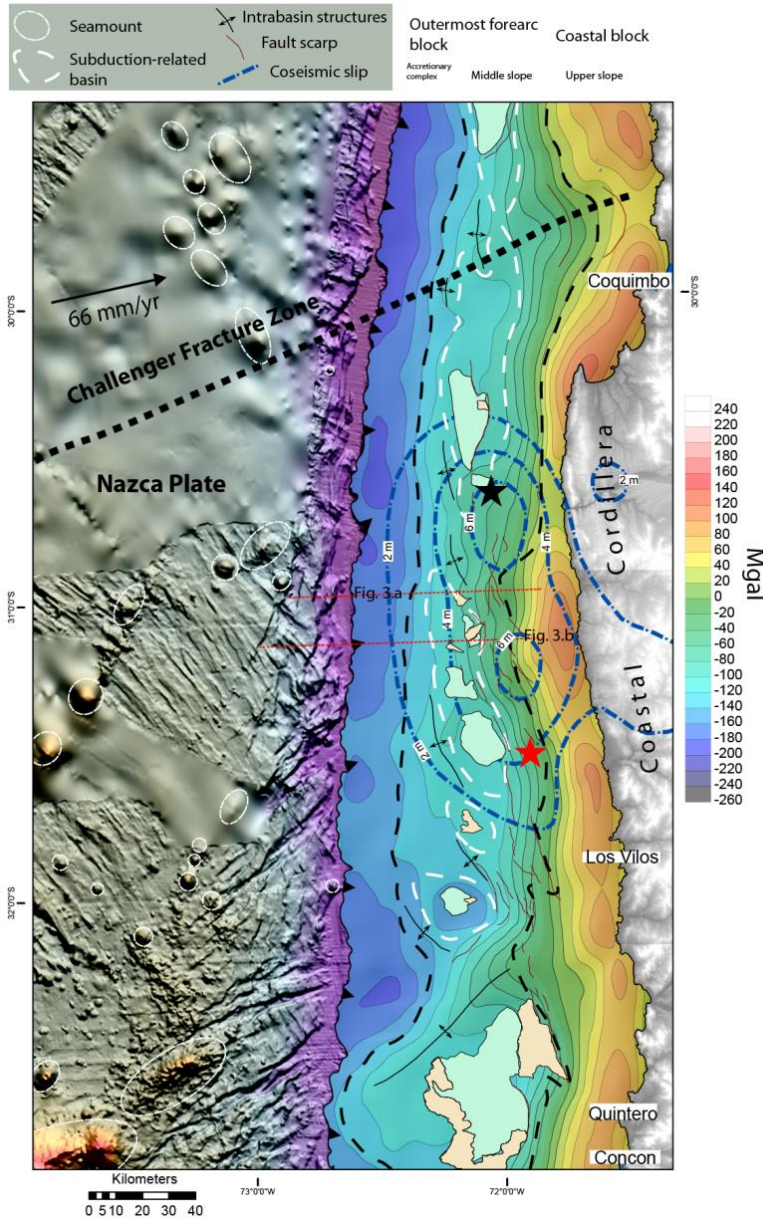


Figura 4. 2. Mapa batimétrico de la placa de Nazca y mapa gravimétrico con el filtro de aire libre (Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1992); Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1995); Sandwell, D.T. & Schmidt, W.H.F. (1997)) de la parte marina continental. En este último se muestra que el gradiente gravimétrico coincide con el cambio entre el bloque externo de antearco y bloque costero (sensu Contreras-Reyes et al., 2014) en el cual se muestran los escapes de fallas asociados al límite entre el bloque externo de antearco y costero, y los altos de intracuenca observados en secciones sísmica de reflexión e inferidos a través del mapeo de la gravimetría y batimetría. Líneas punteadas de color rojo indican la posición de las secciones sísmicas que se muestran en la figura 4.3. Estrella de color rojo y negra corresponden a los terremotos de subducción del 2015 y 1943, respectivamente.

Una serie de altos topográficos pueden ser mapeados a través de la batimetría en la placa de Nazca, que en conjunto forman conos alineados y oblicuos (NE a NO) al margen (Figura 2). En el actual frente de deformación, es posible observar una serie de indentaciones (*reentrants*) (Figura 4.1) cercanos a posibles conos volcánicos, sugiriendo un origen erosional para estas indentaciones.

4.3 Datos y metodología de análisis

La metodología incluye un análisis integrado de varios tipos de datos (batimétricos, sísmicos de reflexión y refracción, sismicidad y gravedad) posterior al procesamiento en distintos softwares especializados. Los datos que corresponden a los perfiles sísmicos de reflexión, refracción y datos batimétricos (Reichert et al., 2002; Contreras-Reyes et al., 2014) fueron adquiridos en 2000/2001 en el barco de investigación Alemán, R/V Sonne (Flueh y Kopp, 2002) y estos fueron interpretados y en el software Move (Midland Valley). Para obtener información sobre el experimento sísmico y procesamiento, los lectores pueden referirse a (Contreras-Reyes et al., 2014; Reichert et al., 2002). Los datos de sismicidad fueron obtenidos a través del catálogo del CSN (Centro Sismológico Nacional) y tratados en el software Arcmap 10. Los de gravedad satelital de aire libre (Sandwell y Schmidt, 1992; Sandwell y Schmidt, 1995; Sandwell y Smith, 1997) fueron obtenidos a través de http://www.cms.fuberlin.de/sfb/sfb267/results/data_catalogue/central_andean_data/gravity_data.html, a estos les aplico el filtro de la derivada vertical en el software *Geosoft* y posteriormente plotados en el software *Surfer*. Estos datos se integran junto con el modelo de desplazamiento cosísmico (Centro Sismológico Nacional) y el modelo de velocidad-profundidad (Contreras-Reyes et al., 2014) publicados para luego ser analizados y establecer las correlaciones. Los registros históricos y recientes muestran desde 1943, dos eventos de magnitud superior a los 8.0 (Mw) que han acontecido en el sector; los terremotos de Illapel de 1943 (Mw = 7,9, 6 de Abril) (Beck et al., 1998) y de 2015 (Mw = 8,4, 16 de Septiembre). En este sentido, la zona de estudio desde entonces (1943), ha sido afectada por dos periodos intersísmico y un cosísmico-pos-sísmico. Debido a la gran cantidad de datos, se hace difícil establecer correlaciones dentro de los primeros periodos cosísmico e intersísmico, por lo que, solo serán considerados para este análisis, el último periodo cosísmico en adelante, desde el 16 de Septiembre del 2015 hasta fines de Junio del 2016.

4.4 Resultados y Discusión: Estructuras batimétricas regionales, sismicidad y modelos de desplazamiento cosísmico

La correlación entre los datos batimétricos y gravimétricos de aire libre, muestran una clara segmentación del antearco marino, que incluye en su parte occidental, un complejo acrecionario con montículos/ridges y escarpes (Figura 4.1), hospedados en un amplio y extenso bajo gravimétrico que se ensancha hacia el sur del área de estudio. Esto último podría estar relacionado a la subducción de la dorsal de Juan Fernández, específicamente a la indentación de Papudo (Capítulo 2) (e.g., von Huene et al., 1997). Inmediatamente hacia el este, de este bajo gravimétrico, se sitúan una serie de altos de intracuencas, de orientación N-NO, NO a N, cuyas extensiones en el rumbo son kilométricas, y corresponden al límite occidental de las cuencas de talud o de subducción (Figuras 4.1 y 4.2). En secciones sísmicas de reflexión, los altos de intracuena se observan como

antiformas simétricas a asimétricas (Figura 4.3), de una amplia longitud de onda (~ 20-30 km) (Capítulo 2), en donde las series sedimentarias pliocenas que rellenan las cuencas de talud, se disponen en *onlap* sobre estos altos de intracuenca. Las cuencas de talud coinciden parcialmente con zonas de bajos gravimétricos (Figura 4.3), y en los datos batimétricos se observan elongadas en dirección N-NO, NO a N-NE, en una orientación similar al importante sistema de escarpe ubicado entre el talud medio y superior (Figuras 4.1 y 4.2). Este sistema de escarpes extensionales, coincide espacialmente con un fuerte gradiente gravimétrico (anomalía de aire libre; Figura 4.1), y presentan rumbos similares (Figura 4.2).

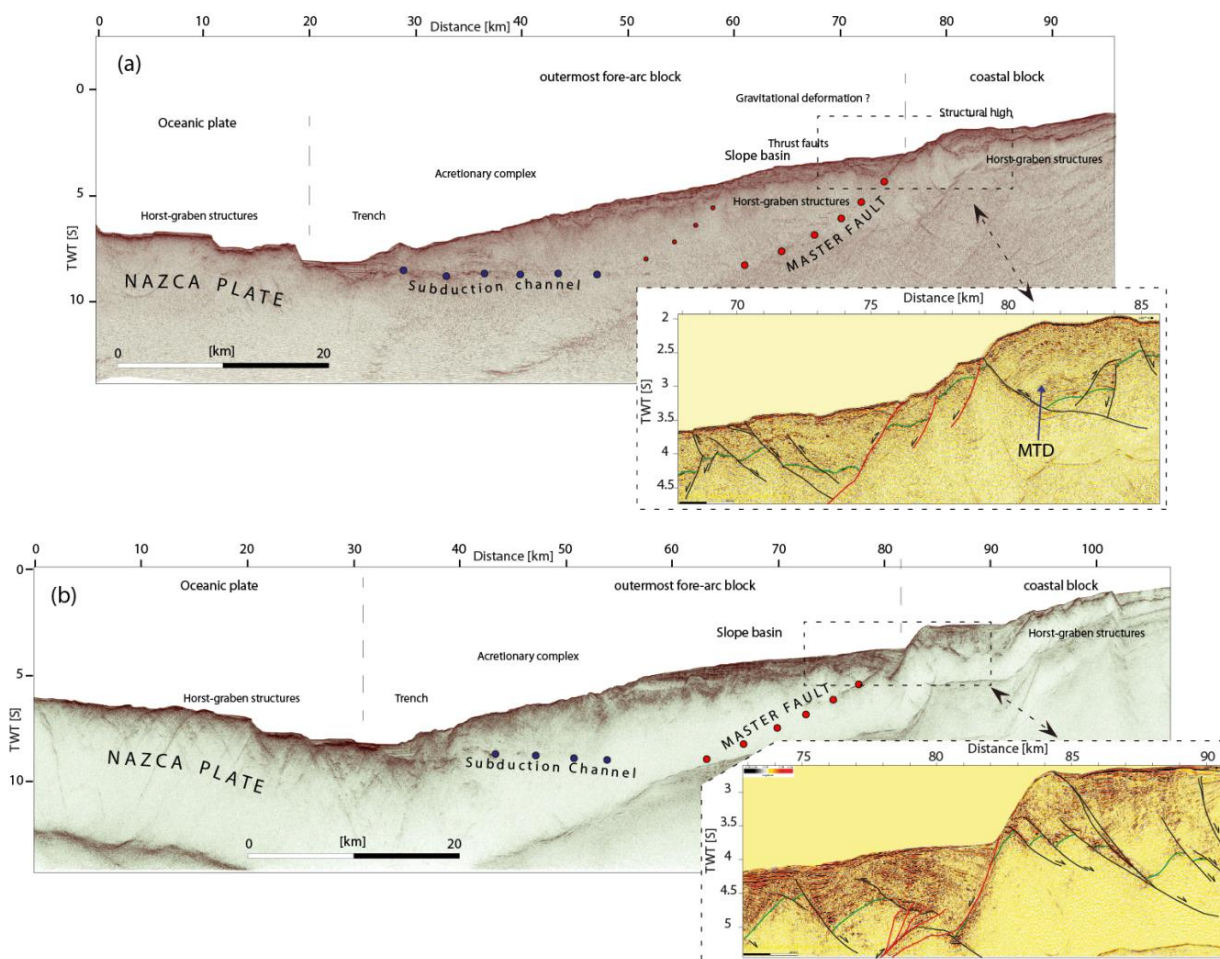


Figura 4. 3. Secciones sísmica de reflexión en las cuales se muestra el importante escarpe entre el bloque costero y externo, y la falla inferida asociada. Además, se muestran los complejos estilos de deformación en torno a este límite tectónico. Ver ubicación en figura 4.2. MTD: mass transport deposits.

A partir de los datos sísmicos de reflexión (Figura 4.3) y de refracción (Figura 4.5), se observa como el sistema de fallas extensionales que controlan las cuencas de talud, su proyección hacia abajo coincide con un fuerte gradiente de velocidad (límite entre el bloque costero y externo de antearco). Este rasgo cortical representaría la parte occidental del bloque costero (*backstop*), el cual

tendría continuidad en el segmento sismo-tectónico de Illapel (Figura 4.2), y que probablemente se extienda en gran parte del margen chileno. Además corresponde a una zona de importante y compleja deformación (sub figuras en Figura 4.3), en donde una serie de cabalgamientos con vergentes hacia la fosa han sido observados (e.g., Becerra et al., 2016). Esto se pueden interpretar como retrocabalgamientos de este importante sistema de falla que inclina hacia el oeste (Figuras 4.3 y 4.5) o como estructuras contraccionales inducidas por colapsos gravitacionales (Becerra *et al.*, 2016). Las cuencas de talud no siempre representan una depresión o bajo batimétrico, puesto que están afectadas por deformación compresiva de escama delgada que genera una serie de altos batimétricos (Figura 4.3), por lo que es difícil su identificación en la batimetría, dada la poca cantidad de secciones sísmicas con que se disponen. Evidencias de reactivación o transpresión localizadas en este importante sistema de falla también han sido inferidas (Figura 4.3). Este sistema estructural es activo, como lo sugieren las relaciones de corte en secciones 2D (Figura 4.3) y controla la sedimentación de las cuencas de talud, a juzgar por la presencia de geometrías similares a abanicos que se encuentran alineados a lo largo de este sistema de falla (Figuras 4.1, 4.2 y 4.4). *Slumping*, olistostromos y zonas de reflexiones caóticas interpretadas como *MTD (mass transport deposits)* dentro de las unidades sismo estratigráficas (Figura 4.3) (Becerra et al., 2016), han sido observada en torno a este límite tectónico.

Si bien, importantes terremotos de subducción han inducido sismos corticales extensionales (Farías et al., 2011), en el área de estudio aún no se tienen registros de *aftershocks* que den cuenta sobre la actividad de esta importante límite tectónico (Tilmann et al., 2016). Sin embargo, sismicidad cortical da cuenta de rasgos estructurales similares (Contreras-Reyes *et al.*, 2015), dentro del intersísmico para el segmento de Valparaíso, inmediatamente al sur del área de estudio. Asociado a la actividad de este sistema se habrían originado una serie de deslizamientos submarinos de magnitud considerable, aumentando el potencial sismogénico de esta importante zona de deformación costa afuera.

Similar a los observaciones de Wells y Blakely (2003) y otros estudios (e.g., Maksymowicz *et al.*, 2015), el reciente sismo como también el pre-cursor se sitúan en torno al acentuado gradiente gravimétrico que corresponde al límite oeste del *backstop* (límite entre el bloque externo de antearco y bloque costero). Según los modelos de desplazamiento publicados (Figura 4.4) (<http://www.csn.uchile.cl/estimacion-del-desplazamiento-que-produjo-el-terremoto-de-illapel-2015/>), el sismo de subducción fue resuelto a través de dos zonas de importante desplazamiento cosísmico, del orden de los 6 m, que en conjunto forman una gran zona de ruptura de orientación N-NO y con un largo de ~200 km. La orientación NO es consistente con la orientación de las estructuras regionales batimétricas y del *backstop*. Cabe decir que estos rasgos estructurales estarían fuertemente controlada por la estructura inherente pre-Pliocena (Becerra *et al.*, 2016).

La distribución de la elipse de desplazamiento co-sísmico estaría limitada en el sur por un importante quiebre en el rumbo del *backstop*, en cambio en el norte, un gap de datos no permite asociar directamente alguna estructura regional con este límite. En la flexión mayor de la traza del *backstop* (Figura 4.4) (Capítulo 1), se ubica el mayor sismo de subducción y el precursor de la crisis de Illapel 16S (Figura 4.1). Está marcada flexión de casi ~15° en el *backstop*, ~ NS a N-NO, hace que el *backstop* disminuya su distancia con respecto a la fosa a solo ~45 km en el segmento sistomotecónico de Illapel. Lo anterior podría explicar por qué la ruptura alcanzo las parte someras

cercanas a la fosa, como se ha observado en este terremoto (Tilmann et al., 2016), si consideramos que el *backstop* ejerce un control en la nucleación y en la ruptura de terremotos.

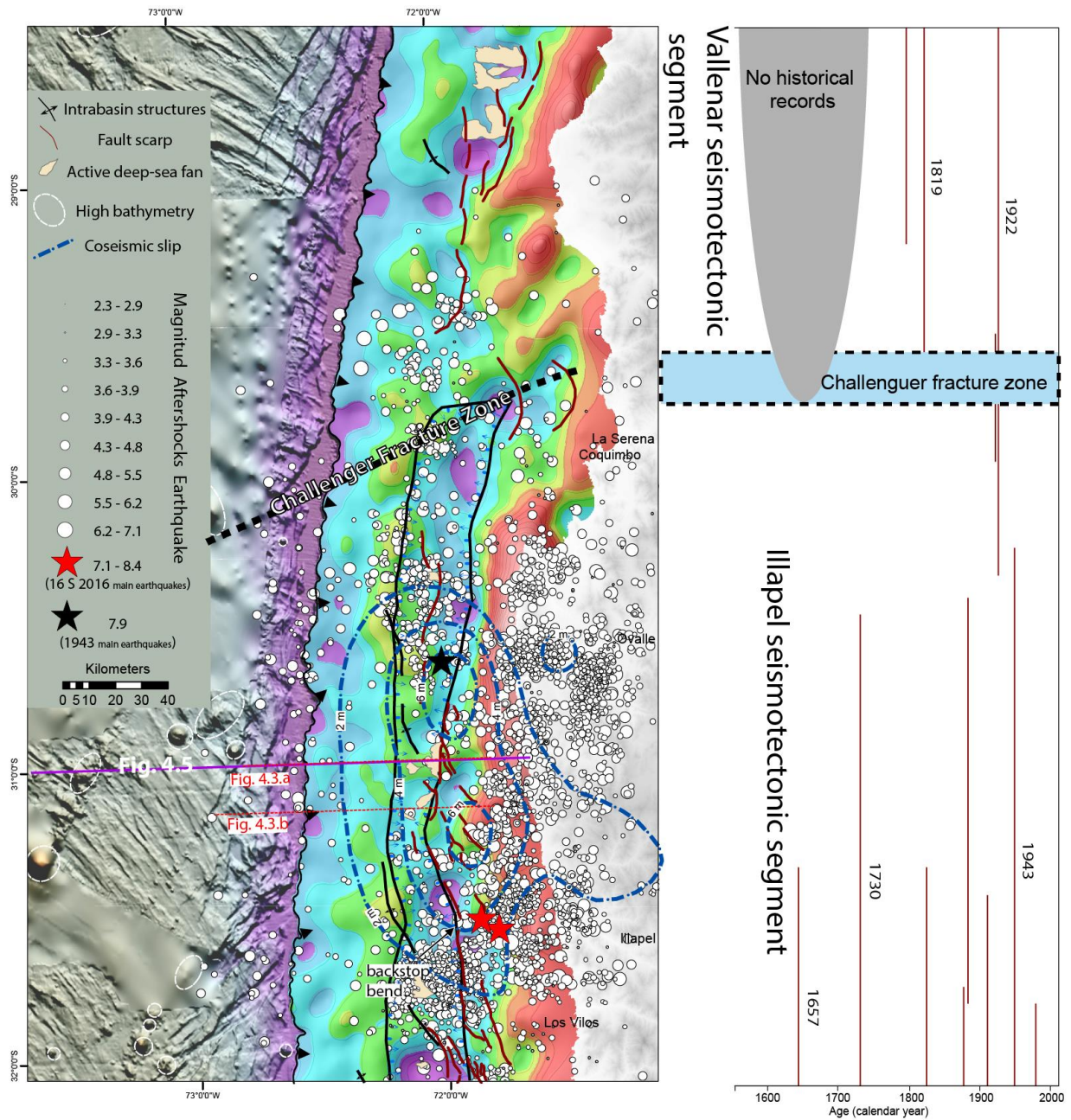


Figura 4. 4. (a) Mapa batimétrico de la placa de Nazca y anomalía gravimétrica con el filtro de primera derivada (Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1992); Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1995); Sandwell, D.T. y Schmidt, W.H.F. (1997)) de la parte marina continental en el cual se muestran los aftershocks (CSN) y el modelo de desplazamiento cosísmico (CSN). Polígono de borde negro corresponde a la proyección 3D del backstop en planta. Notar que la mayoría de los aftershocks se concentran hacia el este del backstop. Línea morada continua representa la ubicación de la figura 4.5. (b) Grafico de los terremotos históricos y rupturas ocurridos en el segmento

sismotectónico de Illapel y sus alrededores (Copiapó segmento sismotectónico). Modificado de Contreras-Reyes y Carrizo (2011).

La correlación de mapas de gravedad, con el filtro de primera derivada (Figura 4.4), con las secciones sísmicas de reflexión, muestran una estrecha relación entre la profundidad del basamento acústico y la señal gravimétrica, es decir; los mayores depocentros donde se profundiza el basamento acústico y donde se observa un mayor relleno sedimentario se muestran como bajos batimétricos. De lo contrario, los altos de intracuenca que incluyen ridges de basamento, estructuras de *horst*, o posibles montes submarinos subductados presentan una respuesta positiva en la gravimetría. Lo anterior nos permite reconocer la presencia de cuencas de talud, de difícil detección en la batimetría debido a la deformación sobreimpuesta y la falta de datos. A pesar de que existen distintos modelos de desplazamiento co-sísmicos (e.g., CSN; Lange et al., 2016a; Ruiz et al., 2016; Tilmann et al., 2016), las zonas con mayores desplazamiento (~ 6 m) se ubican en a lo largo de marcado gradiente gravimétrico (el límite oeste del *backstop*) (Figuras 4.1, 4.3 y 4.5). Este sector coincide con el límite bloque externo-bloque costero y con la porción oeste del talud superior, en donde una serie de cuencas han sido reconocidas tanto en el talud medio como en el talud superior, pero no corresponderían a las cuencas profundas en el sentido de Wells y Blakely (2003). Estas últimas corresponderían solo a las cuencas de talud medio, ubicadas hacia el oeste de la traza del *backstop* (Figura 4.1). Sin embargo se observa una correlación entre las cuencas de talud superior (Figura 4.2) y las zonas de mayor desplazamiento co-sísmico. Los límites de las zonas de mayor desplazamiento también pueden estar asociada a la subducción de montes submarinos (e.g., Geersen *et al.*, 2015), pero en el área de estudio a pesar de que se observan indentaciones en la fosa (indentaciones de Punitaqui y Los Vilos) (Capítulo 1), esta posibilidad no es clara, puesto que los rasgos morfológicos y estructurales observados en los datos geofísicos distan mucho de los lugares clásicos en que se han estudiado estos procesos (e.g., Ranero y von Huene, 2000). Es decir, no se observa en los modelos de velocidad-profundidad, zonas de velocidad interpretadas como montes submarinos (e.g., Contreras-Reyes *et al.*, 2014). Por otra parte, no se observa en las secciones sísmicas de reflexión antiformal y tampoco un fallamiento extensional localizado, sino más bien rasgos pervasivos y que persisten en el rumbo (e.g., altos de Intracuenca, set de fallas extensionales, etc.) a través del área de estudio. A pesar de encontrar zonas con evidencias de alzamiento localizado (Capítulo 1) y que registran una concentración de réplicas (Figura 4.4), cercanos a la prominente flexión en la traza del *backstop*, en el mapa de gravedad, al cual se aplicó el filtro de primera derivada vertical, no se observa de forma clara la presencia de cuerpos densos que pueden ser explicado como montes submarinos (Figura 4.4), salvo aquellos en relación a la dorsal de Juan Fernández. Como sea, no descartamos que esto pueda ocurrir inclusive en área de interés o en otros sectores de la región costa afuera en el norte de Chile (e.g., Geersen et al., 2015), pero considerando los datos disponibles pareciera que los límites de las zonas de ruptura, en menos en el límite sur, no estarían relacionadas a la subducción de montes submarinos sino más bien a importantes cambios geométricos en estructuras regionales.

La distribución para las réplicas están limitadas en el norte por la zona de fractura de Challenger (e.g., Tilmann et al., 2016) y en el sur por una marcada flexión en el *backstop* o por la subducción de la dorsal de Juan Fernández (*ridge* de Punta Salinas) según otros estudios (Lange et al., 2016b), como es de esperar para este tipo de terremotos (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011). En general, los réplicas tienden agruparse entorno a los mayores desplazamiento cosísmico y entre las cuencas de talud (Wells y Blakely, 2003); en los altos de Intracuenca o en los límites laterales de cuenca de

talud (Figura 4.4). Estas últimas podrían corresponder a zonas de transferencias; *tip-point* de las fallas maestras, cornisas estructurales o altos de basamento. Según la correlación antes mencionadas y asumiendo que los mayores desplazamientos cosísmicos son anticorrelacionables con distribución de las réplicas, podríamos establecer como potenciales zonas de mayor desplazamiento cosísmico zonas relacionadas con las cuencas de talud (e.g., Wells y Blakely, 2003 y la referencias ahí citadas). Siguiendo con esta hipótesis, rasgos estructurales similares al área de estudio, pueden ser mapeados a lo largo de la región costa afuera en el norte de Chile, en especial en el segmento sismotectónico de Vallenar, cuyo último terremoto de subducción aconteció en 1922 (e.g., Contreras-Reyes y Carrizo, 2011) (Figura 4.5). En este segmento sismotectónico es posible encontrar zonas que presenten rasgos similares a los observados en este estudio, como es el caso del sector sur del segmento de Vallenar (Figura 4.5). En este sector es posible reconocer una serie de abanicos submarinos de una considerable magnitud, *slumpings*, cuencas de talud y el importante sistema de fallas extensionales con rechazos de ~1 km (Becerra et al., 2016) (Capítulo 2), que coincide espacialmente con el fuerte gradiente gravimétrico (Figura 4.5). Estos rasgos sugieren que esta zona fue afectada por importantes desplazamiento co-sísmico, y que se podría volver a activar en un futuro terremoto de subducción (e.g., Tilmann et al., 2016).

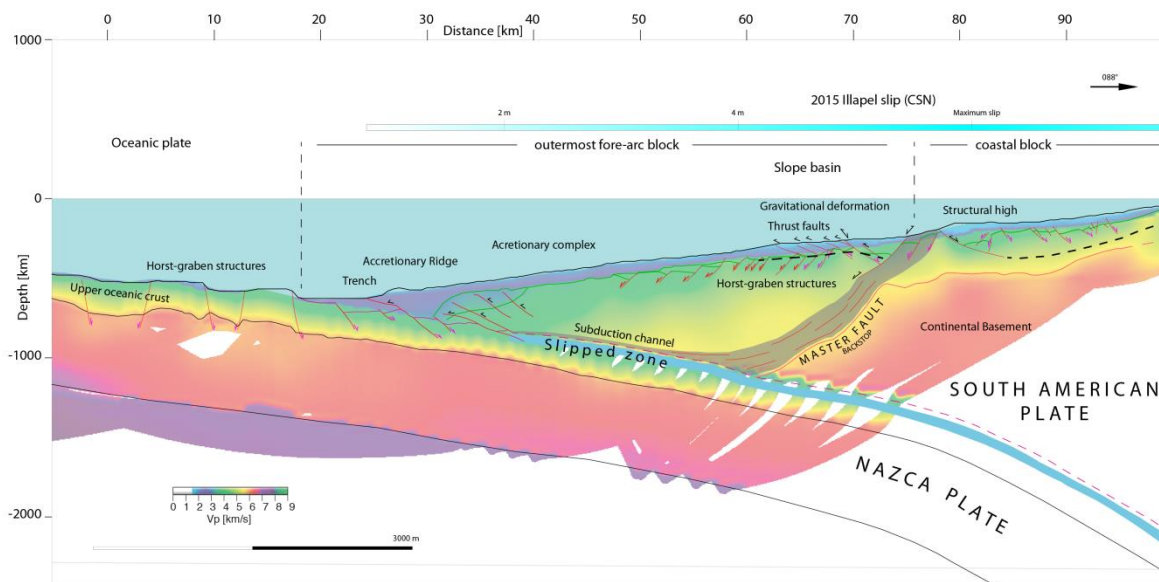


Figura 4. 5. Modelo de profundidad y velocidad (~31°S; Modificado de Contreras-Reyes et al., 2014) en cual se muestran los estilos estructural observados, la interpretación en profundidad de la falla maestra, y los desplazamiento cosísmico asociados al reciente terremoto de Illapel. Ver figura 4.4 para la ubicación de la sección sísmica.

4.5 Modelo Conceptual

El análisis estructural que nace de comparar datos que muestran los procesos de corto plazo (sismicidad, modelos de desplazamiento cosísmico) y largo (batimetría, gravimetría satelital y

sísmica de reflexión y refracción), en conjunto con estudios recientes (e.g., Becerra et al., 2016; Contreras-Reyes et al., 2015; Tilmann et al., 2016) permiten proponer un modelo estructural para el área de estudio. Este modelo se basa en la proyección en sub-superficie del dominio de prominentes escarpes de fallas y además en el cambio de stress que estaría sujeta la cuña continental a lo largo del ciclo sísmico (e.g., Farías et al., 2011; Wang et al., 2010).

Al igual que en los Andes, en la región costa afuera, un cambio de unidad morfo-batimétrica tiene una connotación tectónica, siendo el límite tectónico entre el bloque externo de antearco-bloque costero un rasgo estructural de primer orden en la región. Este representa un importante sistema de falla en la batimetría y en la sísmica de reflexión, como también se muestra como un fuerte gradiente gravimétrico y de velocidad (*backstop*), en los modelos de gravedad y de tomografía (Figuras 4.2 y 4.5) (Contreras-Reyes *et al.*, 2014), respectivamente. Este tipo de estructuras pareciera ser no exclusiva al margen erosivo, sino rasgos estructurales de primer orden en el margen Chileno; Cuenca de Valparaíso (Figura 8 en Contreras-Reyes et al., 2015) y segmento sismotectónico del Maule (e.g., Figura 3 en Geersen et al., 2011; Contardo et al., 2008). Este contacto tectónico controla el desarrollo de cuencas de talud, las cuales sobreyacen a regiones en que se concentran los mayores desplazamiento cosísmico. Según estas observaciones, al igual que las publicadas por Wells y Blakely (2003), sugieren una relación genética entre la actividad de este importante sistema falla y la ruptura de megaterremotos de subducción.

Considerando la geometría de este importante sistema de falla, cuya proyección hacia abajo, coincidiría con el canal de subducción (Figuras 4.4 y 4.6), permitiría explicar parcialmente la relación entre los estilos estructural observados en la parte externa cuña continental (bloque externo de antearco) con los procesos de ruptura de un terremoto. De esta forma, y con respecto a la deformación permanente, el bloque externo de antearco correspondería a un gran bloque rotacional, en el cual se desarrollarían cuencas extensionales en su parte oriental, y rasgos contraccionales, similares a fajas plegadas y corridas, en su porción occidental (Figura 4.3). Ejemplos similares de esta configuración se pueden observar en la zona de subucción de Mankran (Grando y McClay, 2007).

Variaciones de stress y de presión de fluido durante el ciclo sísmico han sido propuestas para explicar los rasgos estructurales de cuñas sujetas a erosión tectónica, siendo temas abiertos aun la relación entre estructuras normales que cortan profundamente y un *slab* o interface suficientemente fuerte para producir procesos de erosión basal (Wang et al., 2010). Wang et al. (2010) explica la generación de estructuras normales durante la relajación de la cuña en el inter-sísmico debido al aumento de la presión de fluido que disminuiría la resistencia de la interface mucho más que durante el co-sísmico. En la etapa co-sísmica, erosión basal y generación de estructuras compresivas se desarrollarían debido a un descenso de la presión de fluido y por ende un aumento en la resistencia de la interface de placas. A diferencia de Wang et al. (2010), acá consideramos que los estilos estructurales dentro del bloque externo de antearco se desarrollan sincrónicos aunque sea distintos. La falla maestra o *backstop* se enraizaría en el canal de subducción por lo que un desplazamiento co-sísmico en el canal de subducción se traduciría en un movimiento extensional en la falla maestra (Figura 4.6) en la parte interna del bloque externo de antearco. En cambio, en la parte externa del bloque externo de antearco, la cuña continental estaría bajo un régimen de acortamiento que se resolvería a través de la reactivación positiva del canal de subducción y por ende, la generación de estructuras compresivas. Lo anterior produciría una

subsistencia relativa de la región entorno al importante límite tectónico, con respecto a la parte externa del bloque externo de antearco y con respecto a la vertiente oriental de la cordillera de la Costa (Figura 4.6). En la configuración actual de la cuña continental, en las regiones adyacentes a la falla maestra, los rasgos extensionales parecieran primar sobre los rasgos contraccionales o de reactivación (transpresión ?), por lo que en el largo período, la deformación co-sísmica no se alcanzaría a recuperar durante el inter-sísmico, lo cual estaría en concordancia con las observaciones de Wesson et al. (2015) en las cercanías de la península de Arauco. En cambio en el intersísmico, en que la cuña continental estaría bajo un régimen de acortamiento, parte de este se resolvería a través de la falla maestra dando lugar a una reactivación positiva de esta falla (Figura 4.6). Es más, rasgos de reactivación y de contracción pueden ser observados en las secciones sísmicas de reflexión (Figura 4.3) (Becerra *et al.*, 2016). Sin embargo, se debe considerar que parte de este acortamiento podría ser producto de deslizamientos gravitacionales (Becerra et al., 2016). Contrario al período pos/co-sísmico, durante el intersísmico, se esperaría un alzamiento relativo de la región entorno al importante límite tectónico, con respecto a la parte occidental del bloque externo de antearco y con respecto a la vertiente oriental de la cordillera de la Costa.

El bloque externo de antearco estaría segmentado en cuanto a su cinemática según la posición y el periodo, es decir, el régimen de *stress* dependería del sector (parte interna o externa de antearco) y del periodo dentro del ciclo sísmico (inter-sísmico y cos/pos-sísmico). De hecho, evidencias de comportamiento bimodal de cuñas a través de características geológicas en un paleo prisma de acreción han sido encontradas (Dielforder et al., 2015) al igual que estructuras dentro de la cordillera de la Costa (Farías et al., 2011). La hipótesis antes expuesta, esquematizada en el modelo conceptual (Figura 4.6), permite mostrar cómo se pueden relacionar entre la ruptura de terremoto, deformación de corto plazo (cosísmica e intersísmica) con la deformación de largo plazo o permanente (actual configuración de la cuña continental).

Es importante notar que el término *Backstop* fue definido por Byrne et al. (1993) para un margen de subducción acrecionario. Si bien hemos utilizado este término en una área caracterizada como erosiva (Huene et al., 1999; Ranero et al., 2006), en el Capítulo 2 se detallan rasgos que coinciden para este sector con un margen acrecionario.

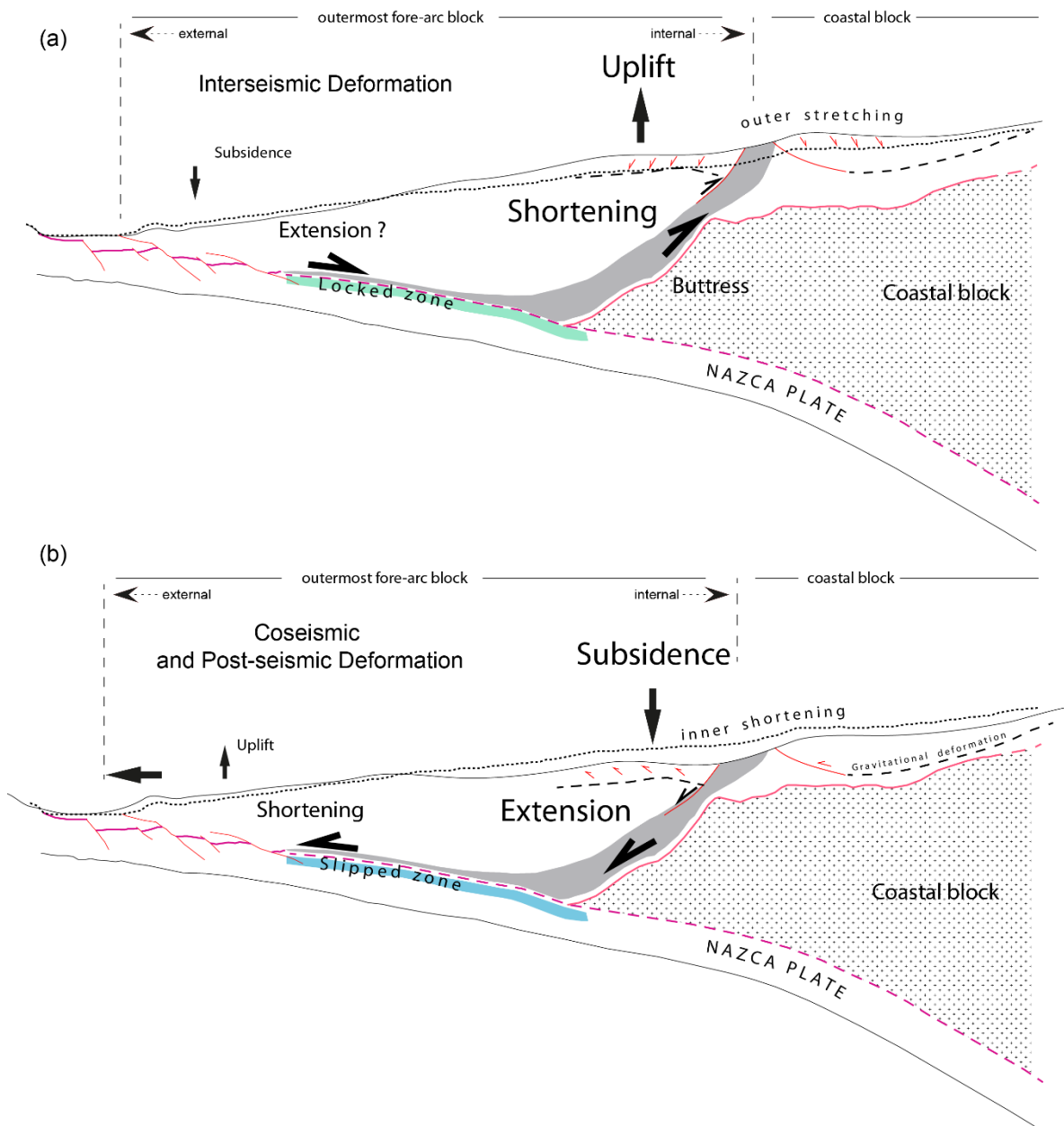


Figura 4. 6. Modelo conceptual del comportamiento de la cuña continental en el periodo intersísmico (a) y en el periodo cosísmico a pos-sísmico (b).

A pesar de no contar con la respuesta de porque el terremoto reciente de subducción se núcleo en torno al *backstop*, específicamente en un cambio del rumbo de este, algunos autores (Wells y Blakely, 2003; y las referencias ahí citadas) especulan sobre variaciones de temperatura, presión de fluido, y esfuerzos para la generación y nucleación de terremotos de subducción. En el área de estudio el terremoto se desarrolló a través de ruptura N-NO alcanzando la fosa en su extremo norte. El *updip* de la zona sismogénica coincide parcialmente; en un primer orden y porcentajes (hacia el

este de la traza del *backstop*) con la intersección entre del importante sistema de falla y la placa subyacente (Figura 4.4). Una observación semejante, llevo a Byrne et al. (1993) a proponer el control del *backstop* sobre el límite *updip* de la zona sismogénica. Por otra parte, diversos autores (e.g., Hyndman y Wang, 1995, 1993; Oleskevich et al., 1999) denotan un control termal para la ubicación del *updip*, el cual coincidiría con la isoterma de $\sim 150^{\circ}\text{C}$ que correspondería a la transición esmectita-ilita y para el *downdip* en torno a los $\sim 350^{\circ}\text{C}$. Es más, según el modelo de Dielforder et al. (2015) la isoterma de los 350°C corresponde al *peak* de temperatura para las condiciones de metamorfismo ($\sim 320\text{-}350^{\circ}\text{C}$; ~ 0.3 GPa) en las cuales se permite el desarrollo de fallas y fracturas extensionales. Resulta notable la semejanza de la cinemática de las estructuras observadas y la posición en que se ubican dentro del bloque externo de antearco, con las estudiadas por Dielforder et al. (2015) en un paleo prisma de acreción. En el segmento sismo tectónico de Illapel el *updip* coincidiría, en un primer orden, con las isotermas de los $100\text{-}150^{\circ}\text{C}$ (Oleskevich et al., 1999) pero pareciera no explicar la distribución del acortamiento y de los desplazamiento cosísmicos. Como sea, en este estudio se ve una importante relación parcial entre el límite *updip* y el *backstop* (Byrne et al., 1993, 1988), como también la marcada segmentación en la cinemática de las estructuras (e.g., Dielforder et al., 2015) dentro bloque externo de antearco.

El *backstop* corresponde al límite occidental de un cuerpo de velocidades de $5\text{-}6$ km/s (Figura 4.3) que ha sido interpretado como el basamento que se exhibe en la cordillera de la Costa, que incluye rocas ígneas y metamórficas. En cambio el bloque externo de antearco de velocidades entre $3\text{-}4.5$ km/s (Figura 4.4), incluiría mayormente unidades volcano-sedimentarias. Esta configuración se asemejaría a las cuenca extensional andina ampliamente desarrolladas durante la extensión del mesozoico (Becerra et al., 2016; Contreras-Reyes et al., 2014), y bien preservadas en la cordillera de la Costa. Esto pone en manifiesto el control de la estructura inherente en la ubicación del *backstop* y este último, tendría un control al menos en los procesos de ruptura, a juzgar la orientación N-NO de la zona de ruptura. Como sea, próximos estudios en los cuales se integre la geología de la cordillera de la Costa, costa adentro y fuera, a distintas latitudes a lo largo del margen Chileno, permitirán mejorar el entendimiento sobre el control estructural en la actual configuración de la región marina de antearco y en los procesos de sismógenesis.

4.6 Conclusión

A través de un esquema estructural hipotético, hemos tratado de representar la relación entre los estilos estructurales con los procesos profundos de la tectónica de subducción. Este modelo incluye un bloque costero y un bloque externo de antearco, ambos con una estructura inherente andina, cuya interacción con los procesos intrínsecos la zona de subducción conllevaron a la configuración actual de la cuña continental marina. En el bloque externo de antearco, los estilos estructurales de la parte externa e interna, se observan distintos pero resultarían complementarios, puesto que existen evidencias indirectas (tomografía sísmica, sísmica de reflexión y sismicidad cortical) sobre la proyección de la falla maestra la cual se enraizaría en el canal de subducción. De esta forma, tanto la porción interna y externa del bloque costero de antearco compartirían el mismo nivel de despeque; por lo que el movimiento extensional se la falla maestra, durante el periodo cosísmico, contribuiría a generar acortamiento en la parte externa de la cuña continental. Durante el periodo intersísmico, la falla maestra se reactivaría en un sentido inverso.

Cabe destacar que rasgos similares a los anteriormente expuesto se observan en la transición hacia el margen acreccionario (sector de la cuenca de Valparaiso) y dentro del mismo margen acreccionario (sector de la cuenca de Itata-Arauco); importantes estructuras de carácter extensional cuya proyección coincidiría con el canal de subducción como también con importante gradiente de velocidad. Lo anterior da la posibilidad, de comprender la dinámica de la parte externa de la cuña continental (bloque externo de antearco), en un primer orden, como el esquema estructural antes expuesto. Con los resultados de este estudio, además, es posible establecer potenciales sectores en donde se puede estar nucleando un sismo de subducción como también donde se van a concentrar los mayores de desplazamiento cosísmico. Seguir la investigación en esta línea permitirá mejor el entendimiento sobre la relación entre la deformación de corto y largo plazo, y el control geológico sobre los terremotos de subducción.

4.7 Bibliografía

- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G.P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., Cornejo, N., 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~29-33°S). *Basin Res.* 1–18. doi:10.1111/bre.12205
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *J. South Am. Earth Sci.* doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4
- Byrne, E., Davis, M., Sykes, R., 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics* 7, 833–857.
- Byrne, E., Wang, W., Davis, D.M., 1993. Mechanical role of the backstops in the growth of forearcs. *Tectonics* 12, 123–144.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.* 42. doi:10.1029/2003RG000127
- Contardo, X., Cembrano, J., Jensen, A., Díaz-Naveas, J., 2008. Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33°30'-36°50'S): Insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics* 459, 206–218. doi:10.1016/j.tecto.2007.12.014
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., 2014. *Geophysical Research Letters* 1–7. doi:10.1002/2013GL058729. Received
- Contreras-Reyes, E., Carrizo, D., 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Phys. Earth Planet. Inter.* 186, 49–58. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. a., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., Arriagada, C., 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* 203, 776–791. doi:10.1093/gji/ggv309
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Dielforder, A., Vollstaedt, H., Vennemann, T., Berger, A., Herwegh, M., 2015. Linking megathrust earthquakes to brittle deformation in a fossil accretionary complex. *Nat. Commun.* 6, 7504.

doi:10.1038/ncomms8504

- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics* 30, n/a-n/a. doi:10.1029/2011TC002888
- Flueh, E.R., Kopp, H., 2002. SPOC (SONNE Cruise SO-161 Leg 1 and 4), Subduction Processes off Chile, Geomar Rep. 102, Geomar, Kiel, Germany.
- Geersen, J., Behrmann, J.H., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., 2011. Active tectonics of the South Chilean marine fore arc (35S-40S). *Tectonics* 30, 1–16. doi:10.1029/2010TC002777
- Geersen, J., Ranero, C.R., Barckhausen, U., Reichert, C., Ranero, R., Barckhausen, U., Reichert, C., Geersen, J., 2015. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nat. Commun.* 6, 6–11. doi:10.1038/ncomms9267
- Grando, G., McClay, K., 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sediment. Geol.* 196, 157–179. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.05.030
- Huene, V., Weinrebe, W., Heeren, F., 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *J. Geodyn.* 27, 345–358. doi:10.1016/S0264-3707(98)00002-7
- Hyndman, R.D., Wang, K., 1995. The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime 100, 9–11.
- Hyndman, R.D., Wang, K., 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia Subduction Zone. *J. Geophys. Res.* 98, 2039. doi:10.1029/92JB02279
- Khazaradze, G., and Klotz, J., 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *J. Geophys. Res.* 108, 1–15. doi:10.1029/2002JB001879
- Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Subduction Erosion – the ” Normal ” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin ? *The Andes* 217–236.
- Lange, D., Geersen, J., Barrientos, S., Moreno, M., Grevemeyer, I., Contreras-reyes, E., Kopp, H., 2016a. Aftershock Seismicity and Tectonic Setting of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake, Central Chile 1–17. doi:10.1093/gji/ggw218
- Lange, D., Geersen, J., Barrientos, S., Moreno, M., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Kopp, H., 2016b. Aftershock seismicity and tectonic setting of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake, Central Chile. *Geophys. J. Int.* doi:10.1093/gji/ggw218
- Maksymowicz, A., 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.007
- Melnick, D., Echtler, H.P., 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology* 34, 709–712. doi:10.1130/G22440.1
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., 2012. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, 1–16. doi:10.1029/2011JB008736
- Oleskevich, D. a., Hyndman, R.D., Wang, K., 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *J. Geophys. Res.* 104, 14965–14991. doi:10.1029/1999JB900060
- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W., Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile

- convergent margin. *Andes. Act. Subduction Orogeny* 91–121. doi:10.1007/978-3-540-48684-8_5
- Reichert, C., Schreckenberger, B., the SPOC Team, 2002. Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor chile-BMBF- Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohstoffe. Bundesanst, H.
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Christophe, V., Baez, J.C., Vargas, G., Leyton, F., Madariaga, R., Fleitout, L., 2016. The Seismic Sequence of the 16 September 2015 8.3 Illapel, Chile, Earthquake. *Seismol. Res. Lett.*
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.* 102, 10039. doi:10.1029/96JB03223
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J.C., Schurr, B., Wang, R., Dahm, T., 2016. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophys. Res. Lett.* 1–26. doi:10.1002/2015GL066963
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W., 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics* 16, 474. doi:10.1029/96TC03703
- von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.* 108, 2079. doi:10.1029/2001JB001569
- Wang, K., Hu, Y., von Huene, R., Kukowski, N., 2010. Interplate earthquakes as a driver of shallow subduction erosion. *Geology* 38, 431–434. doi:10.1130/G30597.1
- Wells, R.E., Blakely, R.J., 2003. Correction to “Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?” *J. Geophys. Res.* 108. doi:10.1029/2003JB002880
- Wesson, R.L., Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., Ely, L.L., 2015. Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa María, Chile. *Nat. Geosci.* 8, 547–551. doi:10.1038/ngeo2468

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y COMENTARIOS FINALES

5.1 Conclusiones

- Cubriendo el basamento acústico continental dos secuencias sísmicas sin-extensionales fueron reconocidos y correlacionadas con las unidades geológicas en tierra y con las secuencias sísmicas de la cuenca de Valparaíso: (SII) del Plioceno-Pleistoceno y (SI) Mioceno Plioceno (Cretácico superior (?) al Mioceno-Plioceno) secuencias sin-extensionales. Estas secuencias son separadas por una discordancia angular y regional (discordancia de Valparaíso).
- La asimetría estructural en planta observada en la región y la variación en el rumbo de la traza del *backstop* es probablemente controlada por la estructura inherente de la cuña continental, a parte de los efectos del paso de la dorsal de Juan Fernández y zona de fractura de Challenger. Además, la inclinación regional de las secuencias pre-plioceno favorece el colapso gravitacional del bloque externo de antearco que denota el control de la arquitectura inherente en la región. Las unidades pre-pliocenas incluyen la Formación Coquimbo y el basamento continental.
- El límite tectónico entre el talud medio (parte más oriental del bloque externo de antearco) y superior (parte más occidental del bloque costero) es un prominente sistema de escarpes (con rechazos de ~1 km) que denotan un importante sistema de fallas extensionales, en donde *slumping*, cabalgamientos, reactivación de fallas y depósitos de remociones fueron reconocido. Estos últimos rasgos podrían estar relacionados con los efectos gravitatorios debido a la deformación co-sísmica.
- En el bloque externo de antearco (desde el complejo acrecionario hasta el talud medio) incluye rasgos morfoestructurales (complejo acrecionario, altos de Intracuenca, cuencas de subducción y escarpes de fallas) que están genéticamente relacionados entre sí, y muestran que la longitud de la deformación exhibe una tendencia a lo largo del área de estudio y en cortes transversales; esta disminuye hacia el hacia la fosa y aparentemente de sur a norte. En este dominio, los estilos estructurales de la parte externa e interna, se observan distintos pero resultarían complementarios, puesto que existen evidencias indirectas (tomografía sísmica, sísmica de reflexión y sismicidad cortical) sobre la proyección de la falla maestra la cual se enraizaría en el canal de subducción. De esta forma, tanto la porción interna y externa del bloque costero de antearco compartirían el mismo nivel de despeque; por lo que el movimiento extensional se la falla maestra, durante el periodo cosísmico, contribuiría a generar acortamiento en la parte externa de la cuña continental. Durante el periodo intersísmico, la falla maestra se reactivaría en un sentido inverso
- Considerando la persistencia complejo acrecionario en el rumbo, altos de intracuenca y extensas cuencas de talud en un margen erosivo, similar a la estructuración de un margen acrecionario, existe la posibilidad de que este segmento no responde a los clásicos modelos erosivos, o quizás como un modelo transicional. Cabe destacar que rasgos similares a los anteriormente expuesto se observan en la transición hacia el margen acrecionario (sector de la cuenca de Valparaíso) y dentro del mismo margen acrecionario (sector de la cuenca de Itata-Arauco); importantes estructuras de carácter extensional cuya proyección coincidiría con el canal de subducción como también con importante gradiente de velocidad.

5.2 Sismo-estratigrafía y cinemática de las unidades sedimentarias en la porción del talud superior

La interpretación de las secciones sísmicas en el área de estudio en la porción del talud superior, en donde la resolución es mejor, permiten definir unidades sismo-estratigráfica y según su relación de estas con las estructuras establecer un carácter cinemático para las unidades. Estas muestran un basamento acústico, esencialmente de reflectancia libre y caótica, que es sobreyacido por al menos dos secuencias sísmicas de reflectancia paralela y de carácter sin-extensional (Figura 5.1). Estas unidades pueden ser correlacionadas, de acuerdo a sus propiedades sísmicas y su relación con las estructuras, como también su posición estratigráfica, con las unidades sísmicas de otras cuencas marinas (Valparaíso, Algarrobo, Arauco) y con los afloramientos del Terciario Superior y mesozoicos de la Cordillera de la Costa.

Secuencia SII, sin-extensional del Plioceno-Holoceno. Constituida por reflectores sub-horizontales que conforman geometrías en cuñas, y sobreyacen en *onlap* y aparentes *downlaps* (*inclined onlap*) a SI, lo que es delimitado por una discordancia regional correlacionable con la discordancia de Valparaíso. A diferencia de SI, SII es localmente controlada por estructuras extensionales que mantean hacia el este en el talud superior y hacia el oeste (?) en el talud medio, y localmente es deformada por estructuras contraccionales. Estas secuencias rellenan las cuencas del talud, en donde se disponen de forma subparalela, formando *onlaps* que migran hacia el este, y los reflectores se engruesan en la misma dirección. Internamente, se observan fuertes reflectores, paralelos y lateralmente continuos en la parte superior, y en la parte inferior, se observan fuertes reflectores y discontinuos, y zonas de reflectancia libre. Además, pequeñas discordancias angulares han sido observadas. Esta unidad es correlacionable con los depósitos del Plio-Pleistoceno de origen marino, transgresivos, y continentales que sobreyacen a la Formación Coquimbo (MP1m) (e.g., Gana, 1991; Le Roux et al., 2006; Sernageomin, 2003). Desde un punto de vista más regional (Figura 5.1), secuencias de características similares se pueden encontrar en la cuenca de Valparaíso (unidad superior; Laursen et al., 2002), de Algarrobo (secuencias pliocenas; (González, 1989) y de Arauco (Plioceno-Pleistoceno; Formación Tubul; Becerra et al., 2013).

Discordancia de Valparaíso. Corresponde a una discordancia angular, de extensa continuidad, y que trunca la secuencia SI y generalmente inclina hacia el oeste. Es deformada y seccionada por estructuras extensionales, y localmente por estructuras contraccionales. Esta discontinuidad, al igual que las secuencias sísmicas descritas, ha sido identificada en gran parte de las secciones de reflexión disponible. Esta discordancia está bien representada en la cuenca de Valparaíso, que gradada desde una discordancia angular en el dominio del talud medio (?), a una paraconcordancia en las porciones más orientales (talud superior) de la cuenca. Discordancias equivalentes pueden ser encontradas en la cuenca de Algarrobo y Arauco, específicamente una discordancia angular a paraconcordancia que separa los depósitos plio-pleistocenos de los miocenos (Figura 5.1) (Becerra et al., 2013; González, 1989).

Secuencia SI, sin-extensional del Pre-Plioceno (Cretácico Superior-Plioceno). Esta secuencia con forma geometrías en cuña que crecen hacia el oeste y es fuertemente controlada por estructuras extensionales que inclinan esencialmente hacia el este en toda la extensión de talud (?) (medio y superior). SI se dispone en geometrías de *onlap*, aparentes *downlaps* (*inclined onlap*) y *onlaps* sobre el basamento acústico B0. Los reflectores de esta unidad se presentan discontinuos, paralelos y en partes caóticos, y también presentan zonas subordinadas de reflectancia libre (Figura 2). Una discordancia angular en el sector medio e inferior de esta secuencia, se exhibe bien en el dominio

del talud continental. Este paquete sedimentario han sido correlacionado con la Formación Coquimbo, según el sentido de Le Roux et al. (2006), debido a sus características estructurales y posición estratigráfica (Becerra et al., 2016). A pesar de estar fuertemente controlado por el arreglo estructural que inclina hacia el este, que es poco observado en otras cuencas, los equivalentes estratigráficos (Figura 5.1) corresponderían a unidad media en la cuenca de Valparaíso (Laurson et al., 2002), a las series Miocenas-Oligocenas en la cuenca de Algarrobo (González, 1989), probablemente correlacionada en superficie con la Formación Navidad, y en la cuenca de Arauco con la Formación Ranquil (Becerra et al., 2013).

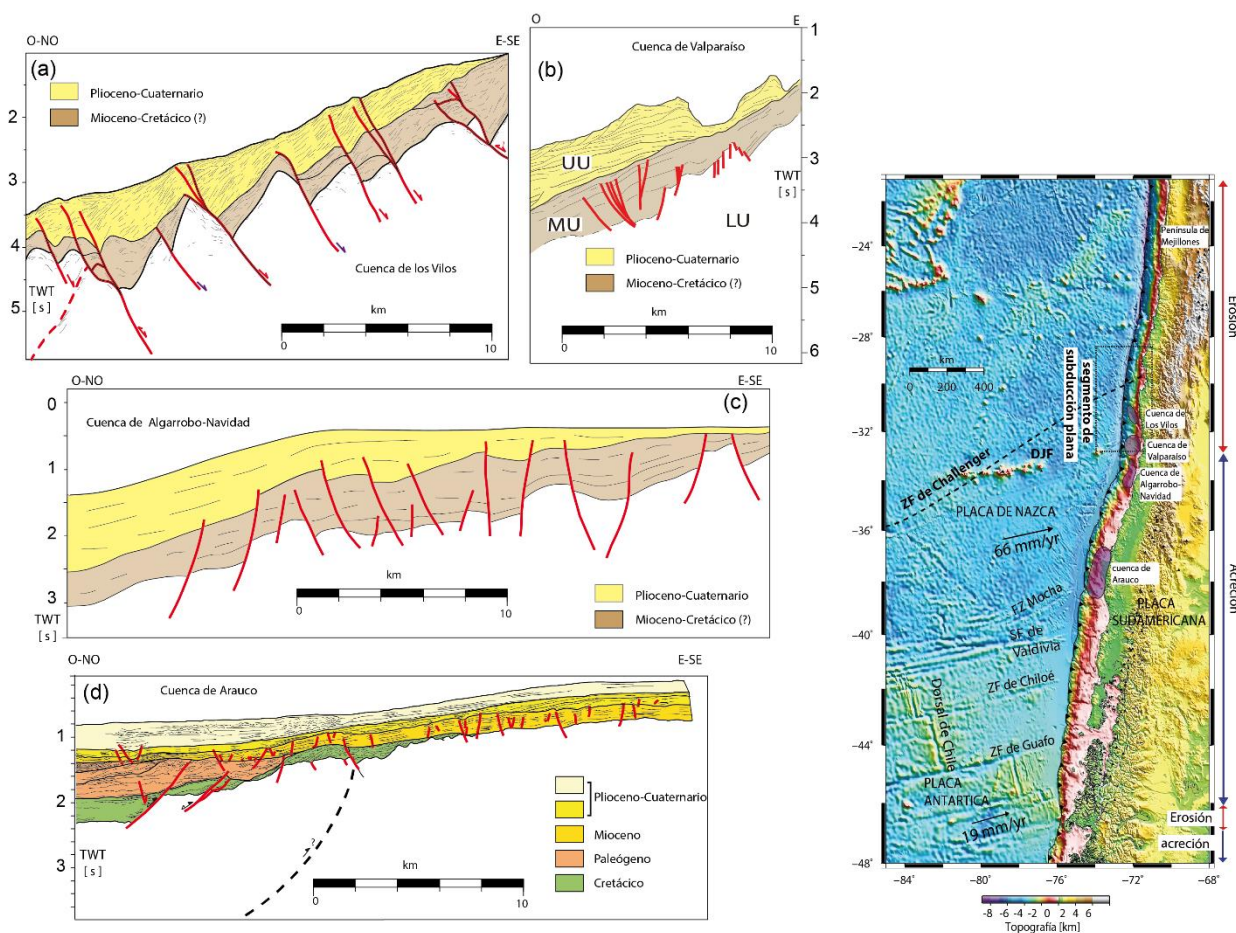


Figura 5.1. Interpretación estratigráfica-sísmica y estructural de las cuencas marina de los Vilos (a, ~ 32°S, este estudio), de Valparaíso (b, ~32°30'S, Laurson et al., 2002), de Algarrobo-Navidad (c, ~33°30'S; González, 1989) y de Arauco (~38°S; Becerra et al., 2013). SI: Café. SII: Amarillo. Ver ubicación en mapa la derecha inferior de la figura.

Basamento acústico B0, cuya reflectancia interna muestra una serie de reflectores en su parte superior delimitados por fallas que conforman bloques basculados, y en su parte inferior reflectores libres y caóticos (Figura 5.1). Como es de esperar, esta unidad es correlacionable a las unidades

mesozoicas y paleozoicas típicas del rango costero. Para el basamento acústico, la tomografía sísmica o modelos de velocidad 2D (Figura 5.2) (Contreras-Reyes et al., 2014) muestra velocidades de 4-6,5 km/s para esta unidad, velocidades típicas de rocas metamórficas, ígneas a volcánicas. Esta unidad es el equivalente a la unidad inferior en la cuenca de Valparaíso (Laursen et al., 2002) y a un complejo paleoacrecionario (Paleozoico Superior-Cretácico) en la cuenca de Arauco (Figura 5.3) (Becerra et al., 2013).

Es importante mencionar que el carácter descrito anteriormente de estas secuencias es dentro de los dominios del talud superior a plataforma. Hacia el talud medio, las secuencias más jóvenes del Plioceno-Holoceno, al menos desde la cuenca de Valparaíso hacia el norte, que también incluye la cuenca de los Vilos, cambian su carácter a secuencias sin-contraccionales, que constituyen a pequeñas cuencas de talud deformadas, ubicadas en el limbo trasero de las antiformas o *ridges*, y escasamente terrazas. Al menos durante el Plioceno-Holoceno, episodios de comprensión y extensión serían sincrónicos en el bloque externo de antearco.

5.3 Estructura de los bloques externo de antearco y correlación con las estructuras de primer orden en el margen acrecionario.

En el área de estudio, inmediatamente al norte de la dorsal de Juan Fernández, se caracteriza por una ausente plataforma continental, un talud continental fuertemente segmentado, y un diminuto complejo acrecionario (e.g., Ranero et al., 2006). En el talud continental, los mayores rasgos corresponden a una serie de altos de intracuenca, cuencas de talud e importantes escarpes de falla, subparalelos y oblicuos al margen (capítulo 1). Estos rasgos serían inducidos por deformación gravitacional y controlados por la estructura inherente de la cuña continental (Becerra et al., 2016). Los escarpes tectónicos de consideración coinciden con marcados límites en los modelos corticales de velocidad (contactos litológicos o *backstop*) (Figura 5.2) (Contreras-Reyes et al., 2014), sugiriendo que estas importantes estructuras estarían acopladas con los procesos profundos de la cuña continental (e.g., sismogénesis, erosión frontal y basal, *underplating*, etc.). En este sentido, complejos arreglos estructurales han sido observados y relacionados además de la deformación gravitacional, al comportamiento bimodal de las estructuras dentro del ciclo sísmico (e.g., Becerra et al., 2016; Farías et al., 2011). En cambio, el modo acrecionario se extiende al sur de la dorsal de Juan Fernández y es interrumpido en la zona de colisión de la dorsal de Chile con el margen (Península de Taitao), y se caracteriza por una amplia plataforma continental, que hospeda una serie de cuencas marinas de plataforma; un reducido talud continental que inclina hacia la fosa con cuencas de talud, y un activo complejo acrecionario, extenso y bien desarrollado (Figura 5.2) (e.g., Ranero et al., 2006). En la región costa afuera, las interpretaciones de secciones sísmicas de reflexión en un primer orden, muestran cuencas subsidentes de carácter contraccional, similares a cuencas de *piggy-backs* (32°-34°S; cuenca de Valparaíso: CV) (Laursen et al., 2002), y de carácter extensional; cuyos bordes son fallas normales a transtensionales (33°75′-35°50′S; cuenca de Algarrobo) (e.g., Contardo et al., 2008). De esta forma secuencias sismoestratigráficas equivalentes a lo largo del margen acrecionario tendrían distinta cinemática (sin-extensional/contraccional). Es más, en la región continental cercana discusiones sobre los ambientes de formación en las unidades sedimentarias miocenas se ha generado en estas latitudes (e.g., Encinas et al., 2014; Le Roux et al., 2014). La subducción de la dorsal de Juan Fernández sería la responsable de producir subsidencia sincrónica a cabalgamientos (*thrusting*) en la parte occidental (Laursen et al., 2002) en la cuenca de Valparaíso, pero el proceso que explicaría el cambio en los estilos estructurales al sur de la cuenca de Valparaíso como también el desarrollo de cuencas extensionales en un modo acrecionario es poco entendido.

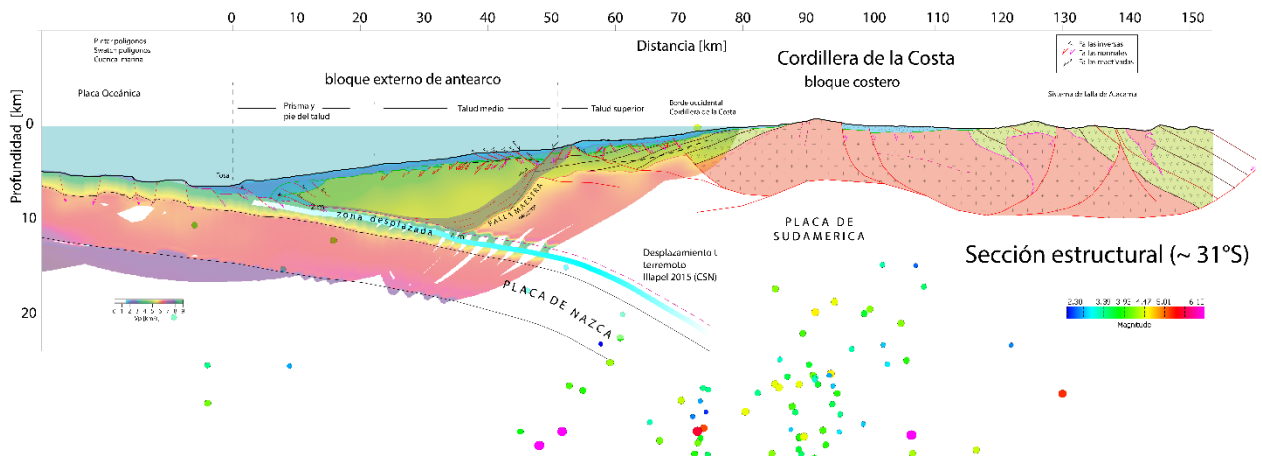


Figura 5. 2. Esquema estructural de la región costa afuera y costa adentro del segmento erosivo (área de estudio). Incluye las estructuras de primer orden en la región, los estilos de deformación, e interpretación de la arquitectura en subsuperficie. Ver texto para discusión. Modificado de (Contreras-Reyes et al., 2014).

A pesar de que aún queda por investigar cuál es o cuales son los procesos (deformación, gravitacional, sísmica, etc.) que controlan la fisiografía y la geología neógena del antearco marino, y entender las variaciones espaciales de la estructura en un determinado segmento, a priori los rasgos de primer orden en el bloque externo de antearco, en el segmento del margen erosivo de interés (post-colisión de la dorsal) serían semejante a los que se observan en el margen acrecionario (pre-colisión de la dorsal). En ambos segmentos (Figuras 5.2 y 5.3) se observan marcadas geometrías contraccionales, en la parte occidental de la cuña, que incluyen un sistema de *ridges* acrecionarios y altos de intracuenca, que son seccionados por importantes sistemas de fallas, ya sea extensionales o colapsos de gran escala, que aumentan su extensión hacia el *backstop*, además de extensas cuencas marinas. El registro sísmo estratigráfico reciente de estas cuencas se puede correlacionar a través de ambos segmentos, lo que permite dar luces sobre la evolución tectónica y comparación de ambos segmentos. En el área post-colisión de la dorsal, las series superiores del Plioceno-Holoceno poseen una doble cinemática. Estas muestran relaciones de crecimiento contraccionales en los flancos de los altos de intracuenca y en el complejo acrecionario, y en la región de límite medio-superior, muestran en un primer orden rasgos extensionales. En el dominio de la cuenca de Valparaíso (sin-colisión de la dorsal), los rasgos contraccionales de las secuencias son más marcadas en toda la vista 2D que permiten los datos de esta cuenca. Sin embargo, un marcado desplazamiento normal de reflectores profundos en un sector que coincide con un cambio morfométrico (e.g., Contreras-Reyes et al., 2015), con la traza del *backstop*, ponen de manifiesto estructuras normales o colapsos de gran escala, similar a los que se observan en el área post-colisión. Estructuras similares pueden ser observadas en el modo acrecionario, específicamente en el segmento del Maule (e.g., Geersen et al., 2011).

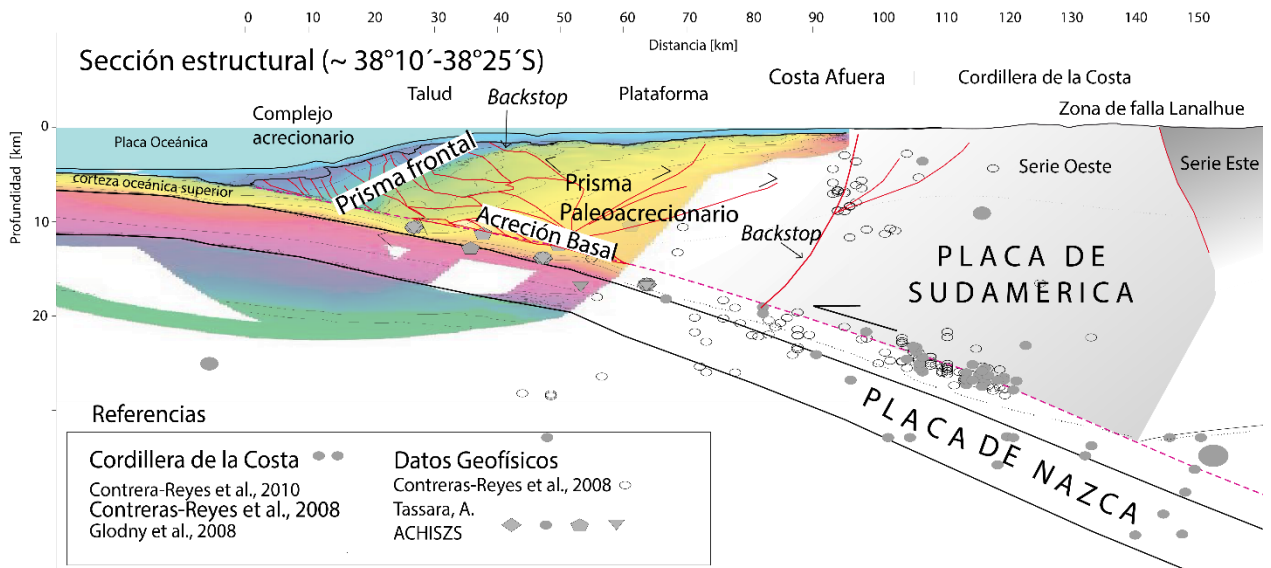


Figura 5. 3. Esquema estructural de la región costa afuera y costa adentro del margen acrecionario que incluye las estructuras de primer orden en la región, los estilos de deformación, unidades geológicas y la interpretación de la estructura en subsuperficie. Ver texto para discusión. Modificado de (Becerra et al., 2013)

Eventos de extensión y compresión serían sincrónicos y estos responderían hipotéticamente a la deformación sísmica ligada a la convergencia regional (Capítulo 4), y producirían un comportamiento bimodal en las estructuras de primer orden costa afuera (Becerra et al., 2016) como también en las estructuras en la Cordillera de la Costa (Farías et al., 2011). Los datos presentados en este estudio al igual que otros basados en el análisis de los parámetros estáticos de la cuña de *Coulomb* (Maksymowicz, 2015) sugieren que la clasificación propuesta por (Clift and Vannucchi, 2004) no es la más acertada y se requiere una nueva re-clasificación del margen, la cual considere las características morfoestructurales y parámetros geométricos de la cuña. Si bien la estructura y procesos para un modo acrecionario según el sentido de Clift and Vannucchi (2004) calza bien para el segmento acrecionario en el margen chileno, no es el caso para el modo erosivo. Este estudio muestra marcadas semejanzas entre ambos modos, y un estudio de mayor detalle en la región post, sin y pre-colisión permitirá establecer semejanzas y diferencias, y proponer una clasificación más acertada.

El bloque costero, su parte superior incluye una serie de cuencas marinas cuya estructura se compone de un sistema extensional que inclina hacia el este, y corresponden a las fallas de bordes de estas cuencas. Este sistema extensional persiste por toda el área de estudio, inclusive hasta el dominio de la cuenca de Valparaíso, y afecta a las unidades Pliocenas, Pre-Pliocenas y al basamento continental. Esta última relación se observa en las secciones de reflexión, las cuales muestran bloques del basamento continental, fuertemente basculados y que inclinan monótonamente hacia la fosa, cuyas características sísmicas incluyen un atenuada reflectancia (reflectores paralelos y discontinuos) en la parte superior limitadas por el sistema extensional de bloque costero. En el área continental, la estructura de la Cordillera de la Costa, la constituye marcados rasgos extensionales del Triásico al Cretácico Inferior (Figura 5.2), cuyas unidades asociadas se rejuvenecen hacia el este. Estos rasgos constituyen a significativas cuencas marinas y continentales, bien expuestas, cuyos paneles de carácter sin-*rift* (Martínez et al., 2013) conforman el conocido monoclin hacia el este de la Cordillera de la Costa (e.g., Empanan and Pineda, 2006), cuyo basamento o unidades

pre-*rift* la constituyen cuerpos ígneos triásicos y a los escasos afloramientos de los complejos acrecionarios del Paleozoico; un arreglo estructural esencialmente subhorizontal y contraccional que registran múltiples eventos de deformación (e.g., Emparan and Pineda, 2006).

Los rasgos geométricos costa afuera y costa adentro serían similares, cuya estructuras de mayor consideración, al menos en la región marina (flanco occidental de la Cordillera de la Costa, capítulo 1), son fallas extensionales y lístricas, cuyo *detachment* se ubica en al menos ~5 km de profundidad, según la proyección hacia abajo de las estructuras de mayor orden. Al norte del área de interés, a las latitudes entre Vallenar y Copiapó, muestran la estructura del borde oriental de la Cordillera de la Costa, como una serie de cuencas extensionales limitadas por fallas que inclinan hacia el este, cuyo nivel de *detachment* corresponde a los ~9 km de profundidad, probablemente asociados a niveles más dúctiles de la Cordillera de la Costa (Martínez et al., 2013). A pesar de las deferencias en la profundidad de los niveles de despegues, en conjunto las regiones marina y continental, muestran un bloque costero que presenta una simetría estructural; en cuyos flancos los paneles inclinan de forma similar a la pendiente de estos y son controlados por sistemas extensionales antitéticos a la pendiente de los flancos. Además, si consideramos la interpretación de secciones de velocidad y profundidad en la región marina (Contreras-Reyes et al., 2014), que muestran cuencas remanente del mesozoico y que sus depocentros mayores coinciden con los depocentros de las cuencas marinas neógenas (Figura 5.2), además de existir una simetría estructural, existiría una simetría en la geología del bloque costero, i.e., desde la línea costa hacia los flancos, en ambas direcciones, la geología se rejuvenecería; pasando desde el Paleozoico Superior hasta el Cretácico Inferior. Lo anterior sugiere que la estructura mesozoica de la Cordillera de la Costa este relacionada a una antiforma con arreglos estructurales simétricos, cuyo eje axial se exhibirá a lo largo de las unidades más antiguas de la región (Figura 5.2).

La evolución tectónica de la Cordillera de la Costa habría sido dominada *rifting* en el Triásico que generó importantes cuencas extensionales limitadas por fallas de orientación NO-N (e.g., Charrier et al., 2003), al igual que magmatismo y volcanismo, y posteriormente desde Jurásico Temprano Tardío al Cretácico Inferior, el asentamiento de la subducción y un régimen tectónico extensional, que desarrolló un arco magmático y cuencas extensionales de trasarco (e.g., Charrier et al., 2003; Mpodozis and Ramos, 1989; Oliveros et al., 2007). A pesar de que nuevos estudios sugieren que el régimen de subducción se habría extendido hasta el Paleozoico Superior (del Rey et al., 2016), durante el Jurásico al Cretácico Inferior, contemporáneo a la subducción, grandes volúmenes de rocas volcánicas (Oliveros et al., 2007) extruyeron (e.g., > 10 km; Buchelt and Cancino, 1988) y conforman una gran provincia magmática (*Early Andean Magmatic Province*), cuya estructura interna es similar a la de un *rift* simétrico (e.g., Mckenzie, 1978) a las latitudes de este estudio (29-33°S).

5.4 Geometría del *backstop* y control sobre la deformación en el largo y corto plazo.

Terremotos de subducción de gran magnitud ocurren a lo largo del margen Chileno, cuyos registros permiten observar el crecimiento cosísmico de la ruptura y establecer una correlación de esta última con los rasgos estructurales de primer orden en la región. El terremoto de Illapel (Mw=8,3; 16 Septiembre del 2015) (Figura 5.4) se desarrolló a través de una ruptura NO-N (e.g., Yin et al., 2016) de ~200 km, de rumbo similar al eje del escarpe, y la ruptura alcanzó hasta la fosa (e.g., Tilmann et al., 2016). Es importante notar en este segmento sismo-tectónico, en el sector donde se nucleó y desarrolló la ruptura, el *backstop* se encuentra a poca distancia de la fosa (~40 km) (Figura 1b). Si el *backstop* ejerce un control en la nucleación y propagación de la ruptura sísmica, en los

lugares donde esta estructura esté más cerca de la fosa, la ruptura sísmica podría alcanzar zonas más someras, aumentando el potencial tsunamigénico. Además, en el límite talud medio-superior (la proyección hacia arriba del *backstop*); una serie de escarpes activos de ~1 km de desnivel, y *slumping* de escala kilométrica, han sido observados (Becerra et al., 2016), aumentando el potencial sismogénico y tsunamigénico de estas estructuras regionales, que hasta el momento, fuera del área de estudio, escasamente se han identificado (e.g., Melnick, 2016). En otras regiones del mundo (Tohoku-2011, Nicaragua-1992, Java-2006; McKenzie y Jackson, 2012) este tipo de estructuras corticales están íntimamente asociadas a terremotos *tsunamigénicos* y su origen estarían relacionadas a deformación gravitatoria en zonas con importantes gradientes topográficos (McKenzie y Jackson, 2012).

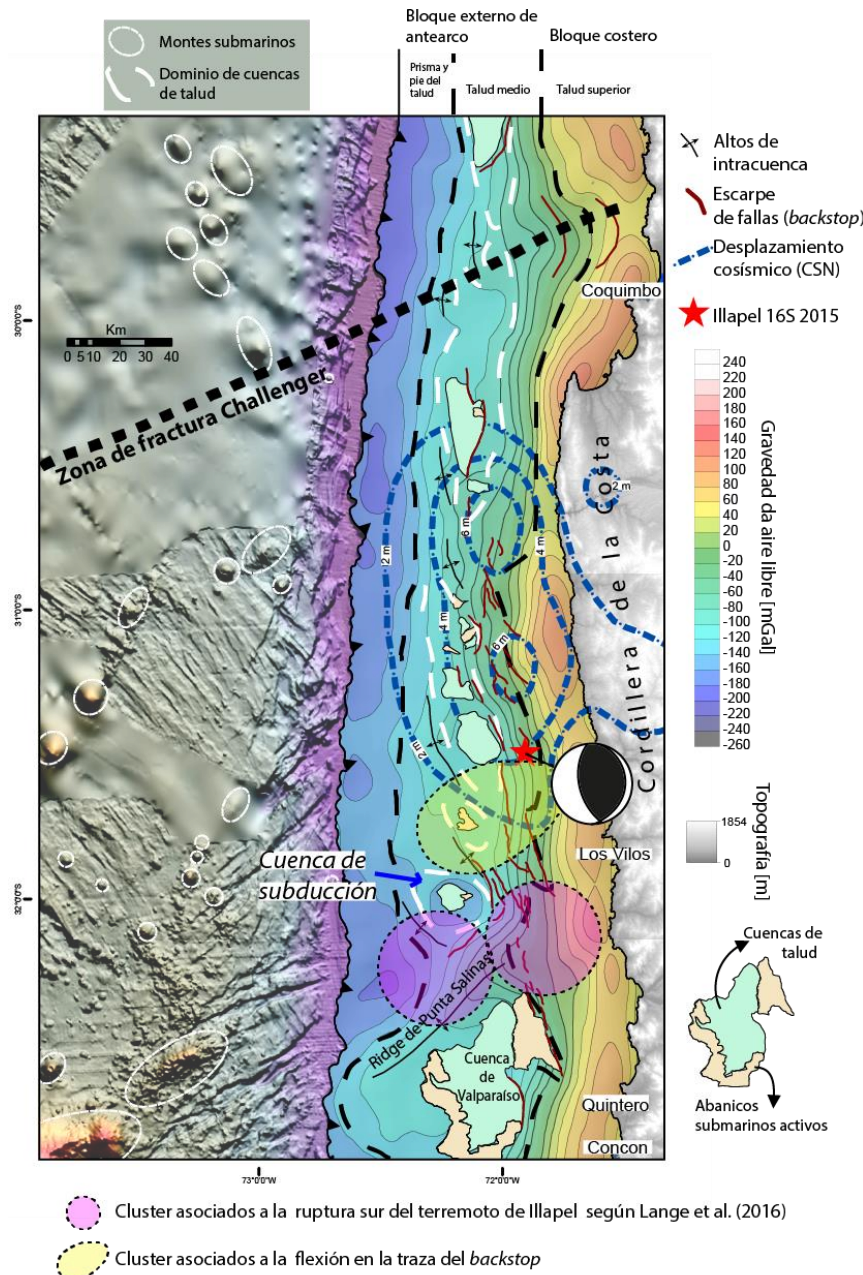


Figura 5. 4. Mapa gravimétrico del segmento de Illapel en donde se muestra la relación entre la nucleación y el modelo de desplazamiento, con los escarpes de fallas (líneas rojas) relacionados en profundidad al *backstop*. Desplazamiento cosísmico de CSN (Centro Sismológico Nacional). Ver texto para discusión.

La subducción de altos batimétricos, que incluye zonas de fracturas (e.g., Nazca, Challenger y Mocha) y paleo puntos calientes o dorsales oceánicas (Nazca, Iquique y DJF) (Figura 1a) están

fuertemente correlaciones con los límites de los segmentos sismo-tectónicos (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011). La proyección inmediata hacia el continente de dos rasgos importante de la placa de Nazca; la zona de Fractura de Challenger y de la dorsal de Juan Fernández corresponden a la bahía de Tongoy y el Ridge de Punta Salinas, respectivamente (Figura 5.4). La Zona de Fractura de Challenger actuaría como el límite norte de la ruptura de Illapel ($M_w=8,3$) (Figura 5.4) y para la distribución de las réplicas (Tilmann et al., 2016). En cambio el límite sur de la ruptura, es marcado por un mayor densidad de réplicas y el término de los modelos de desplazamiento cosísmico (Figura 5.4) (e.g., CSN; Tilmann et al., 2016), que coinciden con una marcada flexión en la traza del *backstop* (Figura 5.4). Esto sugiere que variaciones a lo largo del rumbo del *backstop* podría actuar como bordes para la ruptura (e.g., Lozos et al., 2011).

Otros *clusters* pueden ser observados cercano a subducción de la dorsal de Juan Fernández (Lange et al., 2016), en la región marina de antearco, y entre estos *clusters* y los *clusters* asociados a la flexión en la traza del *backstop*, cuenca de subducción ocurren y no se registran zonas de mayor desplazamiento cosísmico. Esta observación suele ser relevante, puesto que es reconocida la relación entre cuencas de subducción y zonas de liberación de energía sísmica (Wells and Blakely, 2003). Por otra parte, montes submarinos se comportan como barreras físicas para la ruptura y son asociados a *cluster* en las réplicas, como fue el caso del terremoto de Iquique (1 de Abril 2014; $M_w=8,1$) (Geersen et al., 2015). En área de ruptura del 16S, a pesar de que indentaciones en la fosa han sido reconocidas, que representarían al paso de potenciales altos batimétricos (Becerra et al., 2016), se desconoce de la subducción de montes submarinos presentes en la placa de Nazca hacia la cuña continental, salvo aquellos asociados a la dorsal de Juan Fernández; e.g., Papudo. Lange et al. (2016) propone que la terminación sur de la ruptura estaría relacionada a la subducción de la dorsal de Juan Fernández, en donde *clusters* en las réplicas se han observado (Figura 5.4). Sin embargo, a juzgar por la extensión de la superficie de ruptura del terremoto de Illapel, la magnitud de este, la presencia de cuencas de subducción sin desplazamiento cosísmicos asociados en el contacto (Figura 5.4), da la posibilidad que la terminación sur coincida con la marcada flexión del *backstop*. Es más, en la zona sismogénica de Nankai, estructuras de primer orden relacionadas al *backstop* controlan la distribución y geometría de la ruptura cosísmica (Nakanishi et al., 2002). En fin, debido a la ocurrencia de mayores desplazamiento cosísmico (e.g., Wells and Blakely, 2003) al igual que estructuras de consideración y activas (e.g., Becerra et al., 2016) en la región costa afuera, es fundamental revelar los rasgos batimétricos de consideración (escarpes, indentaciones, etc.) e investigar su relación con la sismicidad, lo cual tiene implicancias mayores en como entendemos los procesos sismogénicos y tsunamigénicos en la región de subducción.

5.5 Acortamiento en la zona de subducción y Cordillera de la Costa: parámetro clave para entender los procesos tectónicos en corto y largo plazo en la región.

El alzamiento de la Cordillera de la Costa como además el fallamiento extensional observado, que se constituye por estructuras que inclinan esencialmente hacia el este, han sido explicado por *Underplating* (e.g., Allmendinger and González, 2010; Hartley et al., 2000; Scheuber et al., 1994), subducción de altos batimétricos (e.g., Macharé and Ortlieb, 1992), el rebote elástico durante el ciclo sísmico (e.g., Loveless et al., 2010; y las referencias ahí citadas) y acortamiento interno dentro de Cordillera de la Costa (González et al., 2003). Otros proceso, como el *pull down* de zonas anómalamente engrosadas explicarían el alzamiento y la ruptura de la corteza frágil en las regiones adyacentes, como es el caso del Salar de Atacama y su efecto en la Cordillera de la Costa (Metcalf and Kapp, 2015). Una de las explicaciones para el alzamiento y engrosamiento de la Cordillera de la Costa corresponde a la subducción de sedimentos tectónicamente erosionados, desde la fosa y a

través del canal de subducción, los cuales son apilados (*Underplating*) inmediatamente debajo de la Cordillera de la Costa (Figura 3). Este tipo de procesos (*Underplating*) han sido propuesto para explicar espesores cortical anómalos (Baby et al., 1997), que resultan de la diferencia entre los espesores corticales y el espesor resultante de secciones estructurales balanceadas. En este mismo sentido, las medidas de acortamiento para la Cordillera de la Costa son escasas y en la región de subducción se desconocen, i.e., no se cuenta con medidas de acortamiento derivadas de secciones estructurales. Esto permitirá entender la cinemática de las estructuras del área de estudio y discernir la existencia de procesos que involucran acortamiento como es el caso del *Underplating* (e.g., Allmendinger and González, 2010; Hartley et al., 2000; Scheuber et al., 1994) o una cuña estructural (e.g., Rivero y Shaw, 2011) inmediatamente de bajo de la Cordillera de la Costa. Si bien, la convergencia oblicua de la placa de Nazca con respecto al margen, involucraría la partición de la deformación y la inviabilidad de secciones balanceadas 2D, producto de movimientos de masas fuera del plano 2D, formulismos usados en estudios recientes (Kington, 2012) han permitido cuantificar este efecto y el acortamiento. A juzgar por los mapeos batimétricos (Laursen et al., 2002) y la dirección de convergencia de la placas, la secciones que cruzan la parte central de la Cuenca de la Valparaíso, se disponen de forma paralela a la subducción de la DJF, que coincide en un primer orden con el eje axial del oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013), y además, se disponen de forma ortogonal al rumbo de las geometrías estructurales y fallas de carácter esencialmente contraccional, sugiriendo un lugar idóneo para realizar y analizar secciones balanceadas 2D. Sin embargo, aún pueden existir grandes estructuras de rumbo o transpresivas, no identificadas oportunamente, como también importantes diferencias en la dirección de transporte de las escamas individuales, por lo que un modelo geológico estructural 3D es necesario.

En relación a lo anterior, resulta fundamental investigar el rol del límite natural entre el bloque externo y el bloque costero en la actual configuración de la zona de subducción. Este límite tectónico separa dos zonas de características de velocidad V_p distintas y su expresión en el fondo marino corresponde a un set de escarpes rectos y curvos, estos últimos relacionados, al menos hacia el norte de la cuenca de Valparaíso, a colapsos gravitacionales (Becerra et al., 2016). El bloque costero presenta velocidad de onda P mayores con respecto al bloque externo de antearco, dando la posibilidad de que el primero actuaría como un contrafuerte o *backstop*, plegando y deformando el bloque externo de antearco. La deformación de la cuña continental de antearco, resulta en gran parte de la convergencia regional de las placas tectónicas, a partir de escamas tectónicas cuyo nivel de *detachment* corresponde al canal de subducción, sin embargo los colapsos gravitacionales como también un contrafuerte pueden generar geometrías contraccionales similares. Entonces, resulta interesante investigar el sistema de escamas tipo faja plegada y corrida, observado en secciones sísmicas de reflexión, y su relación con la convergencia de las placas, con el *backstop* y con los colapsos gravitacionales.

Mientras que el acortamiento derivado de la convergencia de las placas tectónicas debe resultar en la deformación frágil de la cuña continental, en un estilo similar a los clásicos modelos de fajas plegadas y corridas (*fold thrust belt*). Hipotéticamente y en relación al largo período, una diferencia sustancial entre el acortamiento medido a través de secciones balanceadas, basadas en datos de sísmica de reflexión, y aquel calculado a través de las tasas de convergencia, es producto del apilamiento tectónico de sedimentos (*Underplating*). Considerando que ambos bloques subyacen el mismo nivel de despegue (canal de subducción), lo anterior debe ser conherente con el acortamiento necesario para explicar la deformación de gran longitud de onda, y en un primer orden, con las tasas de alzamiento de la Cordillera de la Costa. Con respecto al corto período, zonas de mayor acortamiento deben a estar ligadas a zonas sujetas a mayor deformación; que pueden

incluir zonas donde ocurre un mayor acoplamiento o liberación de momento sísmico; segmentos sismo-tectónicos. Resulta interesante calcular medidas de acortamiento en zonas activas; en donde se tenga identificado las áreas de mayores desplazamientos cosísmico (e.g., terremoto del Maule e Illapel) y en regiones adyacentes para establecer una comparación. Sin embargo, parámetros como sedimentación (flujo acrecionario) condicionan el desarrollo y extensión de la cuña (Brandon, 2004), por lo que mayores supuestos sobre este parámetro se deben realizar o incluirlo como parte del flujo de acortamiento. Además, un punto crítico en la hipótesis expuesta anteriormente, es el rol del límite tectónico entre el bloque externo de antearco y el bloque costero. Ambos bloques tienen velocidades V_p distintas por lo cual este límite pudiese funcionar como un cofre o *backstop*, plegando y deformando el bloque externo de antearco. Esto último tendría implicancias en el balance de acortamiento dentro de la cuña continental, puesto que el acortamiento estaría restringido al bloque externo de antearco, y no podríamos plantear como hipótesis que la cuña continental, la cual incluye el bloque externo de antearco y el bloque costero, corresponde a un sistema estructural compresivo tipo faja plegada y corrida. Por otra parte, la generación de esta sistema estructural tipo faja plegada y corrida puede tener un origen en colapsos gravitacionales de gran escala, enraizados en este límite tectónico y en relación a deformación gravitatoria producto de importantes gradientes topográficos (cordillera de la Costa).

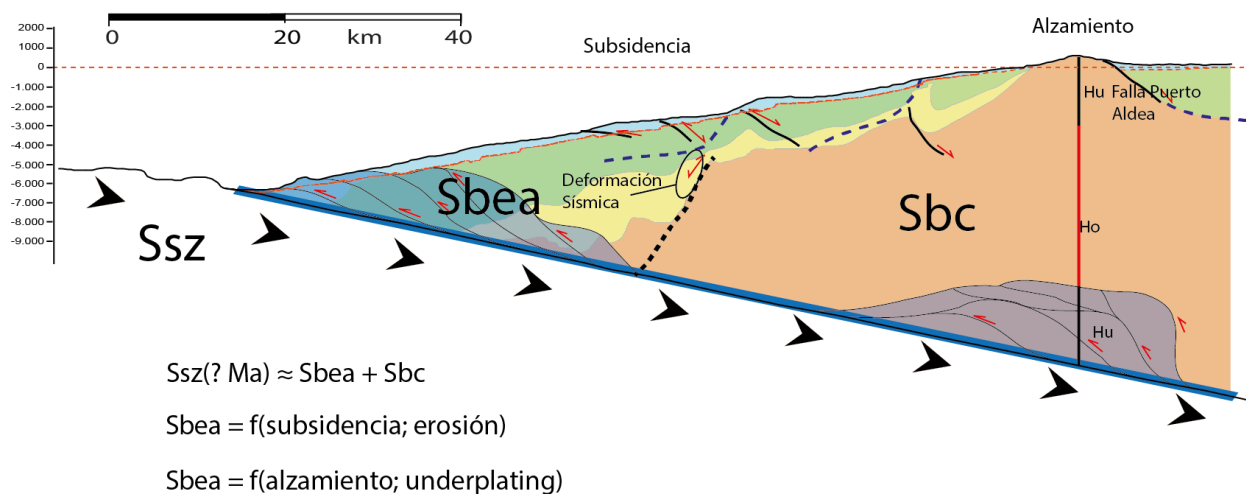


Figura 5. 5. Esquema de balance de acortamiento en la estructura en la cuña externa de antearco. Línea segmentada roja nivel de referencia.

El acortamiento ligado a la convergencia de las placas en largo y corto plazo (Capítulo 1) se particiona entre la deformación del bloque externo de antearco y el bloque costero. En el bloque externo de antearco se caracteriza por el desarrollo de geometrías compresivas en la parte externa y geometrías extensionales en la parte interna, y tomando como referencia el techo del basamento acústico, reflejaría un dominio subsidente en relación a la tectónica erosiva. El bloque costero se caracteriza por una deformación de amplia longitud de onda como también alzamiento, relacionado hipotéticamente al *underplating*. El acortamiento del bloque externo es posible su cálculo a través la interpretación y migración a profundidad de secciones sísmicas de reflexión. Las diferencias entre este acortamiento y el ligado a la convergencia regional, debe dar en un primer orden el acortamiento que absorbe el bloque costero. Si asumimos que la deformación del bloque costero, como una gran antifirma, resultado de la deformación de la Cordillera de la Costa sobre un nivel de despegue cuya geometría resulta del análisis estático de cuña crítica de Coulomb (e.g., Adam and Reuther, 2000), su restauración da indicios del acortamiento que absorbe la Cordillera de la Costa.

A priori, una diferencia sustancial entre el input de acortamiento y aquel predicho por la restauración de la actual configuración de la Cordillera de la Costa, podría estar reflejando procesos como el *underplating*. A pesar de que una investigación más acertada se debe realizar e incluir parámetros como el flujo acrecionario (Willett and Brandon, 2002), complementar teorías geométricas como *fault related fold* (e.g., Wilkerson and Dicken, 2001) y de cuña de Coulomb (e.g., Adam and Reuther, 2000) pueden dar indicios de los procesos geológicos que ocurren en la cuñas externa de antearco.

5.6 Bibliografía

- Adam, J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321, 297–325. doi:10.1016/S0040-1951(00)00074-3
- Allmendinger, R.W., González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93–110. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.019
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. El Oroclino del Maipo: Un rasgo estructural de primer orden en la evolución geodinámica Mioceno a Reciente en los Andes de Chile central. *Andean Geol.* 40, 419–437. doi:10.5027/andgeoV40n3-a02
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Herail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883–886. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>2.3.CO;2
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G.P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., Cornejo, N., 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~29–33°S). *Basin Res.* 1–18. doi:10.1111/bre.12205
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C., 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics* 592, 53–66. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.012
- Brandon, M.T., 2004. THE CASCADIA SUBDUCTION WEDGE: THE ROLE OF ACCRETION, UPLIFT, AND EROSION, in: van der Pluijm, B.A., Marshak, S. (Eds.), *Earth Structure, An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. WCB/McGraw Hill Press, pp. 566–574.
- Buchelt, M., Cancino, C.T., 1988. The jurassic la negra formation in the area of antofagasta, Northern Chile (lithology, petrography, geochemistry) BT - The Southern Central Andes: Contributions to Structure and Evolution of an Active Continental Margin, in: Bahlburg, H., Breitkreuz, C., Giese, P. (Eds.), . Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 169–182. doi:10.1007/BFb0045181
- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M.P., 2003. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geol. Chile*.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones : Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.* 42. doi:10.1029/2003RG000127
- Contardo, X., Cembrano, J., Jensen, A., Díaz-Naveas, J., 2008. Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33°30′-36°50′S): Insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics* 459, 206–218. doi:10.1016/j.tecto.2007.12.014
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., 2014. Geophysical Research Letters 1–7. doi:10.1002/2013GL058729.Received

- Contreras-Reyes, E., Carrizo, D., 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Phys. Earth Planet. Inter.* 186, 49–58. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. a., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., Arriagada, C., 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* 203, 776–791. doi:10.1093/gji/ggv309
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach, Gondwana Research. doi:10.1016/j.gr.2016.06.008
- Emparan, C., Pineda, G., 2006. Geología del area Andacollo-Puerto Aldea, region de Coquimbo.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics* 30, n/a–n/a. doi:10.1029/2011TC002888
- Gana, P., 1991. Mapa geológico de la Cordillera de la Costa entre la Serena y Quebrada El Teniente, región de Coquimbo.
- Geersen, J., Behrmann, J.H., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C.R.C.R., Diaz-Naveas, J., Weinrebe, W., 2011. Active tectonics of the South Chilean marine fore arc (35S-40S). *Tectonics* 30, 1–16. doi:10.1029/2010TC002777
- Geersen, J., Ranero, C.R., Barckhausen, U., Reichert, C., Ranero, R., Barckhausen, U., Reichert, C., Geersen, J., 2015. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nat. Commun.* 6, 6–11. doi:10.1038/ncomms9267
- González, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, in: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circum-Pac. Council. for Energy and Miner. Resour, Houston, Tex, pp. 383–404.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H., 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 321–342. doi:10.1016/S0895-9811(03)00100-7
- Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S.J., Jolley, E.J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geol.* 28, 331–334. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<331:DOACFA>2.0.CO;2
- Kington, J.D., 2012. The Structure and Kinematics of the Nankai Trough Accretionary Prism, Japan.
- Lange, D., Geersen, J., Barrientos, S., Moreno, M., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Kopp, H., 2016. Aftershock seismicity and tectonic setting of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake, Central Chile. *Geophys. J. Int.* . doi:10.1093/gji/ggw218
- Laursen, J., Scholl, D.W., von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics* 21, 2–1–2–27. doi:10.1029/2001TC901023
- Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sediment. Geol.* 184, 133–153. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.023
- Loveless, J.P., Allmendinger, R.W., Pritchard, M.E., González, G., 2010. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc. *Tectonics* 29, 1–16. doi:10.1029/2009TC002465

- Lozos, J.C., Oglesby, D.D., Duan, B., Wesnousky, S.G., 2011. The Effects of Double Fault Bends on Rupture Propagation: A Geometrical Parameter Study. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, 385–398. doi:10.1785/0120100029
- Macharé, J., Ortlieb, L., 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* 205, 97–108. doi:10.1016/0040-1951(92)90420-B
- Maksymowicz, A., 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.007
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K., 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 1–16. doi:10.1016/j.jsames.2012.07.001
- Mckenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7
- McKenzie, D., Jackson, J., 2012. Tsunami earthquake generation by the release of gravitational potential energy, *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2012.06.036
- Melnick, D., 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nat. Geosci.* 1–8. doi:10.1038/ngeo2683
- Metcalf, K., Kapp, P., 2015. modern lithospheric structure of the central Andean forearc 1212, 61–78. doi:10.1130/2015.1212(04).
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Sci. Ser. Circum-Pac. Council. Energy Miner. Resour., vol. 11, Houston, Texas, pp. 59–90.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J.O., Kaneda, Y., 2002. Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai trough seismogenic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 255–263. doi:10.1016/S0012-821X(02)00866-X
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Fornari, M., 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'–24°S): geochemistry and petrogenesis. *Rev. geológica Chile*.
- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W., Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Andes. Act. Subduction Orogeny* 91–121. doi:10.1007/978-3-540-48684-8_5
- Rivero, C., Shaw, J.H., 2011. Active Folding and Blind Thrust Faulting Induced by Basin Inversion Processes, Inner California Borderlands. doi:10.1306/13251338M943432
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K.-J., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, in: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. pp. 121–139.
- Sernageomin, 2003. Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J.C., Schurr, B., Wang, R., Dahm, T., 2016. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophys. Res. Lett.* 1–26. doi:10.1002/2015GL066963
- Wells, R.E., Blakely, R.J., 2003. Correction to “Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?” *J. Geophys. Res.* 108. doi:10.1029/2003JB002880
- Wilkerson, S.M., Dicken, C.L., 2001. Quick-Look Chart for Evaluating Cross Sections in

- Contractional Settings. AAPG Data Pages 10, 2001. doi:10.1306/8626D063-173B-11D7-8645000102C1865D
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. On steady state in mountain belts. *Geology* 30, 175–178.
- Yin, J., Yang, H., Yao, H., Weng, H., 2016. Coseismic radiation and stress drop during the 2015 M w 8.3 Illapel, Chile megathrust earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 43, 1520–1528. doi:10.1002/2015GL067381

Anexo: PUBLICACIONES

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

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

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

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

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

§Federal Institute and Natural Resources, Hannover, Germany

¶Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

ABSTRACT

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

INTRODUCTION

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

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

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

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

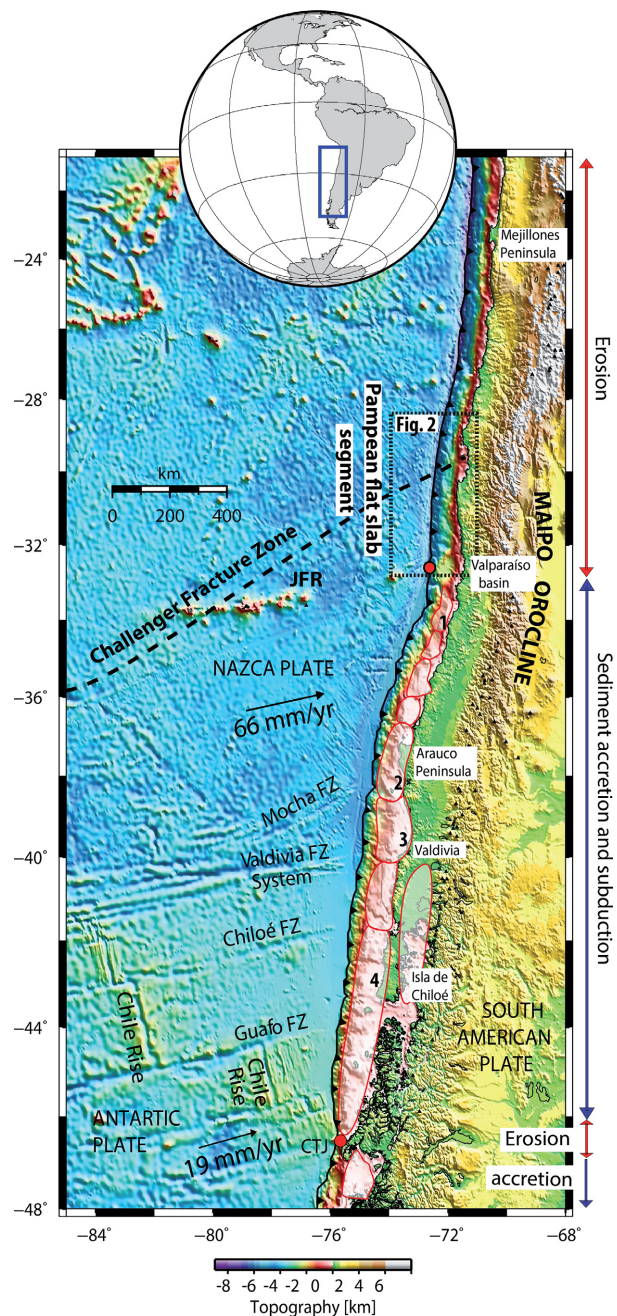


Fig. 1. Geodynamic setting of the Chilean Margin (22–48°S). Along this segment, the Chilean margin is segmented by two main oceanic features: the Juan Fernández Ridge (JFR) and the Chile Rise (CR). The erosive margin occurred immediately to the north of JFR where the trench is sediment-starved. FZ =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

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

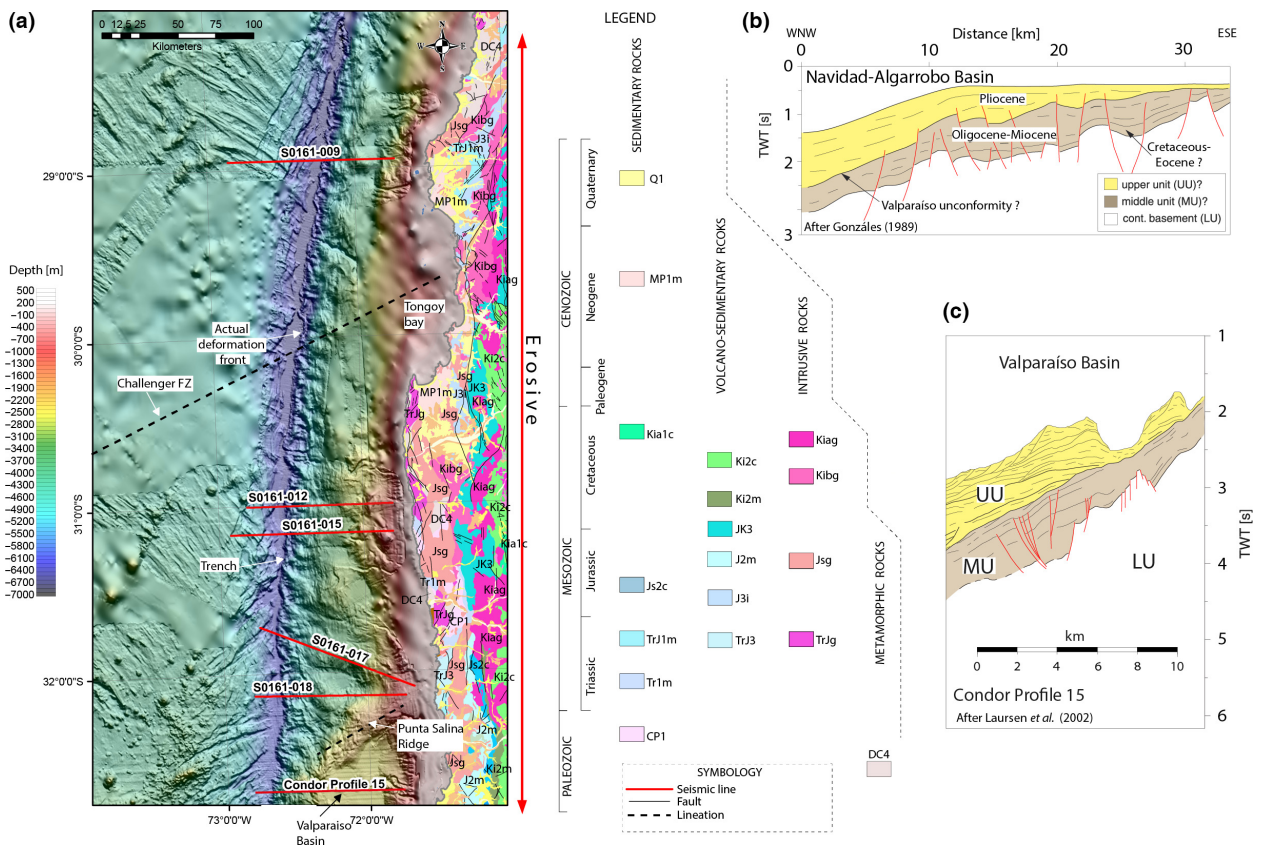


Fig. 2. Study area. (a) Swath bathymetric data, continental structures and geological units (SERNAGEOMIN 2003). The Juan Fernández hot spot chain and Valparaíso Forearc Basin (VFB) are located immediately to the north of the study area. The VFB contains up to 3–3.5 km of Late Cenozoic strata that were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

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

TECTONIC SETTING

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

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

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

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

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

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

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

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

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

CHARACTERISATION OF GEOLOGICAL STRUCTURES FROM SEISMIC REFLECTION

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

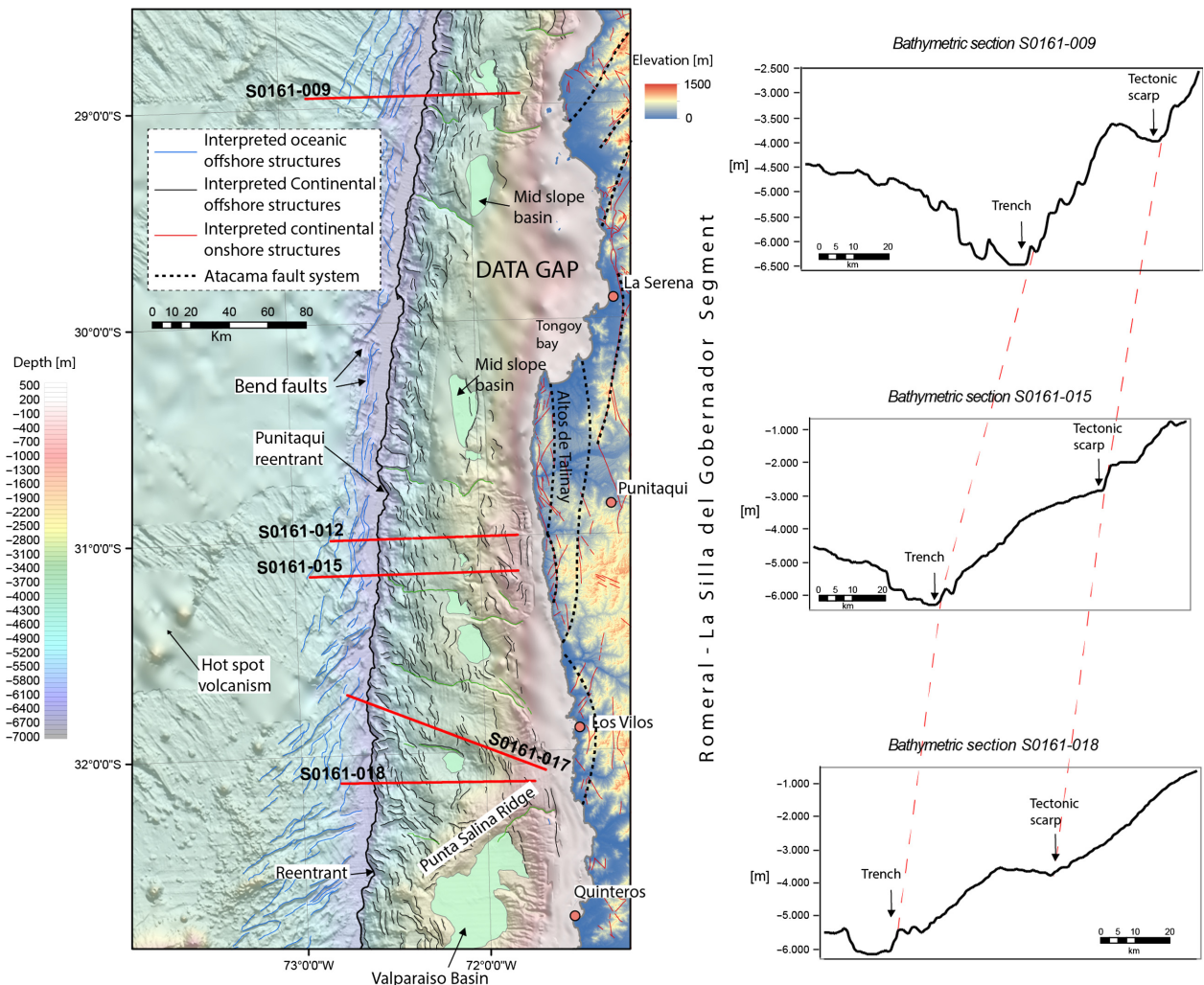


Fig. 3. Bathymetric map showing the main structural features of the study area and locations of seismic reflection lines indicated by bold red lines. Transparent area is a background hill shade from multibeam bathymetric data. Refer to the symbology for structures. The continental portion is completed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

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

DATA DESCRIPTION

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

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

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

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

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

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

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

OFFSHORE GEOLOGICAL UNITS

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

Seismic sequence SI

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

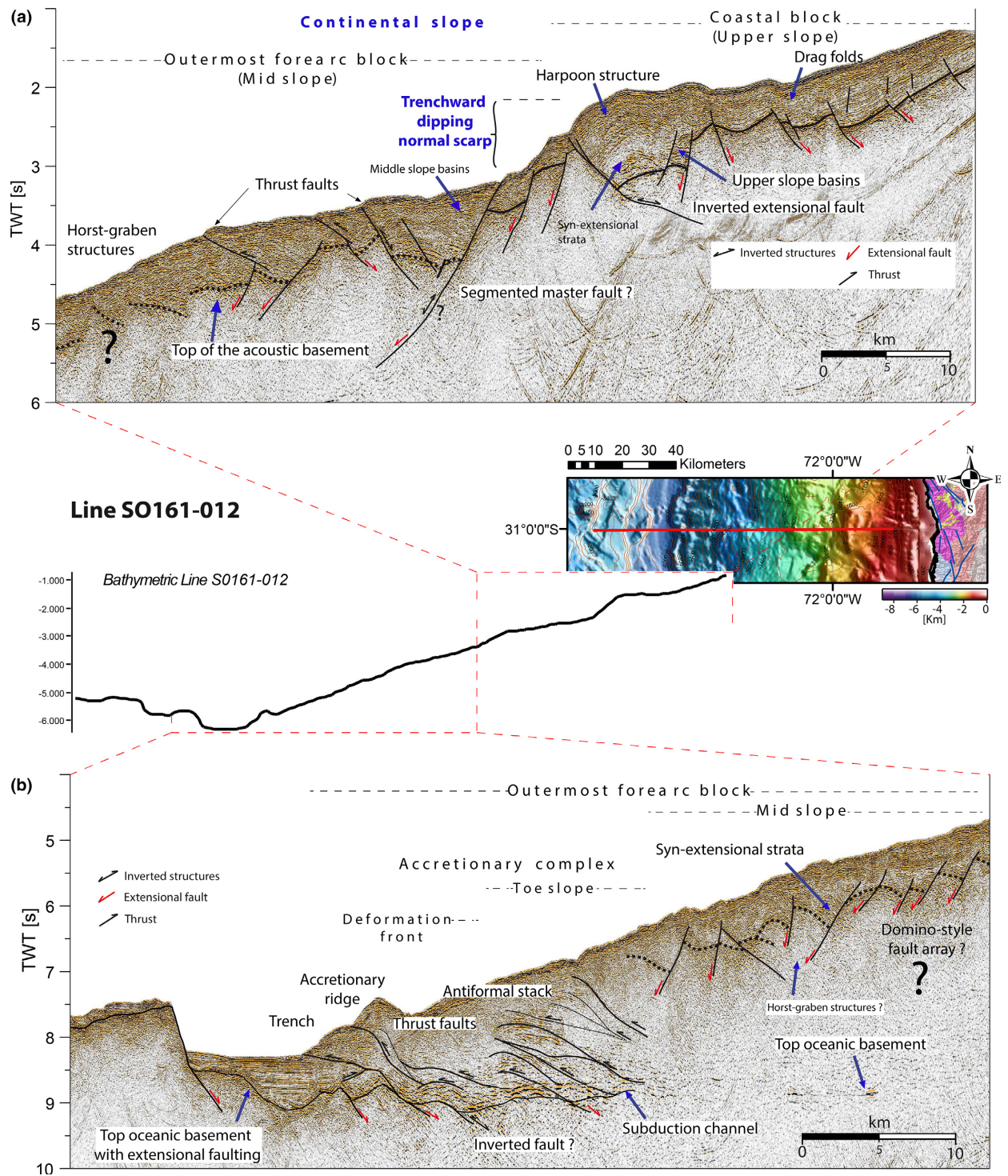


Fig. 4. S0161-012 seismic reflection line and bathymetric section illustrating the structural change between middle and upper slope. (a) Middle and upper slope domains. In this section, the structure of the middle slope is difficult to interpret due to the complexity of deformation and the low resolution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

Seismic sequence SII

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

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

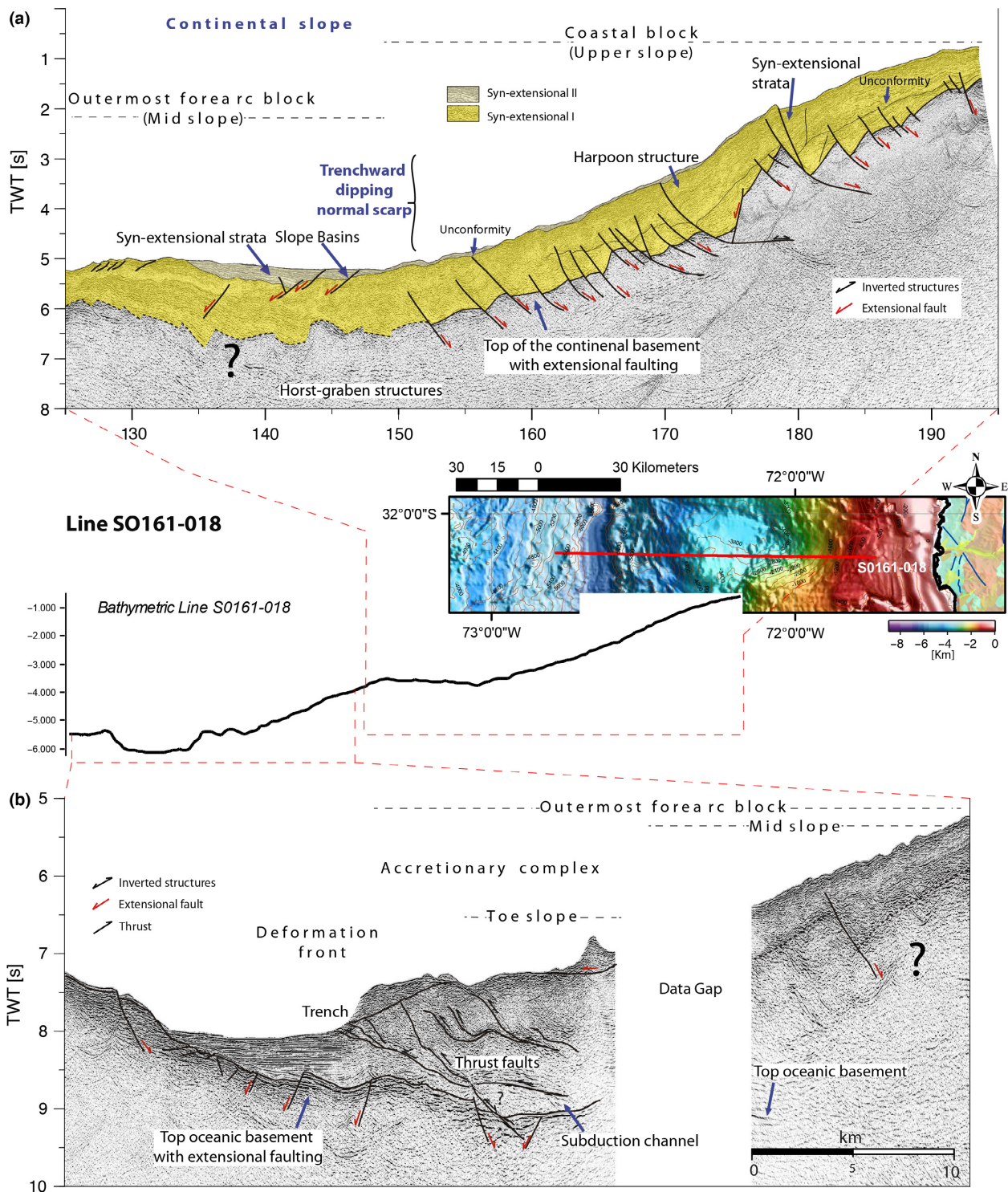


Fig. 5. S0161-018 seismic reflection line and bathymetric section. (a) Middle and upper slope domains. Similar to S0161-012, the resolution of the middle slope is poor. Dotted black line corresponds to the interpreted sedimentary-basement interface. At the middle slope two sets of extensional faults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

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

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

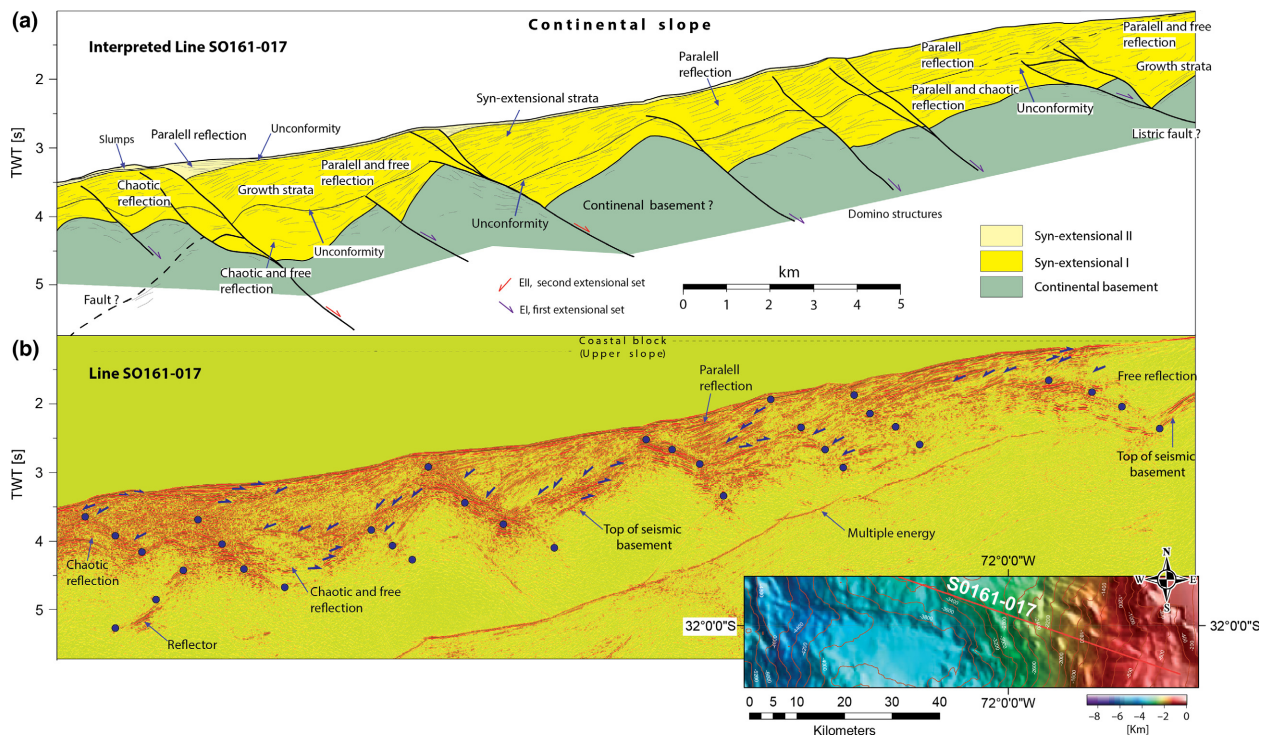


Fig. 6. Seismic stratigraphy and internal structure of the eastern segment of the S0161-017 seismic reflection line. (a) Interpreted section showing seismic character and boundary sequences. At least two syn-extensional sequences have been observed and they are separated by unconformity. (b) Post-stack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

DISCUSSION

Stratigraphic correlation

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

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

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

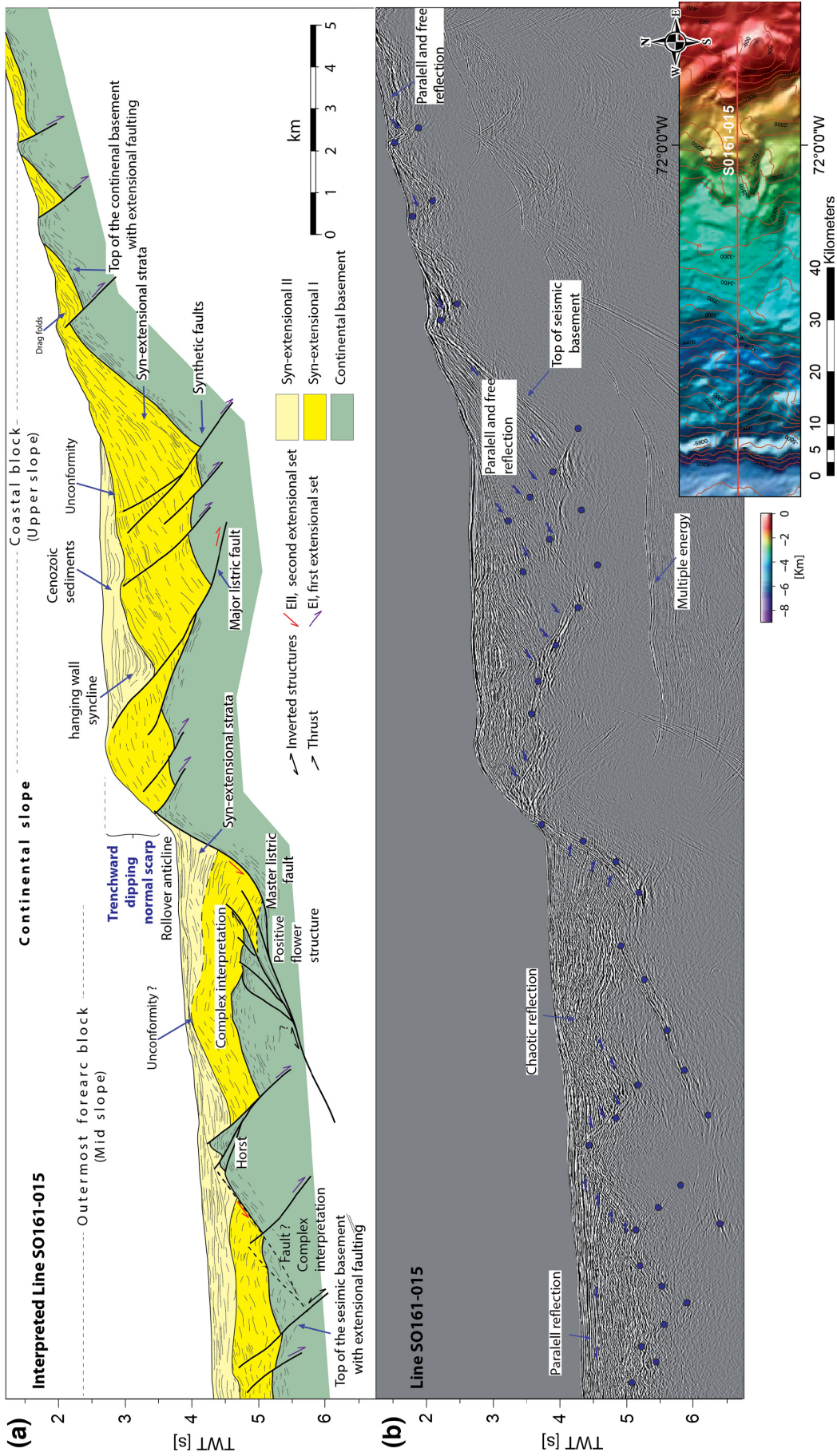


Fig. 7. Seismic stratigraphy and internal structure of the eastern outermost forearc and western coastal block from S0161-015 seismic line. See Fig. 3 for location. (a) Interpreted section. (b) Post-stack time migration section. Small angular unconformities have been mapped as continuous black line within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

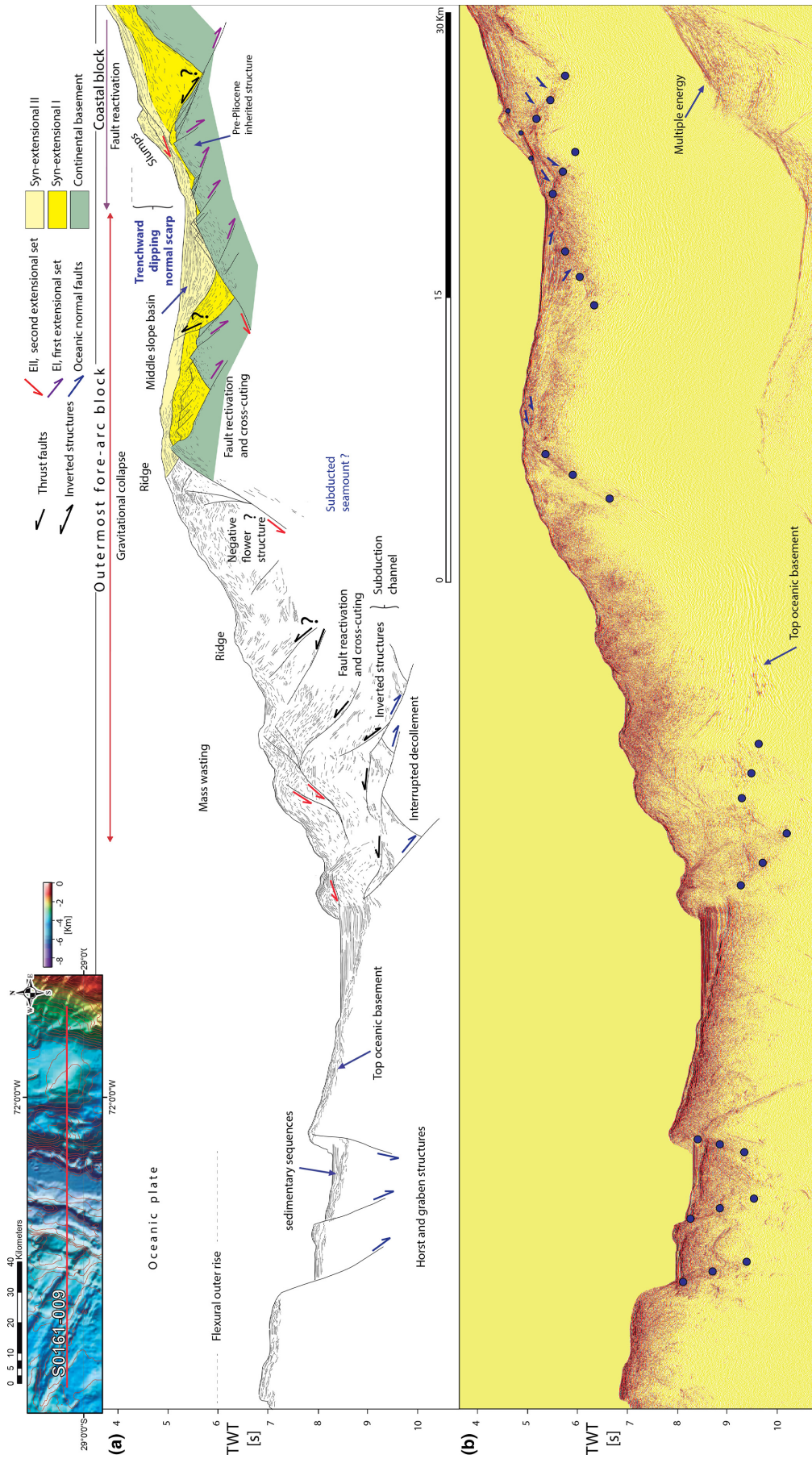


Fig. 8. (a) Regional interpretation of northernmost seismic line (S0161-009 regional) illustrating the seismic stratigraphy and structural style (geometry, kinematic and temporality of faults). (b) Poststack time migration section. Vertical scale is twice horizontal scale.

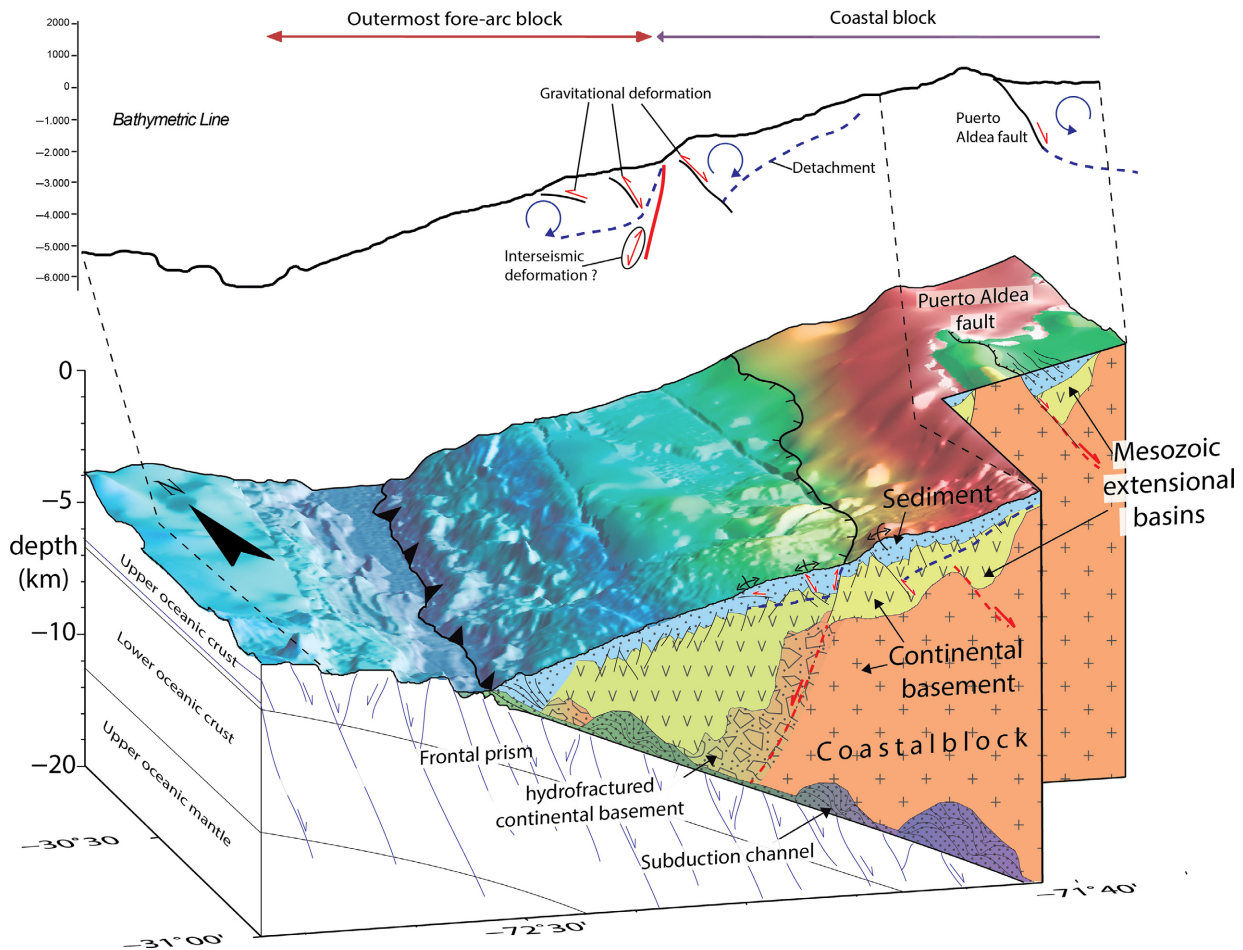


Fig. 9. Tectonic interpretation at *ca.* 31°S modified from Contreras-Reyes *et al.* (2014) and bathymetric section with highlighted locations of contractional and inverted structural features. Note the relationship between the seafloor morphology and the contractional and inverted structural features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

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

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

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

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

Extensional tectonics

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

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

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

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

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

Gravitational deformation

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

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

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

Tectonic scarps

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

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

Inherited structural control on gravitational collapse

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

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

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

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

CONCLUSIONS

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

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

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

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

ACKNOWLEDGEMENTS

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

CONFLICT OF INTEREST

No conflict of interest declared.

REFERENCES

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

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

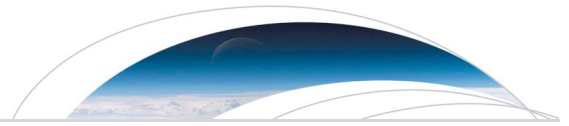
- cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, **28** (4), 331–334.
- HEINZE, B. (2003) Active intraplate faulting in the forearc of North Central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. Scientific technical report,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

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

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

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

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



RESEARCH LETTER

10.1002/2013GL058729

Key Points:

- Our results have implications for subduction erosion
- A major velocity discontinuity is detected beneath the middle continental slope
- Possible gravitational collapse of the outermost fore-arc block off north Chile

Supporting Information:

- Readme
- Supplementary Text

Correspondence to:

E. Contreras-Reyes,
econtreras@dgf.uchile.cl

Citation:

Contreras-Reyes, E., J. Becerra, H. Kopp, C. Reichert, and J. Díaz-Naveas (2014), Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, doi:10.1002/2013GL058729.

Received 25 NOV 2013

Accepted 14 FEB 2014

Accepted article online 18 FEB 2014

Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc

Eduardo Contreras-Reyes¹, Juan Becerra², Heidrun Kopp^{3,4}, Christian Reichert⁵, and Juan Díaz-Naveas⁶

¹Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile,

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile, ³GEOMAR

Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany, ⁴Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, Germany, ⁵Federal Institute and Natural Resources, Hannover, Germany, ⁶Escuela de Ciencias del Mar, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

Abstract We study the erosive convergent margin of north-central Chile (at ~31°S) by using high-resolution bathymetric, wide-angle refraction, and multichannel seismic reflection data to derive a detailed tomographic 2-D velocity-depth model. In the overriding plate, our velocity model shows that the lowermost crustal velocities beneath the upper continental slope are 6.0–6.5 km/s, which are interpreted as the continental basement composed by characteristic metamorphic and igneous rocks of the Coastal Cordillera. Beneath the lower and middle continental slope, however, the presence of a zone of reduced velocities (3.5–5.0 km/s) is interpreted as the outermost fore arc composed of volcanic rocks hydrofractured as a result of frontal and basal erosion. At the landward edge of the outermost fore arc, the bathymetric and seismic data provide evidence for the presence of a prominent trenchward dipping normal scarp (~1 km offset), which overlies a strong lateral velocity contrast from ~5.0 to ~6.0 km/s. This pronounced velocity contrast propagates deep into the continental crust, and it resembles a major normal listric fault. We interpret this seismic discontinuity as the volcanic-continental basement contact of the submerged Coastal Cordillera characterized by a gravitational collapse of the outermost fore arc. Subduction erosion has, most likely, caused large-scale crustal thinning and long-term subsidence of the outermost fore arc.

1. Introduction

At erosive margins, the overriding plate material is removed, causing the steepening of the trench slope and positioning of the continental or island arc basement close to the trench [e.g., *Clift and Vannucchi*, 2004]. Frontal erosion is one mode of subduction erosion, and it takes place at the tip of the fore arc when topographic features on the incoming oceanic plate collide with the apex of the margin, causing the transport of eroded material to the lowermost slope by debris flow. Subduction erosion also removes material from the base of the overriding fore arc (basal erosion), causing the thinning of the upper plate [e.g., *von Huene and Ranero*, 2003]. Thus, subduction erosion leads to large-scale and long-term margin subsidence and the arcward migration of the trench.

The northern Chilean margin is largely recognized as a convergent margin effected by subduction erosion [e.g., *Rutland*, 1971; *von Huene and Ranero*, 2003; *Clift and Vannucchi*, 2004; *Ranero et al.*, 2006; *Kukowski and Oncken*, 2006]. Here the ~38–48 Myr old oceanic Nazca Plate currently subducts at ~6.6 cm/a beneath the South American Plate in an ~N78°E trending direction [*Khazaradze and Klotz*, 2003]. The oceanic plate is covered by a thin layer of pelagic sediment (<100 m), and the trench is, in general, poorly sedimented [*von Huene and Ranero*, 2003; *Clift and Vannucchi*, 2004; *Kukowski and Oncken*, 2006]. The seaward wall of the trench hosts a high-relief horst-graben topography that has been suggested as a cause of abrasion of the base of the overriding fore arc [*von Huene and Ranero*, 2003]. Furthermore, *Rutland* [1971], among other authors, proposed that the northern Chilean margin has been dominated by subduction erosion since the Jurassic based on the eastward migration of the magmatic arc by about 200 km. *Kukowski and Oncken* [2006] estimated an erosion rate of ~100 km³/Myr/trench kilometer and an average net crustal loss of approximately 40–45 km³/Myr/trench kilometer for northern Chile.

The Juan Fernández Ridge (JFR) is one of the most remarkable bathymetric features of the oceanic Nazca Plate off Chile [e.g., *von Huene et al.*, 1997; *Larsen et al.*, 2002]. The JFR is a hot spot track chain formed by 11

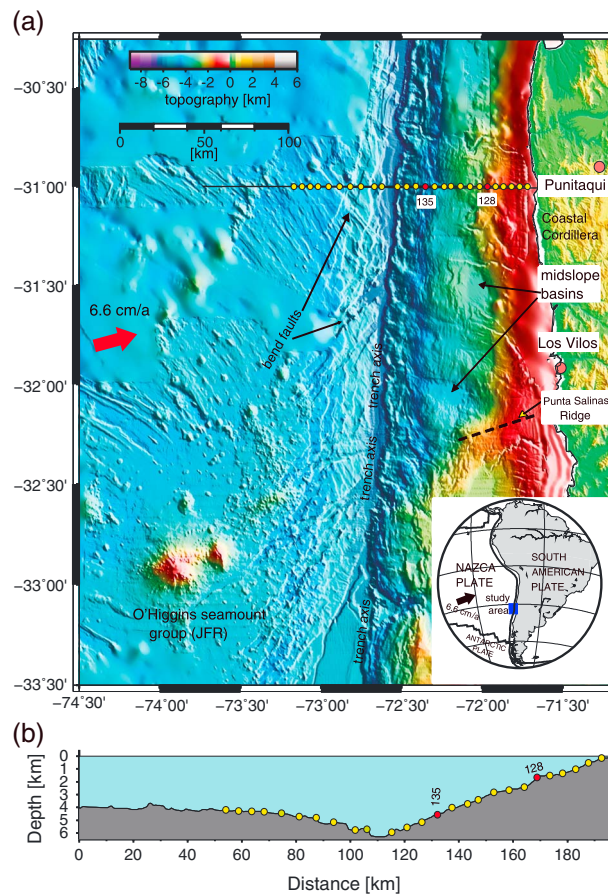


Figure 1. (a) Swath bathymetric image of the seafloor off Punitaqui. The incoming O'Higgins seamounts correspond to the easternmost part of the Juan Fernandez Ridge, and they are the next main seamounts to subduct beneath the continental South American Plate. The solid black line denotes the location of the seismic profile, while the red dots indicate the two stations shown in Figures 2a and 2b. (b) Seismic profile and locations of the 26 OBH/OBS stations used in the seismic modeling.

~23.5°S) was obtained by *Sallarès and Ranero* [2005] by using wide-angle seismic data. Their results show a progressive reduction in seismic velocities from ~6.0 to ~4.0 km/s and an increase of rock porosity toward the trench. Hence, the authors proposed that the overriding crust is mainly composed of arc-type igneous basement, where the tip of the margin is probably fluid saturated and disaggregated by fracturation as a consequence of subduction erosion. At depths greater than ~20 km, however, low-porosity values were interpreted as little hydrofractured upper plate [*Sallarès and Ranero*, 2005]. More recent published 2-D velocity-depth models off Tocopilla (north Chile at ~22°S) [*Contreras-Reyes et al.*, 2012] and off north-central Chile at ~32°S [*Koulakov et al.*, 2011; *Kopp*, 2013] also present a progressive reduction in continental crustal velocities toward the trench. These observations were also attributed to hydrofracturing of the upper plate due to subduction erosion, suggesting that this is a common feature of the northern Chilean margin.

One of the most striking features of the northern Chilean coastal region is the trench-parallel Coastal Cordillera or Coastal Range, which was formed by the exhumation and uplift of a Mesozoic palaeomagmatic arc [e.g., *Coira et al.*, 1982; *Charrier et al.*, 2007]. Underplating at the base of the continental crust inboard of the zone of subduction erosion is the most invoked explanation for the uplift of the Coastal Cordillera [*Scheuber et al.*, 1994; *Hartley et al.*, 2000; *Allmendinger and Gonzalez*, 2010]. However, subduction erosion will only cause underplating and uplift of the Coastal Cordillera if the eroded material is not subducted to larger depths. Hence, the proposed hypothesis is poorly constrained owing to the scarcity of geophysical data constraining the deep crustal structure below the Coastal Cordillera.

main seamounts, and it has a total length of ~900 km. The JFR first collided with the South American continental plate in the north (~20°S) at ~22 Ma, and it has progressively migrated southward to the current collision zone located at 32°–33°S [*Yáñez et al.*, 2001]. The current ridge-trench collision zone has remained stationary since ~10 Ma [*Yáñez et al.*, 2001]. In addition, the JFR behaves as a barrier for trench sediment transport along the trench in the current ridge-trench collision zone separating a poorly sedimented trench to the north from a sediment-flooded trench to the south [e.g., *Laursen et al.*, 2002]. Consequently, the JFR separates a tectonically erosive margin, in the north from an accretionary margin in the south [e.g., *von Huene et al.*, 1997]. Moreover, it is expected that this feature has accelerated the subduction erosion during the ridge-trench collision [*Kukowski and Oncken*, 2006] as has been reported for the Tonga Trench with the subduction of the Louisville Ridge [i.e., *Ballance et al.*, 1989].

Neotectonic observations [*Armijo and Thiele*, 1990; *DeLouis et al.*, 1998; *Hartley et al.*, 2000; *González et al.*, 2003] and seismic reflection and bathymetric data [*von Huene and Ranero*, 2003] indicate east-west extension across the continental region and continental slope in north Chile (23–24°S). A 2-D velocity-derived porosity model offshore Mejillones Peninsula (north Chile at

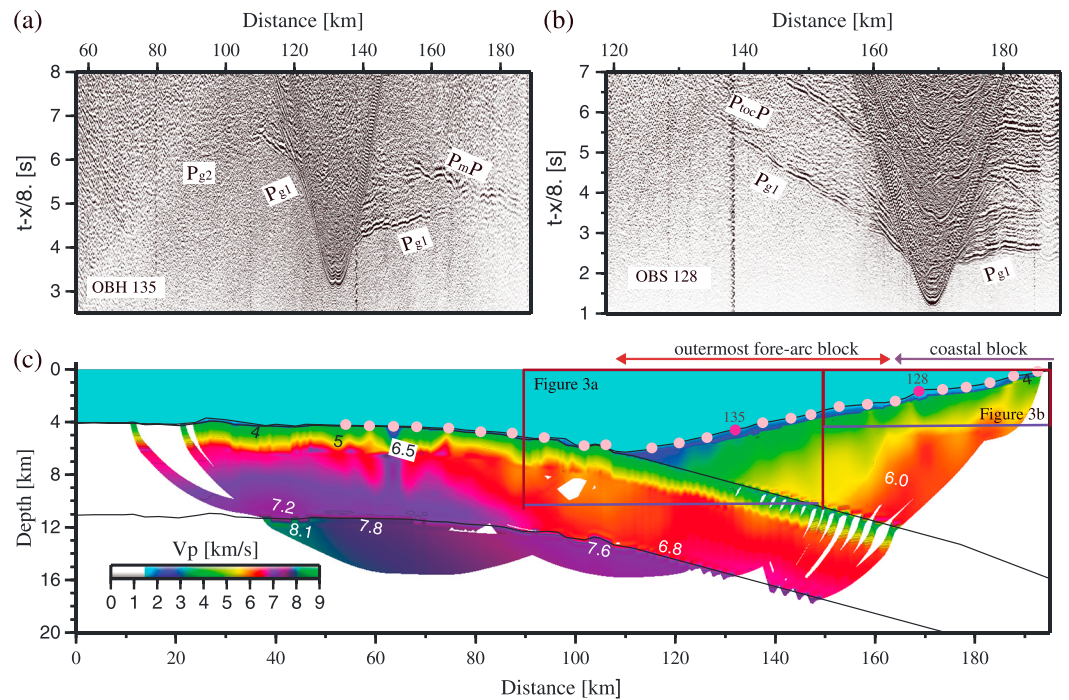


Figure 2. Seismic record examples of OBH data with identified travel times: (a) OBH 135 and (b) OBH 128. (c) Two-dimensional final velocity-depth model obtained from joint refraction and reflection tomographic travel time inversion.

In this paper, we present a joint refraction and reflection travel time tomographic approach to derive a detailed 2-D velocity-depth model constrained by high-resolution multichannel seismic reflection and bathymetric data. We present a seismic profile offshore north-central Chile at $\sim 31^\circ\text{S}$, and it includes the outer rise region, trench axis, and the submarine fore arc. Our seismic results provide evidence for a velocity discontinuity at the outermost fore arc of the overriding South American continental plate defining a major discontinuity between the inner and outermost fore arcs. The results of this seismic study may offer insights into tectonic evolution and subduction erosion of the continental plate.

2. Geophysical Data and Modeling

We analyzed wide-angle seismic refraction and reflection data that were acquired along a single profile located off Punitaqui, north-central Chile, at $\sim 31^\circ\text{S}$, supplemented by high-resolution multichannel seismic reflection and swath bathymetric images of the surrounding seafloor [Reichert *et al.*, 2002]. The data were acquired in 2000/2001 onboard the German research vessel *Sonne* [Flueh and Kopp, 2002]. For the seismic experiment, shots were recorded with a total number of 26 ocean bottom seismometers (OBS) and ocean bottom hydrophones (OBH), covering a total length of ~ 196 km (Figure 1). The spacing between the instruments was approximately 5 km. The seismic source was a tuned array of 20 air guns that provided a total volume of 51.2 L, and it was fired at a time interval of 60 s providing an average shot spacing of ~ 150 m. The seismic stations recorded refractions through the overriding plate ($Pg1$), reflections from the top of the oceanic crust ($PtocP$), oceanic crustal refractions ($Pg2$), Moho wide-angle reflections (PmP), and upper mantle refractions (Pn) of excellent quality (Figures 2a and 2b). Figure 2b shows an example of record section OBH 128 positioned on the middle-upper continental slope. The data show an abrupt increase landward of apparent $Pg1$ velocities from the middle-upper continental slope transition zone, suggesting important lateral variations.

We used the joint refraction/reflection 2-D tomographic inversion code of Korenaga *et al.* [2000] to derive the seismic velocity-depth model (see supporting information for details). The 2-D velocity-depth model consists of the following units: (1) water, (2) overriding crust, (3) oceanic crust, and (4) upper oceanic mantle. In order to derive the seismic velocities of the overriding crust, and the top of the oceanic basement, we jointly inverted refracting ($Pg1$) and reflecting ($PtocP$) phases. The overriding crust velocities and interplate boundary obtained from the tomographic inversion were then held fixed in the following iterative inversions. The oceanic crustal

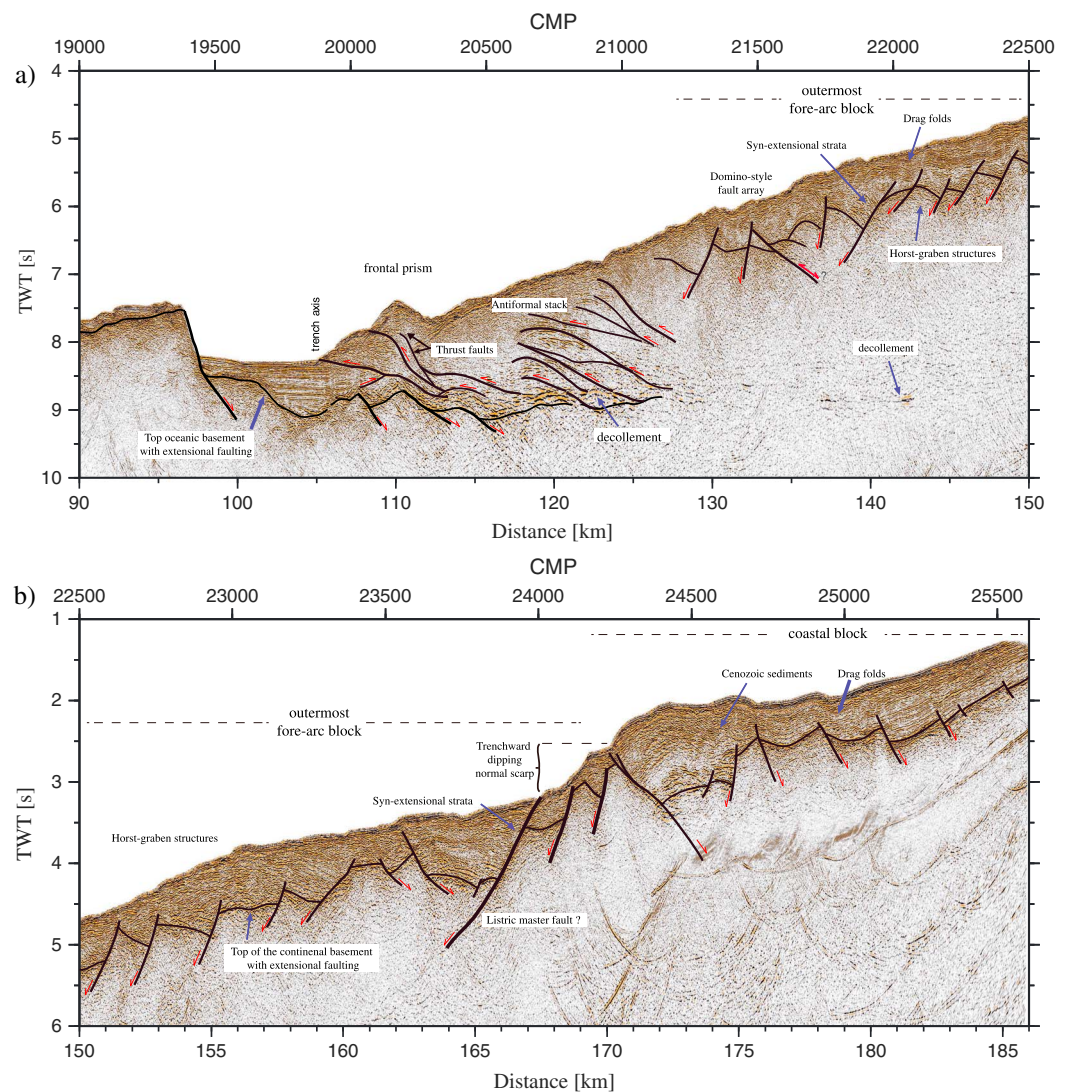


Figure 3. Poststack time migration and interpretation of the (a) trench and seaward part of the outermost fore-arc block (b) landward part of the outermost fore-arc block and seaward part of the Coastal Block (see more details in the supporting information).

velocities and Moho depths were inverted using *Pg2* and *PmP* phases. Similarly, the oceanic crustal velocities and Moho depths remained fixed for the next step of the inversion, where the upper mantle velocities were derived using oceanic *Pn* phases. The final 2-D velocity-depth model is presented in Figure 2c. See supporting information for reference model, inversion parameters, and model resolution.

3. Results

In the oceanic plate, the lower crustal and upper mantle velocities progressively decrease trenchward and present minimum values beneath the outer rise region of ~6.8 and ~7.6 km/s, respectively (Figure 2c). The onset of low crustal and mantle velocities spatially correlates with the presence of pronounced extensional bend faults and large horst and graben topography seen in the high-resolution seismic reflection and bathymetric data (Figure 1, Figure 3a, and supporting information).

In the continental plate, the 2-D velocity-depth model shows the presence of an ~5 km wide wedge-shaped body, with relative low velocities of 2.0–3.5 km/s. Landward of this body, velocities increase continuously from ~3.5 km/s up to ~5.0 km/s within a distance of 50 km (Figure 2c). At ~165 km (beneath the middle-upper slope transition), a strong lateral velocity gradient is detected, from which crustal velocities reach values

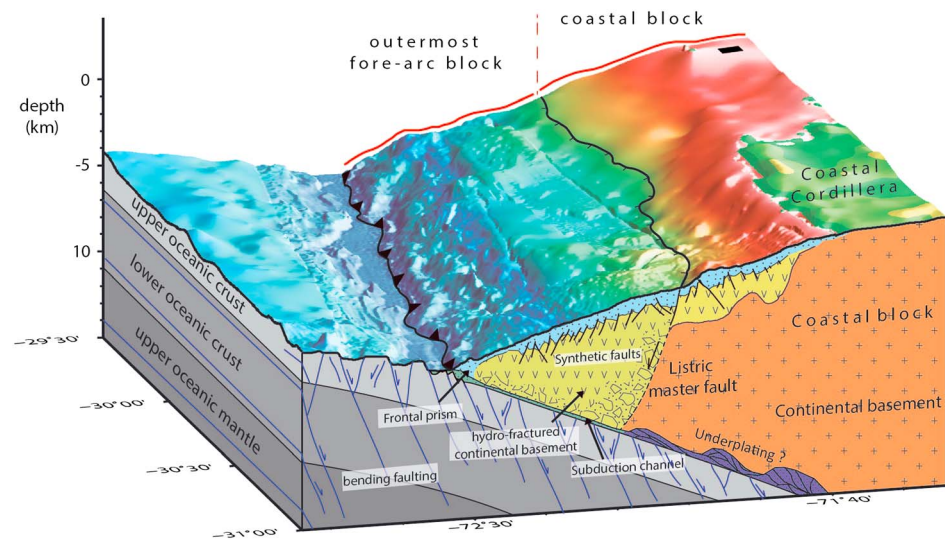


Figure 4. Summarized tectonic interpretation (*vertical exaggeration 2:1*). The outermost fore-arc block is composed of volcanic rocks that are largely hydrofractured as a consequence of subduction erosion. The landward limit of the outermost fore-arc block is coincident with the location of the continental slope scarp suggesting subsidence of the outermost fore-arc block. The Coastal Block is composed of igneous and metamorphic rocks that form part of the uplifted Coastal Cordillera.

higher than 6.0 km/s. This remarkable feature presents an abrupt velocity contrast that propagates deep into the continental crust, and it resembles a deep fault dipping trenchward, which spatially correlates with a prominent scarp seen in the multichannel seismic reflection data (Figure 3b). To check the resolution and stability of this feature on the final tomographic model, we conducted a test with different initial 2-D velocity-depth models. The results shown in the supporting information provide evidence that the data coverage yields a sufficiently high resolution to solve the location and shape of the seismic discontinuity.

4. Discussion

Figure 4 shows our interpretation of the north-central Chilean convergent margin based on our 2-D velocity-depth model constrained with high-resolution bathymetric and multichannel seismic reflection data. Hereafter, we will refer to the unit located between the trench and middle-upper slope transition (~ 165 km) as the outermost fore-arc block, and we will refer to the unit between the middle-upper slope and the Coastal Cordillera as the Coastal Block (Figure 4).

The trench axis is filled with a thin sediment layer likely composed of a mixture of pelagic sediment, turbidites, and slope debris rich in water. A part of the trench fill is further incorporated to the subduction channel, and the rest is added to the toe of the overriding plate to form the frontal prism. We interpret the ~ 5 km wide wedge-shaped body, with low velocities of 2.0–3.5 km/s as the frontal prism at the base of the continental slope (Figures 2c and 4). The landward edge of the frontal prism of the offscraped material is characterized by a strong reflection that separates a thin surface layer from the deeper, higher-velocity rocks (Figure 3a and supporting information).

Extensional faults are imaged into the slope debris/sediment layer and upper part of the continental crust (Figure 3). Seismic velocities decrease progressively from ~ 5.0 to ~ 3.5 km/s from the outermost fore-arc-coastal block transition zone up to the landward edge of the frontal prism (Figure 2c). These velocities might correspond to volcanic rocks of a Mesozoic magmatic arc that currently form part of the outermost fore-arc block. The progressive decrease in seismic velocities trenchward is accompanied by a thinning of the outermost fore-arc block, and it is likely related to the combined effect of an increase in rock fracturation, porosity, and hydration. Reduced continental crustal velocities in the frontal part of the margin have also been observed farther north off Chile at $\sim 23.5^\circ\text{S}$ [Sallarès and Ranero, 2005] and at $\sim 22^\circ\text{S}$ [Contreras-Reyes et al., 2012]. Furthermore, von Huene and Ranero [2003] proposed that the frontal part of the northern Chilean margin is highly permeated by fluids from underthrusting debris that hydrofracture the base of the overriding plate and reduce interplate friction.

At the outermost fore-arc-coastal block transition zone, a large fault scarp with a height of ~1 km lies above the onset of an abrupt velocity contrast that propagates deep into the continental crust, and it is interpreted as a deep extensional listric fault dipping trenchward. Likely, the seafloor scarp is tectonic related, where the associated master fault is the interpreted crustal discontinuity at the landward edge of the outermost fore-arc block (Figure 4). The interpreted master fault has a relative low angle of ~30°–40°, which is typical for listric faults in collapse-extensional environments [e.g., *Imber et al.*, 2003]. A plausible mechanism explaining the subsidence of the outermost fore-arc block is the thinning of the outermost fore-arc crust enhanced by subduction erosion [e.g., *von Huene and Ranero*, 2003; *Sallarès and Ranero*, 2005]. The collision and subduction of high-relief horst-graben structures and the JFR frontally and basally remove the material from the front and the base of the overriding plate, leading to large-scale crustal thinning and long-term subsidence of the outermost fore-arc block.

The increase in seismic velocities landward of the outermost fore-arc block suggests that subduction erosion is less intense here, and the continental crust is not much hydrofractured. The Coastal Block has lowermost crustal velocities of 6.0–6.5 km/s, which are interpreted as the continental basement composed by metamorphic and igneous rocks of the Coastal Cordillera [*Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN)*, 2003]. In the eastern and central part of the upper slope, extensional landward dipping faults cut the basement and slope sediment sequences and generate drag folds and little landward dipping scarps (Figure 3b). Another important structural feature shown in the seismic reflection data is the uplifted Coastal Block. Geological onshore units of the Coastal Cordillera in the study region are Upper Cretaceous(?) to Cenozoic marine and continental sediments and the continental basement, which is composed by the Paleozoic metamorphic complex and Triassic-Jurassic intrusives [*SERNAGEOMIN*, 2003].

Assuming that the same geological units form part of the submerged Coastal Cordillera, the structural differences between the outermost fore-arc and coastal blocks might be related to the rheology of the continental basement. The submarine fore arc can be divided into a relative weak subsided outermost fore-arc block, characterized by an active and highly fractured extensional system and a relative strong coastal uplifted block (Figure 4). The removed material from the relative weak outermost fore-arc block is further subducted, and it is possibly stacked and highly compacted beneath the more rigid Coastal Block allowing its uplift. This mechanism is consistent with the subsidence and uplift of the outermost fore arc and coastal blocks, respectively.

Acknowledgments

This work was supported by the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) project 1130004. Juan Becerra gratefully acknowledges a scholarship granted by the Chilean National Science Cooperation (CONICYT). Helpful comments provided by Daniel Carrizo are greatly appreciated. We would also like to thank Harm van Avendonk, an anonymous reviewer, and the Editor Andrew Newman for their careful reviews of the manuscript.

The Editor thanks Eli Silver and an anonymous reviewer for their assistance in evaluating this paper.

References

- Allmendinger, R., and G. Gonzalez (2010), Neogene to Quaternary tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile, *Tectonophysics*, *495*, 93–110.
- Armijo, R., and R. Thiele (1990), Active faulting in northern Chile: Ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *98*, 40–61.
- Ballance, P. F., D. W. Scholl, T. L. Vallier, and R. H. Herzer (1989), Subduction of a Late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion, *Tectonics*, *8*, 953–962.
- Charrier, R., L. Pinto, and M. P. Rodríguez (2007), Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in *Geology of Chile*, Special Publication, edited by W. Gibbons and T. Moreno, chap. 3, pp. 21–116, The Geological Society, London.
- Clift, P., and P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, *Rev. Geophys.*, *42*, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis, and V. A. Ramos (1982), Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, *18*, 303–332, doi:10.1016/0012-8252(82)90042-3.
- 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, *Nat. Geosci.*, *5*(5), 342–345, doi:10.1038/ngeo1447.
- Delouis, B., H. Philip, L. Dorbath, and A. Cisternas (1998), Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophys. J. Int.*, *132*, 302–338.
- Flueh, E. R., and H. Kopp (2002), SPOC (SONNE Cruise SO-161 Leg 1 and 4), Subduction Processes off Chile, *Geomar Rep. 102*, Geomar, Kiel, Germany.
- González, G., J. Cembrano, D. Carrizo, A. Macci, and H. Schneider (2003), The link between forearc tectonics and Pliocene Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, *16*, 321–342.
- Hartley, A. J., G. May, G. Chong, P. Turner, S. J. Kape, and E. J. Jolley (2000), Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the central Andes, northern Chile, *Geology*, *28*, 331–334.
- Imber, J., C. Childs, P. A. R. Nell, J. J. Walsh, D. Hodgetts, and S. Flint (2003), Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems, *J. Struct. Geol.*, *25*, 197–208.
- Khazaradze, G., and J. Klotz (2003), Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6), 2289, doi:10.1029/2002JB001879.
- Kopp, H. (2013), Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity, *Tectonophysics*, *589*, 1–16, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.037.
- 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 the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, *105*, 21,591–21,614, doi:10.1029/2000JB900188.
- Koulakov, I., H. Kopp, and T. Stupina (2011), Finding a realistic velocity distribution based on iterating forward modelling and tomographic inversion, *Geophys. J. Int.*, *186*, 349–358, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05034.x.

- Kukowski, N., and O. Oncken (2006), Subduction erosion: The "normal" mode of forearc material transfer along the Chilean margin?, in *The Andes: Active Subduction Orogeny*, *Frontiers in Earth Sciences*, vol. 3, edited by O. Oncken et al., pp. 217–236, Springer, Berlin.
- Laursen, J., D. W. Scholl, and R. von Huene (2002), Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction, *Tectonics*, *21*(5), 1038, doi:10.1029/2001TC901023.
- Ranero, C. R., R. von Huene, W. Weinrebe, and C. Reichert (2006), Tectonic processes along the Chile convergent margin, in *The Andes-Active Subduction Orogeny*, *Frontiers in Earth Sciences*, edited by O. Oncken et al., pp. 91–121, Springer, Berlin.
- Reichert, C., B. Schreckenberger, and the SPOC Team (2002), Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor chile-BMBF-Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohstoffe. Bundesanst. Hannover, Germany.
- Rutland, R. W. R. (1971), Andean orogeny and ocean floor spreading, *Nature*, *233*, 252–255.
- Sallarès, V., and C. R. Ranero (2005), Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23_300S), *J. Geophys. Res.*, *110*, B06101, doi:10.1029/2004JB003418.
- Scheuber, E., T. Bogdanic, A. Jensen, and K.-J. Reutter (1994), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 121–139, Springer, Berlin.
- SERNAGEOMIN: Chilean Geological and Mining Service (2003), Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000, Santiago, Chile.
- von Huene, R., and C. R. Ranero (2003), Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile, *J. Geophys. Res.*, *108*(B2), 2079, doi:10.1029/2001JB001569.
- von Huene, R., J. Corvalán, E. R. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C. R. Ranero, W. Weinrebe, and the CONDOR Scientists (1997), Tectonic Control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile, *Tectonics*, *16*, 474–488.
- Yáñez, G., C. R. Ranero, and J. Díaz (2001), Magnetic Anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J. Geophys. Res.*, *106*, 6325–6345.

Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity

Eduardo Contreras-Reyes,¹ Javier A. Ruiz,¹ Juan Becerra,² Heidrun Kopp,³ Christian Reichert,⁴ Andrei Maksymowicz¹ and César Arriagada²

¹Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.

E-mail: contreras@dgf.uchile.cl

²Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago, Chile

³GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel and Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, Germany

⁴Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Germany

Accepted 2015 July 22. Received 2015 June 23; in original form 2015 January 16

SUMMARY

The pre- and current collision of the Juan Fernández Ridge with the central Chilean margin at 31°–33°S is characterized by large-scale crustal thinning and long-term subsidence of the submarine forearc caused by subduction erosion processes. Here, we study the structure of the central Chilean margin in the ridge–trench collision zone by using wide-angle and multichannel seismic data. The transition from the upper to middle continental slope is defined by a trenchward dipping normal scarp with variable offsets of 500–2000 m height. Beneath the scarp, the 2-D velocity–depth models show a prominent lateral velocity contrast of $> 1 \text{ s}^{-1}$ that propagates deep into the continental crust defining a major lateral seismic discontinuity. The discontinuity is interpreted as the lithological contact between the subsided/collapsed outermost forearc (composed of eroded and highly fractured volcanic rocks) and the seaward part of the uplifted Coastal Cordillera (made of less fractured metamorphic/igneous rocks). Extensional faults are abundant in the collapsed outermost forearc, however, landward of the continental slope scarp, both extensional and compressional structures are observed along the uplifted continental shelf that forms part of the Coastal Cordillera. Particularly, at the landward flank of the Valparaíso Forearc Basin (32°–33.5°S), shallow crustal seismicity has been recorded in 2008–2009 forming a dense cluster of thrust events of M_w 4–5. The estimated hypocentres spatially correlate with the location of the fault scarp, and they highlight the upper part of the seismic crustal discontinuity.

Key words: Seismicity and tectonics; Subduction zone processes; Continental margins: convergent; Neotectonics.

1 INTRODUCTION

Loss of marginal continental crust by subduction erosion occurs in at least 50 per cent of the convergent margins, and it occurs typically in subduction zones with poorly sedimented trenches and high convergence rates (Clift & Vannucchi 2004; Kukowski & Oncken 2006). These margins are characterized by a long-term arcward retreat of the trench, crustal thinning and subsidence of the outer forearc. Usually, the continental slope is steep and the front of the margin lacks a well-developed accretionary prism. This is the case of the north-central (NC) Chilean margin (20°–34°S), that is characterized by a poorly sedimented trench as a consequence of little sediment supply from the Andes to the trench offshore the extremely arid region of the Atacama desert. In addition, the Juan Fernández hotspot track or Juan Fernández Ridge (JFR) behaves as a barrier to trench sediment transport from the sediment-flooded southern

Chile trench to the north. Subduction erosion of the NC Chilean margin has also been inferred from the eastward migration of the volcanic arc since the Mesozoic (e.g. Rutland 1971).

The first collision of the JFR with the Chilean margin occurred in the north (at $\sim 20^\circ\text{S}$) at approximately 22 Ma, and it has migrated southward to the current collision zone offshore Valparaíso ($\sim 32.5^\circ\text{S}$) (Yáñez *et al.* 2001). Due to the little obliquity of the JFR and the $\sim \text{N}78^\circ\text{E}$ convergence direction of the Nazca plate, the current ridge–trench collision zone has remained stationary since ~ 10 Ma. Basal erosion enhanced by the JFR subduction has most likely thinned the continental crust at large depths and increased the subsidence rate of the margin to form the Valparaíso Forearc Basin (VFB; Laursen *et al.* 2002). South of the ridge–trench collision zone, the continental margin is characterized by a broad continental shelf (upper and middle slope), and a relatively large 20–40 km wide accretionary prism that constitutes the lower part of the upper

plate (Flueh *et al.* 1998; Zelt 1999; Contreras-Reyes *et al.* 2013). In contrast, in the pre- and current collision zone, the upper slope descends steeply from a narrow (5–10 km wide) uplifted shelf, and the toe of the margin is truncated by subduction erosion processes (von Huene *et al.* 1997; 1999; Laursen *et al.* 2002; Ranero *et al.* 2006).

Seismic investigations reveal that the frontal part of the margin off NC Chile (40–60 km) is composed of an outer forearc with velocities of 3.5–5.0 km s⁻¹, which are typical for volcanic rocks (Koulakov *et al.* 2011; Kopp 2013; Contreras-Reyes *et al.* 2014). However, these seismic studies reveal the presence of prominent lateral velocity gradients suggesting a change in rock type and strong lateral variation in the direction of the dip. For instance, Contreras-Reyes *et al.* (2014) reported a strong lateral velocity contrast from ~5 to ~6 km s⁻¹ at the middle-upper slope transition zone that was interpreted as the volcanic-metamorphic/igneous basement contact defining the transition from the subsided outermost forearc block to the uplifted seaward part of the Coastal Cordillera. The prolongation of this proposed crustal discontinuity southwards and northwards as well as its seismotectonic implications have been poorly explored along the NC Chilean margin. In this paper, we investigate the seismic structure off central Chile between 31°S and 33°S covering the zones of past and current collision between the JFR and the South American plate. We use wide angle seismic constraints complemented by high-resolution seismic reflection and bathymetric data to image the structure of the margin. Furthermore, we discuss the interplay between shallow intraplate seismicity recorded beneath the landward flank of the VFB and the structure of the submarine forearc.

2 TECTONIC SETTING

Subduction erosion has been active in north and central Chile since at least the Jurassic (e.g. Rutland 1971; von Huene *et al.* 1999; Kukowski & Oncken 2006; Ranero *et al.* 2006). This has been mainly inferred from the magmatic arc migration, which has migrated ~250 km to the East since ~150 Ma, resulting in a landward trench migration rate of approximately 1.7 km Ma⁻¹ (e.g. Rutland 1971). The lower continental slope is dominated by slumping and mass wasting filling the trench with debris material (von Huene *et al.* 1999; Ranero *et al.* 2006). Subduction of high-relief horst-and-graben topography along the plate interface is coherent with pressurized fluids that may fracture the overlying continental basement, and the eroded material is then carried down hosted in grabens of the already fractured oceanic lithosphere in response to plate bending in the outer rise region (von Huene *et al.* 1999; Ranero *et al.* 2006).

The age of the oceanic Nazca plate in NC Chile ranges from ~37 Ma to ~48 Ma (Mueller *et al.* 1997). The oceanic plate presents a well-developed outer bulge or outer rise with remarkable bending related faults striking approximately parallel to the trench axis (Ranero *et al.* 2006; Contreras-Reyes *et al.* 2013). The most remarkable bathymetric features on the oceanic plate near the central Chile trench are the O'Higgins guyot and O'Higgins seamount that form part of the easternmost portion of the JFR before subduction (Fig. 1). Magnetic data provided evidence for subduction of a seamount (Papudo seamount) at ~72.5°W/32.6°S (Yáñez *et al.* 2001) leaving a re-entrant at the trench. Landward of the trench, the bathymetric data show an uplifted surface called the Punta Salinas Ridge that has been suggested to be caused by the JFR subduction (von Huene *et al.* 1997; Laursen *et al.* 2002). The Punta Salinas

Ridge and Topocalma knoll are located at the northern and southern edges of the VFB, respectively. The Topocalma knoll corresponds to another uplifted part of the continental shelf that lies next to the San Antonio canyon (Fig. 1c). Laursen *et al.* (2002) proposed that the tectonic evolution of the Topocalma knoll and the San Antonio Canyon was controlled by the impact of the San Antonio seamount. These authors suggest that the collision of this seamount formed the San Antonio re-entrant and warped the middle slope along its landward advancing path (Fig. 1c).

In addition to the subduction of high-relief of the horst-graben topography, basal erosion is likely enhanced by the JFR subduction causing thinning of the continental crust at large depths and to increase the subsidence rate of the margin. This process has been suggested as a mechanism to form the large VFB with a subsidence rate of ~0.3–0.5 km Myr⁻¹ (Laursen *et al.* 2002). In addition, the NE onshore projection of the JFR is traced by clustered interplate seismicity that extend >700 km inland of the trench and define the southern edge of central Chile flat-slab subduction (Pardo *et al.* 2002; Anderson *et al.* 2007). Furthermore, the zone of the collision of the JFR with the central Chile trench is also coincident with the large thrust March 3, 1985 earthquake ($M_s = 7.8$) that ruptured a historic seismic gap (Comte *et al.* 1986). The epicentre of the 1985 event is located around the area of the Topocalma knoll (Fig. 1c).

The Coastal Cordillera is a trench-parallel province that was formed by the exhumation of a Mesozoic paleomagmatic arc and it overlies the coupled zone of the Nazca-South American subduction interface (e.g. Charrier *et al.* 2007; Hervé *et al.* 2007). The Coastal Cordillera in central Chile (30°–34°S) is composed of Palaeozoic intrusive rocks and metamorphosed remnants of a late Palaeozoic accretionary prism, as well as Jurassic-Triassic intrusive, sedimentary and volcanic rocks constituting the primary geologic basement unit of the central Chilean margin (SERNAGEOMIN 2003). Uplift of the Coastal Cordillera is evidenced by geomorphic aspects as exposed marine terraces and abrasion platforms (e.g. Ota *et al.* 1995), dune formation and sand barred estuaries of major rivers (Heinze 2003), river incision, and uplifted and tilted strandlines (e.g. Charrier *et al.* 2007).

3 SEISMIC STRUCTURE OF THE CONTINENTAL MARGIN OFF LOS VILOS, CENTRAL CHILE (~32°S)

3.1 Seismic reflection data

Seismic reflection profile P2 was acquired offshore central Chile at ~32°S using R/V Sonne in 2000 (Reichert *et al.* 2002). The signals for the seismic reflection experiment were generated by a tuned set of 20 air guns with a total volume of 51.2 L. The multichannel seismic reflection data were analysed using standard processing, including re-binning, normal move out correction, stacking, deconvolution, and post-stack time migration. A predictive deconvolution with two gates, one for the shallow sedimentary events and another for the deeper crustal events, was applied before the stack. A space and time variant frequency filter prior to a post-stack migration completed the processing flow (Reichert *et al.* 2002). The seismic recording system is characterized by a record length of 14332 ms, a sampling rate of 4 ms, and a LC-Filter of 3 Hz. The shoots were triggered in time intervals of 60 s on full minutes UTC. At a speed of 5 knots that results in a shot point distance of 154 m. A constant hydrophone spacing of 25 m (108 channels) was chosen for the seismic processing, resulting in a common mid-point distance of

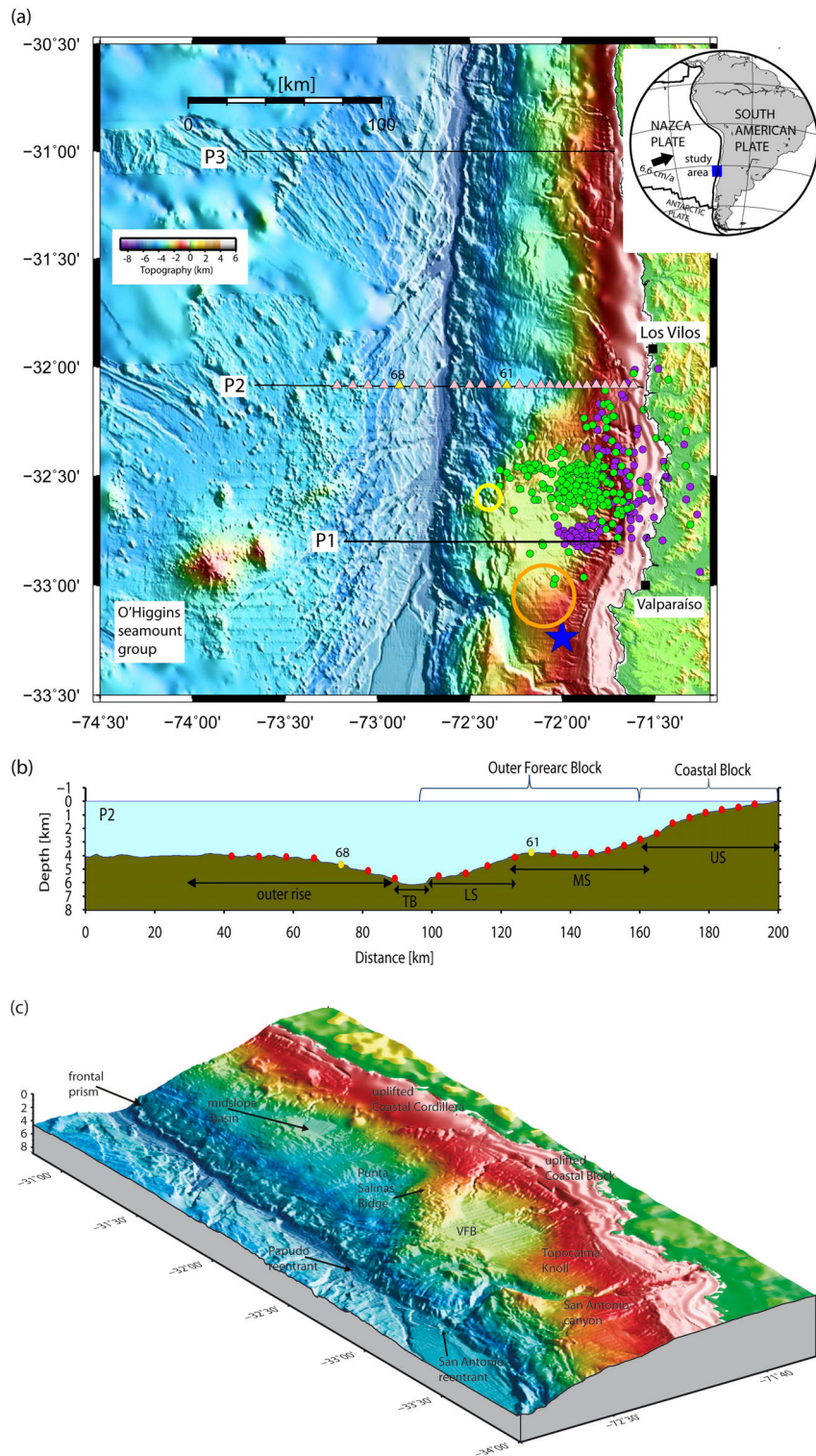


Figure 1. (a) Swath bathymetric image of the seafloor off central Chile. The O'Higgins guyot and seamount correspond to the easternmost portion of the Juan Fernández Ridge before the collision with continental South American plate. Black lines denote the wide-angle seismic profiles studied by Contreras-Reyes *et al.* (2014), P3; Flueh *et al.* (1998) and Zelt (1999), P1; and this work, P2. Pink triangles correspond to the OBH/S analysed in this study, while the yellow triangles indicate the two stations shown in Fig. 4. Yellow and orange open circles denote the location of the subducted Papudo and San Antonio seamounts, respectively, according to the location of magnetic anomalies of Yáñez *et al.* (2001). Blue star marks the epicentre location of the 1985 M_s 7.8 earthquake (Comte *et al.* 1986). Green and purple solid circles correspond to the seismicity recorded by the Chilean Seismological Center-Universidad de Chile in December 2008 and March 2009, respectively. (b) Seismic profile P2 and locations of the 26 OBH/OBS stations used in the seismic modelling. TB: Trench Basin, LS: Lower Slope, MS: Middle Slope, US: Upper Slope. The Coastal Block corresponds to the seaward part of the Coastal Cordillera. (c) Perspective view of shaded-relief bathymetry off central Chile. Note the high variability in morphology of the continental slope. The uplifted Punta Salinas Ridge is spatially coincident with the landward projection of the JFR. VFB: Valparaíso Forearc Basin. The upper slope is characterized by the uplifted continental shelf interpreted to be the seaward extension of the Coastal Cordillera.

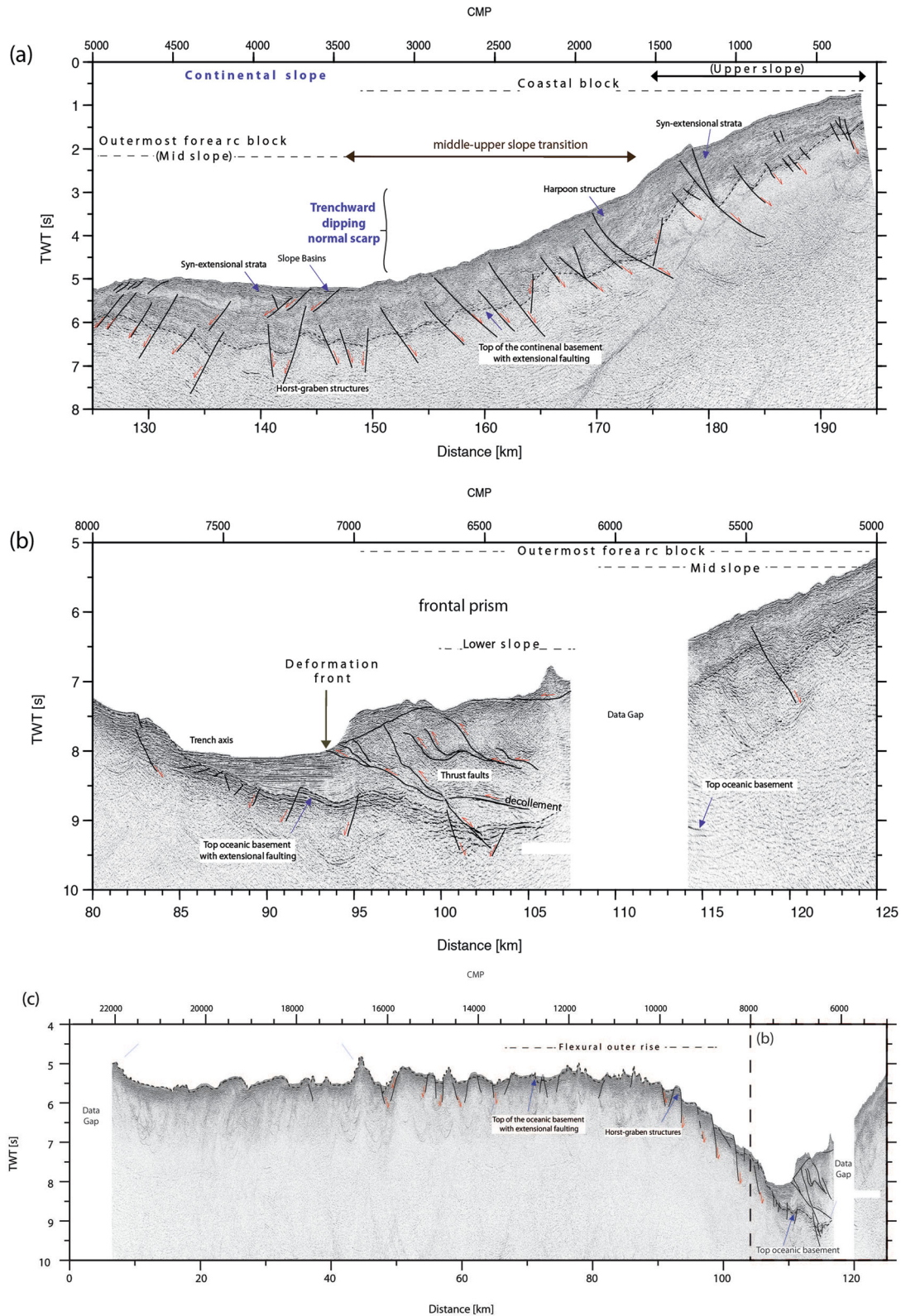


Figure 2. Post-stack time migration of seismic reflection profile P2. (a) Landward part of the overriding plate characterized by the subsidence of the outer forearc and uplift of the landward part of the continental shelf. (b) Trench, deformation front and lower continental slope zones. Thrust faulting is observed within the frontal prism. (c) Uppermost part of the oceanic crust and trench-outer rise areas. Extensional faults and horst-and-graben structures are identified on the rough and highly fractured seafloor.

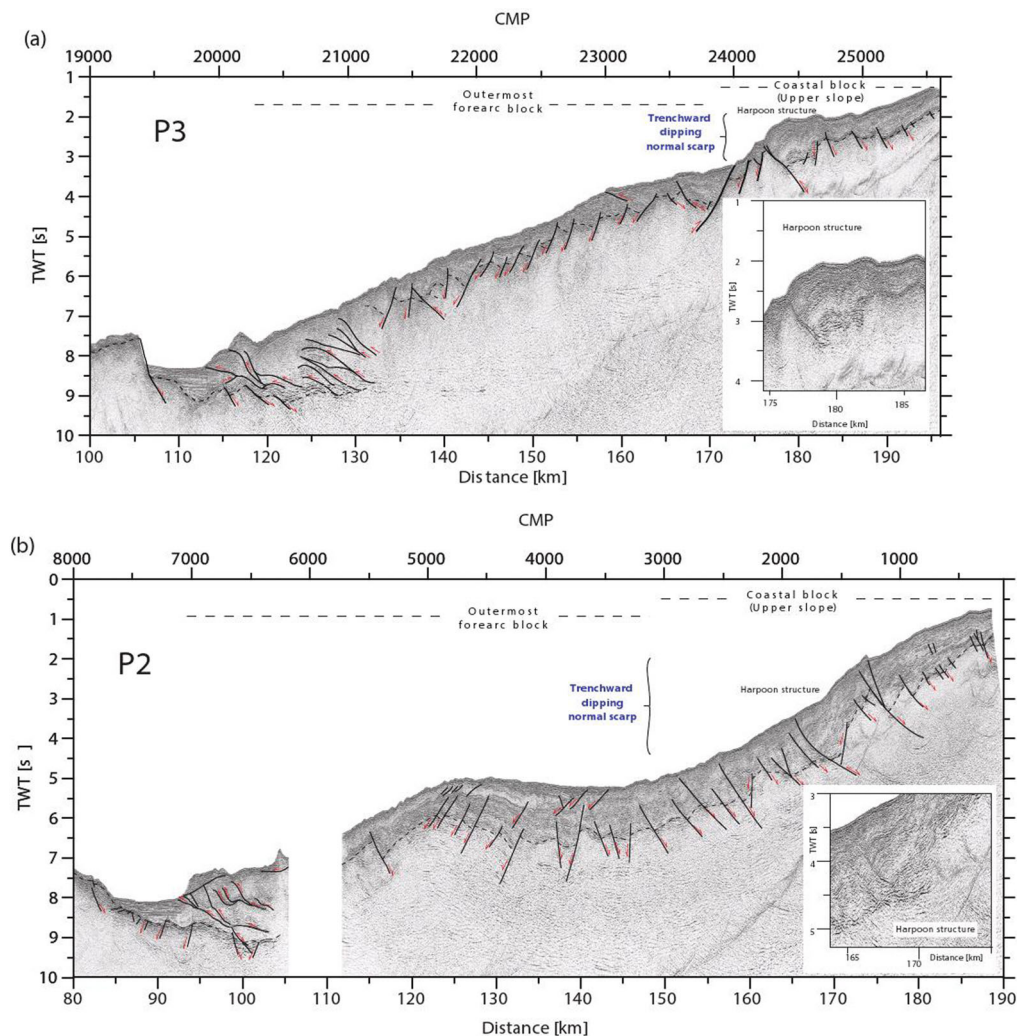


Figure 3. Post-stack time migration of seismic reflection lines P2 and P3 (see Fig. 1a for map location). The deeply submerged lower and middle slope along profile P2 implies that a larger volume of continental rock on P2 has been removed by basal erosion than along P3. Seismic line P2 samples the margin structure near the zone of current ridge-trench collision. Please also note for both lines the uplifted continental shelf belonging to the seaward part of the Coastal Cordillera.

12.5 m and a maximum fold of 27 (Reichert *et al.* 2002). Examples of the seismic reflection lines are shown in Figs 2 and 3.

3.1.1 The upper and middle continental slope domain

The overriding plate is characterized by the presence of extensional faults into the slope debris/sediment layer and upper part of the continental crust (Fig. 2a). The upper and middle continental slope domain is defined by water depths ranging from 0 to 1000 m, and it forms part of the seaward extension of the uplifted Coastal Cordillera (Contreras-Reyes *et al.* 2014). In this region, the inversion of several structures is observed. In particular, a Harpoon structure at ~172 km profile is observed and it may be induced by gravitational deformation (Becerra *et al.*, private communication, 2015). Similar features have been observed along seismic reflection profile P3 (see Fig. 1 for map location) located approximately 100 km to the north (Contreras-Reyes *et al.* 2014). Trenchward of this Harpoon structure, the forearc is characterized by the gravitational collapse of the outermost forearc block. Consistently, several syn-extensional faults are mapped along the strata (Fig. 2a).

Despite the proximity of lines P2 and P3, they exhibit strikingly different morphology of the upper and middle continental slope transition zone (Fig. 3). Along P3, the trenchward transition from the upper to middle slope is defined by an abrupt slope scarp (~175 km profile) with an offset of > 1000 m that is coincident with a Harpoon structure in the landward part of the upper slope (Contreras-Reyes *et al.* 2014). The middle slope has a roughly constant slope (Fig. 3a). In contrast, along P2, the upper-middle continental slope transition zone is characterized by a gentle subsidence of the outermost forearc with a long wavelength of more than 20 km (Fig. 3). The middle slope is rather flat due to an anomalous uplift at the trenchward part of the middle continental slope located 30–50 km landward of the trench (Fig. 3b). Nonetheless, the offset between the uppermost and middle continental slope is as high as 3400 m suggesting stronger subsidence of the outer forearc along P2 than along P3 (Figs 1b and 3).

3.1.2 The lower continental slope domain

The sediment fill at the trench axis is ~0.9 s [TWT] (~900 m thick), and most of this material is further subducted along the

subduction channel. Landward of the deformation front, accreted debris are folded and thrust along small proto-thrusts and form a frontal prism ~ 10 km wide (Fig. 2b). Thrust faults are outlined by prominent landward-dipping reflectors that might represent interfaces of tectonic shearing or imbricated structures of kneaded or accreted material (e.g. Laursen *et al.* 2002). The reduced seismic velocities found in the frontal prism suggest the presence of disrupted and fractured continental rock at high pore fluid pressure conditions (von Huene *et al.* 2004; Contreras-Reyes *et al.* 2014). At ~ 30 – 40 km landward of the trench, the local uplift of the continental slope might be related to underplating of accreted sediments or seamount subduction (Fig. 3b). According to magnetic anomaly data, however, there is no evidence of a subducted seamount in this particular region (Yáñez *et al.* 2001). Nevertheless, the high population of small seamounts surrounding the JFR has indeed a major impact in the deformation of the margin in the past- and current ridge-trench collision zone. In particular, lower slope re-entrants, gravitational failure and mass-wasting of the front of the margin are likely direct consequences of the collision and subduction of the broad swell of the JFR (Fig. 1c).

3.1.3 The oceanic plate

Seaward of the deformation front, the oceanic crust has a thin pelagic sediment cover of 100–200 m, and the rough morphology of the oceanic igneous basement can be observed both in the multi-beam bathymetry (Fig. 1a) and seismic reflection data (Fig. 2c). The seafloor is characterized by the presence of NW–SE oriented

ridges formed at the East Pacific spreading centre. Fig. 1(a) shows that these ridges are cut along bending related faults in the outer rise region prior to subduction. Consequently, a large population of extensional faults and horst-graben structures can be traced in the upper part of the oceanic crust along the seismic reflection line (Fig. 2c).

3.2 Wide-angle seismic data

We analysed wide-angle seismic refraction and reflection data that were acquired along profile P2. The data was acquired coincident with the seismic reflection line described in the previous section (Kopp *et al.* 2004). Shots were recorded on 26 ocean bottom seismometers (OBS) and ocean bottom hydrophones (OBH), covering a total length of ~ 196 km (Fig. 1b). The spacing between the instruments was approximately 5 km with a sampling rate of 4 ms. The seismic source was a tuned array of 20 air guns that provided a total volume of 51.2 L, and it was fired at a time interval of 60 s providing an average shot spacing of 154 m. The filter applied, which is minimum delay, is described by four corner frequencies: Lower stop/pass band boundary and upper/stop band boundary. The frequencies on the filter panel correspond to the upper and lower pass frequencies. As a broad frequency range is contained in the data, time and offset dependent filtering was applied.

The seismic stations recorded refractions through the overriding plate (P_{g1}), reflections from the interplate boundary (P_iP), oceanic crustal refractions (P_{g2}), Moho wide-angle reflections (P_mP), and upper mantle refractions (P_n) of excellent quality (Fig. 4 and

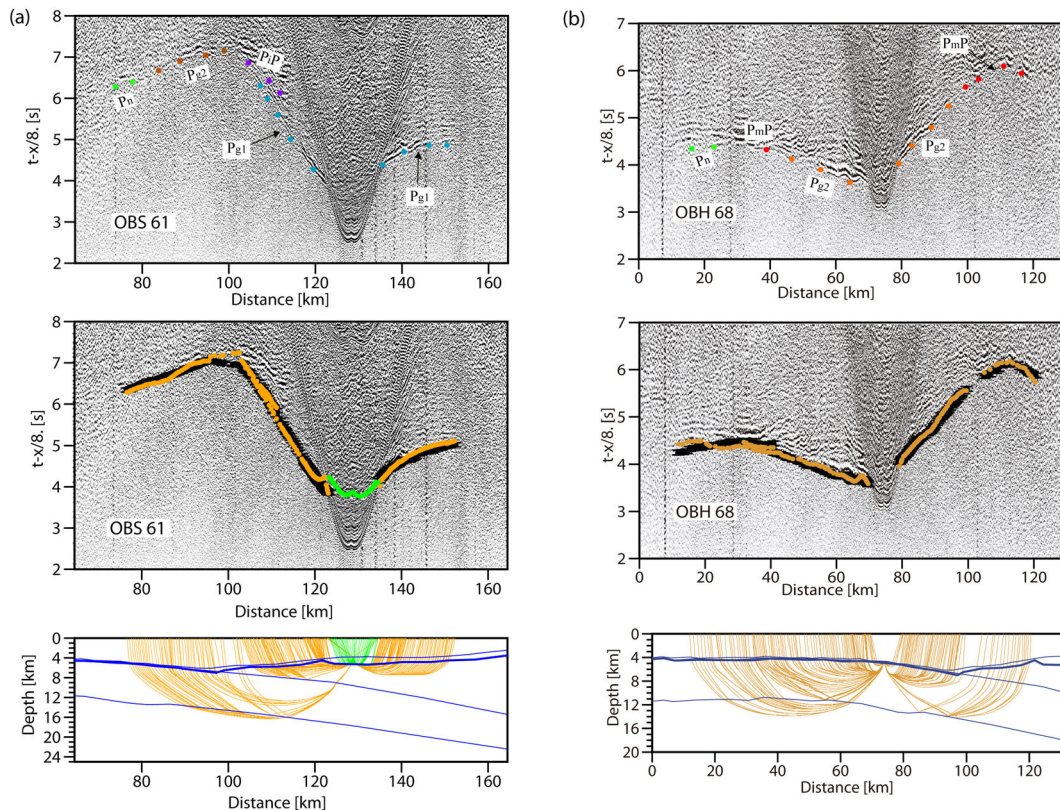


Figure 4. Examples of wide-angle seismic data with predicted traveltimes (orange circles), which are computed based on the velocity model presented in Fig. 5(b). (a) OBS 61 and (b) OBH 68. See more seismic data examples in the Supplementary Material. Green circles denote the predicted traveltimes associated to reflections from the top of the continental basement.

Supporting Information). Fig. 4 shows an example of record section OBH 68 positioned on the middle-upper continental slope. The data show an abrupt increase of apparent P_{g1} velocities landward from the middle-upper continental slope transition zone, suggesting important lateral variations. The Supplementary Material show more data example supporting this observation.

The traveltimes were then picked manually, and picking errors vary from 50 to 80 ms, depending on the clarity of arrivals. Most instruments exhibit clear P_{g1} and P_{g2} arrivals, while P_iP and P_mP reflections were observed in three and five stations, respectively. Four stations recorded clear P_n phases. In total, 1829 P_{g1} , 932 P_{g2} , 123 P_iP , 159 P_mP and 251 P_n traveltimes were collected.

3.3 Refraction and reflection traveltime tomography

We used the 2-D joint refraction and reflection traveltime tomography code of Korenaga *et al.* (2000) to derive the seismic velocity–depth model. The 2-D velocity–depth model consists of the following units: (1) water column, (2) slope sediment and overriding crust, (3) oceanic crust and (4) upper oceanic mantle. In order to derive the seismic velocities of the overriding crust, and the geometry of the interplate boundary, we jointly inverted refracting P_{g1} and reflecting P_iP phases. The overriding crustal velocities and interplate boundary obtained from the tomographic inversion were then held fixed in the following iterative inversions. The oceanic crustal velocities and Moho geometry were inverted using P_{g2} and P_mP phases. Similarly, the oceanic crustal velocities and Moho depths remained fixed for the next step of the inversion, where the upper mantle velocities were derived using oceanic P_n phases. The number of iterations to invert the overriding plate velocities and interplate boundary was 10. Five iterations were employed to invert the oceanic crustal velocities and Moho reflector, and upper mantle velocities.

3.3.1 Reference model and inversion parameters

We prepared the reference model for the tomographic inversion by 1-D modelling some OBH/S stations, which we consider as a key to define the general structure of the margin. The 2-D seismic velocities of the reference model are shown in Fig. 5(a). This model was calculated by linearly interpolating between the 1-D velocity–depth models. The initial thickness of the sedimentary unit overlying the oceanic and continental crust was obtained by picking and converting the vertical incidence reflections from the time migrated seismic reflection data into depths, using an uppermost velocity of 1.7 km s^{-1} and constant velocity gradient of 0.5 s^{-1} .

The horizontal grid spacing of the model used for the velocity inversion is 0.5 km, whereas the vertical grid spacing is varied from 0.1 km at the top of the model to 1 km at the bottom. Depth nodes defining the plate boundary and Moho reflectors are spaced at 2 km. We used horizontal correlation lengths ranging from 2 km at the top to 10 km at the bottom of the model, and vertical correlation lengths varying from 0.1 km at the top to 2.5 km at the bottom. Different tests showed that varying the correlations lengths by 50 per cent does not significantly affect the solution. Because of the trade-off between correlation lengths and smoothing weights, we tried to use shorter correlation lengths and larger smoothing weights to reduce memory requirements (Korenaga *et al.* 2000; Korenaga & Sager 2012; Sallarès *et al.* 2013). Depth and velocity nodes are equally weighted in the refraction and reflection traveltime inversions ($w = 1$).

3.3.2 Final and uncertainty velocity models

Tests with several starting models converge to nearly the same final model. In order to study the accuracy of the final model, we employed the Monte Carlo method (Korenaga *et al.* 2000; Korenaga & Sager 2012). The procedure to estimate velocity–depth uncertainties consisted of randomly perturbing velocities and reflector depths of our reference model (Fig. 5a). We generated 100 random initial velocity models by adding randomly distributed smooth perturbations. The 2-D starting velocity models were obtained by adding smooth perturbations randomly distributed (maximum velocities perturbations of $\pm 0.8 \text{ km s}^{-1}$ at the top and $\pm 0.3 \text{ km s}^{-1}$ at the bottom of the model for the overriding and lower plates, respectively, with wavelength perturbations of 10 km horizontally and 0.5 vertically). The initial geometry of the interplate boundary was randomly varied within a range of $\pm 2 \text{ km}$, except near the trench that is constrained by bathymetric data. The initial geometry of the Moho reflector was randomly varied within a range of $\pm 2 \text{ km}$. In addition to the perturbed reference models we produced 100 so called noisy arrival time sets constructed by adding random phase errors ($\pm 50 \text{ ms}$) and common receiver errors ($\pm 50 \text{ ms}$) to the original data set. Then we performed a tomographic inversion for each velocity model with one noisy data set to estimate not only the dependence of the solution on the reference model but also the effect of phase arrival time picking errors. Fig. 5(b) shows the average velocity–depth model from the 100 final models. The overall traveltime misfit (OTTM) of the final model is 68.4 ms, which was calculated using:

$$\text{OTTM} = \frac{N_{P_{g1}}}{N_T} \cdot T_{P_{g1}} + \frac{N_{P_iP}}{N_T} \cdot T_{P_iP} + \frac{N_{P_{g2}}}{N_T} \cdot T_{P_{g2}} + \frac{N_{P_mP}}{N_T} \cdot T_{P_mP} + \frac{N_{P_n}}{N_T} \cdot T_{P_n}$$

where $N_{P_{g1}}$, N_{P_iP} , $N_{P_{g2}}$, N_{P_mP} , N_{P_n} are the number of picks for P_{g1} , P_iP , P_{g2} , P_mP , P_n phases, respectively. N_T is the total number of all picks, and $T_{P_{g1}}$, T_{P_iP} , $T_{P_{g2}}$, T_{P_mP} , T_{P_n} are they traveltime residuals RMS (root mean square) of the respective seismic phase.

Fig. 5(c) shows the Derivative Weight Sum (DWS), a proxy of the ray density. The standard deviation of the calculated velocities (σ_v) is generally well constrained for the overriding continental crust (Fig. 5d). In particular, the velocity-uncertainty model shows in average σ_v values lower than 0.2 km s^{-1} in the marine forearc. In the oceanic crust (seaward of the middle continental slope), σ_v values are lower than 0.2 km s^{-1} , showing that velocities are well constrained in this region of the model. The average depth uncertainties for the top and bottom of the oceanic crust is $\pm 0.15 \text{ km}$ and $\pm 0.3 \text{ km}$, respectively (Fig. 5d). Maximum values of Moho-depth uncertainties are large offshore under the marine forearc where the dip of the subducted plate is unconstrained. Seaward of the trench, clear P_mP reflections constrain the Moho depth.

3.4 Results

In the oceanic plate, lower crustal velocities vary between ~ 6.8 and $\sim 7.2 \text{ km s}^{-1}$ while the upper mantle present relatively low velocities of $\sim 7.8 \text{ km s}^{-1}$ beneath the outer rise region (Fig. 5b). The onset of low mantle velocities spatially correlates with the presence of pronounced extensional bend faults and large horst and graben topography seen in the high-resolution seismic reflection and bathymetric data (Fig. 2c).

In the continental plate, the 2-D velocity–depth model shows the presence of a $\sim 12 \text{ km}$ wide wedge-shaped body, with relative low velocities of 2.0 – 3.5 km s^{-1} . Landward of this body, velocities

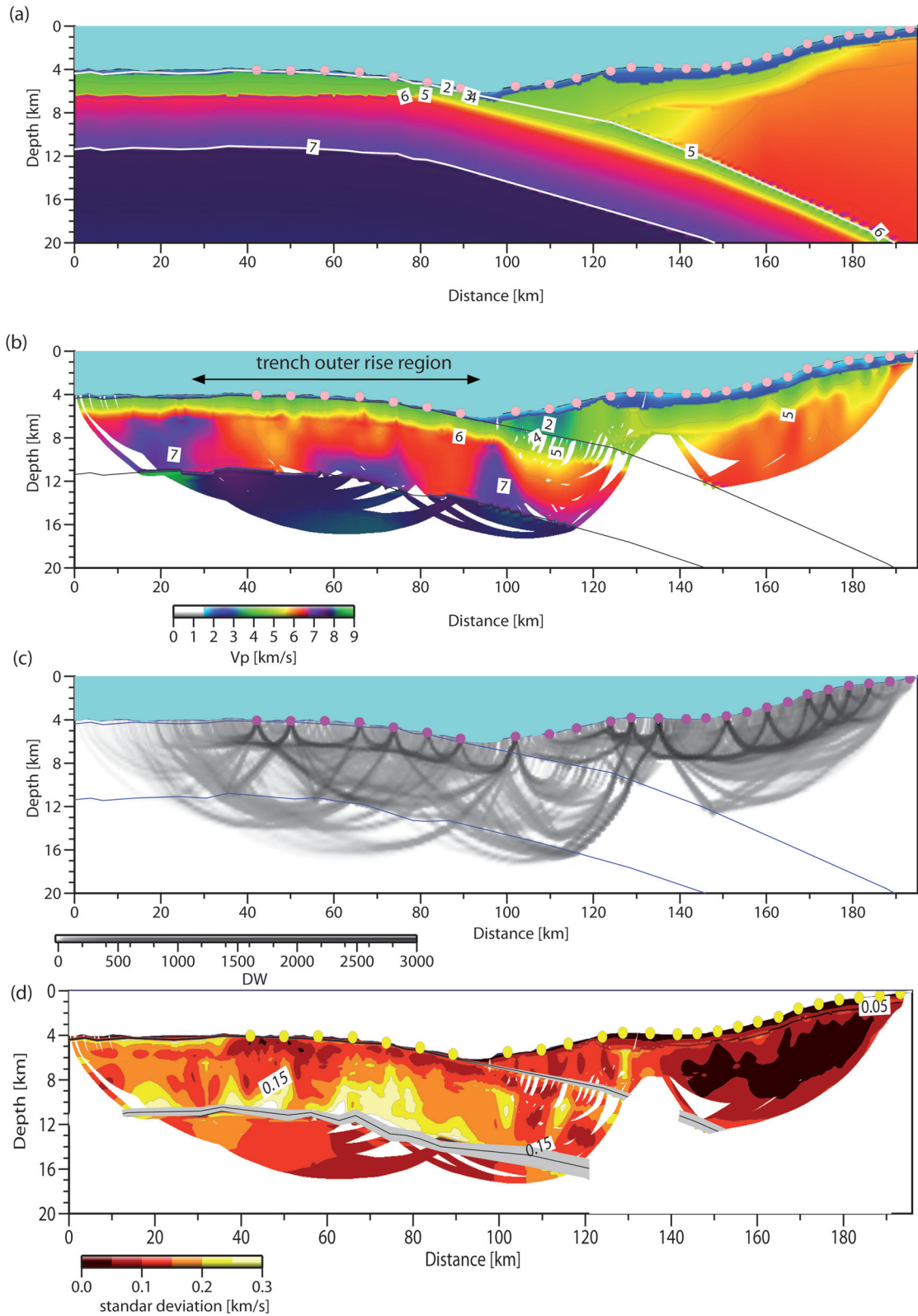


Figure 5. (a) Reference 2-D velocity–depth model. (b) Final tomographic 2-D velocity–depth model obtained by joint refraction and reflection travelt ime inversion. The model was masked using all rays associated to the seismic phases used in the inversion (see enlarged figure in the Supplementary Material). (c) Derivative Weight Sum (DWS) for rays travelling throughout model shown in (b). (d) Velocity and interplate boundary- and Moho-depth uncertainties after Monte Carlo type realizations.

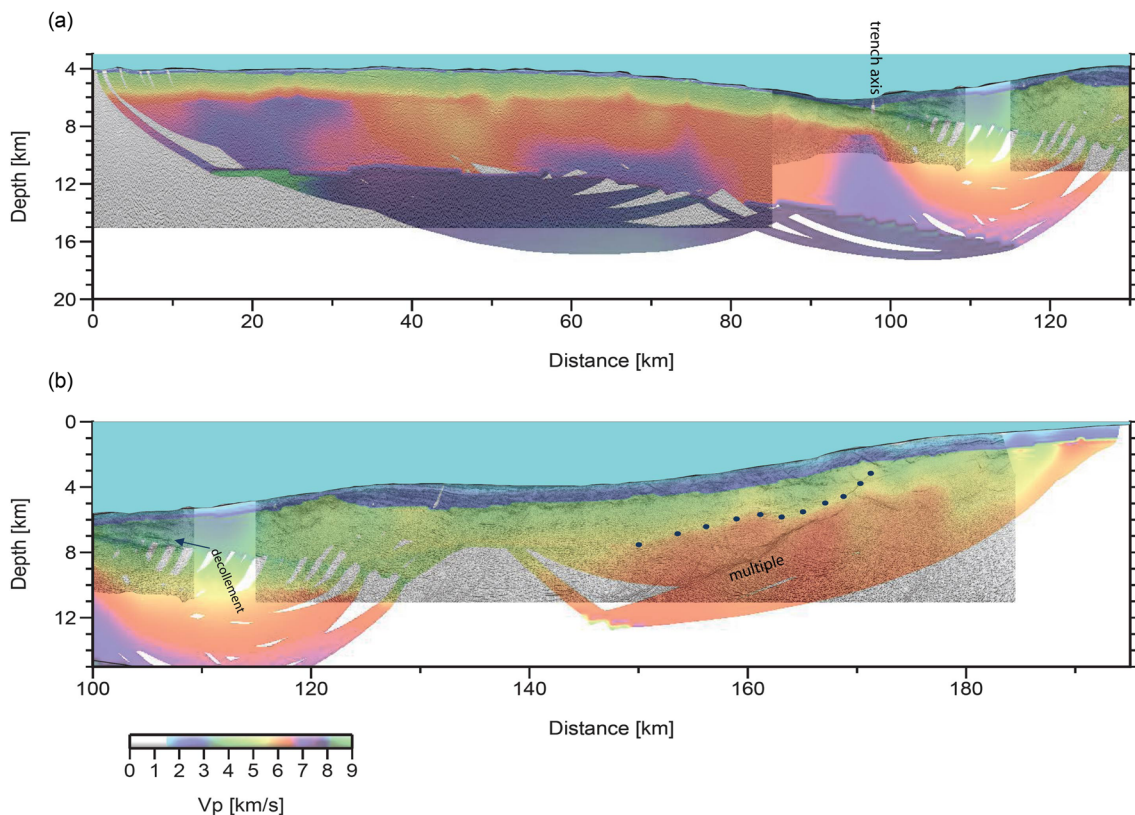


Figure 6. Seismic post-stack depth migration obtained by using the final average 2-D velocity–depth model shown in Fig. 5(b). The depth-migrated seismic reflection data overlaps the 2-D velocity–depth model. (a) Lower oceanic plate and frontal part of the overriding plate. (b) The overriding plate is characterized by a reflector that spatially correlates with an abrupt increase of seismic velocities (blue dots) that is interpreted as a master fault that is coincident with the contact between volcanic and igneous/matamorphic rocks.

increase continuously from $\sim 3.5 \text{ km s}^{-1}$ up to $\sim 5.0 \text{ km s}^{-1}$ within a distance of 50 km (Fig. 5b). Between 140 and 150 km along the profile (middle-upper slope transition region), a strong lateral velocity gradient is observed as a sharp increase from 5 to 6 km s^{-1} (Fig. 6). This abrupt velocity contrast defines the limit between two seismic units. Similar features have been observed $\sim 100 \text{ km}$ to the north and south along wide-angle seismic profile P1 and P3, respectively (see Fig. 1 for map location). Fig. 7 shows the direct comparison of the 2-D velocity–depth models across seismic profiles P1, P2 and P3. The origin of the intracrustal seismic discontinuity is discussed in the next section in terms of lithology and subduction erosion processes.

We post-stack depth migrated the seismic reflection line P2 using an iterative depth migration algorithm whereby interval velocities are based on the average final velocity model shown in Fig. 5(b). We extract 1-D velocity–depth profiles from the 2-D velocity model at every trace of the MCS data. Every 1-D velocity–depth profile is then converted to a time–depth function considering an appropriated depth interval. By interpolation of this time–depth function, we can obtain the depth corresponding to each sample trace. At this stage, the amplitude related to each sample is associated to a depth. Evidently, these depths are not uniformly spaced due to the velocity variations. The amplitude–depth trace is regularized by interpolation, using a small and uniform depth interval for all traces. Finally, the output is converted to a SeismicUnix or SEG-Y format. The results are plotted on top the 2-D velocity–depth model in order to compare the seismic structures imaged in both data set (Fig. 6). The location of the main reflectors imaged by the post-stack depth-migrated seismic record present a good match with the

plate boundary, Moho, top of the continental and oceanic basement obtained from the wide-angle seismic modelling (Fig. 6). Also, relative low velocities ($< 4 \text{ km s}^{-1}$) of the frontal prism correlates with the reflecting pattern associated to underthrusting debris seen in the seismic reflection data. The landward increase of seismic velocities in the overriding continental crust is approximately coincident with a pronounced seismic reflector imaged by the depth-migrated seismic record (Fig. 6).

4 DISCUSSION

4.1 Margin structure margin off Los Vilos, central Chile ($\sim 32^\circ\text{S}$)

The margin off Los Vilos is characterized by a narrow trench basin with a maximum sediment layer thickness of $\sim 900 \text{ m}$ (Fig. 2). The seismic reflection data show active thrust faulting below the lowermost continental slope that characterized the $\sim 12\text{-km}$ -wide frontal prism. The frontal prism is spatially coincident with a zone of low velocities ranging from ~ 2.0 to $\sim 3.5 \text{ km s}^{-1}$ (Figs 5 and 6).

The lower-middle slope transition zone is characterized by a local uplift with a wavelength of about 20 km. This region is located 20–40 km landward from the trench and just north of the VFB. A possible explanation for the origin of this uplifted region is the possible subduction of a seamount, which are ubiquitous in the study region. However, the 2-D velocity–depth model shown in Fig. 5 does not show high velocities typical of basaltic seamounts

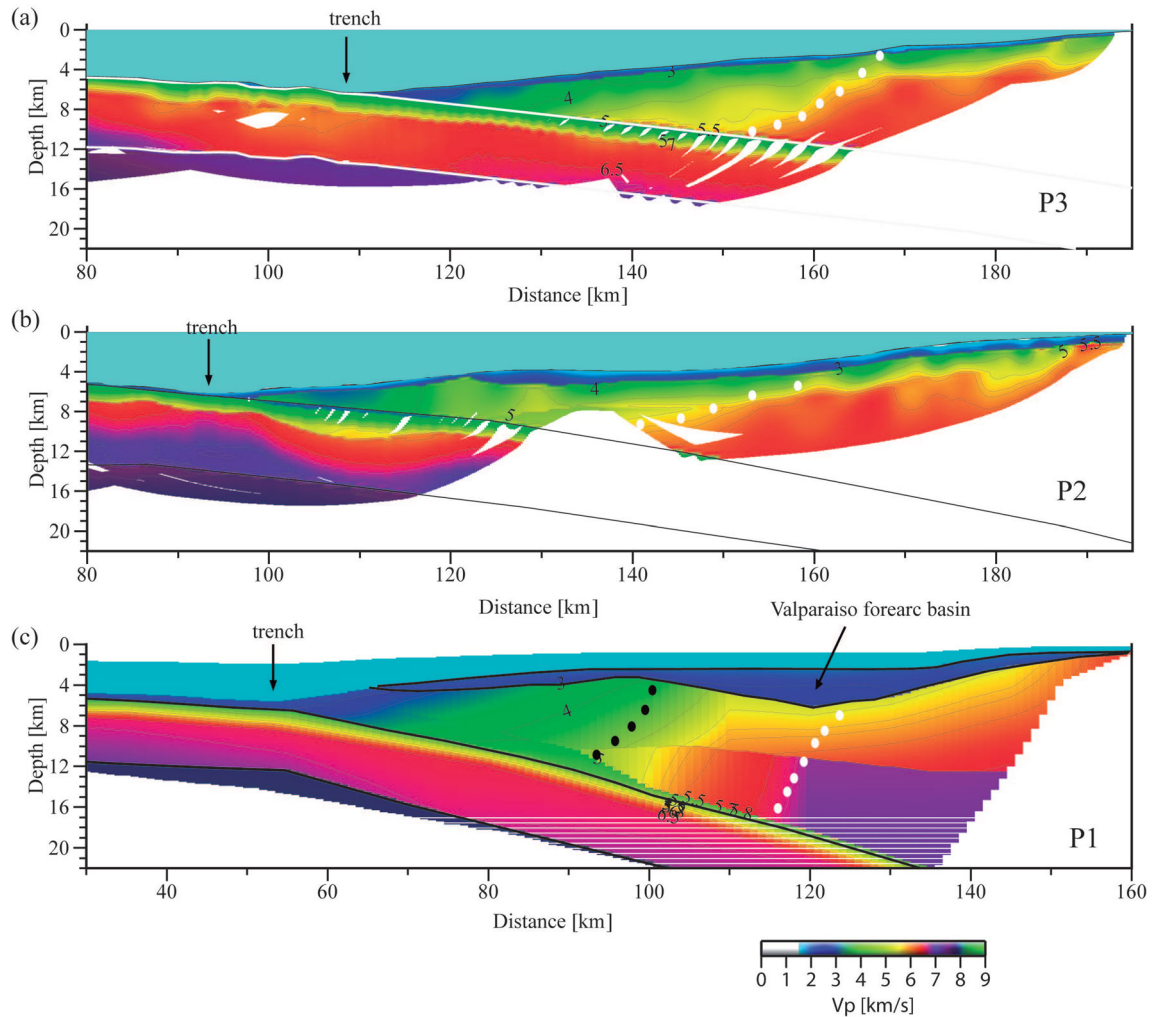


Figure 7. Comparison of the 2-D velocity–depth models between profiles (a) P3 (Contreras-Reyes *et al.* 2014), (b) P2 (this work), and (c) P1 (Zelt 1999). White dots correspond to the interpreted location of the crustal discontinuity beneath the fault scarp at the middle-upper transition zone based on the abrupt lateral and landward increase of seismic velocities. In seismic line P1, black dots denote the location of another detected lateral velocity gradient interpreted as the accretionary prism–continental basement (Flueh *et al.* 1998; Zelt 1999; Contreras-Reyes *et al.* 2013).

beneath the uplifted region. Moreover, uplifted regions are common along the NC Chilean margin as can be observed further north at the same distance from the trench axis. We find the possibility of parallel subduction of seamounts along a long N–S segment of the margin unlikely. The uplifted region is located just landward of the frontal prism and it presents relative higher velocities than the frontal prism but similar to its surroundings. Another explanation for this local uplift is underplating, that is the basal accretion of eroded material transported through the subduction channel. In addition, syn-extensional faults are imaged into the slope debris/sediment layer above the proposed buried material (Fig. 2a).

Seismic velocities increase progressively from ~ 3.5 at the landward edge of the frontal prism to ~ 5.0 km s^{-1} at the middle-upper slope transition zone (Fig. 5b). These velocities were interpreted as volcanic rocks of a Mesozoic magmatic arc that currently form part of the outermost forearc block (Contreras-Reyes *et al.* 2014). It is also likely that these interpreted volcanic rocks present an important degree of rock fracturation, porosity, and hydration, since this zone is located in the frontal part of the margin at shallow lithostatic pressures where subduction erosion is more efficient. Reduced

continental crustal velocities in the frontal part of the margin are a common feature observed along the NC Chile margin (Sallarès & Ranero 2005; Koulakov *et al.* 2011; Kopp 2013; Contreras-Reyes *et al.* 2014). Despite the local uplift around profile km 120, the entire outermost forearc is subsided with respect to the uplifted Coastal Block at the upper continental slope with a total vertical offset of ~ 3400 m. This suggests that important long-term subsidence and crustal thinning of the outermost forearc crust has been caused by strong subduction erosion.

Landward of the outermost forearc block, seismic velocities increase abruptly to values of 6.0 – 6.5 km s^{-1} that were interpreted as the continental basement composed by metamorphic and igneous rocks of the Coastal Cordillera that are much less fractured than the outermost forearc crust (Contreras-Reyes *et al.* 2014). In the upper continental slope domain, a large number of extensional landward dipping faults cut the basement and slope sediment sequences (Fig. 2a). Nevertheless, the presence of inverted Harpoon structure implies that thrust faults are also present and hence there is coexistence of normal and reverse faults in the seaward part of the Coastal Cordillera.

4.2 Characterization of the margin structure of the central Chile margin (31°–33°S)

At the trench and north of the Papudo seamount subduction (Fig. 1), sediment thickness ranges between 100 and 1000 m, and the trench basin is narrow (<10 km wide) due to the negligible sedimentation from the continent and by little sediment transportation from the south blocked by the topography of the JFR. Thus, the little sedimented trench has favoured subduction erosion, and it was likely accelerated by the southward migration of the JFR being strongest at the quasi stationary current collision zone at 32°–33°S. At the lowermost continental slope, a small frontal prism of 5–10 km width composed of eroded material from the upper plate lies at the seawardmost part of the margin. In contrast, south of the Papudo seamount subduction, the trench fill becomes thicker (>1000 m thick) and a large frontal accretionary prism ~30 km wide has been reported (Flueh *et al.* 1998; Zelt 1999; Contreras-Reyes *et al.* 2013). Apparently, this frontal accretionary prism has not been intensively removed by the JFR subduction. Furthermore, south of the subducting JFR, tectonic erosion ceased ~5 Myr ago due to the reduction of the convergence rate, and increase in trench sedimentation caused by denudation of the Cordillera, and sediment transport via submarine canyons (e.g. Kukowski & Oncken 2006). In fact, the westward trench migration south of the JFR (Fig. 1c) reveals that frontal accretion processes have facilitated the formation of a large frontal accretionary prism.

North of the VFB, the continental slope is narrow, steepened and it lacks the presence of large submarine forearc basins. The lower and middle continental slopes are abruptly and deeply submerged with respect to the upper continental slope, suggesting margin-wide

subsidence. At 32°–33°S, however, the morphology of the continental slope is disturbed by the collision of the JFR with the margin. The formation of the VFB is attributed to the subsidence caused by basal erosion triggered by the JFR subduction since ~10 Ma in this region (Yáñez *et al.* 2001; Laursen *et al.* 2002). The VFB is located landward of the frontal prism with high crustal velocities of 5.0–6.0 km s⁻¹ that are interpreted as part of the continental framework made of volcanic-metamorphic rocks (Fig. 8). The stability of the VFB is consistent with its location above the continental crust. However, if the formation of this shelf basin is related to the subsidence of the margin caused by basal erosion and enhanced by the subducting JFR (Laursen *et al.* 2002), then subduction erosion has to occur at large depths (deeper than 15 km according to the 2-D velocity–depth models shown in Fig. 7). South of the JFR, the overall margin has maintained a broad shelf and a gently seaward dipping continental slope and a relatively wide frontal accretionary prism (Contreras-Reyes *et al.* 2013).

High-resolution seismic and bathymetric data show the presence of a prominent scarp at the transition from the middle to upper continental slope with offsets ranging from a few hundred meters to up to 2 km height along the NC Chilean margin. Despite the formation of the VFB, the continental slope scarp remains, and it defines the landward flank of the VFB. We propose that the fault scarp located at the middle-upper slope transition zone is the surface expression of a major normal crustal fault of kilometre-scale along strike. The 2-D velocity–depth models show this seismic discontinuity at latitudes ~31°S, ~32°S, and ~33°S (Fig. 5), while several seismic reflection lines located between 30°S and 33°S show the presence of the prominent fault scarp at the middle-upper continental slope transition zone (Becerra *et al.*, private communication, 2015).

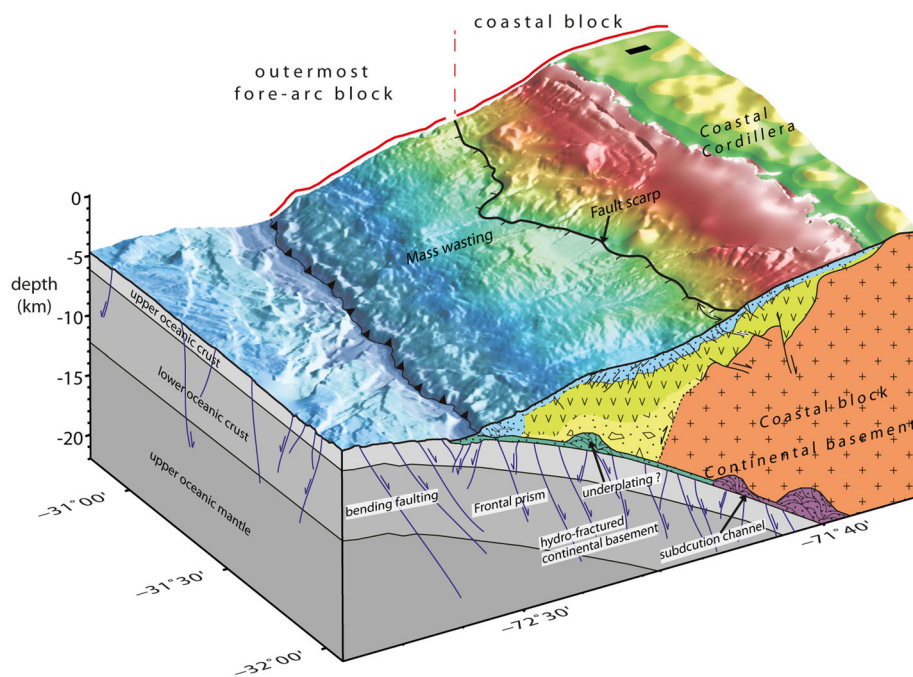


Figure 8. A schematic model for the structure and tectonics of the central Chile margin based on the 2-D seismic velocities along profile P2 and P3 (vertical exaggeration 2:1). The toe of the margin presents a small frontal prism made of debris material that is undergoing thrusting. The outermost forearc block is composed of eroded and fractured volcanic rocks as a consequence of subduction erosion caused by the subduction of high-relief horst and graben features poorly lubricated by sediment and hosted by the oceanic Nazca plate. Subduction erosion results in the collapse of the outermost forearc block and long-term subsidence. Landward of the middle-upper continental slope, the Coastal Block is composed of igneous and metamorphic rocks that form part of the uplifted Coastal Cordillera. Please also note the mass wasting events just westwards of the continental fault scarp. The margin is undergoing frontal erosion at the lowermost continental slope, while the middle-slope is affected by basal erosion. Basal accretion or underplating of the eroded material beneath the Coastal Cordillera has been proposed (e.g. Metcalf & Kapp 2015).

At 170–180 km along profile P2, the seismic reflection data show some evidence for positive inversion tectonics of landward dipping faults (see Harpoon structure in Fig. 2a). This internal contractional state would be explained by gravitational deformation at the continental slope. The marked slope contrast between the upper and middle slope triggered trenchward mass translation inducing local shortening into the landward dipping faults. Local contractional features are also clearly seen at the landward part of seismic line P3 (see Harpoon structure in Fig. 3a, $\sim 31^\circ\text{S}$). There is no clear reported contractional structure at the landward flank of the VFB (e.g. Laursen *et al.* 2002). In Section 4.3, however, we present focal mechanics showing shallow thrust events concentrated at the landward edge of the VFB, suggesting active compressional faulting.

4.3 Crustal seismicity

4.3.1 Shallow crustal seismicity

In NC Chile, clustered seismicity is commonly triggered by the subduction of the JFR, and hypocentre data typically show thrust interplate events (e.g. Pardo *et al.* 2002; Anderson *et al.* 2007). In contrast, shallow seismicity is rarely documented due to the lack of a dense local seismological network able to record such events. Between December 2008 and March 2009, the Servicio Sismológico Nacional (SSN) of the Universidad de Chile, recorded clustered seismicity at the landward edge of the VFB (Fig. 9a) at depths < 10 km. Interestingly, the seismicity is located near the proposed slope scarp across the middle-upper transition zone of the VFB. This information affords the opportunity to clearly distinguish upper-plate seismicity from interplate seismicity when compared for instance with 2-D velocity–depth models imaging the interplate boundary.

Given the scarce distribution of local seismological stations it is rather challenging to precisely determine focal depths. As an alternative strategy to precise source depth estimation and its source mechanism one can compute the best centroid depth via the inversion of regional moment tensors using broadband data. To do so, we have selected events with magnitude greater than 4.7 from the SSN seismic catalogue located in the study area (Fig. 1) that have occurred in 2009. For each of these events we have downloaded regional broadband record data from the National Earthquake Information Center (NEIC), which are available through the Global Seismographic Network (GSN), and the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Data Management Center.

We select broad-band records having a good quality in terms of signal-to-noise ratios, and we invert in the time-domain the regional moment tensor using a linear least square algorithm. The TDMT (Time-Domain Moment Tensor) code (e.g. Pasyanos *et al.* 1996; Dreger 2003) allows retrieving the seismic moment tensor from regional broadband waveforms and to estimate the centroid depth by choosing the best fitting model when iterating every 2 km depth over a broad source range. Data and synthetics are filtered in a common frequency band, which is chosen according to the event magnitude (see supplementary material).

Fig. 9 summarizes the regional moment tensors computed to improve data quality. Two of our solutions agree well with the only moment tensor solutions available at the GCMT (Global Centroid Moment Tensor) catalogue, for the same period and region studied in this work (Fig. 9b). The differences are in the centroid depths, where the ones estimated at teleseismic distances present larger uncertainties than those computed at regional distances. This supports that

our inverted regional moment tensors provide reasonable solutions in terms of source mechanism, and centroid depth. The solutions show two distinguishable event groups. A first set characterized by inverse faulting with low dipping angle, and centroid locations located at depths of about 18–22 km that coincide reasonably well with the interface between the Nazca and South American plates (Fig. 9). In the second group, inverse intraplate faulting events dominate, striking 20°NW , with shallow source depths (6–8 km). The trench-perpendicular profile in Fig. 9(b) clearly separates the two groups at depth: we associate the group linked to the focal mechanism to faulting occurring offshore $\sim 32.75^\circ\text{S}$ in the upper crust of the continental plate. The other group likely represents events occurring on the megathrust.

4.3.2 Interplay between continental crustal faults and intraplate seismicity

The more frequent occurrence of earthquakes in the VFB region may be associated to the stress transfer from the subducting seamounts such as San Antonio and Papudo to the overlying forearc (Fig. 1). However, shallow crustal seismicity observed near the coast has also largely been observed off southern Chile (Haberland *et al.* 2006; Lange *et al.* 2007; Dzierma *et al.* 2012) in regions where subducting seamounts are absent. Alternatively, it may be attributed to the presence of crustal faulting defining the contact between a paleo-accretionary prism against the continental metamorphic basement (paleo-backstop) (Contreras-Reyes *et al.* 2013). The shallow crustal seismicity seen at the landward edge of the VFB (Fig. 9) is spatially coincident with the faults scarp located at the contact between the subsided outermost forearc and uplifted Coastal Cordillera. Hence the activity of our proposed intracrustal fault system is likely manifested in the shallow seismicity observed here.

The focal mechanisms show that the recorded events of magnitude between 4 and 5 are thrust type in agreement with the inverted faults seen in the seismic reflection data along seismic profiles P2 and P3 (Figs 2 and 3). Laursen *et al.* (2002) also reported contractional structures along the VFB. In contrast, most of the mapped faults trenchward of the fault scarp are normal faults in agreement with the gravitational collapse of the outermost forearc block enhanced by subduction erosion. Possibly the major master fault defining the landward edge of the outermost forearc has a bimodal behaviour as has been suggested by Delouis *et al.* (1998) off north Chile at $\sim 23^\circ\text{S}$ and Fariás *et al.* (2011) for the Pichilemu faults off Maule, central Chile at $\sim 34^\circ\text{S}$. In particular, the Pichilemu fault ruptured 12 days after the 2010 M_w 8.8 megathrust earthquake in a sequence of normal events of magnitudes up to M_w 7.0 (Ruiz *et al.* 2014). Fariás *et al.* (2011) proposed that during the interseismic period of megathrust earthquakes, intracrustal faults load elastically and behave as inverse faults as is documented for the VFB sequence (Fig. 9). In contrast, during the coseismic period of megathrust earthquakes, the Pichilemu fault behaves as a normal fault. Similar conclusions have been inferred from geological studies performed in north Chile (20° – 24°S) where normal faults in the coastal region have been reactivated as a consequence of large subduction earthquakes (Delouis *et al.* 1998; González *et al.* 2003; Loveless *et al.* 2010), which has been explained as coseismic extension followed by interseismic compression (Delouis *et al.* 1998).

Delouis *et al.* (1998) proposed that the amount of extension produced by subduction earthquakes in the Coastal Block is larger than the cumulative interseismic contraction. The extension in the coast

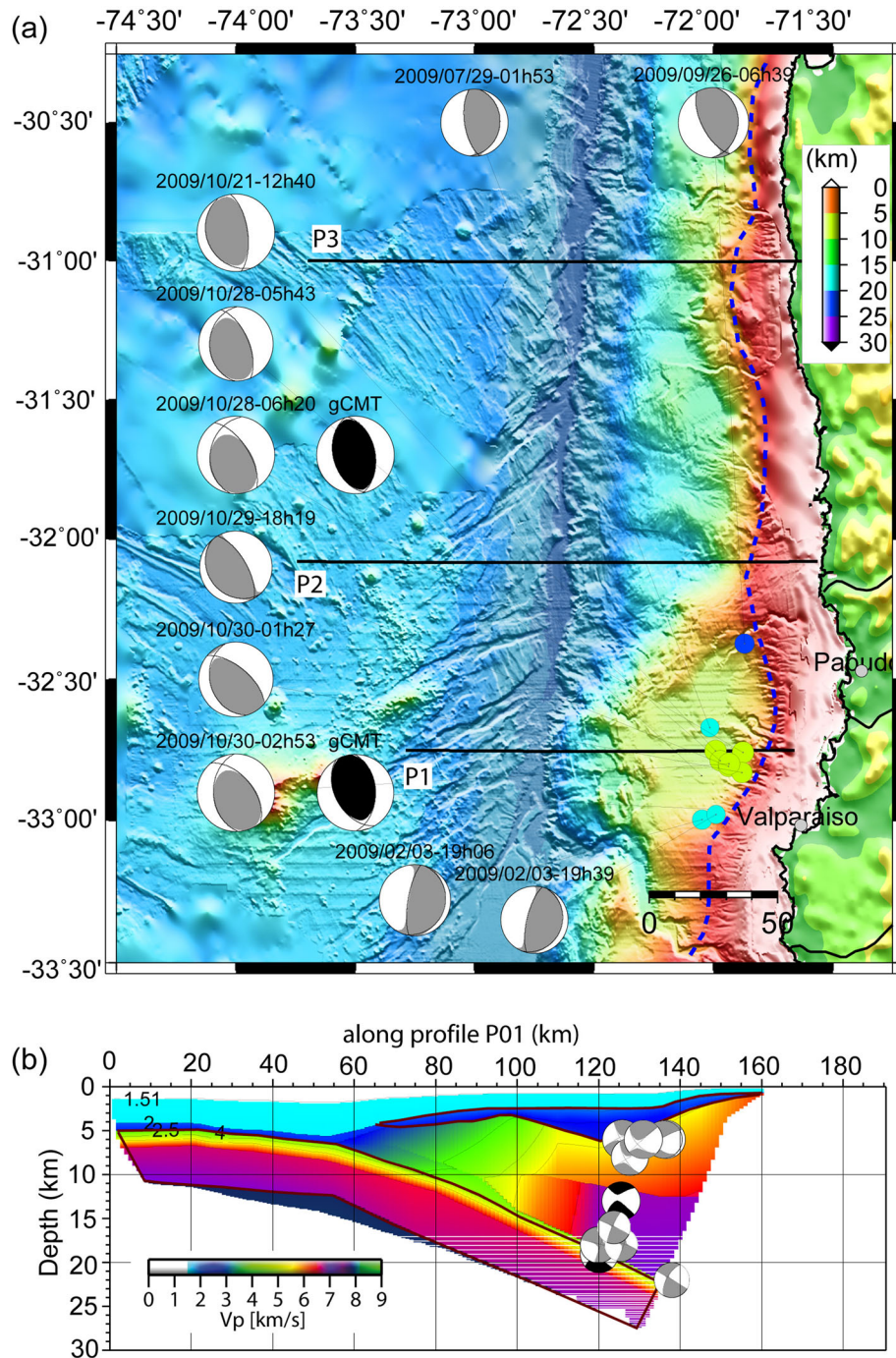


Figure 9. Regional seismic moment tensors modelled in this study for the shallow crustal events located at the landward flank of the VFB. (a) High-resolution bathymetric map and spatial distribution of all regional moment tensor solutions computed in this study, where coloured circles correspond to its epicentre locations. The colour bar represents the best source depth (centroid) estimated from the inversion. Coloured black moment tensors are the ones from the GCMT catalogue. Dotted blue curve corresponds to the interpreted boundary between the subsided outermost forearc block and the Coastal Cordillera (fault scarp curve). (b) Cross-section along profile P01 shows the best source depth estimated in this study. Brown line is the top of the oceanic subducting slab, purple dashed line is the Moho discontinuity, blue solid line is the bathymetry obtained from the 2-D velocity–depth model of Zelt (1999).

accumulates over repeated subduction seismic cycles and leads to large tensional earthquakes as was the case for the Pichilemu event off Maule (Farias *et al.* 2011; Ruiz *et al.* 2014; Aron *et al.* 2014). Similar extension in the forearc following a megathrust earthquake has been reported for the cases of the 1960 south Chile (Plafker 1967) and Tohoku megathrust earthquakes (e.g. Mizoguchi *et al.* 2012; Kato *et al.* 2013). During the interseismic period of megath-

rust earthquakes, the deviatoric extension along the normal crustal fault is reduced and aseismic behaviour in the interseismic period has been observed by seismological studies performed in north Chile, indicating an absence of shallow crustal seismicity (Delouis *et al.* 1998). However, our results show the presence of a sequence of >50 events with $M_w = 4-5$ at shallow depths suggesting that this type of seismicity should also be considered for assessment of

the seismic hazard of the coastal region. Although the seismological data presented here are only a snapshot in the seismic cycle of subduction megathrust earthquakes, our accurate location estimates and the density of shallow crustal seismicity correlate well with the proposed faults in the study area.

The contractional features are essentially related to the trenchward dipping faults, suggesting a gravitational deformation. At the VFB domain, fault rupture was revealed by the contractional focal mechanisms occurred at the upper portion of the upper slope suggesting that the gravitational deformation is an active process. The translation of mass rock down slope could be induced by the strong slope contrast (slope tectonic induced structures) on the strong velocity gradient between the upper and middle continental slope. Furthermore, these gravitational flows are often triggered by short-term events as earthquakes (Morley *et al.* 2011). However, the tectonic-induced structures on the slope are related to large-scale mass wasting processes (subduction erosion) and/or the dynamics of critical tectonic wedges.

5 SUMMARY

Along the NC Chile trench and north of the JFR subduction (31°–32.5°S), <1 km of slope debris fills the trench and a small fraction of this sediment unit accretes to form a frontal prism ~5–10 km wide. Most of the slope debris is subsequently subducted according to the shallow location of the decollement seen in the seismic reflection lines. Subduction of the JFR and high relief horst-and-graben structures erode frontally and basally the margin resulting in the collapse of the seaward part of the overriding plate. South of the JFR subduction, a relatively large frontal accretionary prism ~30 km wide has been formed in a region where the trench carries 1–2 km thick sediments.

The structure of the erosive NC Chilean margin (north of the JFR subduction) is characterized by the presence of a subsided/collapsed outermost forearc material composed of highly fractured volcanic rocks. Its landward edge is located at the middle-upper continental slope transition zone, which is defined by a continental slope scarp of variable height ranging from a few hundred metres up to 2000 m height. The slope scarp underlies a zone with a high lateral velocity gradient suggesting a fundamental lithological and/or rheological change of the continental basement. The slope scarp and crustal discontinuity are also observed south of the JFR subduction.

Landward of the middle-upper continental slope transition zone, seismic velocities increase abruptly and are consistent with metamorphic/igneous rocks less fractured that are interpreted as the seaward part of the uplifted Coastal Cordillera (Coastal Block). In this region, most of the structures are extensional faults and might be related to forearc uplift driven by underplating and/or by the accumulative elastic rebound during the earthquake cycle.

In summary, the long-term deformation of the marine forearc is characterized by vertical uplift of the Coastal Block and subsidence of the outermost forearc block related to normal faulting. However, inverted reverse faults are also observed in high-resolution seismic reflection data as well as from derived focal mechanisms of shallow events. In fact, at the landward edge of the VFB, shallow thrust events coincide with the proposed intra-crustal fault system located at the landward edge of the VFB. These thrust events are interpreted to be caused by the short-term interseismic contraction triggered by the locking of the subduction thrust interface, and hence the state of stress of the forearc depends partially on the subduction

seismic cycle. Alternatively, the selective reactivation of landward extensional faults as well as the presence of trenchward verging anticlines and contractional faults denote local internal compressional stresses, which could be related to trenchward gravitational flows.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) project 1130004. Juan Becerra gratefully acknowledges a scholarship granted by the Chilean National Science Cooperation (CONICYT). We thank Donna Shillington, Manel Prada, Adrià Meléndez, and the Editor Jun Korenaga for in-depth reviews of the manuscript.

REFERENCES

- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. & Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.*, **171**, 419–434.
- Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R.W. & Arancibia, G., 2014. Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile, *Bull. geol. Soc. Am.*, **127**(3–4), 464–479.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the andean orogen Chile, in *Geology of Chile, Special Publication*, pp. 21–116. eds Gibbons, W. & Moreno, T., The Geological Society.
- Clift, P. & Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust, *Rev. Geophys.*, **42**, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, K. & Suárez, G., 1986. The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region?, *Science*, **233**, 449–453.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A. & Weinrebe, W., 2013. Sediment loading at the southern Chile trench and its tectonic implications, *J. Geodyn.*, **66**, 134–145.
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C. & Daz-Naveas, J., 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1523–1529.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. & Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophys. J. Int.*, **132**(2), 302–338.
- Dreger, D.S., 2003. TDMT INV: Time Domain Seismic Moment Tensor INVersion, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Vol. 81B, p. 1627, eds Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P. & Kisslinger, C., Academic Press.
- Dzierma, Y., Thorwart, M., Rabbel, W., Siegmund, C., Comte, D., Bataille, K., Iglesia, P. & Prezzi, C., 2012. Seismicity near the slip maximum of the 1960 Mw 9.5 Valdivia earthquake (Chile): plate interface lock and active faults within the crust and subducted slab, *J. geophys. Res.*, **117**, B06312, doi:10.1029/2011JB008914.
- Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D. & Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: the Pichilemu Seismic Sequence, *Tectonics*, **30**, TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.
- Flueh, E.R. *et al.*, 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaso, Chile, *Tectonophysics*, **288**, 251–263.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. & Schneider, H., 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *J. South Am. Earth Sciences*, **16**(5), 321–342.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K. & Hofmann, S., 2006. Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central Chilean

- margin as seen in local seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, GL23302, doi:10.1029/2006GL028189.
- Heinze, B., 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling, *Scientific technical report, Geo-Forschungszentrum, Potsdam*.
- Hervé, F., Faundez, V., Caldern, M., Massonne, H.-J. & Willner, A.P., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes, in *The Geology of Chile*, pp. 231–261, eds Moreno, T. & Gibbons, W., Geological Society of London.
- Hilde, T.W.C., 1983. Sediment subduction versus accretion around the Pacific, *Tectonophysics*, **99**, 381–397.
- Juez-Larré, J., Kukowski, N., Dunai, T.J., Hartley, A.J. & Andriessen, P., 2010. Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera of the northern Chile revealed by thermochronological dating, *Tectonophysics*, **495**, 48–66.
- Kato, A. et al., 2013. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 273–278.
- Kopp, H., 2013. Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity, *Tectonophysics*, **589**, 1–16.
- Kopp, H., Flueh, E., Papenberg, C. & Klaeschen, D. SPOC Scientists 2004. Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge: Aseismic Ridge Emplacement and Lithosphere Hydration, *Tectonics*, **23**(2), TC2009, doi:10.1029/2003TC001590.
- Korenaga, J. & Sager, W.W., 2012. Seismic tomography of Shatsky Rise by adaptive importance sampling, *J. geophys. Res.*, **117**, B08102, doi:10.1029/2012JB009248.
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.-C., Hopper, J.R. & Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. geophys. Res.*, **105**, 21 591–21 614.
- Koulakov, I., Kopp, H. & Stupina, T., 2011. Finding a realistic velocity distribution based on iterating forward modelling and tomographic inversion, *Geophys. J. Int.*, **186**, 349–358.
- Kukowski, N. & Oncken, O., 2006. Subduction erosion: the normal mode of forearc material transfer along the Chilean margin?, in *The Andes: Active Subduction Orogeny, Frontiers in Earth Sciences*, Vol. 3, pp. 217–236, eds Oncken, O. et al., Springer.
- Lange, D., Rietbrock, A., Haberland, C., Bataille, K., Dahm, T., Tilmann, F. & Flh, E.R., 2007. Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5°–43.5°S): implications for controlling parameters, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, GL06311, doi:10.1029/2006GL029190.
- Laursen, J., Scholl, D.W. & von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction, *Tectonics*, **21**(5), 1038, doi:10.1029/2001TC901023.
- Loveless, J.P., Allmendinger, R.W., Pritchard, M.E. & Gonzalez, G., 2010. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean forearc, *Tectonics*, **29**, TC2001, doi:10.1029/2009TC002465.
- Metcalfe, K. & Kapp, P., 2015. Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc, in *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir*, Vol. 212, pp. 61–78, eds DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B. & Kapp, P.A., doi:10.1130/2015.1212(04).
- Mizoguchi, K., Uehara, S. & Ueta, K., 2012. Surface fault ruptures and slip distributions of the Mw 6.6 11 April 2011 Hamadoori, Fukushima prefecture, northeast Japan, earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **102**, 1949–1956.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M. & Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: a review, *Earth-Sci. Rev.*, **104**, 41–91.
- Mueller, 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**(B2), 3211–3214.
- Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R. & Koba, M., 1995. Plio-Quaternary terraces and their deformation along the Altos De Talinay, north-central Chile, *Revista Geologica de Chile*, **22**, 89–102.
- Pardo, M., Comte, D. & Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Am. Earth Sci.*, **15**, 11–22.
- Pasyanos, M.E., Dreger, D.S. & Romanowicz, B., 1996. Toward Real-Time Estimation of Regional Moment Tensors, *Bull. seism. Soc. Am.*, **86**(5), 1255–1269.
- Plafker, G., 1967. Surface faults on Montague Island associated with the 1964 Alaska earthquake, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 543–G, 42 pp.
- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W. & Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile Convergent Margin, in *The Andes: Active Subduction Orogeny, Frontiers in Earth Sciences*, Vol. 3, pp. 91–121, eds Oncken, O. et al., Springer.
- Reichert, C., Schreckenberger, B. & the SPOC Team, 2002. Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor Chile-BMBF Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaíso 16.10.2001-Valparaíso 29.11.2001. fuer Geowis. und Rohstoffe. Bundesanst, Hannover, Germany.
- Ruiz, J., Hayes, G.P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A. & Comte, D., 2014. Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile Mw 7.0 and Mw 6.9 coastal intraplate earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **197**(1), 414–434.
- Rutland, R.W.R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading, *Nature*, **233**, 252–255.
- Sallarès, V. & Ranero, C.R., 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23 300S), *J. geophys. Res.*, **110**, B06101, doi:10.1029/2004JB003418.
- Sallarès, V., Meléndez, A., Prada, M., Ranero, C.R., McIntosh, K. & Grevemeyer, I., 2013. Overriding plate structure of the Nicaragua convergent margin: relationship to the seismogenic zone of the 1992 tsunami earthquake, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **14**, 3436–3461.
- SERNAGEOMIN: Chilean Geological and Mining Service 2003. Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000, Santiago, Chile.
- 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.
- von Huene, R., Weinrebe, W. & Heeren, F., 1999. Subduction erosion along the north Chile margin, *J. Geodyn.*, **27**, 345–358.
- von Huene, R., Ranero, C.R. & Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion, *Geology*, **32**(10), 913–916.
- Yáñez, G., Ranero, C.R. & Diaz, J., 2001. Magnetic Anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J. geophys. Res.*, **106**, 6325–6345.
- Zelt, C.A., 1999. Modeling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, **139**, 183–204.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this paper:

Figure S1. Wide-angle seismic data OBH 50.

Figure S2. Wide-angle seismic data OBS 51.

Figure S3. Wide-angle seismic data OBH 52.

Figure S4. Wide-angle seismic data OBS 53.

Figure S5. Wide-angle seismic data OBS 55.

Figure S6. Wide-angle seismic data OBH 62 with velocity reduction of 6 km s⁻¹.

Figure S7. Final tomographic 2-D velocity–depth model obtained by joint refraction and reflection traveltimes inversion.

Figure S8. (a–j) 100 initial 2-D velocity–depth models for the overriding plate.

Figure S9. Range of parameters for Monte Carlo ensembles for the (a) oceanic crust and (b) upperoceanic mantle. (a) A starting model consists of a 1-D crustal velocity profile; the Moho depth is the sum of the previously obtained smoothed basement and a given crustal thickness. Brown-yellow region shows possible variations in the Moho depth.

Figure S10. Seismicity showing the epicentres for events in 2000–2013 and with depth ≤ 40 km. Colour bar represents the source depth and moment tensor solutions are from the GCTM catalogue. Earthquake catalogue was taken from then NEIC database. Profile A–A' is the same as the one in Fig. 8.

Figure S11. (a) Events located in 2009 by the Chilean seismological network operated by the SSN of the University of Chile. Dotted blue

curve denotes the interpreted contact between the subsided outermost forearc block and the Coastal Cordillera. Black lines denote the location of the seismic refraction profiles. (b) Cross-section P01 shows the distribution of earthquakes at depth. Colour bar represents the source depth and moment tensor solutions are from the GCTM catalogue (<http://www.gji.oxfordjournals.org/lookup/suppl/doi:10.1093/gji/ggv309/-/DC1>).

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the paper.



Paleomagnetism of Permo-Triassic and Cretaceous rocks from the Antofagasta region, northern Chile



K. Narea ^a, M. Peña ^a, S. Bascuñán ^a, J. Becerra ^a, I. Gómez ^a, K. Deckart ^a, F. Munizaga ^a, V. Makshev ^a, C. Arriagada ^{a,*}, P. Roperch ^b

^a Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

^b Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS, Rennes, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 April 2015

Received in revised form

8 September 2015

Accepted 10 September 2015

Available online 25 September 2015

Keywords:

Paleomagnetism

Central Andes

Northern Chile

Tectonics

Permo-Triassic

Antofagasta region

ABSTRACT

New paleomagnetic data from Permo-Triassic and Late Cretaceous rocks yield a consistent trend of vertical-axis-tectonic-rotations which are consistent with the Central Andean Rotation Pattern (CARP). However, three sites in the Tuina Formation and one site in the Purilactis Group record large rotations (80°). These mayor rotations are probably due to dextral-transpressive deformation occurring in close relation with the Incaic tectonic phase. Consequently, it is possible to infer that previous tectonic phases Peruvian and K-T would not have produced significant tectonic rotations in the area.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The central Andes, a noncollisional orogeny, are a prime example of oroclinal bending (Isacks, 1988), the idea that mountain ranges form initially in a linear geometry and then are bent into their more highly curved configuration (Carey, 1955). The “Bolivian Orocline” is the change in trend of the Andes from NW to N near 18°S. The origin of the Bolivian Orocline has traditionally been studied with paleomagnetic data (e.g., Arriagada et al., 2003, 2006a, 2008; Beck, 1987; Coutand et al., 1999; Lamb, 2001; McFadden, 1990; Roperch and Carlier, 1992; Scanlan and Turner, 1992; Somoza and Tomlinson, 2002). Counterclockwise rotations with respect to stable South America are found along the Peruvian margin (Heki et al., 1984, 1985; May and Butler, 1985; Roperch and Carlier, 1992; Roperch et al., 2011) while clockwise rotations characterize the Chilean margin (Forsythe et al., 1987; Hartley et al., 1992a; Riley et al., 1993; Roperch et al., 1997). This pattern of tectonic rotations is usually called Central Andean Rotation Pattern (CARP) (Beck, 2004; Taylor et al., 2005; Roperch et al., 2006;

Arriagada et al., 2008).

Mountain building in the Central Andes occurred mainly during the Cenozoic and this is the reason why paleomagnetic studies along the margin of northern Chile and Peru have been focused on essentially Jurassic, Cretaceous and Tertiary units (Fig. 1). While there are numerous paleomagnetic studies in Paleozoic rocks of the Argentinian Andes (Geuna and Ecosteguy, 2004), few studies have been reported for the Paleozoic-Triassic basement in the Andes of Northern Chile (Jesinkey et al., 1987). However, in the study of Jesinkey et al. (1987) there is no paleomagnetic data on Tertiary rocks to test the rotation history of this area.

In the present contribution, we will present paleomagnetic results from the Permo-Triassic Tuina Formation in an area where Cretaceous and Tertiary red beds have already been studied (Hartley et al., 1992a; Arriagada et al., 2000; Somoza and Tomlinson, 2002; Arriagada et al., 2003).

2. Tectonic setting

The oldest rocks found here correspond to a succession of andesitic lavas, tuffs and sandstones (Tuina Formation) deposited in a continental, volcanic environment (Mundaca, 1982). Continental sedimentary rocks of Albian to Maastrichtian-Danian age (Tonel,

* Corresponding author. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

E-mail address: cearriag@cec.uchile.cl (C. Arriagada).

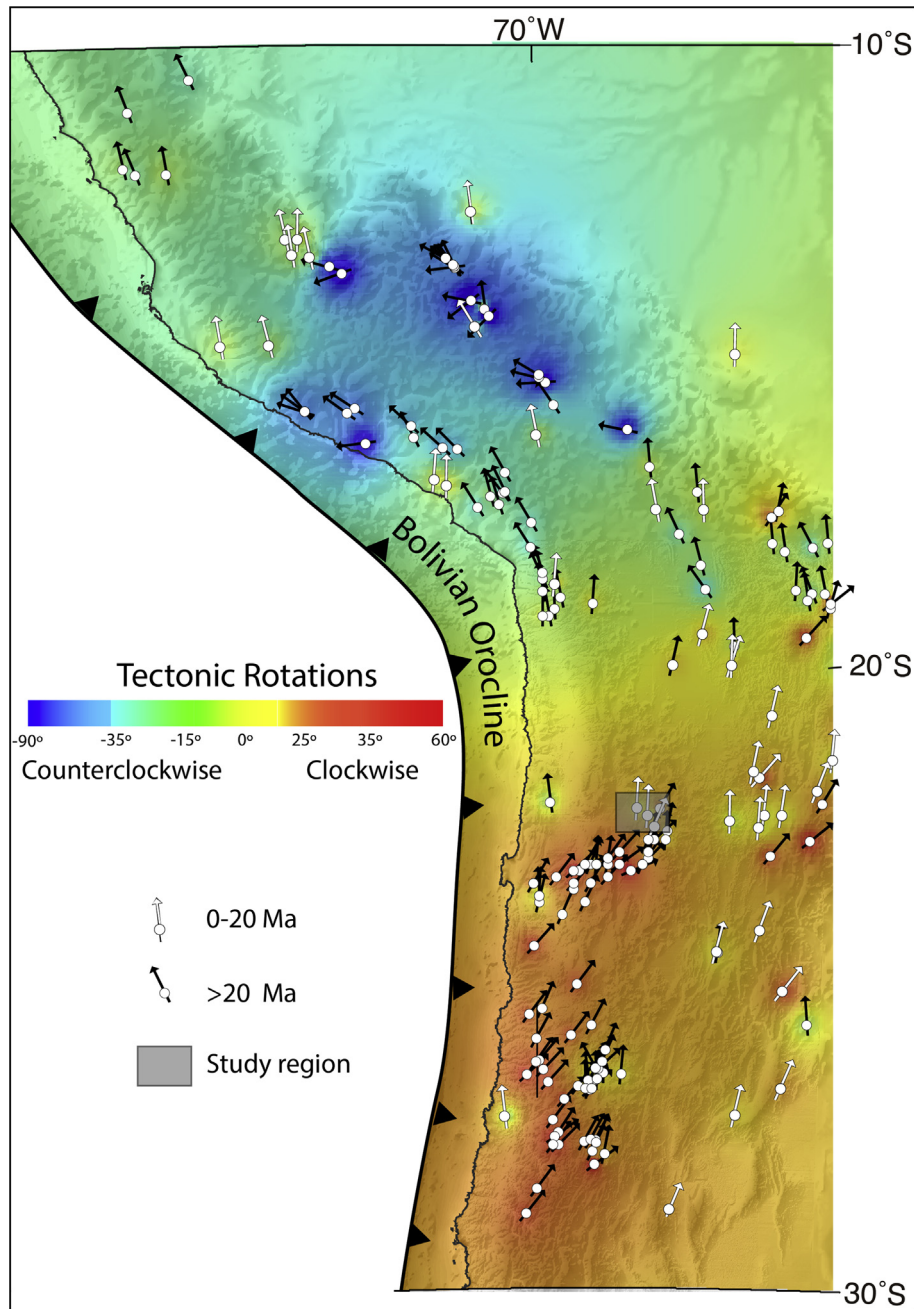


Fig. 1. Tectonic rotations in the central Andes. A raster surface based on the magnitude of rotations has been created by using the inverse distance weighting interpolation method. Paleomagnetically determined block rotations about vertical axes are shown as white arrows for rocks younger than 20 Ma and black arrows for rocks older than 20 Ma. Clockwise (counterclockwise) rotations are shown in warm colors (cool colors). The paleomagnetic database of the central Andes was obtained from Roperch et al. (2006) (see auxiliary material, available at <ftp://ftp.agu.org/apend/tc/2005tc001882>) and the database of the southern central Andes from Arriagada et al. (2006) (see auxiliary material, available at <ftp://ftp.agu.org/apend/tc/2005tc001923>).

Purilactis and Barros Arana Formations) lie on top of the former, in slight angular unconformity. A proximal, alluvial sedimentary environment is registered from the Late Oligocene onwards (Tambores Formation), which was deposited in angular unconformity over the Cretaceous and Paleogene units. The paleomagnetic sampling made for this study was performed on two first order morphostructural units: the Cordillera de Domeyko (Fig. 2), in the Cerros de Tuina Area, and the Barros Arana Syncline (Fig. 2), at the western border of the Salar de Atacama Basin.

The Cordillera de Domeyko of northern Chile, is a narrow, N–S oriented mountain chain situated in the Andean forearc. It is

located between the Preandean Depression, which borders the Salar de Atacama to the east and the Central Depression to the west (Fig. 2). It has an average height of 3.000 m above sea level, and comprises successions of Paleozoic to Triassic volcano-sedimentary rocks, intruded by Carboniferous to Permian granitoids (Ramírez and Gardeweg, 1982). The volcano-sedimentary units found, whose bases are not exposed, are the Tuina Formation (Late Permian–Middle Triassic) (Raczynski, 1963; Marinovic and Lahsen, 1984; Mundaca, 2002), the El Bordo Beds (Permian–Triassic) (Ramírez and Gardeweg, 1982), the Peine Group (Bahlburg and Breitzkreuz, 1991), and the Cas Formation and its equivalents

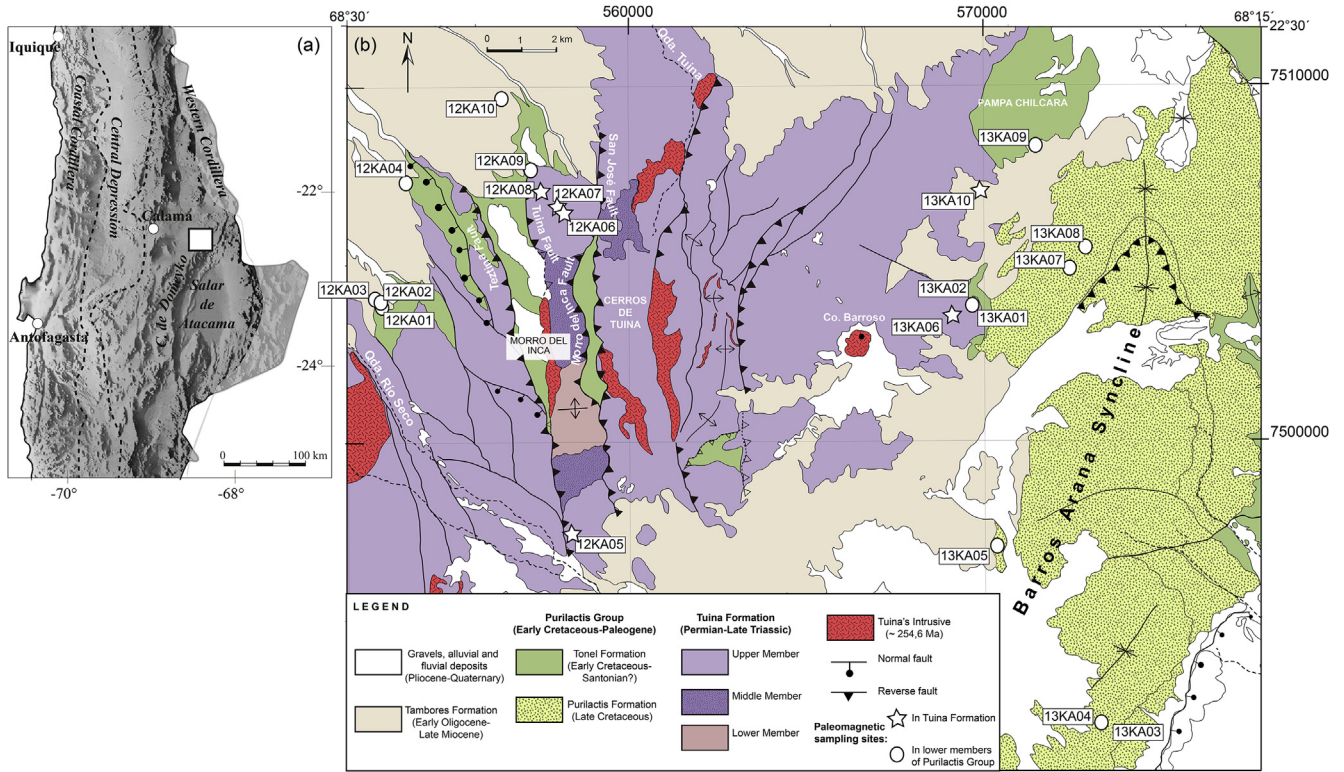


Fig. 2. (a) Location of study region (inside the white quadrangle) within a schematic morphostructural map of northern Chile. (b) Simplified geologic map of the study region, showing the location of the paleomagnetic sites.

(Ramírez and Gardeweg, 1982). These last units are related to the Permian–Triassic rifting episode found along Chile and part of Argentina, which was characterized by the development of extended depocenters (Charrier et al., 2007). The Upper Paleozoic to Triassic volcano–plutonic complexes constitute the main pre-

Jurassic outcrops found in northern Chile (Breitkreuz and Zeil, 1994).

Between the Late Cretaceous and the Early Oligocene, the Cordillera de Domeyko was the center of subduction-related magmatism, thus representing the magmatic arc at that time

Table 1
Location of the paleomagnetic sampling and magnetic properties.

Sites	Lithology	Latitude	Longitude	NRM ($A\ m^{-1}$)	K (SI)	Strike	Dip
Barros Arana Syncline: basal sedimentary units of the Purilactis Group (Late Cretaceous)							
<i>Vizcachita member</i>							
13KA03	Sandstone red-brown	22°40.555'	68°17.314'	0.0087	0.00115	199.72	29.18
13KA04	Sandstone red-brown	22°40.534'	68°17.366'	0.0082	0.00230	199.72	29.18
<i>Licán member</i>							
13KA05	Red sandstone	22°37.881'	68°19.152'	0.0043	0.000264	45.6	36
13KA07	Red sandstone	22°33.674'	68°17.840'	0.0079	0.000147	36.4	21.8
13KA08	Red sandstone	22°33.354'	68°17.596'	0.0104	0.000193	47.1	29
<i>Tonel formation</i>							
12KA01	Red sandstone	22°34.225'	68°29.124'	0.0133	0.000160	240	57
12KA02	Red sandstone	22°34.239'	68°29.154'	0.0227	0.000233	248.7	58
12KA03	Sandstone red-brown	22°34.173'	68°29.192'	0.0345	0.000171	246.7	51.6
12KA04	Sandstone red-brown	22°32.407'	68°28.667'	0.0717	0.000282	330	15
12KA09	Red Sandstone	22°32.177'	68°26.663'	0.0235	0.000277	294.5	46.6
12KA10	Orange Sandstone	22°31.094'	68°27.124'	0.0142	0.000115	317.4	21.6
13KA01	Red sandstone	22°34.231'	68°19.450'	0.0172	0.000180	32.31	39.54
13KA02	Red sandstone	22°34.231'	68°19.450'	0.0371	0.000107	32.31	39.54
13KA09	Red sandstone	22°31.801'	68°18.433'	0.0191	0.000181	21.2	47.6
Cordillera de Domeyko: volcanic and sediments units of Tuina Formation (Permian–Middle Triassic)							
12KA05	Red sandstone	22°37.695'	68°25.996'	0.0171	0.000242	85.2	26.7
12KA06	Gray ignimbrite	22°32.827'	68°26.145'	0.0990	0.00105	275.3	45.4
12KA07	Gray ignimbrite	22°32.746'	68°26.220'	0.423	0.000021	280.6	47.3
12KA08	Dacitic Lava	22°32.533'	68°26.465'	0.274	0.000262	287.1	39.2
13KA06	Gray ignimbrite	22°34.381'	68°19.785'	0.0199	0.000179	35.5	25.9
13KA10	Ignimbrite	22°32.502'	68°19.319'	0.0414	0.000140	22.75	25.625

NRM is geometric mean intensity of magnetization in $A\ m^{-1}$; K is geometric mean susceptibility (SI), strike and dip are bedding corrections.

(Mpodozis and Ramos, 1990; Scheuber and Reutter, 1992; Reutter et al., 1996). Around the same time, the volcanoclastic, clastic and evaporitic successions of the Purilactis Group (Charrier and Reutter, 1990, 1994; Hartley et al., 1992b) were being deposited east of the magmatic arc, in a foreland basin setting (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006b; Bascuñán et al., 2015). A first important episode of compressive deformation known as the Peruvian Orogenic Phase (Steinmann, 1929) occurred during the Late Cretaceous along the Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006b; Bascuñán et al., 2015). Another deformation episode occurred around the Cretaceous–Cenozoic boundary (K-T event; Cornejo et al., 2003; Somoza et al., 2012). Through the Middle Eocene, the Incaic Orogenic Phase, affected northern Chile especially along the Cordillera de Domeyko and the western border of the Salar de Atacama Basin (Mpodozis et al., 1993; Reutter et al., 1996; Tomlinson and Blanco, 1997; Makshev and Zentilli, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006b). During the Oligocene, the western border of the Salar de Atacama Basin would have been affected by extension, as shown by the accumulation of the continental San Pedro and Tambores Formations (Jordan et al., 2007). The volcanic arc, which was more or less around the same position, shifts to the east in the Miocene (Charrier et al., 2009). The compressive deformation from the Miocene onwards is mainly focused at the borders of the Salar de Atacama Basin and in its central area, along the Cordillera de la Sal (Ramírez and Gardeweg, 1982; Marinovic and Lahsen, 1984). This deformation could be affecting the Pleistocene volcanic units (González et al., 2009). The eastern border of the Cordillera de Domeyko is a 900 m high scarp (the El Bordo Scarp, found south of the study area), which runs for over 120 km along the western margin of the Salar de Atacama Basin. Along this scarp, the Paleozoic basement (the Tuina Formation and the El Bordo Beds in the northern and central segment, respectively) is either detached or overlain by approximately 6,000 m of fine sandstone and conglomerate successions accumulated during the Late Cretaceous (Purilactis Group, Charrier and Reutter, 1994; Arriagada et al., 2000, 2006b; Mpodozis et al., 2005). These successions are part of the lower sedimentary infill of the Salar de Atacama Basin (Macellari et al., 1991; Muñoz et al., 1997).

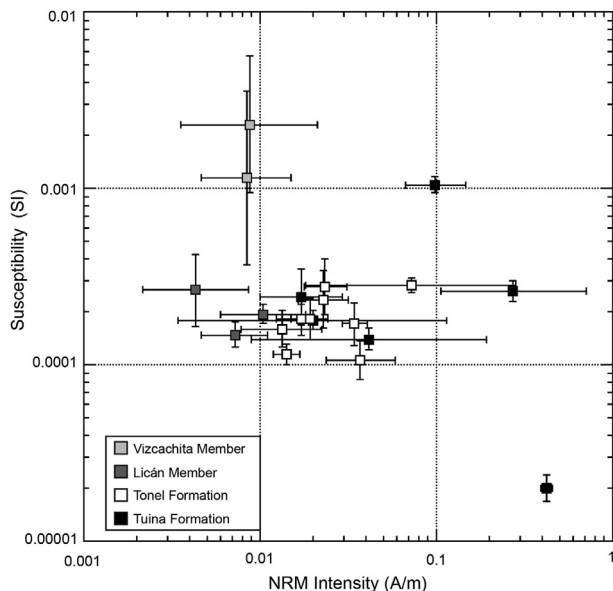


Fig. 3. Geometric site-mean intensity of Natural Remanent Magnetization (A/m) versus magnetic susceptibility (SI). The NRM intensity is usually <math><0.43\text{ A/m}</math>.

3. Paleomagnetic sampling

A total of 181 paleomagnetic samples were drilled at 20 sites in the volcano-sedimentary Tuina Formation and the sedimentary units belonging to the lower members of the Purilactis Group (Table 1, Fig. 2). Unfortunately, only 16 sites gave good results.

Six sites were drilled in the Tuina Formation, four of which were performed in the Cerros de Tuina area. Three of these (12KA06, 12KA07 and 12KA08) are volcanic rocks found NW of Quebrada Tuina and north of Morro del Inca, and belong to outcrops of the Upper Member of the Tuina Formation. The only site with sedimentary rocks (12KA05) of this formation is located immediately east of Quebrada Río Seco. The last two sites (13KA06 and 13KA10) were drilled in the volcanic outcrops east of Cerros de Tuina and

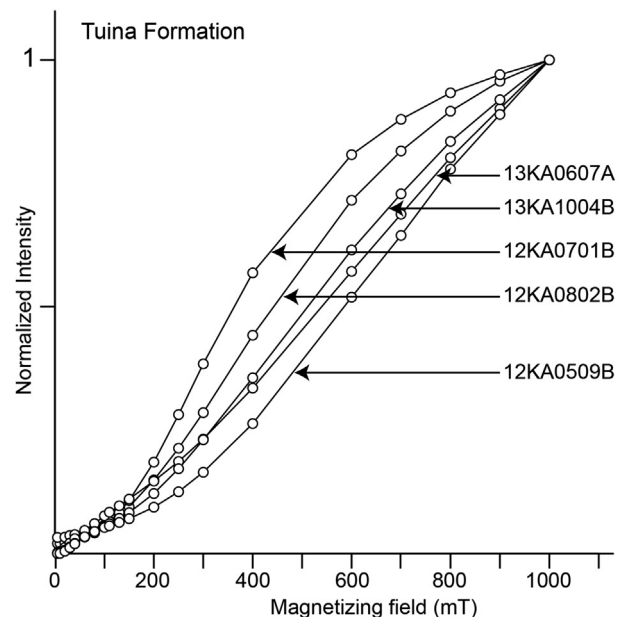
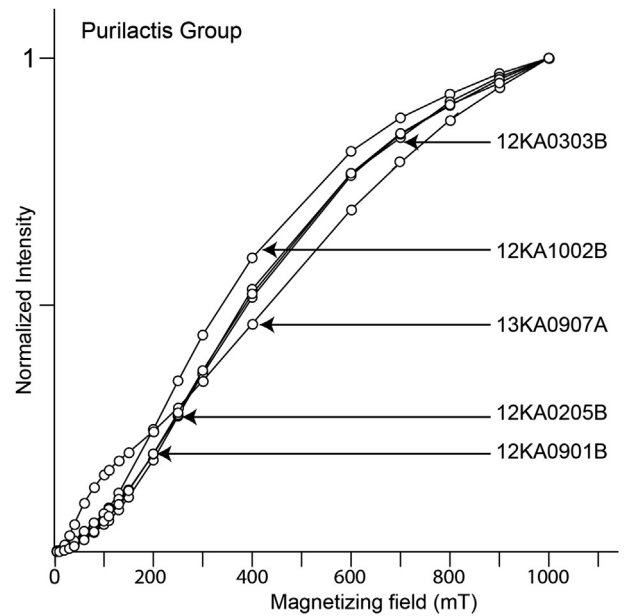


Fig. 4. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition in five different samples of both the Tuina Formation and the basal members of the Purilactis Group. This analyses show the presence of hematite and scarce magnetite for all samples.

south of Pampa Chilcara, near the western limb of the Barros Arana Syncline (Fig. 2). The remaining 14 sites were obtained in the sedimentary successions of the Tonel and Purilactis Formations. Sites labeled 12KA were drilled in creeks found at the westernmost part of the Cerros de Tuina area, in successions lying directly on top of the Tuina Formation. Sites labeled 13KA were obtained in different points of the western limb of the Barros Arana Syncline. It is important to mention that sites 13KA03 and 13KA04 were the only ones drilled in the eastern limb of the aforementioned syncline (Fig. 2).

Sites in volcanic rocks include only samples from a single flow. Secular variation was thus not averaged at these single bed sites. In contrast, in sedimentary rocks, sampling included different beds along several meters of stratigraphic section. In such cases, mean-site paleomagnetic results should average the secular variation

and provide a good estimate of tectonic rotations at the site. Bedding corrections were applied to all sedimentary and volcanic sites (Table 1).

4. Paleomagnetic techniques and magnetic properties

Remanent magnetism was measured with Molspin or Agico JR5A spinner magnetometers at the Universidad de Chile. Magnetic Susceptibility was measured with a Bartington susceptibilimeter. Magnetic susceptibility was also measured after each thermal demagnetization step in order to check magnetic mineralogical changes upon heating. To better constrain the magnetic mineralogy, isothermal remanent magnetism (IRM) acquisition and variation of the susceptibility during heating (K-T) was performed for 10 samples. IRM were obtained with a pulse electro-magnet and

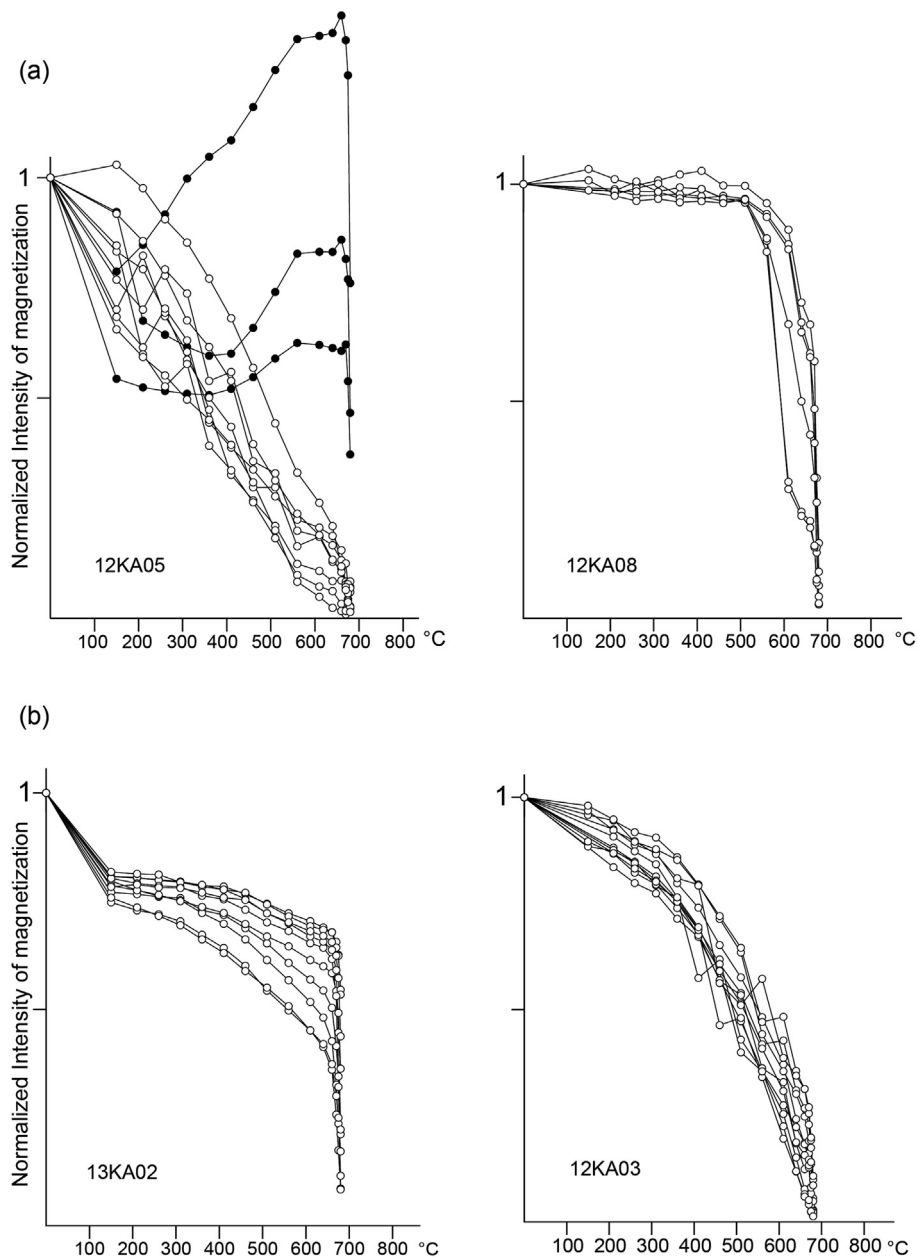


Fig. 5. Variation in the intensity of the remanent magnetization during thermal demagnetization. The demagnetization had to be done at high temperatures, near the Curie temperature for hematite (670–680 °C). (a) Samples from the Tuina Formation. Black circles correspond to three samples with reversed polarity. (b) Samples from the Purilactis Group.

K-T experiments were done with the AGICO KLY3-CS3 instrument.

For all samples, one specimen per mini core was subjected to stepwise thermal demagnetization (12–15 steps) in an ASC Scientific, TD-48 model oven.

A total of 34 samples were subjected to Alternating-Field demagnetization (12–15 steps), but it was not enough to unravel the whole magnetic record (the direction of the characteristic remanent magnetism did not reach the origin).

Demagnetization data were plotted on orthogonal diagrams (Zijderveld, 1967) (Figs. 6 and 7). Principal component analysis (Kirschvink, 1980) was applied to determine sample characteristic remanent magnetism (ChRM) directions. Evidence of secondary overprint was found at a few sites. In these cases, the site-mean characteristic direction including planes and lines was calculated using the procedure described by McFadden and McElhinny (1988). The expected direction and tectonic rotations at a paleomagnetic sites were calculated using the appropriate age reference paleomagnetic pole for South America. We use the Besse and Courtillot (2002) APWP for the Mesozoic units and the reference pole at 250Ma provided by Torsvik et al. (2012) for the Amazonia block (Table 2).

The average magnetic susceptibility and remanent natural magnetization intensity values obtained in the different sites show some variation according to the sampled lithology (Table 1, Fig. 3). The highest NRM values obtained in volcanic rocks was found in site 12KA07, which is also the site with the lowest magnetic susceptibility (Tuina Formation). The highest magnetic susceptibilities obtained in sedimentary rocks were found in the Vizcachita Member samples, belonging to the Purilactis Formation (sites 13KA03 and 13KA04). The sedimentary rock samples of the Tonel Formation (12KA10 and 13KA02) show the lowest magnetic susceptibility. The variation of the magnetic susceptibilities seen in the samples of the Licán and Vizcachita Members may suggest that

both units had different sedimentary sources. Overall, the IRM analyses show hematite as the main magnetic carrier (Butler, 1992) with scarce magnetite for all the studied samples (Fig. 4). Consistently, the demagnetization had to be done at high temperatures, near the Curie temperature for hematite (670–680 °C) (Figs. 5–7).

5. Characteristic directions

The analysis of the characteristic directions was straightforward, given the presence of stable magnetizations that point towards the origin (sites 13KA01, 13KA02 and all sites labeled 12KA except 12KA05 and 12KA10). However, some sites also showed unstable magnetizations (sites 13KA08 and 13KA09). In these cases, the method developed by McFadden and McElhinny (1988) was used to find the characteristic directions. In general, the characteristic directions of the Tuina Formation are obtained at 410–680 °C (Figs. 5 and 6). For the Purilactis Formation samples, the characteristic directions are obtained at 560–680 °C (primary directions) and at 345–660 °C (secondary directions) (Figs. 5 and 7).

Site 12KA05 represents a particular case, due to the fact that three of its samples have a magnetization of reversed polarity at high temperature while the other samples present a normal polarity magnetization (Fig. 6). As such, two characteristic directions were calculated using the aforementioned methods (McFadden and McElhinny, 1988; Kirschvink, 1980) (Table 2).

6. Paleomagnetic results

In general, the scatter between sites diminishes after applying tilt correction to the samples (Fig. 8, TC stereonet), either for the Tuina Formation or the Purilactis Group. Normal and reversed polarities directions are obtained for the Tuina Formation. Site 12KA05, drilled in sedimentary rocks, shows both polarities. The

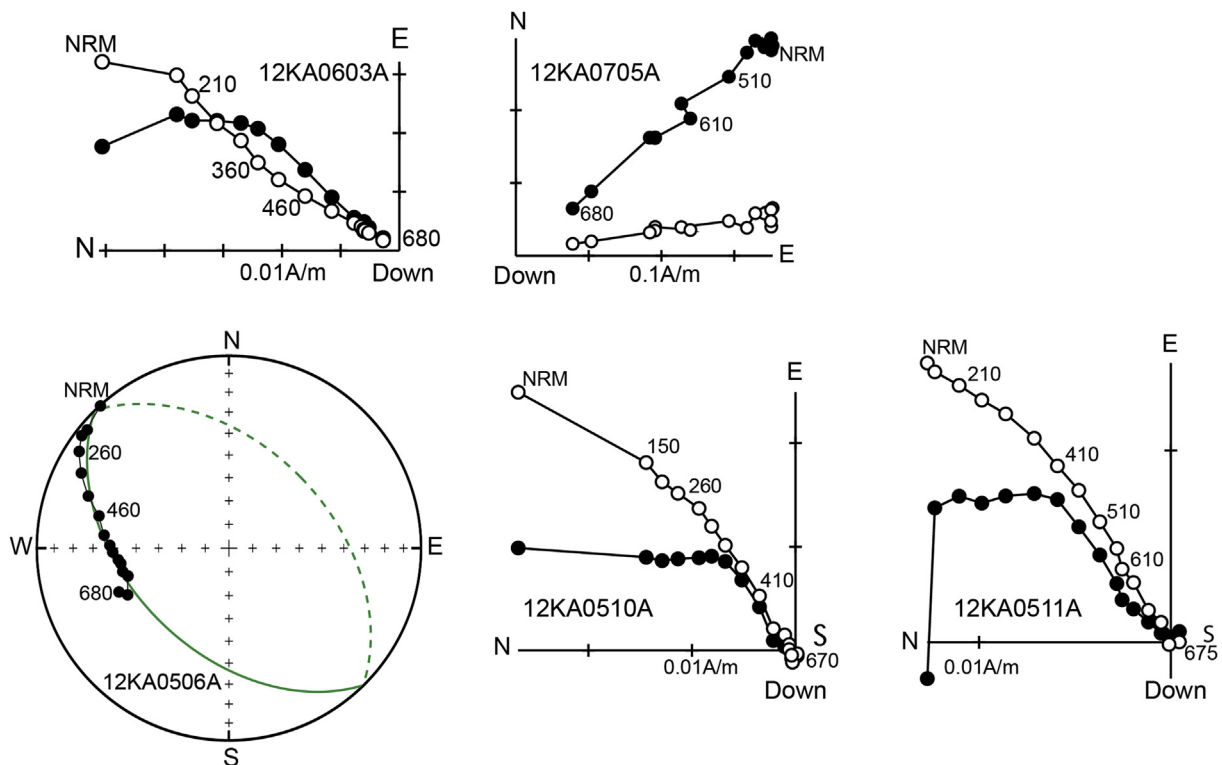


Fig. 6. Selected orthogonal stepwise demagnetization diagrams for sedimentary (sample 12KA05) and volcanic samples belonging to the Tuina Formation (in situ coordinates). Open circles are projection in the vertical plane, while black circles correspond to the horizontal plane. Numbers indicate temperature steps in °C.

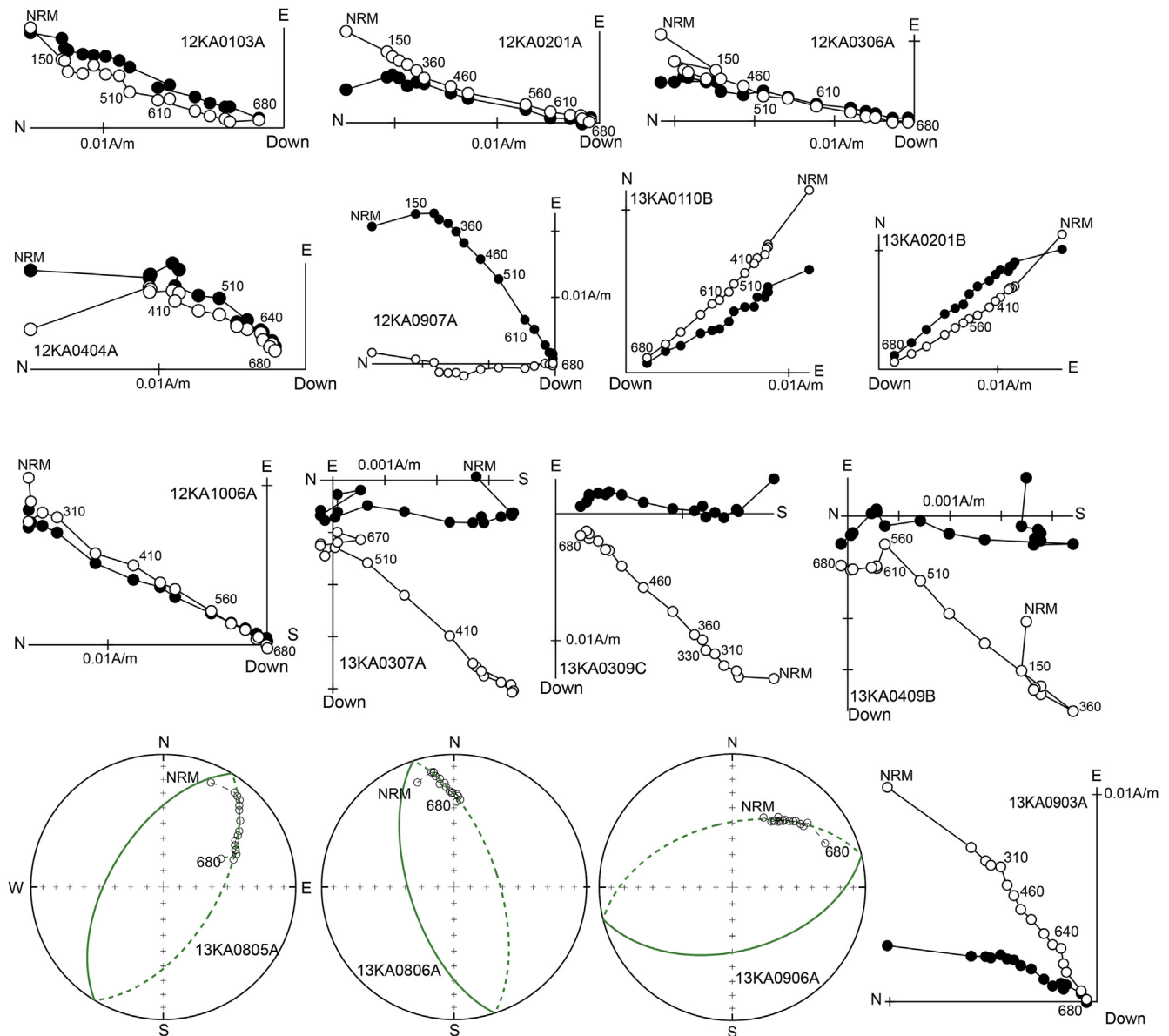


Fig. 7. Selected orthogonal stepwise demagnetization diagrams for sedimentary samples belonging to the basal members of the Purilactis Group (in in situ coordinates). In some cases a soft viscous overprint is removed during the first step of thermal demagnetization.

reversed polarity direction is antipodal, or about 180° away from normal polarity directions. The decrease in scatter, together with the antipodal character of the directions, indicates that the magnetization obtained in the Tuina Formation sites is primary and acquired previous to tilting. The low magnetic susceptibility as well as the highly stable and relatively strong remanent magnetization recorded at site 12KA07 are magnetic characteristics often observed in recent ignimbrites (Paquereau-Lebti et al., 2008), thus supporting the interpretation of a primary magnetization in the Tuina volcanics.

A similar pattern as that described previously by Hartley et al. (1992a), Arriagada et al. (2000) and Somoza and Tomlinson (2002) has been identified for the Purilactis Group (Table 2, Fig. 10). The magnetic inclination after tilt correction shows a better grouping both in the Tuina Formation and in the Purilactis Group. However, the declinations present some scatter. This suggests that, though clockwise rotation is evident, the magnitude of it might be variable and controlled partially by local deformation.

Table 2 shows the calculated tectonic rotation per site, and the inclination difference (flattening) from the expected inclination. The Tuina Formation sites yield fairly high rotation magnitudes between 38 and 79° clockwise (Fig. 9). The Purilactis Group sites shows rotations between 7 and 64° clockwise (Fig. 9). Sites 13KA05, 13KA06, 13KA07 and 13KA10 could not be included in the final results due to the complex and erratic magnetic behavior shown by the samples during demagnetization process. In in situ coordinates, the mean characteristic direction obtained in site 13KA09 is comparable to the mean characteristic direction observed in the other sites belonging to the Tonel Formation after tilt correction suggesting a post-folding magnetization (Table 2).

7. Discussion

7.1. Age of magnetization

Four of the sites obtained in the Tuina Formation show stable

Table 2
Paleomagnetic results.

Site	l	p	t	In situ				Tilt corrected		VGP			Rotation	Inclination	Age
				D (°)	I (°)	α_{95}	k	D (°)	I (°)	Lat (°)	Long (°)	P95	(°)	Error (°)	(Ma)
Barros Arana Syncline: basal sedimentary units of the Purilactis Group (Late Cretaceous)															
<i>Vizcachita member</i>															
13KA03	9	0	9	193.2	40.7	8.3	39.9	216.4	35.4	82.3	228.4	6.9	43.7 ± 10.0	0.8 ± 10.7	80
13KA04	10	0	10	190.3	43.5	6.2	62.4	216.4	39	82.3	228.4	6.9	43.7 ± 8.7	4.4 ± 9.7	80
<i>Licán member</i>															
13KA08	3	6	9	32.6	−45	14.4	15	9.6	−34.2	82.3	228.4	6.9	16.9 ± 15.2	0.3 ± 14.2	80
<i>Tonel formation</i>															
12KA01	5	0	5	14.4	−9.3	10.6	53.5	39.2	−39.1	87.8	29.2	11.5	36.8 ± 14.8	−1 ± 15.2	100
12KA02	5	0	5	13.7	−11.3	5.1	222.2	43.6	−48.1	87.8	29.2	11.5	41.2 ± 11.7	8 ± 13.3	100
12KA03	11	0	11	10.6	−9.4	4.9	88.7	32.3	−45	87.8	29.2	11.5	29.9 ± 11.4	4.9 ± 13.3	100
12KA04	4	1	5	40.2	−37.5	9.4	77.2	35.8	−51.9	87.8	29.2	11.5	33.4 ± 15.8	11.8 ± 14.7	100
12KA09	9	0	9	56	−0.5	4.1	157.1	67	−36.4	87.8	29.2	11.5	64.6 ± 10.8	−3.7 ± 13.1	100
12KA10	10	0	10	22.4	−25.1	4.9	99.5	16.4	−45	87.8	29.2	11.5	14 ± 11.4	5 ± 13.3	100
13KA01	9	0	9	47	−28.8	7.9	43.5	21.9	−33.9	87.8	29.2	11.5	19.5 ± 12.6	−6.2 ± 14.2	100
13KA02	10	0	10	55.5	−29.2	5.0	93.3	27.9	−39.6	87.8	29.2	11.5	25.5 ± 11.3	−0.5 ± 13.3	100
13KA09	10	0	10	20.4	−46.5	2.9	271	340.0	−31.7						
Cordillera de Domeyko: volcanic and sediments of Tuina Formation (Permian-Late Triassic)															
12KA05	1	2	3	231.1	48	9.4	473.1	213.1	31.1	74.1	160.2	3.6	47.1 ± 9.4	−20.8 ± 8.1	250
12KA05	8	0	8	46.9	−44.1	4.7	142.3	32.3	−26.3	74.1	160.2	3.6	46.4 ± 5.4	−25.6 ± 4.9	250
12KA06	4	0	4	43.4	−23.1	3.8	574.4	73.3	−49.1	74.1	160.2	3.6	87.4 ± 5.8	−2.7 ± 4.3	250
12KA07	6	0	6	49.4	−6	3.2	427.6	64.9	−36.9	74.1	160.2	3.6	79 ± 4.7	−14.9 ± 4.0	250
12KA08	6	0	6	44.3	0.4	1.0	4450.7	50.9	−32.1	74.1	160.2	3.6	65 ± 3.5	−19.7 ± 3.2	250

The l and p are numbers of lines and planes used to calculate the mean ChRM direction. $t = l + p$; D, I, α_{95} , and k, the declination, inclination, angle of confidence at 95% and Fisher parameter k, respectively; Latitude and Longitude are the virtual geomagnetic pole (VGP). P95 is the angle of confidence at 95% for the VGP. Age, estimated age of the magnetization and of the reference pole after Besse and Courtillot (2002) for the Mesozoic units and Torsvik et al. (2012) for the Tuina Formation used to calculate the rotation.

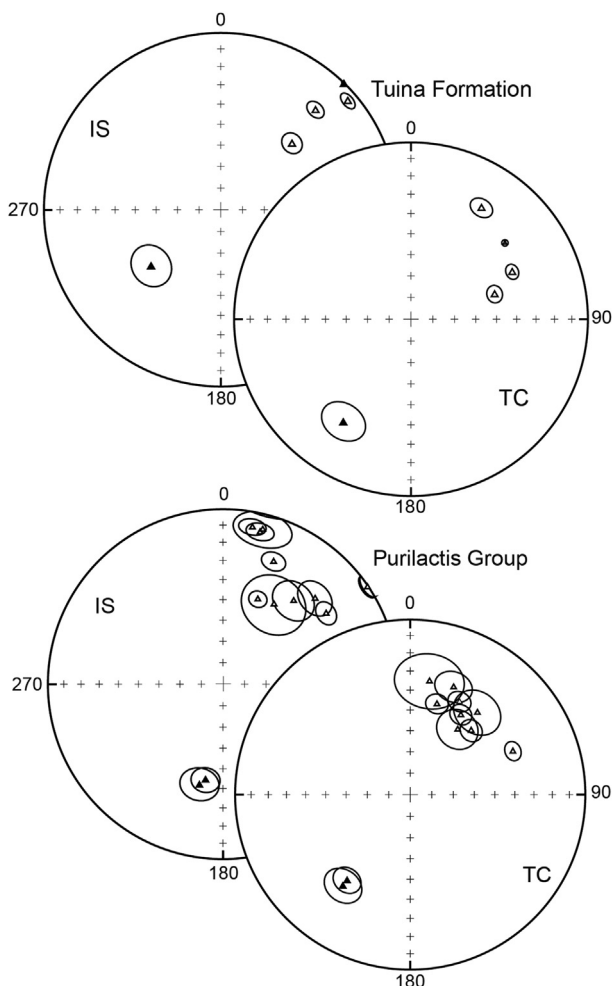


Fig. 8. Simplified geological map showing variation in the magnitude of tectonic rotations. The largest rotations observed are in an area bounded by two reverse faults of opposite vergence (Tuina and Morro del Inca faults).

magnetization. Marinovic and Lahsen (1984) assigned a Permian age to this unit. Recent studies (Henríquez et al., 2014), based on five new U–Pb zircon ages obtained from samples belonging to the Middle and Upper Members of the formation, allow to place it in the Late Permian (Lopingian)–Middle Triassic age. These analyses, together with the primary magnetization data acquired, suggest that the age of magnetization of the four sites would be close to 236–253 Ma.

Regarding the units overlying the Tuina Formation, Bascuñán et al. (2015) estimate that the Tonel Formation would have been deposited between the Albian–Santonian (113–84 Ma), while the Purilactis Formation would have been deposited between the Campanian–Danian (84–61 Ma). These ages are consistent with other paleomagnetic studies that place the Tonel Formation and the basal units of the Purilactis Formation in the “middle” Cretaceous normal polarity superchron (119–84 Ma; Arriagada et al., 2000). The characteristic directions of the primary magnetizations obtained in this study for the Tonel Formation and the basal units of the Purilactis Formation show, preponderantly, normal polarity.

Based on these results, it is possible to conclude that the age of magnetization of the sites belonging to the Tonel and Purilactis Formations range between 110 and 80 Ma.

7.2. Origin of the rotations

The data obtained in the study area show that the Permian–Triassic (Middle Member of the Tuina Formation) and Cretaceous (Purilactis Group) units possess the same rotation pattern (30–40° clockwise), which matches the pattern yielded previously in earlier work (Hartley et al., 1992a; Arriagada et al., 2000; Somoza and Tomlinson, 2002) (Figs. 8–10). This suggests that its origin could be closely associated with the Incaic Orogenic Phase and the building of the Bolivian Orocline (Isacks, 1988; Roperch and Carlier, 1992; McFadden et al., 1995).

Additional tectonic rotations of 57–79.4° clockwise were obtained in the Upper Member of the Tuina Formation (sites 12KA06, 12KA07 and 12KA08) and in a site belonging to the Tonel Formation (12KA09). All these sites overlie the ones belonging to the Tuina

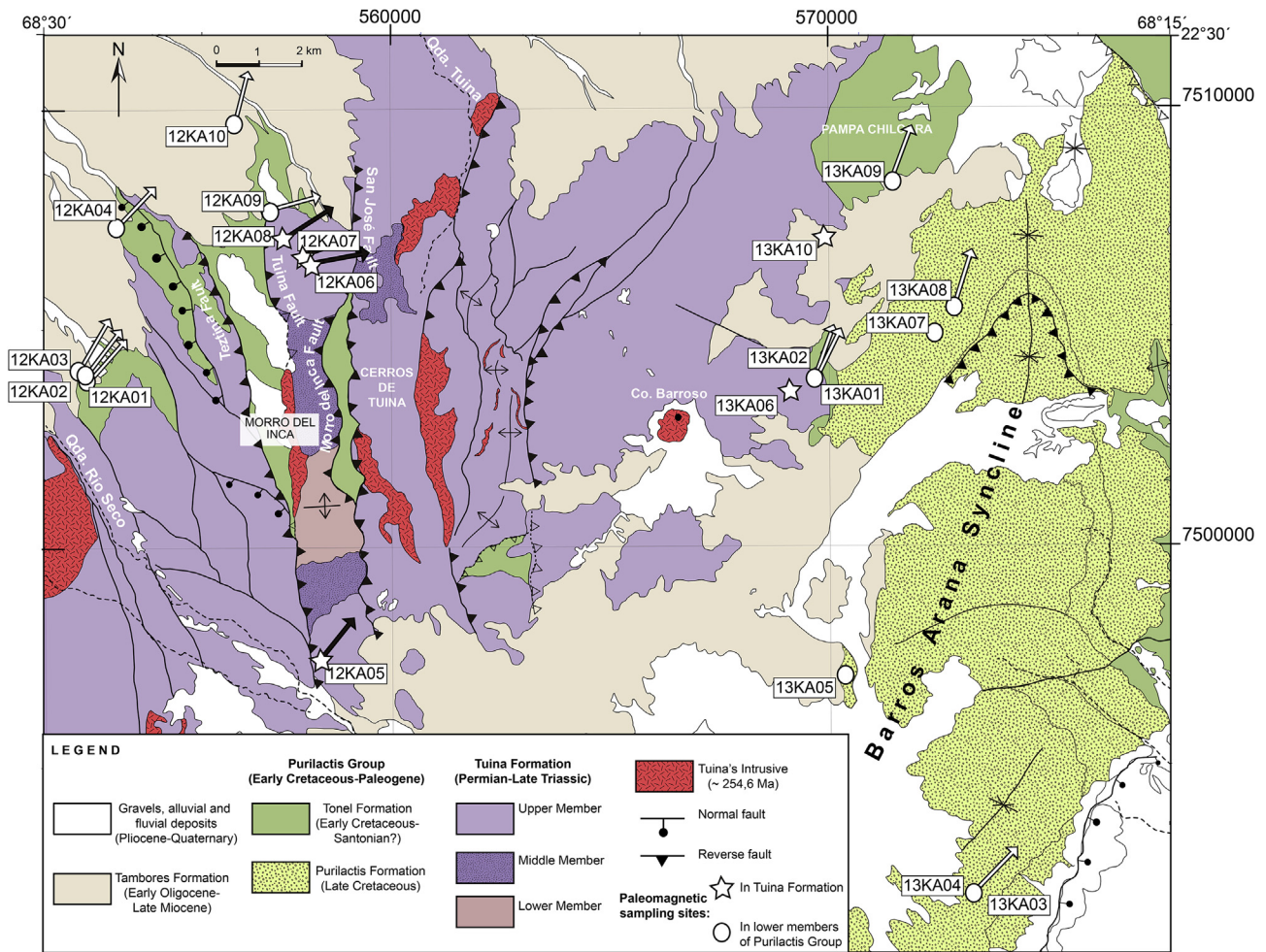


Fig. 9. Equal-area plot of the characteristic directions of the Tuina Formation and the Purilactis Group. IS, in situ. TC, tilt corrected. Upon tilt corrected, there is a significant decrease in the dispersion of the directions.

Formation. The complex structural pattern of this zone may suggest a domain with a higher degree of rotation. The “excess” clockwise rotation could be explained, given the fault geometry (Figs. 8–10), by local, dextral transpressive tectonics. This dextral shear would affect a block bounded by the Tuina, Morro del Inca and San José blocks, effectively increasing the average clockwise rotation locally.

Randall et al. (2001) and Astudillo et al. (2008), who studied structural subdomains of the Domeyko Fault System north and south of the study area, document the presence of anomalous rotations, attributed to the complex kinematic history of the fault system. The magnitude and, at times, sense variation cannot be explained merely by a first order rotation process, as would be expected of an oroclinal bending (Randall et al., 2001).

8. Conclusions

In regard to the magnetic properties, it is possible to conclude that:

- Considering the high temperatures reached during demagnetization (670–680 °C) and the IRM results, it is safe to conclude that the mineral carrying the magnetization is mainly hematite, with a small presence of magnetite in some cases. The magnetic directions observed in the Zijderveld diagrams correspond to univectorial magnetizations pointing towards the origin. We

interpret the magnetic vectors as primary magnetizations acquired during the emplacement and the cooling of the volcanic rocks belonging to the Tuina Formation. In the case of the Purilactis Group and site 12KA05 of the Tuina Formation, the magnetization could be associated with either diagenesis, due to the presence of hematite cement, and/or detrital magnetization during sedimentation of these successions.

- The presence of primary magnetizations showing normal and reversed polarities within the Tuina Formation allows discarding a middle Permian age (Kiaman Reversed Polarity Chron) for the studied samples of the Middle and Upper Members. These paleomagnetic results are consistent with a U–Pb age of 236.3 ± 2.5 Ma (Late Triassic) obtained in tuffs belonging to the Upper Member of this formation.
- The Purilactis Group shows normal polarity magnetizations, except for sites 13KA03 and 13KA04, which belong to the Vizcachita Member and show reversed polarities.

It has been possible, for the first time in this area, to obtain favorable measurements in the units belonging to the basement of the Cordillera de Domeyko (Tuina Formation). It is possible to recognize, both in samples belonging to the Tuina Formation as well as the Purilactis Group, the clockwise rotation pattern described previously in this area (Hartley et al., 1992a; Arriagada et al., 2000; Somoza and Tomlinson, 2002). The results obtained point to the existence of 30–40° clockwise tectonic rotations. Some

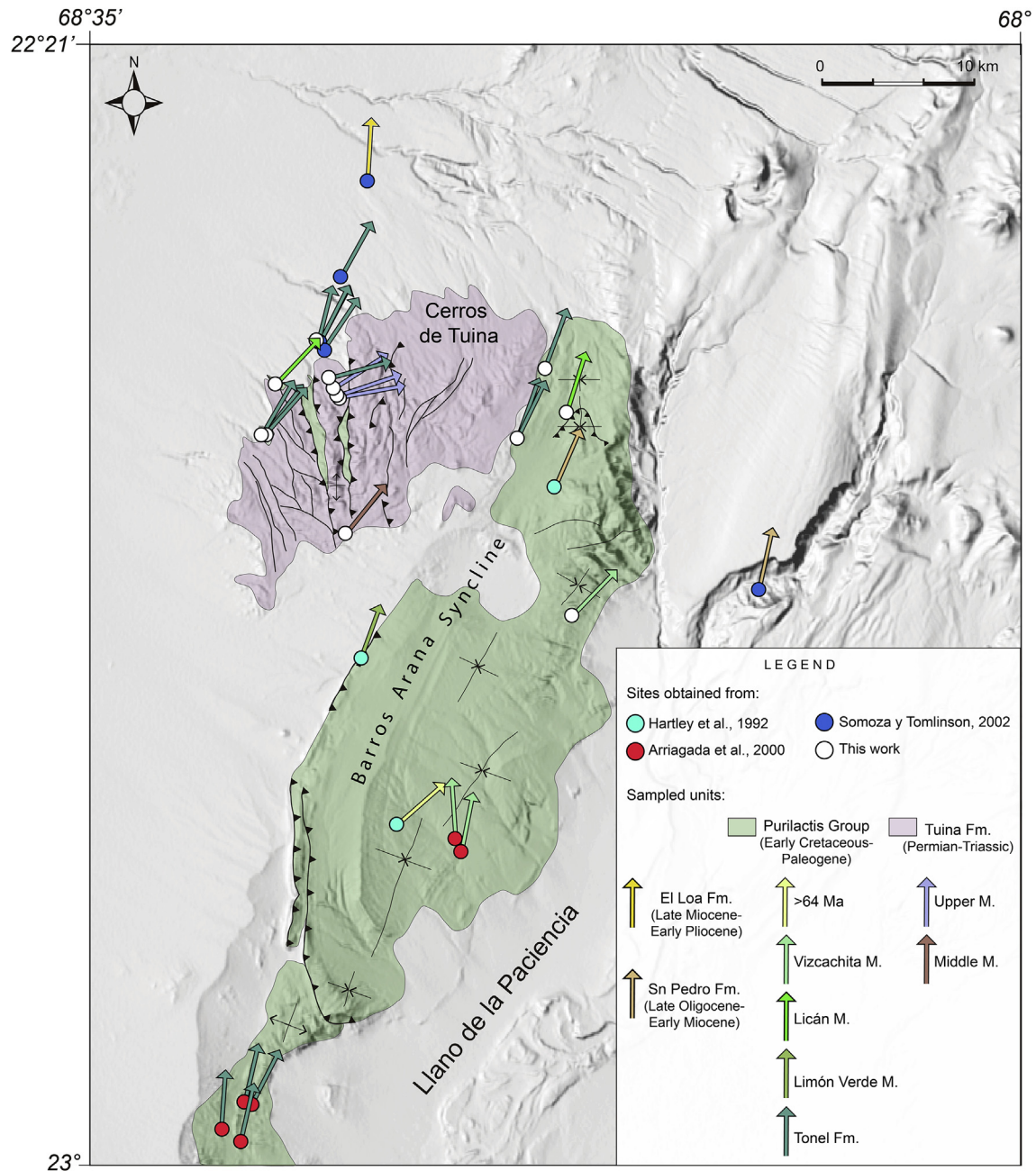


Fig. 10. Compilation of tectonic rotations in the northern part of the Atacama basin. It is possible to recognize, both in samples belonging to the Tuina Formation as well as the Purilactis Group, the clockwise rotation pattern described previously in this area.

sites record even larger clockwise rotations but they are limited to a structural domain bounded by reverse faults of opposite vergence. This domain is probably controlled by a local, dextral transpressive tectonic regime, highlighting the complex kinematic history of this region. Additionally, we conclude that there is not enough evidence of significant rotations in this area, neither in the Permo-Triassic unit (Tuina Formation), nor in the lower members of the Purilactis Group, previous to the rotations which formed the Bolivian Orocline. It is possible to assert that the Peruvian and K-T tectonic phases did not generate significant tectonics rotations in the area.

Acknowledgments

The authors would like to thank Fondecyt-Chile (grant

No.1110093, (V. Makshev, project's leader)). We also appreciated the help of Susana Henríquez for sharing her knowledge of the area; Sergio Villagran and Marco Vaccaris for their collaboration in field. S. Geuna and R. Somoza provided constructive comments on this manuscript.

References

- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'–23°30'S). *Tectonophysics* 326, 153–171.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P.R., Chauvin, A., Cortés, J., 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *J. Geophys. Res.* 108 (B1), 2032. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001598>.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernández, R., 2006a. Paleomagnetism and

- tectonics of the southern Atacama Desert (25°–28°S) northern Chile. *Tectonics* 25, TC4001. <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001923>.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006b. Salar de Atacama basin: a record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008. <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001770>.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27, TC6014. <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002269>.
- Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., Maksae, V., 2008. Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics* 450, 1–20.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *J. S. Am. Earth Sci.* 4, 171–188.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., Deckart, K., 2015. Unraveling the Peruvian phase of the central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30′–23°S), northern Chile. *Basin Res.* 1365–2117. <http://dx.doi.org/10.1111/bre.12114>.
- Beck, M.E., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of south America: the Bolivian orocline revisited. *Geology* 15 (No. 9), 806–808.
- Beck, M.E., 2004. The central Andean rotation pattern: another look. *Geophys. J. Int.* 157, 1348–1358. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02266.x>.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107, 2300. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000>.
- Breitzkreuz, C., Zeil, W., 1994. The late carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile. In: Reutter, K., et al. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 277–292.
- Butler, R., 1992. Palaeomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 319.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proc. R. Soc. Tasman.* 89, 255–258.
- Charrier, R., Reutter, K.J., 1990. The Purilactis group of northern Chile: link between arc and backarc during Late Cretaceous and Paleogene. In: *Proc. I ORSTOM-isag*, Grenoble, pp. 249–252.
- Charrier, R., Reutter, K.J., 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between Arc and Back Arc from Late Cretaceous to Eocene. *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 189–202.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, P., 2007. Tectonostratigraphic Evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, pp. 1–114.
- Charrier, R., Farías, M., Maksae, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 65 (1), 5–35.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2003. The KT compressive deformation event in northern Chile (24°27′S). In: *X Congreso Geológico Chileno. Extended Abstracts Volume (CD)*, Concepción.
- Coutand, I., Roperch, P., Chauvin, A., Cobold, P.R., Gautier, P., 1999. Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *J. Geophys. Res.* 104, 22965–22984.
- Forsythe, R.D., Kent, D.V., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. Paleomagnetism of permian and triassic rocks, Central Chilean Andes. In: McKenzie, G.A. (Ed.), *Structure, Tectonics and Geophysics*, Geophysical Monograph, 40. American Geophysical Union, pp. 241–251.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D., 2004. Palaeomagnetism of the upper carboniferous-lower permian transition from Paganzo basin, Argentina. *Geophys. J. Int.* 157, 1071–1089. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02229.x>.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E., Shyu, J.B.H., 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics* 28 (6), TC6003.
- Hartley, A., Jolley, E.J., Turner, P., 1992a. Paleomagnetic evidence for rotation in the precordillera of northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc. *Tectonophysics* 205, 49–64.
- Hartley, A., Flint, S., Turner, P., Jolley, E.J., 1992b. Tectonic controls on the development of a semi-arid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis group (Upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 5 (3/4), 275–296.
- Heki, K., Hamano, Y., Kinoshita, H., Taira, A., Kono, M., 1984. Paleomagnetic study of Cretaceous rocks of Peru, south America: evidence for rotation of the Andes. *Tectonophysics* 108, 267–281.
- Heki, K., Hamano, Y., Kono, M., 1985. Paleomagnetism of the Neogene Ocos dyke swarm, the Peruvian Andes: implications for the Bolivian orocline. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 80, 527–534.
- Henríquez, S.M., Becerra, J., Arriagada, C., 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Santiago, Chile. Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1: 100.000.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93, 3211–3231.
- Jesinkey, C., Forsythe, R.D., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. Concordant late Paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonic models of the Chilean Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 461–472. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90141-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(87)90141-5).
- Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, P., Pananont, M., Gardeweg, M., 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama basin, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 23, 122–146.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Lamb, S., 2001. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, south America. 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *J. Geophys. Res.* 106, 26–605–26–632.
- Macellari, C.E., Su, M., Townsend, F., 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, northern Chile. In: *Proc. VI Congr. Geol. Chileno*, pp. 133–137.
- Maksae, V., Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile; implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Explor. Min. Geol.* 8, 65–89.
- Marinovic, N., Lahsen, A., 1984. Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago, No., 140 pp., escala 1:250.000.
- May, S.R., Butler, R.F., 1985. Paleomagnetism of the Puente Piedra formation, Central Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 205–218.
- McFadden, P.L., 1990. A new fold test for paleomagnetic studies. *Geophys. J. Int.* 103, 163–169.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.
- McFadden, B.J., Anaya, F., Swisher, C.C., 1995. Neogene paleomagnetism and orocline bending of the central Andes of Bolivia. *J. Geophys. Res.* 100, 8153–8167.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Eriksen, G., et al. (Eds.), *Geology of the Central Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Earth. Sci. Ser., Circum-pac. Council. For Energy and Min. Resources, Houston, Tex., 11, pp. 59–90.
- Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I., 1993. Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of the Salar de Atacama, northern Chile. In: *ORSTOM (Ed.), Second International Symposium of Andean Geodynamics*, Paris, pp. 225–228.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, R., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the central Andes. *Tectonophysics* 399, 125–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>.
- Mundaca, P., 1982. Estratigrafía de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, Provincia El Loa, II Región. Taller de Título II. Univ. Chile, Dpto. Geol. Y Geofis. (Inédito), Santiago, p. 87.
- Mundaca, P., 2002. Geología de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, II Región, Antofagasta. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Muñoz, N., Charrier, R., Reutter, K.J., 1997. Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retro-arco. *Proc. VIII Congr. Geol. Chil.* 1, 5–199.
- Paquereau-Lebti, P., Fornari, M., Roperch, P., Thouret, J.-C., Macedo, O., 2008. Paleomagnetism, magnetic fabric, and 40Ar/39Ar dating of Pliocene and quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. *Bull. Volcanol.* 70, 977–997. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-007-0181-y>.
- Raczynski, A., 1963. Geología del distrito minero de Tuina. Memoria de Título. Univ. Chile, Depto. Geología, Santiago, p. 117.
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M.C., 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Min. Carta Geol. Chile* 54, 1–122 (1:250.000).
- Randall, D., Tomlinson, A., Taylor, G., 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: evidence of localized in situ fault-controlled rotations. *Tectonics* 20, 235–254.
- Reutter, K., Scheuber, E., Helmcke, D., 1996. The Precordillera fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc parallel strike-slip faults. *Tectonophysics* 259, 213–228.
- Riley, P.D., Beck, M.E., Burmester, R.F., 1993. Paleomagnetic evidence of vertical axis blocks rotations from the Mesozoic of northern Chile. *J. Geophys. Res.* 98, 8321–8333.
- Roperch, P., Carlier, G., 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the central Andes of southern Peru: importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 97, 17233–17249.
- Roperch, P., Dupont-Nivet, G., Pinto, L., 1997. Rotaciones Tectónicas en el Norte de Chile. *Proc. VIII Cong. Geol. Chil.* 1, 241–245.
- Roperch, P., Semper, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., Laj, C., 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics* 25, TC3010. <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001882>.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., Fornari, M., 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics* 30, TC2010. <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002725>.
- Scanlan, P.M., Turner, P., 1992. Structural constraints on paleomagnetic rotations south of the Arica bend, northern Chile: implications for the Bolivian orocline. *Tectonophysics* 205, 141–154. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90423-4](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90423-4).
- Scheuber, E., Reutter, K., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 25, 127–140.
- Somoza, R., Tomlinson, A., 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°–30°S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 194, 369–381.
- Somoza, R., Tomlinson, A.J., Caffè, P.J., Vilas, J.F., 2012. Paleomagnetic evidence of earliest Paleocene deformation in Calama (22°S), northern Chile: Andean-type or ridge-collision tectonics? *J. S. Am. Earth Sci.* 37, 208–213.

- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter, Heidelberg, Germany, p. 448.
- Taylor, G.K., Dashwood, B., Grocott, J., 2005. Central Andean rotation pattern: evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the fore-arc of northern Chile. *Geology* 33, 777–780. <http://dx.doi.org/10.1130/G21876.1>.
- Tomlinson, A., Blanco, N., 1997. Structural evolution and displacement history of the west fault system, Precordillera, Chile: part 1, synmineral history. *Actas VIII Congr. Geol. Chile* 3, 1873–1877.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Sci. Rev.* 114, 325–368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. Demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, pp. 254–286.

REPLY TO COMMENT

Reply to Comment of Encinas *et al.* (2014) on: ‘Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, climatic and tectonic implications’ of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78)

Jacobus P. Le Roux¹, Néstor M. Gutiérrez¹, Luis F. Hinojosa², Viviana Pedroza¹, Juan Becerra¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile-Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

jroux@cec.uchile.cl; gutierrezn@ug.uchile.cl; viviana.pedroza@ug.uchile.cl; juantkd@gmail.com

² Laboratorio de Paleocología, Facultad de Ciencias-Instituto de Ecología y Biodiversidad (IEB), Universidad de Chile, Las Palmeras 3425, Santiago, Chile.

lfhinojosa@uchile.cl

Debate in science is always good because it forces both parties to re-examine the available evidence, which can often be interpreted in more than one way. In this case, it seems as if we are at least getting a little bit closer in our interpretation of paleowater depths for the Navidad Formation, as Encinas *et al.* (2014) now ‘suspect that some of the sandstone strata at Punta Perro are shallow-water deposits’, and that ‘the depositional environment for part of the Navidad Formation was at least a few hundred meters deeper than the maximum paleodepth of 300 m proposed by Le Roux *et al.* (2013)’. This seems to be a far cry from the 1,500 m minimum depth proposed by these authors (Finger *et al.*, 2007, 2013). However, we still differ on several aspects where we consider their evidence not only as weak but contradictory to their own proposals.

1. Age of the Navidad Formation

We thought that the age for the Navidad Formation had finally been laid to rest, but it seems as if Encinas *et al.* (2014) still harbor some doubts. Why else would they question the reliability of younger radiometric dates derived from pumice clasts, if these concur with Sr-isotope dates for the same units? We never doubted the Sr date of 12.1 ± 0.7 Ma obtained by

Encinas (2006) on a specimen of *Neogloboquadrina acostaensis*, but now Encinas *et al.* (2014) accuse us of contradicting ourselves when we ‘admit that Gutiérrez *et al.* (2013) did not mention the Sr date, because it was too old’. We never admitted anything of the sort, as our remark referred to Encinas (2006), not ourselves. This should have been clear from the context of our paragraph, which stated: ‘The Sr date of 12.1 ± 0.7 obtained by Encinas (2006) on *N. acostaensis* was thus rejected because it is too old. However, now that Finger *et al.* (2013) have re-identified *N. acostaensis* as another species they would reject this age again because it is too young, seeing that they now consider all their samples to be from the Burdigalian (20.4-16.0 Ma)’.

Encinas *et al.* (2014), however, do contradict themselves when they say that ‘no geologist would give credit to a Sr or K-Ar Miocene date obtained from a sedimentary succession containing fossils of rudists in living position, ammonites, and plesiosaurs’, because an immense number of observations indicate that those taxa went extinct in the Cretaceous-Paleogene boundary’. Nevertheless, they are prepared to accept that five foraminifer index species or their close look-alikes appeared millions of years below their FAD as established by ‘many millions of specimens’, disappeared at

around 16 Ma, and then re-appeared again later on, contradicting one of the ‘laws’ of evolution. We could still accept that a species may become extinct and that a later species may look so similar to it that experts can hardly tell the difference, but it is statistically difficult to believe that it can happen to five species occurring together in the same succession. In any case, Encinas *et al.* (2014) continue to evade a direct question we levelled at them in our Reply (Le Roux *et al.*, 2013): Why, if only two of the five foraminifer species were misidentified by them, can the other three occur below their FAD if it is absolutely impossible? We really hoped to receive an answer to this mystery, but it seems that it will not be forthcoming.

While we agree that no geologic dating method is immune to pitfalls, we still do not see why the 12.1 ± 0.7 Ma obtained for the *N. acostaensis* specimen by Encinas (2006) should be regarded as aberrant. This sample was taken from a 100 m thick succession of pure siltstones in the Navidad Formation just east of Matanzas, where it is impossible to determine the stratigraphic context. However, if it belongs to the upper, finer unit of Gutiérrez *et al.* (2013), as we suspect (taking account of possible faults), it would coincide with an obtained Ar/Ar date of 12 Ma. This would also suggest that *N. acostaensis* and its very similar ancestral species(?) formed a lineage zone from the Early Miocene up to 3.56 Ma, as 12.1 Ma is not that distant from its original FAD of 10.9 Ma.

2. Sedimentary environment of the Navidad Formation

Encinas *et al.* (2014) now acknowledge that the Navidad Formation includes shallow-marine deposits, but this complicates their interpretation of the tectonic setting even further. If such shallow-water facies are present within the sandstone-dominated intervals, which they generally consider to represent deep-water turbidites, it means that sea-level oscillations of 1,500 m plus are reflected within the latter. If it was difficult to imagine that the Navidad Formation as a whole represents tectonic subsidence of this magnitude caused by subduction erosion, it seems even more implausible that sea-level changes on this scale occurred during the deposition of a single sandstone package. On the other hand, if some sandstone packages are shallow-water deposits while others represent middle continental slope deposits,

we have never been told what the differences are between them.

The presence of abundant, delicate leaf fossils in the Navidad Formation is now ascribed by Encinas *et al.* (2014) to E-type turbidity currents, because classic I-type turbidity currents ‘have an overall tendency to lose lighter plant materials that stay suspended and get left behind by the main flow’. E-type turbidity currents originate from hyperpycnal flows, and according to Zavala *et al.* (2006) ‘a single hyperpycnal discharge could not travel faster than its related leading head. Because the leading head is characterized by accumulation under traction-plus-fallout conditions, flow velocities are in the order of few centimeters per second.’ In fact, it can be calculated that the velocity of a 1 m thick flow over the continental shelf with a slope of 0.1° would be less than 50 cm s^{-1} (Appendix 1). A calculation of the current velocity required to transport an articulated bivalve of $3 \times 2 \times 0.7$ cm with a mean density of 2 g cm^3 (assuming that it is still alive) yields about 150 cm s^{-1} (Appendix 2). Such currents may thus be able to transport leaves, but definitely not even small molluscs, ruling this out as a mechanism for their reworking over the shelf into deeper water. The occurrence of barnacles and other rocky shoreline species in deep-water turbidites off the Canary Islands (which have a steep offshore bottom slope) would therefore require normal turbidity currents or other mass flow processes, so that they cannot be used as a proxy for Navidad if E-type turbidity currents are invoked.

We agree that hyperpycnal flows could have been responsible for depositing some of the sandstones at Navidad, but such flows do not necessarily take place in deep water. They are in fact quite common at the mouths of most contemporaneous rivers (Mulder and Syvitski, 1995; Kineke *et al.*, 2000; Johnson *et al.*, 2001; Mulder *et al.*, 2001, 2003) and pass downslope into normal turbidity currents at depths of a few tens of meters (Lamb and Mohrig, 2009), which would concur with our interpretation of most of the Navidad sandstones as shallow water sediments deposited in the vicinity of river mouths and possibly deltas. The shallow water molluscs recorded within them could therefore be attributed to their *in situ* occurrence, without having to explain the contradiction of their association with leaf accumulations.

The occurrence of gigantic granitic boulders above a siltstone succession was attributed by

Finger *et al.* (2013) and now again by Encinas *et al.* (2014) to shelf-margin failure and downslope transport by mass movements. Furthermore, they propose that large rip-up clasts in the associated breccia were dislodged by the granitic boulders as they moved downslope. Although the exact location of these boulders was not clear from their original description, according to their figure 3 they are very similar to those found 1.2 km to the southwest. In the latter case, Encinas (2006) and Encinas *et al.* (2014) accept that they form part of a 'basal conglomerate', which is typically deposited during marine transgression over a sub-aerially eroded batholith. Nevertheless, the boulders at the northern end of the peninsula, also exposed at sea level, are interpreted by them as olistoliths occurring on the continental slope, in spite of the fact that the strata at Punta Perro are practically horizontal and underlie the same sandstone package. Are we then to believe that there is a lateral, northeastward facies change from coastal to continental slope deposits over a distance of 1.2 km?

At both localities, most of the boulders are well rounded and even polished, and as we pointed out in our original Reply, there is no known process that can round and polish such boulders at the edge of the continental shelf. This can only be done by waves or during transport over a considerable distance by a turbulent current. Rounding of clasts cannot take place within a hyperconcentrated debris flow. We also pointed out that boulders of this basal conglomerate are often associated with barnacle fragments (Encinas, 2006), which indicate that they were derived from coastal areas. Moreover, outcrops of a very similar granitic rock occur not far from Punta Perro northeast of the Rapel River mouth, while some of the measured sections (*e.g.*, MEMB, CANEL, PTOR) in Encinas (2006) depict them as directly overlying granite. It is therefore far more logical to assume that the boulders at the northern end of the Punta Perro Peninsula were derived from wave erosion of a nearby coastal cliff composed of granitic rocks, from which point they may have been transported for a short distance offshore. The fact that they are associated with a mega-breccia composed of substrate rip-up clasts suggests that the transport mechanism could have been a tsunami backflow (Le Roux and Vargas, 2005). Paris *et al.* (2010), for example, documented that the Indian Ocean tsunami of 2004 transported large boulders about 2 km offshore.

Lastly, we do not believe that the boulders could have dislodged the rip-up clasts as they moved downslope. To rip a block from the substrate, rolling certainly would not do the trick, and it is difficult to envisage these huge boulders bouncing along in any flow. On the other hand, mega-breccias with large rip-up clasts are known at various localities along the Chilean coastline where they are not associated with basement boulders (*e.g.*, Le Roux *et al.*, 2004, 2008).

Encinas *et al.* (2014) accept that 'some of the Navidad Formation may be of deltaic origin', with which we concur. In fact, we never stated that all the sandstones were deposited in this environment either, but based this interpretation partly on the seismic profile showing a coarsening-upward succession from siltstone-dominated to sandstone-dominated deposits. It is significant that the scale and slopes (about 2°) of the observed clinofolds in the siltstone package match, for example, those of Johannessen and Steel (2005; fig. 2) for shelf deltas. As concerns the interpreted profile, the first author (JPLR) received the original figure in the form that it was published in Le Roux *et al.* (2013), and did not realize that the lower 'sandstone-siltstone packages' were reflection artefacts of the upper two packages. Figure 4 of Encinas *et al.* (2014) shows that this may indeed be the case, and JPLR accepts full responsibility for the original misinterpretation. It seems that Beicip-Franlap (1996) made the same mistake by identifying three marine sequences in another profile in the same area. Although the full profile, including the section published by Contardo *et al.* (2008), was received, only the area including the present continental slope was chosen, without realizing that this part of the profile was not originally published by the latter authors. Nevertheless, we wish to clarify some aspects and respond to the comments by Encinas *et al.* (2014) on this interpretation. First, they do not understand how the different lithologies in the seismograph were identified. Sandstone-dominated intervals measured in the Navidad Formation are typically of the order of 30-40 m, as shown in measured profiles (*e.g.*, PPW2) of Encinas (2006). These are commonly separated from similar sandstone-dominated units by 10-20 m thick siltstone-dominated sections. We consider such a combination of two thicker, sand-dominated sub-units with a middle silt-dominated sub-unit, to represent a 'sandstone-dominated package', which would have a total thickness of about 70-100 m in

the on-land section of the Navidad Formation. On the other hand, the only good sections of the upper part of the Navidad Formation are represented in column PAR and possibly column Nav#5 of Encinas (2006), in which siltstone-dominated intervals of 80-100 m are shown. This is what we would consider to be a 'siltstone/shale-dominated package'. Figure 4 of Encinas *et al.* (2014) indicates that the upper, horizontally stratified seismic unit is composed of parallel, continuous reflectors, with a total thickness of about 50 m. However, we assumed that there would be a seaward decrease in the proportion of coarser sediments, so that the sandstone packages would be thinner than those measured on-land. For this reason we identified the ~50 m thick, horizontal unit as a sandstone package and the at least 85 m thick unit with inclined reflectors and reflection-free zones as a siltstone package. Encinas *et al.* (2014) calculated a thickness of 100-300 m for these siltstone packages, but obviously made a mistake with the scale. There is thus no contradiction between our measured on-land thickness of 220 m and the seismic profile thickness of 135 m at the edge of the continental shelf. In any case, we wish to point out that figure 3 of Gutiérrez *et al.* (2013) is a composite profile of the Navidad Formation. Combining profiles PPW2 and PAR of Encinas (2006) gives a similar on-land thickness of 230 m, although we suspect that the uppermost part of the last section might belong to the Licancheu Formation. Lastly, we do not understand their argument in pointing out that 'no siltstone or sandstone interval in the Matanzas section exceeds ~10 m'. We suspect that they misunderstood the concept of a 'package' as meaning that it is composed of only one lithology, as reflected in the last paragraph of their discussion.

Examining figure 4 of Encinas *et al.* (2014), it can be seen that the reflectors of the sandstone package are much more inclined over the present continental slope than further to the east, where they are practically horizontal. This confirms to us that the latter section as well as the on-land portion of the Navidad Formation was deposited on the continental shelf, because otherwise the reflectors would have shown a similarly steep inclination.

At Matanzas, a section characterized by abundant leaf fossils, we are told that 'classic turbidites are overlain by a massive sandstone containing large floating intraclasts, shallow water molluscs, bathyal foraminifera, and psychrospheric ostracodes', which

is used as evidence for deep-water deposition and reworking of shallow water fauna. However, if we require hyperpycnal flows to allow the accumulation of abundant leaves in a deep-water environment, they would neither be able to transport shallow water molluscs nor deposit 'classic turbidites'. According to Zavala *et al.* (2006), hyperpycnal deposits are characterized by fine-grained sandstones with climbing ripples and plane beds, or massive beds and low-angle cross stratification. This is very different from the typical fining-upward Bouma cycles of classic turbidites, which would have been deposited by I-type turbidity currents not allowing the accumulation of abundant leaf fragments.

Although the presence of articulated crabs and bivalves is not necessarily an indication of shallow marine deposition, there is no direct evidence that they were displaced downslope by turbidity currents either. Encinas *et al.* (2014) state that 'some of the rocky shoreline species, occur in conglomerate beds interbedded with turbidites and thin siltstone beds (e.g., section SBP in Encinas, 2006) indicating that the fossils were transported at least below fair-weather wave base and not near the coast.' We disagree with this interpretation, because the so-called turbidites in this section are shown as mostly massive, non-graded sandstones with occasional intraclasts, horizontal lamination, fluid escape structures, and convolute lamination. None of these features can be considered as diagnostic of deep-water I-type turbidites, although they might represent shallow water hyperpycnal flows as shown by the fact that they contain trace fossils mainly dominated by *Thalassinoides*. They also include some *Ophiomorpha*, *Diplicraterion*, *Chondrites*, *Zoophycos*, and *Lophoctenium*. With the exception of the last trace, which is made by bivalves and has been documented even on tidal flats (Poschmann and Braddy, 2010), Buatois *et al.* (2002) consider all of these traces to occur above the storm wave base. According to Nichols (1999) the latter generally lies at a depth of about 50 m, with 200 m only being reached in extreme cases. Therefore, neither sedimentary structures nor trace fossils necessarily indicate water depths greater than 200 m or classic deep-water turbidity current activity. As we pointed out in our original Reply, the Navidad sandstone packages contain shallow water mollusc species, whereas the siltstone-shale packages host deeper water species (Nielsen *et al.*, 2004). Sands deposited in deep water by turbidity currents should

be colonized shortly thereafter by local, deep-water organisms, thus producing a mixture of shallow and deep-water species.

Every precaution was taken in the field and laboratory to avoid contamination by present-day pollen or insects, but it is not impossible that the insect wings and butterfly scales found in our samples might have such an origin. However, at least the insect head (~100 μ) appears to be that of a Hymenoptera of very small size, possibly belonging to the family Trichogrammatidae or fairy wasps (Fig. 1). Trichogrammatidae have been found as fossils in amber from the Early Cretaceous to the Pleistocene (Schmidt *et al.*, 2010; Fig. 4). Therefore, it cannot be ruled out that our specimens may be fossils.

As far as microfossils are concerned, the fact that most of the Neogene benthic foraminifera similar or identical to those from Navidad were recovered at a water depth of 3,212 m at ODP Site 1237, does not prove anything. If these species were recovered from deposits older than 2.6 Ma they have nothing to do with the present water depth, so that the latter cannot be used as a proxy to determine the depth range of these species. The same goes for the psychrospheric ostracodes. Furthermore, although there may be no direct evidence of upwelling in the Navidad Formation itself, there are phosphate and diatom beds in the time-equivalent Coquimbo Formation at Tongoy and Carrizalillo to the north (Le Roux *et al.*, 2005b, 2006). The precipitation of phosphate or diatom beds requires a long period of upwelling during which clastic sediments are not supplied to

the outer continental shelf, which would have been unlikely during Navidad deposition given the humid climate at the time (Hinojosa and Villagrán, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2013).

The scarcity of certain sedimentary structures such as trough, planar, herringbone and hummocky cross-bedding, as well as flaser bedding in the Navidad Formation, is used by Encinas *et al.* (2014) as an indication of deep water deposition. However, most of these structures are common only on tidal flats, the subtidal zone or the upper shoreface, *i.e.*, depths less than about 20 m, whereas most of the Navidad sandstones were probably deposited at somewhat greater depths. As most hyperpycnal flows occur in shallow water, the sedimentary structures typically associated with them can also not be used to infer a deep-water environment. Furthermore, two other factors could explain the relative scarcity of mega-ripple structures in the Navidad Formation. First, a large proportion of the sandstones are very fine, *i.e.*, with grain-sizes between 0.0625 and 0.125 mm. Megaripples simply do not develop in such fine sediments, even if the hydrodynamic conditions are favorable (Southard and Boguchwal, 1990). Second, it should not be forgotten that many macroscopically massive sandstones are in fact cross-laminated, but this is only revealed by X-ray treatment (Pszonka *et al.*, 2013). As concerns wave ripple marks, they have well-defined characteristics such as rounded troughs and sharp, symmetrical, bifurcated crests, so it would be difficult to confuse them with current ripples. Nearer the shore such ripples can become

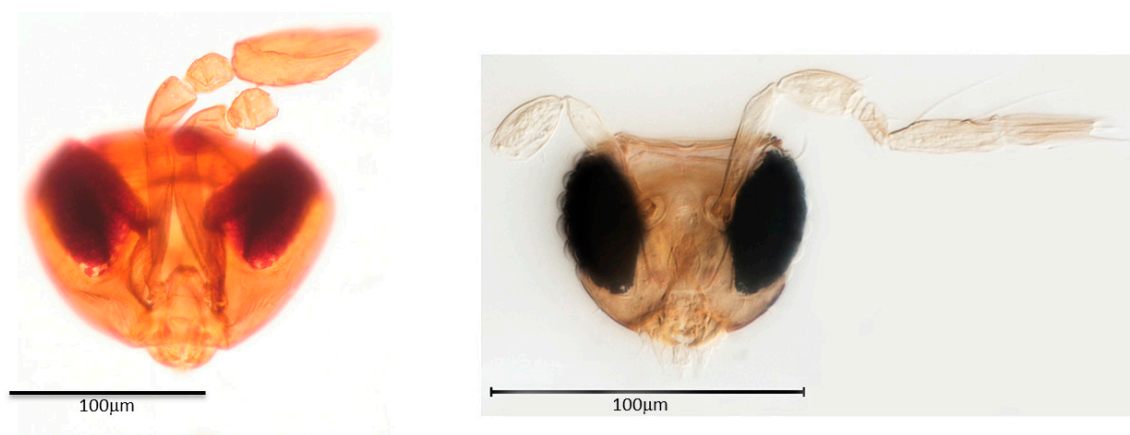


FIG. 1. Comparison of fairy wasp (Trichogrammatidae) heads to show similarity in scale and shape. **Left:** specimen from Navidad; **right:** *Megaphragma* sp. (Huber and Noyes, 2013).

slightly asymmetrical, but they do not lose their basic form. Unfortunately, the outcrop at the eastern side of the Punta Perro Peninsula has deteriorated considerably over the last 14 years, but at least one of us (J.P. Le Roux) visited that outcrop when it was still in good condition and has no doubt that they are indeed wave ripples.

No-one denies that deep-water successions can be complex, but we were referring to turbidites, not submarine canyon deposits or mass flow complexes. The first author (J.P. Le Roux) has first-hand experience with Precambrian turbidites that are comparable to the descriptions of many similar deposits worldwide, and they are very different from the Navidad succession. Again, we wish to reiterate that water escape structures, sheared flames, thin siltstone partings, and floating clasts are not exclusive to turbidites, and that turbidites are not exclusive to deep water environments either. They can occur just as well on delta slopes. And when we referred to sandstone packages, we never stated that they were composed only of sandstone. The term 'package' refers to a unit dominated by a certain lithology, but a sandstone package can contain siltstone, conglomerate and coquina lenses, as for example observed at Punta Perro.

3. Paleoseeps

Encinas *et al.* (2014) confirm that paleoseeps can occur in shallow water, and distinguish between trophic web seeps based on photosynthesis, and deep-water seep communities relying on chemosynthesis. The latter type has $\delta^{13}\text{C}$ isotopic signatures between -40‰ and -50‰, whereas the signature of shallow-water seeps lie between -16‰ and -20‰. For the Navidad paleoseep, Contardo and Mena (2012) reported mean $\delta^{13}\text{C}$ values of -40‰ and -29.5‰. Therefore, these values indicate neither very shallow nor deep water, as they lie in-between the extremes mentioned above. More important, the presence of microbialites is also mentioned by Encinas *et al.* (2014). Most microbialites grow within the photic zone, although Turner *et al.* (2010) reported optimal growth in intermediate water depths between fair-weather wave base and an upper depth limit determined by light attenuation. The characteristics of paleoseeps in the Navidad Formation, therefore, more strongly support a shallow to intermediate water depth than deep water.

4. Tectonosedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Navidad Formation

Encinas *et al.* (2014) quote us completely out of context when they maintain that, according to us, all siltstones represent deeper water environments and all sandstones shallower water. What we did propose is that thick siltstone-shale packages with clinoforms could represent delta slope deposits prograding onto the continental shelf. On the other hand, sandstone packages (which can include siltstone lenses formed by channel abandonment, for example) could reflect underwater delta platforms. We did not for one moment imply that such lithological changes within sandstone packages indicate abrupt water depth changes of around 200 m, since they are most often caused by the lateral migration of sub-environments such as channels. Encinas *et al.* (2014) now find it 'hard to imagine' that abrupt water-depth shifts of the order of 200 m occurred, but strangely, by admitting that shallow water environments are also reflected within their so-called 'deep-water' sandstone packages, they have no trouble accepting abrupt water-depth changes of more than a thousand meters.

Seeing that the age of the Navidad Formation is now considered to be Early and not Late Miocene, Encinas *et al.* (2014) changed their subsidence model to one caused by roll-back of the subduction slab instead of subduction erosion. They propose that this occurred in south-central Chile between 25-24 Ma (after Muñoz *et al.*, 2000). While concurring with plate roll-back, we do not agree on the duration of this event. Lavenu and Encinas (2005) in their study of brittle deformation in the Darwin Group (*sensu* Le Roux *et al.*, 2013) concluded that extensional tectonism is manifested by synsedimentary faults in the Navidad, Licanheu and La Cueva Formations, which was interrupted by a period of compression during the Tortonian (Rapel Formation). The Navidad Formation also has compression-generated structures, although this could have been generated during the Rapel compressional stage. Considering the revised ages of these formations (Gutiérrez *et al.*, 2013), extensional structures in the Darwin Group imply that roll-back in fact occurred from the Early Miocene up to the end of the Neogene. If it is accepted that uppermost continental slope sediments may be represented in the upper member of the Navidad Formation (Le Roux *et al.*, 2013), roll-back would also explain the seaward shift of the

continental margin, which presently occurs tens of kilometers to the west of its position at around 12 Ma. As suggested by Gutiérrez *et al.* (2013), the Navidad Formation reflects a deepening marine basin with a major transgression stage beginning at around 15 Ma, coinciding with the greatest depositional water depths recorded between 12-11 Ma in the Coquimbo Basin (Le Roux *et al.*, 2005b), as well as a change from peat swamp conditions to deep marine embayments in the Valdivia and Osorno Basins (Le Roux and Elgueta, 2000; Elgueta *et al.*, 2005). According to our tectono-sedimentary model, therefore, general basin subsidence and transgression during the Neogene were interrupted by periods of stable sea level, which perhaps coincided with compressional stages. The subsidence led to onlap of the Darwin Group onto the continent, reaching its maximum eastward extent at the end of La Cueva sedimentation shortly after 2.7 ± 0.3 Ma (radiometric date on pumice clasts; Encinas, 2006). Le Roux *et al.* (2005a) also concluded that subsidence in the Coquimbo Basin (interrupted by the arrival of an extension of the Juan Fernández Ridge) lasted until 2.4-2.1 Ma, when rapid uplift commenced.

In the Rapel area, Encinas *et al.* (2014) propose that 'erosion of the Navidad Formation exposed the basement prior to the transgression that deposited the Licanheu Formation'. As we pointed out in our Reply (Le Roux *et al.*, 2013), if the Navidad Formation had been deposited in a water depth of 1,500 m, its paleo-coastline would have been many tens of kilometers to the east of the present coastline, and to sub-aerially erode all these deposits considerable uplift must be inferred around the Serravalian-Tortonian boundary. Therefore, one would expect the preserved Navidad deposits to be tilted sharply and that there would be a clear angular unconformity between the Navidad and Licanheu Formations, which is not the case. Instead, it has been described as a paraconformity (Encinas, 2006). In addition, a major angular unconformity is not observed between the equivalent Ranquil and Tubul Formations in the Arauco Basin (Becerra *et al.*, 2013). Lastly, Licanheu sedimentation still took place during an extensional regime (Lavenu and Encinas, 2005), so that there would be no clear mechanism for rapid uplift at this time.

Lavenu and Encinas (2005) do record a compressional phase during deposition of the overlying Rapel Formation, which within a general plate roll-back

setting can possibly be attributed to detachment of the deeper part of the subduction slab. Buitter *et al.* (2002), for example, showed that this process can lead to surface uplift of 2-6 km in the case of subduction with a non-migrating trench system, while this may be even higher for the case of roll-back preceding detachment. For example, Timor in the Southern Banda Arc experienced an uplift of around 5 km from Mid-Pliocene to recent, presumably related to detachment of the down-going Australian plate (Audley-Charles, 1986; Price and Audley-Charles, 1987). Considering that subduction-slab detachment is only a trigger to subsequent isostatic uplift and that the latter might be of much longer duration, the subduction effect of subsequent plate roll-back could be largely overridden. We therefore propose that slab detachment may have taken place at around 10 Ma that greatly accelerated uplift of the Andes Range and temporarily reversed the plate roll-back, changing an extensional into a compressional regime. Gregory-Wodziki (2000) and Bissig *et al.* (2002) also concluded that important surface uplift involving several thousands of meters occurred during and after the Late Miocene. This was followed by renewed plate roll-back, of which the subduction effect was partly cancelled out by isostatic uplift resulting from the preceding detachment, and a second major detachment during the early Pleistocene.

Encinas *et al.* (2014) contend that, 'if the Navidad Basin had been filling during a widespread and continuous marine transgression, then the younger units would represent a progressive deepening sequence...' whereas ... 'sedimentological evidence clearly indicates that (they) were deposited in shallow-marine settings'. Obviously, there is a misunderstanding of basic concepts here. If we consider what happens at a fixed point (say, at the present coastline), marine transgression would cause the water depth to increase at this locality. However, the paleo-coastline would progressively shift inland, and the younger deposits encountered east of our fixed point would represent these shallow-water coastal environments. In any case, we did not propose continuous marine transgression, but periods of rapid sea-level rise causing backstepping onto the continent, interspersed with sea-level stillstands that would allow delta and coastal progradation. This would explain the apparent clinofolds observed within the siltstone packages in the seismic profile.

5. Stratigraphy of the Navidad Basin

Encinas *et al.* (2014) do not agree with Gutiérrez *et al.* (2013) that the on-land portion of the Navidad Formation can be divided into a coarser-grained lower unit and finer-grained upper unit. Nevertheless, the composite profile (Fig. 2) of Encinas (2006) shows an 85 m thick, clearly siltstone-dominated unit (lower part of section PAR) overlying a basal, sandstone-dominated unit of similar thickness (section MAT). In the upper part of the PAR section, there is a second thick, sandstone-dominated unit above the siltstone package, which in turn is overlain by the Licancheu Formation. Gutiérrez *et al.* (2013) did not include the

latter sandstone package in their measured section of the Navidad Formation, but we are not convinced that this portion does not belong to the Licancheu Formation, as the contact is described by Encinas *et al.* (2014) themselves as ‘difficult to study because it is partially obscured by vegetation’. Under such circumstances, we find it strange that it was placed in the middle of an 85 m thick sandstone package and not at the base of the latter. In fact, if it turns out that his indicated limit between the Navidad and Licancheu Formations is not a paraconformity but a normal contact, it would make much more sense to shift this boundary to the top of the lower, sandstone-dominated unit of Gutiérrez *et al.* (2013). In this way,

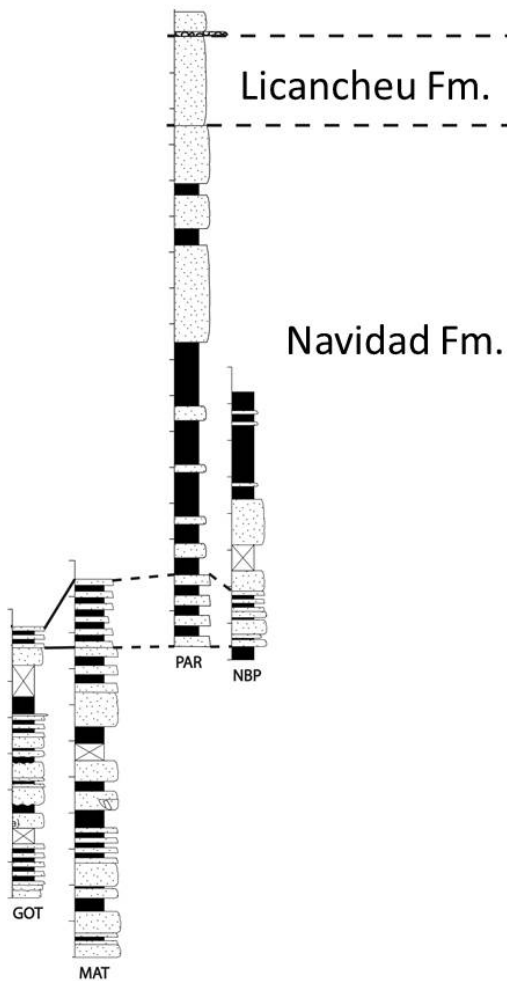


FIG. 2. Stratigraphic columns measured in Navidad Formation by Encinas (2006), showing a total combined thickness of 230 m. Section MAT is a sandstone-dominated package, and the lower part of section PAR is a siltstone/shale dominated package. The whole sandstone-dominated upper part of section PAR might in fact belong to the Licancheu Formation.

formations in the Darwin Group would be composed of coarsening-upward siltstone- to sandstone-dominated cycles reflecting delta and coastal progradation, while the contacts between them would be marked by major marine flooding surfaces.

Acknowledgements

J.P. Le Roux worked under the auspices of CONICYT-FONDAP Project 15090013, 'Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA)'. In the case of FH, this research was funded by Projects Fondecyt 1060041 and 1090339, as well as the Millennium Institute of Ecology and Biodiversity (IEB), grant P05-002 from Mideplan, and PFB 23 from CONICYT. N.M. Gutiérrez is indebted to the Instituto Milenio de Ecología y Biodiversidad for a post-graduate grant. J. Becerra thanks E. Vera and FONDEF Project D0011104 for releasing the seismic reflection data, as well as CONICYT for a post-graduate grant.

Finally, we wish to thank *Andean Geology* for allowing this debate, which helped us to clarify some concepts but also opened up new avenues for research.

References

- Audley-Charles, M.G. 1986. Rates of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Southern Banda Arc based on micropalaeontology. *Journal of the Geological Society* 143: 161-175. London.
- Becerra, J.; Contreras-Reyes, E.; Arriagada, C. 2013. Structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics* 592: 53-66.
- Beicip-Franlab. 1996. Petroleum exploration play types in the sub-andean basins. *Beicip-Franlab* 2: 136 p.
- Bissig, T.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W.; Hodgson, C.J. 2002. Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 97: 971-996.
- Buatois, L.; Mángano, G.; Aceñolaza, F. 2002. Trazas Fósiles: Señales de Comportamiento en el Registro Estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio Chubut: 382 p.
- Buiter, S.J.H.; Govers, R.; Wortel, M.J.R. 2002. Two-dimensional simulations of surface deformation caused by slab detachment. *Tectonophysics* 354: 195-210.
- Contardo, X.; Cembrano, J.; Jensen, A.; Díaz-Naveas, J. 2008. Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33°30'-36°50'S): insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics* 459 (1-4): 206-218.
- Contardo, X.; Mena, E. 2012. Evidencias, caracterización e implicancias del primer seep fósil descubierto en la costa emergida de Chile central. In Congreso Geológico Chileno, No. 13, Actas: CD-Rom T5: 663-665. Antofagasta.
- Elgueta, S.; McDonough, M.; Le Roux, J.P.; Urqueta, E.; Duhart, P. 2005. Estratigrafía y Sedimentología de las Cuencas Terciarias de la Región de Los Lagos (39-41°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 57: 50 p. Santiago.
- Encinas, A. 2006. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos marinos mio-pleistocénicos del área de Navidad (33°00'- 34°30'S), Chile central: implicaciones con respecto a la tectónica del antearco. Ph.D. dissertation (Unpublished), Universidad de Chile: 177 p.
- Encinas, A.; Finger, K.L.; Nielsen, S.N.; Contardo, X. 2014. Comment on Reply to Comment of Finger *et al.* (2013) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology* 41 (3): 635-656. doi: 10.5027/andgeoV41n3-a07.
- Finger, K.L.; Encinas, A.; Nielsen, S.N. 2013. Comment on 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology* 40 (3): 570-578. doi: 10.5027/andgeoV40n3-a10.
- Finger, K.L.; Nielsen, S.N.; DeVries, T.J.; Encinas, A.; Peterson, D.E. 2007. Paleontologic evidence of sedimentary displacement in Neogene forearc basins of central Chile. *Palaaios* 23: 3-16.
- Gregory-Wodziki, K.M. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 1091-1105.
- Gutiérrez, N.; Hinojosa, L.F.; Le Roux, J.P.; Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 40 (1): 66-78. doi: 10.5027/andgeoV40n1-a03.
- Hinojosa, L.F.; Villagrán, C. 2005. Did the South American Mixed Paleofloras evolve under thermal equability or in the absence of the Andes during the Tertiary? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217: 1-23.
- Huber, J.T.; Noyes, J.S. 2013. A new genus and species of fairyfly, *Tinkerbella nana* (Hymenoptera, Mymar-

- dae), with comments on its sister genus Kikiki, and discussion on small size limits in arthropods. *Journal of Hymenoptera Research* 32: 17-44.
- Johannessen, E.P.; Steel, R.J. 2005. Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands. *Basin Research* 17: 521-550.
- Johnson, K.S.; Paull, C.K.; Barry, J.P.; Chávez, F.P. 2001. A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea. *Geology* 29: 1019-1022.
- Kineke, G.C.; Woolfe, K.J.; Kuehl, S.A.; Milliman, J.; Dellapenna, T.M.; Purdon, R.G. 2000. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: evidence for a divergent sediment plume. *Continental Shelf Research* 20: 2239-2266.
- Lamb, M.P.; Mohrig, D. 2009. Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? *Geology* 37: 1067-1070.
- Lavenu, A.; Encinas, A. 2005. Deformación frágil de los depósitos neógenos de la cuenca de Navidad (Cordillera de la Costa, 34°S, Chile central). *Andean Geology* 32 (2): 229-248.
- Le Roux, J.P. 2005. Grains in motion: A review. *Sedimentary Geology* 178: 285-313.
- Le Roux, J.P.; Elgueta, S. 2000. Sedimentologic development of a Late Oligocene-Miocene forearc embayment, Valdivia Basin Complex, southern Chile. *Sedimentary Geology* 130: 27-44.
- Le Roux, J.P.; Gómez, C.; Fenner, J.; Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 165: 67-92.
- Le Roux, J.P.; Gómez, C.A.; Olivares, D.M.; Middleton, H. 2005a. Determining the Neogene behavior of the Nazca Plate by geohistory analysis. *Geology* 33: 165-168.
- Le Roux, J.P.; Gómez, C.; Venegas, C.; Fenner, J.; Middleton, H.; Marchant, M.; Buchbinder, B.; Frassinetti, D.; Marquardt, C.; Gregory-Wodzicki, K.M.; Lavenu, A. 2005b. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: Record of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 83-98.
- Le Roux, J.P.; Gutiérrez, N.M.; Hinojosa, L.F.; Pedroza, V.; Becerra, J. 2013. Reply to Comment of Finger *et al.* (2013) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology* 40 (3): 580-588. doi: 10.5027/andgeoV40n3-a11.
- Le Roux, J.P.; Nielsen, S.N.; Kemnitz, H.; Henríquez, A. 2008. A Pliocene mega-tsunami deposit and associated features in the Ranquil Formation, southern Chile. *Sedimentary Geology* 203: 164-180.
- Le Roux, J.P.; Olivares, D.M.; Nielsen, S.N.; Smith, N.D.; Middleton, H.; Fenner, J.; Ishman, S.E. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology* 184: 133-153.
- Le Roux, J.P.; Vargas, G. 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: Insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology* 49: 65-75.
- Middleton, G.V.; Southard, J.B. 1984. *Mechanics of Sediment Movement*. Second Edition. Lecture Notes for Short Course 3, Rhode Island: 400 p.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; Jouanneau, J.M. 2001. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* 29: 1011-1014.
- Mulder, T.; Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299.
- Mulder, T.; Syvitski, J.P.M.; Migeon, S.; Faugeres, J.C.; Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology* 20: 861-882.
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the Late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27 (2): 177-203.
- Nichols, G. 1999. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science: 355 p. Victoria.
- Nielsen, S.N.; Frassinetti, D.; Bandel, K. 2004. Miocene Vetigastropoda and Neritimorpha (Mollusca, Gastropoda) of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 73-88.
- Paris, R.; Fournier, J.; Poizot, E.; Etienne, S.; Morin, J.; Lavigne, F.; Wassmer, P. 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): A coupled offshore-onshore model. *Marine Geology* 268: 43-54.
- Poschmann, M.; Braddy, S.J. 2010. Eurypterid trackways from Early Devonian tidal facies of Alken an der Mosel (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 90: 111-124.

- Price, N.J.; Audley-Charles, M.G. 1987. Tectonic collision processes after plate rupture. *Tectonophysics* 140: 121-129.
- Pszonka, J.; Wendorff, M.; Jucha, K.; Bartynowska, K.; Urbanik, A. 2013. X-ray radiography as a method of detailing the analysis of sedimentary facies, based on example of the Cergowa sandstones (Flysch Carpathians). *Przegląd lekarski* 70 (5): 366-369.
- Schmidt, A.R.; Perrichot, V.; Svojtka, M.; Anderson, K.B.; Belete, K.H.; Bussert, R.; Dörfelt, H.; Jancke, S.; Mohr, B.; Mohrmann, E.; Nascimbene, P.C.; Nel, A.; Nel, P.; Ragazzi, E.; Roghi, G.; Saupe, E.E.; Schmidt, K.; Schneider, H.; Selden, P.A.; Vávra, N. 2010. Cretaceous African life captured in amber. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 107: 7329-7334.
- Southard, J.B.; Boguchwal, L.A. 1990. Bed configurations in depth-velocity size diagrams. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 903-915.
- Turner, E.C.; Narbonne, G.M.; James, N.P. 2010. Framework composition of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbialites, MacKenzie Mountains, N.W.T., Canada. *In* Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World (Grotzinger, J.P.; James, N.P.; editors). Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 67: 179 -205.
- Zavala, C.; Ponce, J.J.; Arcuri, M.; Drittanti, D.; Freije, H.; Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpynites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76: 41-59.

Appendix 1

Calculation of hyperpycnal flow velocity over continental shelf

To estimate the hyperpycnal flow velocity, a derivative of the Darcy-Weisbach equation (Middleton and Southard, 1984) for fluid flow down an inclined plane can be used, where the mean flow velocity is given

$$\text{by } U_m = \sqrt{\frac{8gdS}{C_{dw}}}$$

The acceleration due to gravity g is 980 cm s^{-2} , the bottom slope S (\tan of the slope angle $\alpha = 0.1^\circ$) is 0.00175 , and the bottom friction coefficient C_{dw} is 0.023 for flat, sandy surfaces. The friction with the ambient water at the top of the flow is here not taken into account, as this value is unknown. This means that the calculated velocity would be a maximum value.

It is assumed here that the river water has a density ρ_r of 0.9982 g cm^{-3} , and that the hyperpycnal flow has a thickness d of 1 m , containing suspended grains of quartz density ($\rho_s = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$). The density of sea water ρ_w is assumed to be 1.025 g cm^{-3} . The concentration of sediments in hyperpycnal flow is normally around 40 kg m^{-3} (Lamb and Mohrig, 2009). The hyperpycnal flow density ρ_f is therefore estimated as:

$$\rho_f = \left(1 - \frac{40}{998.2}\right)(0.9982) + \left(\frac{40}{998.2}\right)(2.65) = 1.0644 \text{ g cm}^{-3}$$

$$U_m = \sqrt{\frac{8 \left[\frac{g(\rho_f - \rho_w)}{\rho_w} \right] dS}{C_{dw}}} = \sqrt{\frac{8 \left[\frac{(980)(1.0644 - 1.025)}{1.025} \right] (100)(0.00175)}{0.023}} \approx 47.88 \text{ cm s}^{-1}$$

Appendix 2

Calculation of bivalve transport by hyperpycnal current

Equations taken from Le Roux (2005) and authors cited therein.

Density of calcite: $\rho_c = 2.85 \text{ g cm}^{-3}$; density of organism: $\rho_o = 1.2 \text{ g cm}^{-3}$; mean density of bivalve: $\rho_a \approx 2.0 \text{ g cm}^{-3}$

Density of hyperpycnal flow: $\rho = 1.0644 \text{ g cm}^{-3}$; dynamic viscosity of hyperpycnal flow: $\mu = 0.01 \text{ g cm s}^{-1}$

Submerged density of bivalve: $\rho_v = 2.0 - 1.0644 = 0.9356 \text{ g cm}^{-3}$

Dimensions of bivalve: $3 \times 2.5 \times 0.7 \text{ cm}$; nominal bivalve size: $D_n = \sqrt[3]{(3)(2.5)(0.7)} = 1.74 \text{ cm}$

$$\text{Dimensionless bivalve size: } D_{dn} = D_n \sqrt[3]{\frac{\rho_f g \rho_\gamma}{\mu^2}} = 1.74 \sqrt[3]{\frac{(1.0644)(980)(0.9356)}{(0.01)^2}} = 371.84$$

Dimensionless settling velocity of nominal bivalve:

$$U_{dvn} = \sqrt{2.531 D_{dn} + 160} = \sqrt{(2.531)(371.84) + 160} = 33.1832$$

$$\text{Settling velocity of nominal bivalve: } U_{wn} = \frac{U_{dvn}}{\sqrt[3]{\frac{\rho_f^2}{\mu g \rho_\gamma}}} = \frac{33.1832}{\sqrt[3]{\frac{(1.0644)^2}{(0.01)(980)(0.9356)}}} = 66.62 \text{ cm s}^{-1}$$

Bivalve is disk-shaped, therefore real settling velocity:

$$U_{wp} = -U_{wn} \left[0.572 \left(1 - \frac{D_s}{D_l} \right)^{1.6} - 1 \right] = -66.62 \left[0.572 \left(1 - \frac{0.7}{3} \right)^{1.6} - 1 \right] = 41.71 \text{ cm s}^{-1}$$

$$\text{Dimensionless settling velocity: } U_{wp} = \sqrt[3]{\frac{\rho_f^2}{\mu g \rho_\gamma}} = 41.71 \sqrt[3]{\frac{(1.0644)^2}{(0.01)(980)(0.9356)}} = 20.7749$$

Dimensionless critical shear stress:

$$\beta_c = 0.0171 \log_{10} U_{dvp} + 0.272 = 0.0171 \log_{10}(20.7749) + 0.272 = 0.0497.$$

Max. value of $\beta_c = 0.045$.

$$\text{Critical shear velocity: } U_{*c} = \sqrt{\frac{\beta_c g D_n \rho_\gamma}{\rho}} = \sqrt{\frac{(0.045)(980)(1.74)(0.9356)}{1.0644}} = 8.21 \text{ cm s}^{-1}$$

Flow velocity 1 m above bed required to transport bivalve:

$$U_y = U_{*c} \left[2.5 \ln \left(\frac{y}{D_n} \right) + 8.5 \right] = 8.21 \left[2.5 \ln \left(\frac{100}{1.74} \right) + 8.5 \right] = 152.94 \text{ cm s}^{-1}$$

REPLY TO COMMENT

Reply to Comment of Finger *et al.* (2013) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78)

Jacobus P. Le Roux^{1*}, Néstor M. Gutiérrez¹, Luis F. Hinojosa², Viviana Pedroza³, Juan Becerra¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile/Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Plaza Ercilla 803, Santiago

jroux@cec.uchile.cl; gutierrezn@ug.uchile.cl; jbecerra@ing.uchile.cl

² Laboratorio de Paleoecología, Facultad de Ciencias-Instituto de Ecología y Biodiversidad (IEB), Universidad de Chile, Las Palmeras 3425, Santiago, Chile.

lfhinojosa@uchile.cl

³ Escuela de Ingeniería Geológica, Facultad Seccional Sogamoso, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Avenida Central del Norte 39-115, Boyacá, Colombia.

viviana.pedroza@uptc.edu.co

* Corresponding author: *jroux@cec.uchile.cl*

We thank Finger *et al.* (2013) for their discussion of our paper and appreciate their honesty in retracting the proposed Late Miocene-Pliocene age for the Navidad Formation, due to misidentification of the foraminifer index species in question. In fact, although we suspected all along that these species may have been misidentified, such an allegation seemed improper to us in view of the recognized expertise of Dr. Finger as a micro-paleontologist, whereas none of us can claim such knowledge. That left us with no other option but to suggest the earlier appearance of these species in the southeastern Pacific Ocean than elsewhere. Finger *et al.* (2013) summarize most of the pertinent information on the Navidad Formation mentioned in our paper, reiterating their interpretation of the depositional environment as a middle bathyal (at least 1,500 m depth; Encinas, 2006), continental slope in contrast to our proposal of a continental shelf. While we agree on most of the facts, it seems to us that Finger *et al.* (2013) have a tendency to turn a blind eye to the latter.

Age of the Navidad Formation

Finger *et al.* (2013) state that our assessment of published data overwhelmingly favoring an Early to Middle Miocene age 'is misleading', citing various previous studies indicating the opposite. However, we referred to the published data, not the interpretation of this published data, and pointed out that almost all the species previously considered as occurring only in Upper Miocene to Pliocene strata have in fact been found elsewhere in Lower to Middle Miocene successions.

Molluscan biostratigraphy

Finger *et al.* (2013) contend that we 'do not recognize that all benthic animals are controlled by bottom facies that can be geographically diachronous'. Even though we are not invertebrate paleontologists, we know enough about paleontology not to ignore this concept. Our Early to Middle Miocene age

interpretation for the molluscs in the Navidad Formation was based mainly on Sr isotope data from various sources, including those of Encinas (2006), Nielsen and Glodny (2006), and our own (Gutiérrez, 2011), which all indicate this age range. The fact is that the latter agrees with that of the successions in Peru where the same species also occur.

We do not agree that the molluscs have been transported from shallow to deeper water by turbidity currents, as indicated by their well-preserved, delicate ornamentation, articulated valves, the fact that the sediment matrix within their shells is the same as that of the surrounding host, and their clear lithofacies associations. *In situ* deposition is supported by the abundance of complete leaves and the presence of articulated crabs (Fig. 1). We are surprised that Finger *et al.* (2007) ignored such clear signals of *in situ* preservation and continue to do so in their discussion. In the sandstone package at Punta Perro, for example, many shallow water molluscs such as *Turritella* occur both dispersed throughout the succession and concentrated in lenses. At this locality and in the same sandstone package, the presence of wave ripples clearly indicates shallow water. Furthermore, to suggest that turbidity currents are ‘non-abrasive flows’ negates all we know about this phenomenon—velocities exceeding 120 km per hour and extreme turbulence capable of breaking telegraph cables (*e.g.*, Fine *et al.*, 2005) can hardly be described as ‘non-abrasive’. It would be hard to imagine delicate insect body parts (Fig. 2) surviving such a process. The occurrence of rocky shoreline mollusc species (Nielsen *et al.*, 2004) in ‘deep water sandstones’ would also require some turbidity currents to have originated at the shoreline and to have transported them across the continental shelf, which in view of the typical low gradient of the latter (0.1°) is unlikely.

A ‘somewhat chalky surface texture’ in some molluscs is a very weak argument against their *in situ* occurrence, as it completely ignores modern weathering processes. The proposal of Finger *et al.* (2007) that these molluscs were reworked from older rocks is no longer valid, and if they were eroded from contemporaneous sediments on the continental shelf and transported by turbidity currents into deeper water (within at most a few hours), this would definitely not change a fresh surface into a chalky texture. It would therefore make no difference whether they occurred *in situ* on the shelf (which is what we maintain) or

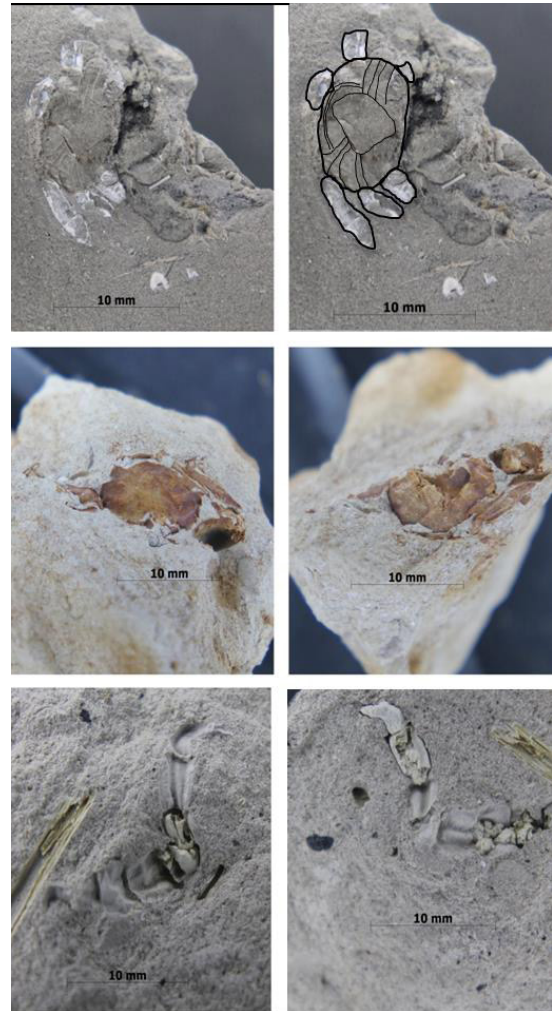


FIG. 1. Unidentified, articulated crabs in fine-grained sandstones of the Navidad Formation.

were displaced into deeper water. Neither do we see why their preservation in fossil-rich lenses must indicate long distances of transport, because even small, local channels, common for example at Punta Perro, can reconcentrate organisms.

Strontium isotope stratigraphy

We cited Nielsen and Glodny (2006) on p. 69 of our paper, in which they reported 21 Sr ages ranging between 24.3-16.1 Ma. Their 2009 publication did not contribute any new, contradicting data. As concerns the problem with the stratigraphic order, we acknowledge that small discrepancies are present

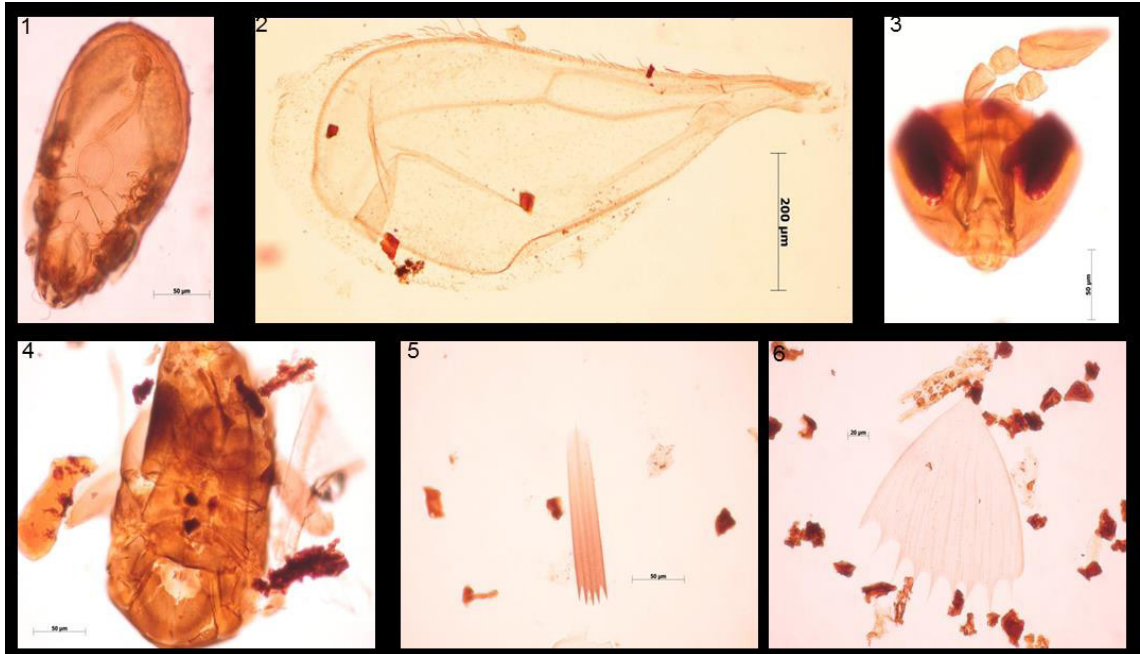


FIG. 2. Delicate insect body parts, including head, thorax, and wings, preserved in the Navidad Formation.

between individual samples, as also shown in our Table 3. However, it should be kept in mind that after-death recrystallization from aragonite to calcite, especially prominent in gastropod shells, might alter the obtained Sr ages somewhat. Nevertheless, all the Sr ages in our lower member are within the range 22.1-16 Ma and there is a general decrease in age up the column, which is consistent with a decrease in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from 26.1-18.9 Ma. The upper member also yielded a stratigraphically consistent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 12 Ma. Although the Sr dates may not be precise due to neomorphism, we do not consider this to be a major problem in the light of the overwhelmingly Early Miocene ages for the lower member and Middle Miocene age for the upper member, especially now that this has been confirmed by a reinterpretation of the foraminifer ranges.

Radiometric dating

Our argument concerning Middle Miocene scoria ages from the Navidad Formation was that this material reflects contemporaneous volcanism, where ash covering the landscape around volcanoes after an eruption would be immediately eroded

and transported to be deposited as discrete beds in the Navidad Formation, thus reflecting the true age of the latter. Finger *et al.* (2013) seem to have misunderstood this point, as they originally argued that the volcanic material was eroded from older, Middle Miocene strata, not we.

Ostracods and pollen

With the exception of one ostracod, *Bradleya normani*, all the identified diatoms and ostracods have also been found in Lower and/or Middle Miocene strata. *Bradleya normani* is a very rare species, so it is not surprising that it had not yet been found in older strata. In fact, the Navidad Formation is the first such occurrence, as even Finger *et al.* (2013) now concede to its Early to Middle Miocene age.

Planktic foraminifers

Finger *et al.* (2007) dismiss the hypothesis that five index species of foraminifers occurred in the southeastern part of the Pacific before elsewhere in the global ocean 'without hesitation'. Before 1938, they would have said the same if we had discovered a coelacanth at Punta Perro.

We all know very well that micropaleontological dating largely stands upon its own shoulders. A look at classic biostratigraphic charts (*e.g.*, that reproduced in Encinas, 2006) shows that 3 index species, including *Neogloboquadrina acostaensis*, appeared simultaneously and globally at 10.9 Ma. The Sr date of 12.1 ± 0.7 obtained by Encinas (2006) on *N. acostaensis* was thus rejected because it is too old. However, now that Finger *et al.* (2013) have re-identified *N. acostaensis* as another species they would reject this age again because it is too young, seeing that they now consider all their samples to be from the Burdigalian (20.4-16.0 Ma). This, unfortunately, is how micropaleontological dating frequently operates: stratigraphic units are considered to be of a certain age because certain index species occur in them, and if absolute dating suggests otherwise, it may be rejected because it does not coincide with the 'established ranges'. We are therefore not particularly impressed by the 'voluminous amount of global data'.

We should point out that Dr. Finger, as a renowned foraminifer expert, based his identification of *Neogloboquadrina acostaensis* and *Globorotalia puncticulata* on illustrations in the primary reference guides to the Oligocene-Recent microfauna (Kennett and Srinivasan, 1983; Bolli and Saunders, 1985; Jenkins, 1985), 'and their identified images were not questioned when shown to several experts.' Neither could two New Zealand experts, Drs. Crundwell and Scott, 'assign either form definitively to any other species'. Furthermore, in the Miocene, facies-equivalent Caldera Basin, the same two index species were identified by Dr. Scott E. Ishmann, who did not suspect their assignation (Achurra, 2004). We must therefore conclude that at least these two species are so similar to the 'real' index species that several world experts could not see the difference. This brings us to the age-old question of where to draw the line between species, and it seems that even Dr. Finger and co-workers were doubtful of this aspect until very recently. According to their own admission, they knew since 2010 that these foraminifers had been misidentified, in fact belonging to the Early-Middle Miocene, and yet apparently continued to question such an age. For example, in Rodríguez *et al.* (2012), a paper of which Dr. Encinas was a co-author, it is stated: 'If marine deposition inside the Navidad Basin started during the early Miocene, the provenance results would record erosion and

deposition contemporary with volcanic activity. On the other hand, if marine deposition started during the late Miocene, the provenance results show a retrograde erosive response to landscape for a regional uplift event proposed for that period for the study area'.

The other three index species, *Globoturborotalia apertura*, *Globorotalia spheriomizea*, and *Neogloboquadrina pachyderma*, are not mentioned in the present discussion. Finger *et al.* (2013) only note that 'some of our identifications, including those of *Neogloboquadrina acostaensis* and *Globorotalia puncticulata*, were incorrect'. 'Some' means 'not all', which implies that not all five species had been misidentified. If so, how could such species then be present in rocks older than their 'established' range if this is so impossible?

Depositional environment

Finger *et al.* (2013) based their interpretation of a deep water, bathyal environment mainly on benthic foraminifers, trace fossils, and sedimentological evidence.

Lipps (1993) maintained that deep water benthic foraminifers have shown great evolutionary stability only after 15 Ma and especially after the Late Miocene, in which most of the extant benthic species appeared. There is thus no guarantee that Early Miocene species inhabited the same water depths as their successors. Furthermore, given the turnabout concerning the age of the Navidad Formation based on five(?) misidentified planktic index species, how sure can we be that the benthic foraminifer species do not present a similar situation? Even if correctly identified (which we have to assume), Finger *et al.* (2013) themselves admit that 'they are not controlled by water depth but by depth-related environmental parameters that are geographically or temporally consistent...it is now recognized that there are no isobathyal species...' In addition, the authors concede that 'an upper depth limit is not definitive-it simply indicates the generalized depth zone above which the species is rarely encountered or abundant'. We are told that there is always a mixture of shallow and deep water species in the Navidad samples, and that 'nearly half of the 63 provincially extant species that account for 22% of our Miocene fauna have been provincially recorded only from bathyal depths'. If we understand this sentence correctly, only 22% of

the Navidad fauna still occur today and of those, less than half are deep water species, which means that only about 10% of the total number of Navidad species are of deep water origin and that shallow water species largely dominate this succession.

The occurrence of psychrospheric ostracod species, which 'inhabit colder water masses' cannot be used to infer water depths of more than 500 m, as this ignores the effect of upwelling. This is even admitted by Encinas (2006, p. 136, lines 1-2). Similarly, the presence of a hydrocarbon paleoseep in strata of the Navidad Formation is certainly no evidence for a bathyal water depth either, as such seeps can occur in any sedimentary succession where hydrocarbons accumulate. The isotopic characteristics described by Contardo and Mena (2012) indicate a paleoseep, not deep water.

As concerns the sedimentological evidence, we must point out that there are many similarities between, *e.g.*, the deposits of prograding deltas and submarine slope fans, including coarsening-upward successions, the presence of shifting distributary channels, slump structures, slides, synsedimentary faults, water escape structures, and convolute lamination. Even partial Bouma cycles are not unique to slope fans, because turbidity currents can also be generated on delta slopes. However, a sedimentary structure that cannot form on slope fans is symmetrical wave ripple marks, present for example in the Punta Perro sandstone package. Wave ripples can only form where the orbital water particle velocity below waves exceeds the entrainment velocity of the grains, which is generally considered to be at a depth of about half the wavelength (*e.g.*, Duff, 1978). For such waves to affect the continental shelf to a depth of 200 m, therefore, wavelengths of at least 400 m are required, which implies wind velocities of about 90 km per hour sustained for at least 33 hours (Le Roux, 2009). It would simply be impossible for waves to affect a slope fan at a depth of 200-1,500 m. At Punta Perro, wave ripples are present spatially and stratigraphically very close to a sedimentary breccia with large rip-up clasts. Although Finger *et al.* (2013) maintain that such clasts and breccias are 'characteristic of gravity flows typical of deep marine environments', Le Roux *et al.* (2004), for example, described similar rip-up clasts and breccias in time- and facies-equivalent beds of the Coquimbo Formation north of La Serena, where they occur in a submarine channel crossing the continental shelf.

The absence of hummocky cross-bedding in the Navidad Formation is also not an indication of deep water, as these structures are nowhere common and their associated swales may even be confused with trough cross-beds by the untrained eye. Le Roux and Jones (1994) studied the shelf-deposited Nowra Formation in southeastern Australia, measuring many profiles over an area of more than a thousand square kilometers, and only recorded one instance of hummocky cross-bedding. Encinas (2006) does not mention these structures in the overlying Licanheu and La Cueva Formations, and yet interprets their environment as shallow marine.

The Navidad Formation has several cycles of sandstone packages alternating with siltstone-shale packages (Fig. 3). The sandstone packages are characterized by trace fossils such as *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* and *Skolithos*, generally considered to reflect shallow water conditions, and also contain *in situ* shallow water molluscs such as *Turritella*, *Astete*, *Ameranella*, *Lassia*, *Austrotoma*, *Lamprodomina*, *Olivancillaria*, and *Testallium* (Nielsen *et al.*, 2004). Some of these packages contain wave ripples indicating water depths less than 200 m. There is very little, if any, direct evidence that these sandstones were deposited by turbidity currents. Figure 3 also shows that the sandstone packages are practically horizontal, thus lacking the slope required for gravity flows. Flame structures reported at the base of some sandstones are normally associated with load casts, which might easily be confused with flute marks. It would also be rather unusual to have periods of almost continuous turbidity currents depositing heterogeneous sandstone packages of 30-40 m, interspersed with long periods during which turbidity currents apparently ceased to flow while the siltstone-shale packages were deposited. Most turbidite successions worldwide are very homogeneous.

The siltstone-shale packages contain 'deep water' benthic foraminifera, trace fossils such as *Zoophycos* and *Chondrites*, and 'deep water' molluscs such as *Otukaia*, *Struthiochenopus*, *Falsilunatia*, *Dalium*, *Adelomelon*, and *Exilia* (Nielsen *et al.*, 2004). However, there is very little information on the actual water depths inhabited by these molluscs in the literature, and 'deep water' is relative. *Falsilunatia scothianus*, for example, is described as a deep water gastropod, but has only been found at depths between 73 and 298 m (Welch, 2010).

Interestingly, the siltstone-shale packages on the seismic profile offshore from Navidad (Fig. 3) show what appear to be seaward-dipping, westward-prograding beds, which might be interpreted as delta slope deposits, whereas the more horizontal sandstone packages could represent delta platform sedimentation.

Nevertheless, we do not have a serious problem with an outer shelf/uppermost continental slope environment for the siltstone-shale packages, which would explain the trace fossils and also the ostracods if upwelling is factored in. But, we cannot imagine repeated, abrupt depth changes from less than 200 m to a 'minimum of 1,500 m' (Encinas, 2006, p. 136).

The conglomerate at Punta Perro stated by Finger *et al.* (2013) to overlie a thick siltstone interval with *Zoophycos* ichnofacies, in fact rests unconformably on Paleozoic basement granitoids. This was also interpreted by Encinas (2006, p. 87 and p. 135) as a basal conglomerate that formed in shallow water. Finger *et al.* (2013) now maintain that it represents a debris flow deposit that originated from shelf-margin failure, because 'it is unlikely that the boulders were derived from the continent and transported to the outer shelf because the

shelf gradient is generally $<1^\circ$, which minimizes the ability of large clasts to move long distances'. Once again, it seems that they are ignoring facts to follow fancy. For a Paleozoic plutonic rock to be exposed on surface, a long period of subaerial erosion is required, which means uplift to above sea level. The boulder bed thus represents the first Early Miocene marine transgression at the commencement of Navidad deposition. These boulders must have been rounded and polished by wave action, because there is no known process to round such large boulders at a depth of 1,500 m. If they had been transported, for example, by a tsunami backflow from a contemporaneous beach, they should be associated with structures typically occurring with this phenomenon, such as sandstone injections and large rip-up clasts of the substrate (Le Roux *et al.*, 2004, 2008; Le Roux and Vargas, 2005). The statement by Finger *et al.* (2013) that 'the boulders are associated with a synsedimentary breccia composed of large stratified blocks' is misleading, because this breccia occurs at the other side of the Punta Perro Peninsula where the boulder bed is not even exposed. In the absence of any evidence for a tsunami backflow at this locality we consider this

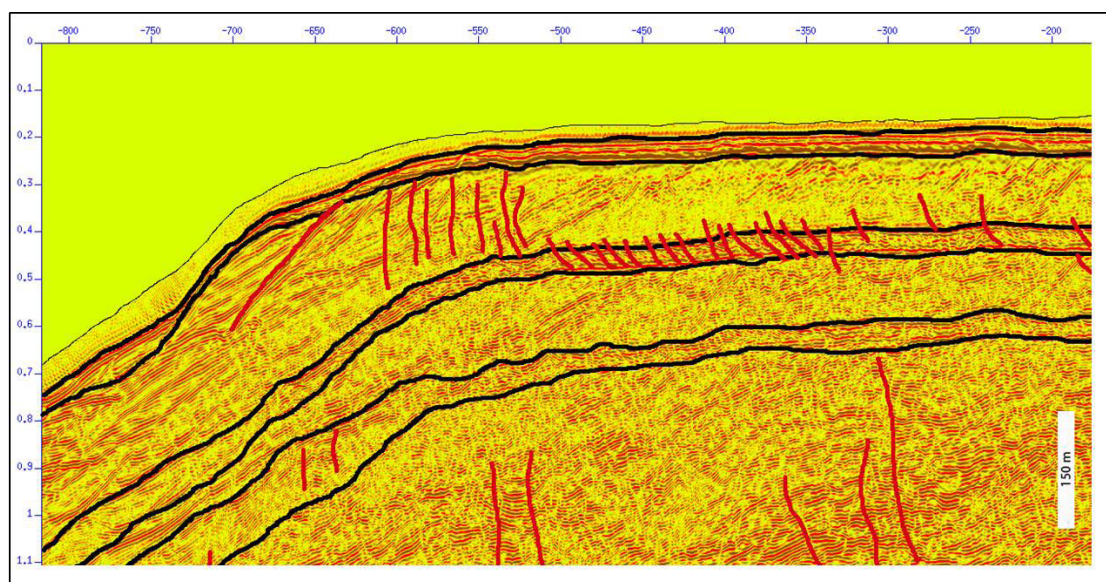


FIG. 3. Seismic profile of the Navidad Formation (modified from Contardo *et al.*, 2008), showing that faults with significant displacement are absent immediately offshore of the outcrops studied on land, which indicates that large-scale crustal thinning did not take place during deposition of the Navidad Formation. The profile also shows 3 prominent sandstone packages alternating with siltstone-shale packages. The sandstone packages might represent delta platform deposits, whereas the siltstone-shale packages show what appear to be westward-sloping, prograding beds possibly reflecting delta slope sedimentation.

to represent an *in situ* beach conglomerate, as also attested to by the presence of barnacles (*Balanus*) in this unit in several different sections measured by Encinas (2006; profiles MEMB, CANEL, PTOR, PALT, and TOP). This interpretation furthermore concurs with the presence of gastropods such as *Fissurella*, *Nerita*, and *Zonaria* in the Navidad sandstones, which according to Nielsen *et al.* (2004) indicates the presence of ‘nearby rocky shores’.

Even if we had to assume for a moment that the Paleozoic basement is overlain by a thick siltstone unit with middle bathyal *Zoophycos* ichnofacies, in turn capped by the boulder bed, it would mean that the sea level rose abruptly by at least 1,500 m, not leaving any traces of intermediate shelf deposits, and dropped again by the same amount to leave the beach facies of the boulder bed. Such drastic sea-level oscillations would be hard to image under any tectonic regime and certainly cannot be explained by subduction erosion. The latter was attributed by Encinas (2006) and Encinas *et al.* (2008) to a common event that also affected other sectors in northern and south-central Chile, Peru, New Zealand, Japan and Costa Rica during the Late Miocene-early Pliocene. Subduction erosion according to this theory would have been the direct effect of a decrease in the sedimentation rate in the oceanic trench caused by an increasingly dry climate. Although Meón *et al.* (1994) recognized a high percentage of *Chenopodiaceae* in a sample from Punta Perro, which they interpreted as being indicative of dry conditions, Barreda *et al.* (2011) found very low concentrations of this pollen type and considered its presence to be linked to littoral communities rather than an arid paleoclimate.

In any case, given the now accepted Early to Middle Miocene age, this period was characterized by higher rainfall (Hinojosa, 2005; Hinojosa and Villagrán, 2005; Hinojosa *et al.*, 2006; Gutiérrez, 2011; Gutiérrez *et al.*, 2013), so that an increased sedimentation rate in the trench would have provided the necessary lubrication to prevent subduction erosion. The other possible causes for such a dramatic subsidence are mentioned and discarded by Encinas *et al.* (2008) themselves: depression of the lower oceanic plate is ruled out by the very small size or absence of accretionary prisms along most of the Chilean margin; and crustal thinning and massive-scale sliding causing extension faulting is not supported by the presence of large faults in seismic profiles (Contardo *et al.*, 2008; Fig. 3).

In the scenario proposed by us, marine transgressions and transgressions of the order of 200-300 m, followed by sea-level stillstands or minor marine regressions were caused by eustatic sea level changes combined with tectonic oscillations, and could easily produce the alternating shallow water sandstone packages and deeper water siltstone-shale packages. However, oscillations of the order of 1,500 m seem highly improbable.

Stratigraphy of the Navidad Formation

Gutiérrez (2011) primarily studied the floral changes in the Navidad Formation and thus concentrated his efforts on the coastal sector, where plant fossils abound. However, he also carefully mapped the Navidad Formation taking account of faults, so that there is no reason to believe that his stratigraphic correlation is faulty. In fact, on his geological map (Fig. 1 of Gutiérrez *et al.*, 2013), two large NE-trending faults are shown between the coastal sector and the town of Navidad, whereas Encinas (2006) apparently did not recognize these structures. The possibility of facies repetition due to faulting in the Navidad Formation therefore exists, but is not necessarily restricted to the work of Gutiérrez (2011).

We would also like to point out an alternative interpretation to the stratigraphic scheme of Encinas (2006), mentioned again by Finger *et al.* (2013). The Navidad Formation directly overlies the Paleozoic basement, as do the overlying Licancheu, Rapel, and La Cueva Formations further to the east, beyond the town of Navidad. The contact between the Navidad and Licancheu Formations is described as (para?)concordant by Encinas (2006, p. 59), who nevertheless proposes a regression following Navidad deposition, succeeded by renewed transgression. It is implicit in this assumption that all of the Navidad Formation that must have been deposited many tens of kilometers farther to the east during the 1,500 m relative sea-level highstand, would have been eroded to expose the basement in this area before deposition of the Licancheu Formation. In the light of their interpretation of the Navidad Formation as representing deep water deposits, this is a necessary deduction, but it also requires dramatic sea-level changes on a similar scale. A much simpler and more logical alternative would be to consider the whole sequence as a typical onlap situation, therefore

indicating large-scale marine transgression that continued the deepening trend proposed by us for the Navidad Formation. The shallow water aspect of the Licanacheu and younger formations could therefore be due to their deposition in the proximity of the eastward-receding coastline, or partly to sea-level stillstands with progradation similar to those that produced the sandstone packages in the Navidad Formation, without necessarily exposing the underlying deposits to erosion. This would explain the (para?) concordant contacts observed in the field between all these different formations (Encinas, 2006).

If this interpretation of a major transgression interrupted by sea-level stillstands is correct, and considering the lithological similarity between all four formations, it would not be inappropriate to bundle the whole succession into the same unit. We propose the name 'Darwin Group', as Charles Darwin (1846) was the first scientist to describe this fascinating succession at Navidad.

Conclusions

Finger *et al.* (2013) now conclude that all of their samples are Burdigalian (20.4-16 Ma). We find this strange, considering that the obtained Sr ages of the Navidad Formation range from as old as 31.5 Ma (Encinas, 2006), whereas pumice clasts are as young as 12.87 Ma. In the Lo Abarca sector, which may have a questionable correlation with the Navidad Formation (Gutiérrez *et al.*, 2013), Sr ages of as low as 11.5 Ma have been recorded (Encinas, 2006).

Not being foraminifer experts, we have to rely on those who can claim to be. However, we would be rather interested to know whether all five index species had been wrongly identified, and if not, why such species can occur below their FAD and others not.

We disagree with the environmental interpretation provided by Finger *et al.* (2013), for reasons explained above, and maintain our view of a continental shelf to uppermost continental slope environment.

Considering the evidence, we do not question the *in situ* occurrence of molluscs and thus consider the sandstone packages to represent delta and shallow water (inner continental shelf) deposits, whereas the siltstone-shale packages are possibly outer continental shelf to uppermost continental slope deposits. The seismic section (Fig. 3) in fact suggests that they may be progradational delta slope deposits formed during sea-level stillstands. To accept that sea-level/

tectonic oscillations of 1,500 m or more occurred would stretch our imagination to the unbearable, especially in the absence of conditions favoring subduction erosion or large-scale crustal extension.

References

- Achurra, L.E. 2004. Cambios del nivel del mar y evolución tectónica de la Cuenca Neógena de Caldera, III Región. Masters Thesis (Unpublished), Universidad de Chile: 138 p.
- Barreda, V.; Encinas, A.; Hinojosa, L.F. 2011. Polen y esporas de la Formación Navidad, Neógeno de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 84: 341-355.
- Bolli, H.M.; Saunders, J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In* Plankton Stratigraphy (Bolli, H.M.; Saunders, J.B.; Perch-Nielsen, K.; editors). Cambridge University Press, Cambridge Earth Science Series: 155-262.
- Contardo, X.; Cembrano, J.; Jensen, A.; Díaz-Naveas, J. 2008. Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33°30'-36°50'S): Insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics* 459 (1-4): 206-218.
- Contardo, X.; Mena, F. 2012. Evidencias, caracterización e implicancias del primer seep fósil descubierto en la costa emergida de Chile central. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 13, Actas: 663-665. Antofagasta.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Being the third part the geology of the voyage of the Beagle, under command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith, Elder and Co.: 279 p. London.
- Duff, D. 1978. Holmes' Principles of Physical Geology. Chapman & Hall: 777 p. London.
- Encinas, A. 2006. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos marinos mio-pleistocénicos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central: Implicaciones con respecto a la tectónica del antearco. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad de Chile: 177 p.
- Encinas, A.; Finger, K.; Nielsen, S.; Lavenu, A.; Buatois, L.; Peterson, D.; Le Roux, J.P. 2008. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 157-175.
- Fine, I.V.; Rabinovich, A.B.; Bornhold, B.D.; Thomson, R.E.; Kulikov, E.A. 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 215: 45-57.

- Finger, K.L.; Encinas, A.; Nielsen, S.N. 2013. Comment on 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology* 40 (3): 571-579.
- Finger, K.L.; Nielsen, S.N.; DeVries, T.J.; Encinas, A.; Peterson, D.E. 2007. Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene forearc basins of central Chile. *Palaios* 22: 3-16.
- Gutiérrez, N.M. 2011. Diversidad y cambios florísticos durante el Mioceno en Chile central. Masters Thesis (Unpublished), Universidad de Chile: 70 p.
- Gutiérrez, N.M.; Hinojosa, L.F.; Le Roux, J.P.; Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 49: 66-78.
- Hinojosa L.F. 2005. Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. *Revista Geológica de Chile* 32 (1): 95-115.
- Hinojosa L.F.; Villagrán, C. 2005. Did the South American Mixed Paleofloras evolve under thermal equability or in the absence of the Andes during the Tertiary? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217: 1-23.
- Hinojosa, L.F.; Armesto, J.J.; Villagrán, C. 2006. Are Chilean coastal rain forests pre-Pleistocene relicts? Evidence from foliar physiognomy, paleoclimate, and paleobiogeography. *Journal of Biogeography* 33: 331-341.
- Jenkins, D.G. 1985. Southern mid-latitude Paleocene to Holocene planktic foraminifera. In *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.M.; Saunders, J.B.; Perch-Nielsen, K.; editors). Cambridge University Press: 263-282. Cambridge.
- Kennett, J.P.; Srinivasan, M.S. 1983. Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenic Atlas. Stroudsburg, Pennsylvania: Hutchinson Ross: 265 p.
- Lipps, J.H. 1993. Fossil Prokaryotes and Protists. Blackwell Scientific Publications, Cambridge: 342 p.
- Nielsen, S.N.; Glodny, J. 2006. The middle Miocene climate optimum in central and southern Chile: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope stratigraphy on warm-water molluscs. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 11, Actas 2: 93-96. Antofagasta.
- Nielsen, S.N.; Frassinetti, D.; Bandel, K. 2004. Miocene Vetigastropoda and Neritimorpha (Mollusca, Gastropoda) of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 73-88.
- Le Roux, J.P. 2009. Characteristics of developing waves as a function of atmospheric conditions, water properties, fetch and duration. *Coastal Engineering* 56: 479-483.
- Le Roux, J.P.; Gómez, C.; Fenner, J.; Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 165: 67-92.
- Le Roux, J.P.; Nielsen, S.N.; Kemnitz, H.; Henríquez, A. 2008. A Pliocene mega-tsunami deposit and associated features in the Ranquil Formation, southern Chile. *Sedimentary Geology* 203: 164-180.
- Le Roux, J.P.; Vargas, G. 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: Insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology* 49: 65-75.
- Le Roux, J.P.; Jones, B.G. 1994. Lithostratigraphy and depositional environment of the Nowra Sandstone in the southwestern Sydney Basin, Australia. *Australian Journal of Earth Science* 41: 191-203.
- Meón, H.; Torres, T.; Martínez-Pardo, R. 1994. Sporopollinic analysis in the Navidad Formation near Navidad (Chile). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7. Concepción, Actas: 488-490.
- Rodríguez, M.P.; Pinto, L.; Encinas, A. 2012. Neogene erosion and relief evolution in Central Chile forearc (33-34°S) as determined by detrital heavy mineral analysis. In *Mineralogical and Geochemical Approaches to Provenance* (Troy Rasbury, E.; Hemming, S.R.; Riggs, N.R.; editors). Geological Society of America Special Papers 487: 141-162.
- Welch, J.J. 2010. The 'Island Rule' and deep-sea gastropods: re-examining the evidence'. *PLoS ONE* 5 (1): e8776. doi: 10.1371/journal.pone.0008776.