



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
DIRECCIÓN DE POSTGRADO  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
PROGRAMA DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

**PERFIL DE FALLAS DE RUMBO PARALELAS AL  
MARGEN, CON RELACIÓN A LA ZONA DE FALLA  
LIQUIÑE-OFQUI**

POR

NICOLE STEPHANIE CATALÁN ORMEÑO

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Profesor Guía: Dr. Klaus Dieter Bataille Bollweg

Marzo 2018  
Concepción, Chile



La presente investigación fue financiada por la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, a través de una beca de Doctorado Nacional (CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2015-21151394).

## Resumen

Esta tesis tiene como objetivo determinar la geometría en profundidad de fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua, evaluando los efectos que la temperatura, reología y fluidos presentes en una zona de subducción, tienen sobre dicha geometría. Considerando el sur de Chile como un caso particular del fenómeno de subducción oblicua, se calcula la geometría en profundidad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), estructura transpresional dextral ubicada paralela al límite entre las placas de Nazca y Sudamérica, entre  $\sim 38^{\circ}$ - $48^{\circ}$ S.

La geometría en profundidad de una falla de rumbo paralela al margen al interior de una zona de subducción oblicua, se calculó en base a la orientación de los planos en que el esfuerzo de cizalle paralelo al límite de placas es máximo. Las deformaciones y esfuerzos generados a partir del proceso de subducción oblicua, se calcularon inicialmente utilizando modelos analíticos, para un semi-espacio elástico, homogéneo e isotrópico. El uso de modelos numéricos basados en el método de elementos finitos, permitió analizar los efectos que variaciones del módulo de cizalle, debidas al aumento de temperatura y presencia de fluidos en la placa superior, tienen sobre los campos de deformación y esfuerzo calculados. Considerando que los fluidos se desplazan desde regiones de mayor a menor presión, se calcularon sobre la base del gradiente de presión, posibles rutas de ascenso para fluidos derivados de la placa subductada.

La geometría obtenida para la ZFLO es vertical cerca de la superficie libre, y se curva a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la placa subductada. El aumento de temperatura y la presencia de fluidos en profundidad al interior de la litósfera continental, provocó una disminución en el radio de curvatura de la falla. Las rutas de fluidos calculadas, están en concordancia con la geometría obtenida para la ZFLO.

Se propone que una geometría curva en profundidad, como la obtenida para la ZFLO en el sur de Chile, debería ocurrir en otras fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua. Estas estructuras podrían actuar como rutas de ascenso de fluidos liberados desde la placa subductada hacia la superficie.

Esta tesis contiene los resultados publicados en los siguientes artículos:

1.- Catalán, N., K. Bataille, A. Tassara, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones, *Andean Geology*, 44(1), 79-86, doi:10.5027/andgeoV44n1-a05.

2.- Catalán, N., K. Bataille, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and its relation to paths of slab-derived fluids, *Geophysical Research Letters*, 44, 1-5, doi:10.1002/2017GL074870.



## Abstract

This thesis aims to determine the depth-dependent geometry of margin-parallel strike slip faults within oblique subduction zones, evaluating the effects that the temperature, rheology and fluids inside a subducción zone, have on such geometry. Considering southern Chile as a particular case of the oblique subduction phenomenon, it is calculated the depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ): A dextral transpresional structure located parallel to the Nazca-South America plate boundary, between  $\sim 38^{\circ}$ - $48^{\circ}$ S.

The depth-dependent geometry of a margin-parallel strike slip fault within an oblique subduction zone, was calculated based on the orientation of planes in which margin-parallel shear stress is maximum. Deformations and stresses generated from the oblique subduction process were initially calculated using analytical models, for an elastic, homogeneous and isotropic half-space. The use of numerical models based on the finite element method allowed to analyze the effects that variations of shear modulus, due to the increase in temperature and presence of fluids within the overriding plate, have on the calculated deformation and stress fields. Considering that fluids move from higher to lower pressure regions, possible paths for slab-derived fluids were calculated, based on the pressure gradient.

The obtained geometry for the LOFZ is vertical near the free surface and curved downwards, until reaching the subducting slab. The increase in temperature and presence of fluids in depth into the continental lithosphere, caused a decrease in the radius of curvature of the fault. Calculated fluid paths agree with the obtained depth-dependent geometry for the LOFZ.

It is proposed that a curved geometry in depth, as obtained for the LOFZ in the southern Chile, should occur in other margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones. These structures could act as pathways for fluids released from the subducting slab towards the surface.

This thesis contains the results presented in the following publications:

1.- Catalán, N., K. Bataille, A. Tassara, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones, *Andean Geology*, 44(1), 79-86, doi:10.5027/andgeoV44n1-a05.

2.- Catalán, N., K. Bataille, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and its relation to paths of slab-derived fluids, *Geophysical Research Letters*, 44, 1-5, doi:10.1002/2017GL074870.



## Índice de contenidos

Resumen	iii
Abstract	v
Índice de figuras	viii
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Hipótesis	6
1.2. Objetivos	6
1.2.1. Objetivo general	6
1.2.2. Objetivos específicos	6
1.3. Materiales y métodos	7
1.3.1. Modelo analítico	7
1.3.2. Modelo numérico	7
1.3.2.1 Ecuación del calor	8
<b>2. Geometría en profundidad de fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua</b>	<b>9</b>
2.1. Introducción	11
2.2. Metodología	12
2.3. Resultados	13
2.4. Discusión	18
2.5. Conclusión	19
<b>3. Geometría en profundidad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y su relación con rutas de fluidos derivados de la placa subductada</b>	<b>20</b>
3.1. Introducción	22
3.2. Metodología	23
3.3. Resultados y Discusión	25
<b>4. Discusión</b>	<b>29</b>
4.1. Cizalle paralelo al margen a la profundidad de acople interplaca	29
4.2. Ajuste de datos GPS	30
4.3. Fallas de rumbo paralelas al margen y migración de fluidos en la placa superior	32
<b>5. Conclusión</b>	<b>34</b>
<b>Referencias</b>	<b>35</b>

## Índice de figuras

<b>Figura 1.1.</b> Límites y velocidades de placas tectónicas	2
<b>Figura 1.2.</b> Ángulo de oblicuidad en zonas de subducción oblicua	2
<b>Figura 1.3.</b> Configuración tectónica del sur de Chile	5
<b>Figura 2.1.</b> Modelo de subducción oblicua homogéneo	12
<b>Figura 2.2.</b> Planos de máximo cizalle paralelo al margen	13
<b>Figura 2.3.</b> Geometría en profundidad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (modelo homogéneo) y resultado de estudio de reflexión sísmica en el sur de Chile	14
<b>Figura 2.4.</b> Modelo de subducción oblicua incluyendo la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Ajuste de datos GPS	16
<b>Figura 2.5.</b> Modelo de subducción oblicua incluyendo la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Test de sensibilidad	17
<b>Figura 3.1.</b> Modelo de subducción oblicua no homogéneo	24
<b>Figura 3.2.</b> Geometría en profundidad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (modelo no homogéneo) y rutas de fluidos derivados de la placa subductada	26
<b>Figura 3.3.</b> Modelo de subducción oblicua no homogéneo: Efectos de la variación en la edad de la placa subductada	27
<b>Figura 3.4.</b> Modelo de subducción oblicua no homogéneo: Efectos de la variación en el ángulo de subducción	28
<b>Figura 4.1.</b> Modelo de subducción oblicua homogéneo: Ajuste de datos GPS	31
<b>Figura 4.2.</b> Modelo de subducción oblicua homogéneo: Test de sensibilidad	32
<b>Figura 4.3.</b> Resultados de estudios tomográficos en zonas de subducción	33

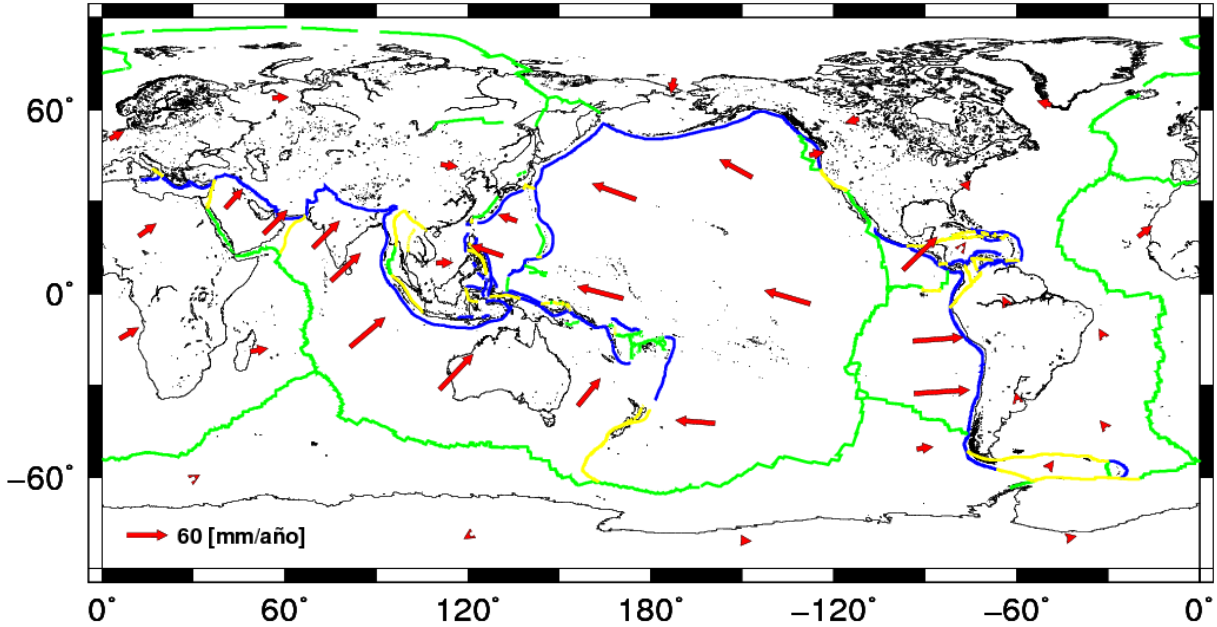


# Capítulo 1

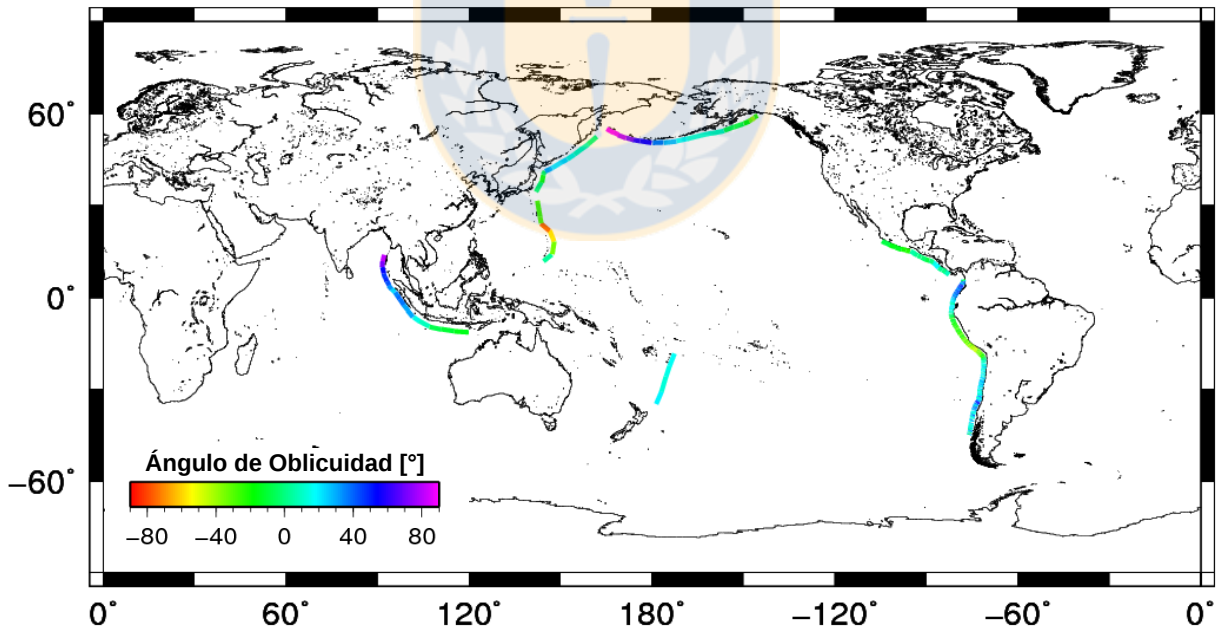
## Introducción

En márgenes continentales donde el vector de convergencia es oblicuo respecto al límite de placas, se ha documentado la existencia de deformación transpresiva (Fitch, 1972; Sanderson and Marchini, 1984; McCaffrey, 1992; Tikoff and Teyssier, 1994), la cual, se refiere a una zona de deformación en la que coexisten cizalla simple y acortamiento horizontal a lo largo y a través de ella, respectivamente (Sanderson and Marchini, 1984). La partición de la deformación, puede entenderse como una medida de la relación entre la cizalla lateral tomada por sistemas discretos de fallas paralelas al límite de placas, y la cizalla lateral tomada en medios homogéneos que se deforman por cizalla simple (Tikoff and Teyssier, 1994; Teyssier et al., 1995). Entre los factores que determinan la naturaleza tectónica de márgenes convergentes, se encuentran: Ángulo de oblicuidad (ángulo entre el vector de convergencia y la normal al límite de placas), edad de la placa subductada, naturaleza de la placa superior, subducción de dorsales y existencia de zonas de falla paralelas al límite de placas, que producen partición de la deformación (Fitch, 1972; Jarrard, 1986a; Beck, 1991; Nelson et al., 1994). Alrededor de la mitad de las zonas de subducción modernas presentan deslizamiento del antearco, limitado por la fosa y una falla de rumbo paralela al margen activa (Jarrard, 1986b). Ejemplos de este tipo de fallas son, la Gran Falla de Sumatra en Indonesia y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) en el sur de Chile. La Figura 1.1, muestra los límites entre las distintas placas tectónicas y su velocidad, calculada utilizando el modelo NUVEL-1A (nrr) (DeMets et al., 1994). El ángulo de oblicuidad calculado en distintas zonas de subducción oblicua, se muestra en la Figura 1.2.

La localización de fallas de rumbo paralelas al margen ha sido atribuida a debilitamiento en la corteza, debido a las altas temperaturas asociadas al magmatismo (Beck, 1983; Tikoff, 1998); no obstante, solo algunas fallas de este tipo coinciden con arcos volcánicos a nivel mundial. En el caso de la Gran Falla de Sumatra, solo 9 de 50 volcanes jóvenes se encuentran dentro de 2 km de su traza (Sieh and Natawidjaja, 2000). Utilizando un modelo de convergencia oblicua basado en el método de elementos finitos para la zona de Sumatra, McCaffrey et al. (2000) sugieren que la localización de una falla de rumbo paralela al margen en la placa superior está determinada por la distribución de esfuerzos a la profundidad del desacople, en la interfaz de subducción. Cembrano et al. (2000) sugieren que en el caso de los Andes del Sur, una corteza térmicamente débil sería importante para el desarrollo de fallas intraarco, dado que la actual oblicuidad no explicaría por sí sola la tectónica de tipo transcurrente evidenciada en la región.



**Figura 1.1.** Límites de placas tectónicas: Zonas de subducción en azul, dorsales oceánicas en verde, y límites transformantes en amarillo. Las flechas indican velocidades de placas tectónicas, calculadas utilizando el modelo NUVEL-1A (nrr) (DeMets et al., 1994).



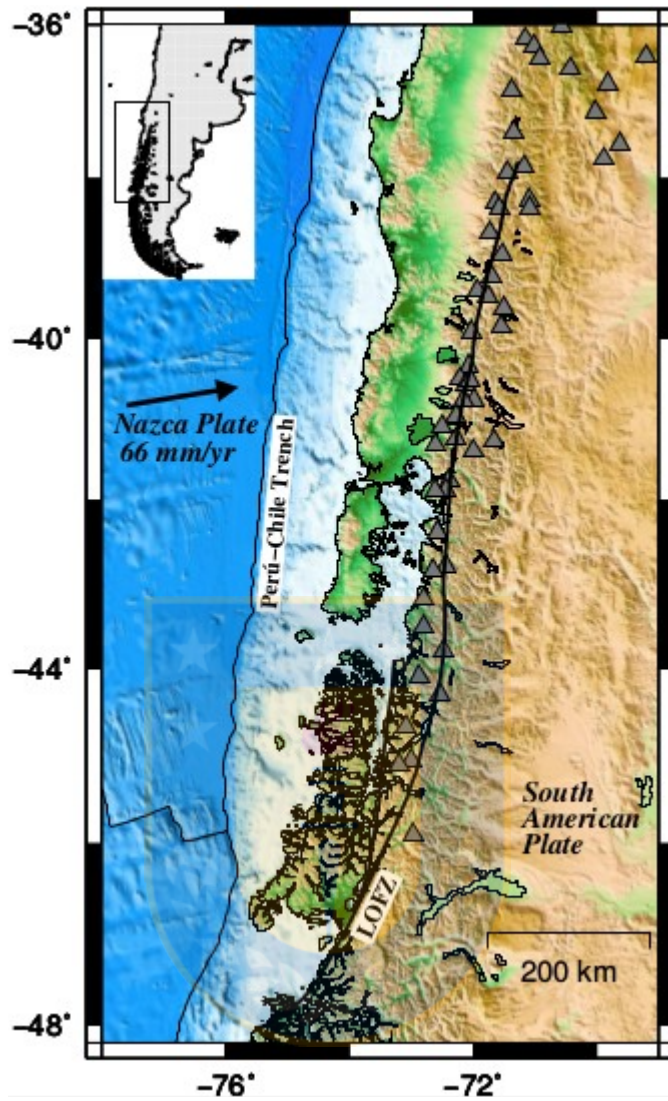
**Figura 1.2.** Ángulo de oblicuidad para distintas zonas de subducción oblicua. Corresponde al ángulo entre el vector normal al límite de placas y el vector de convergencia obtenido a partir del modelo NUVEL-1A (nrr) (DeMets et al., 1994).

La ZFLO se desarrolla paralela al límite entre las placas de Nazca y Sudamérica, entre  $\sim 38^{\circ}$ -  $48^{\circ}$ S, alineada con los volcanes pertenecientes a la Zona Volcánica Sur (ZVS) (Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996), como se muestra en la Figura 1.3. La placa de Nazca es subductada bajo Sudamérica con una tasa de convergencia de  $\sim 66$  mm/año y un ángulo de oblicuidad de  $\sim 18^{\circ}$  (Angermann et al., 1999). La ZVS está formada por estratovolcanes y varios centros eruptivos menores de composición basáltica a andesítica, de afinidad calcoalcalina a toleítica (Stern, 2004). La relación entre tectónica y volcanismo a lo largo de la ZVS dependería del espesor cortical y la existencia de sistemas de fallas intraarco activos. La distribución espacial y morfología de volcanes individuales y grupos de volcanes estaría controlada, ya sea por estructuras secundarias relacionadas con la cinemática desarrollada en la zona, o por su interacción con antiguas estructuras asociadas con el basamento (Cembrano and Lara, 2009). Diversos estudios han permitido establecer la ZFLO como una zona de cizalle dúctil dextral a dextral-inversa durante el Mioceno tardío y parte del Plioceno, y una zona de cizalle frágil transpresional dextral durante el Plioceno y Pleistoceno (Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996, 2002; Arancibia et al., 1999; Lavenu and Cembrano, 1999; Adriasola et al., 2006; Pérez-Flores et al., 2016). Su iniciación como zona de cizalle dextral en el Mioceno tardío ( $\sim 6$  Ma) se correlaciona con la colisión entre la Dorsal Chile y Sudamérica (Nelson et al., 1994). Estudios termocronológicos ( $42^{\circ}$ - $46^{\circ}$ S) muestran tasas locales de enfriamiento muy rápidas entre 7-2 Ma, las que coinciden con la colisión de la Dorsal Chile y la fosa entre  $\sim 47^{\circ}$ - $48^{\circ}$ S, ubicación cercana al término de la ZFLO (Thomson, 2002). Rosenau et al. (2006) sugieren que la ZFLO ha acomodado desde el Plioceno,  $\sim 124$  km de desplazamiento lateral derecho entre  $40^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S, y  $\sim 67$  km entre  $38^{\circ}$ - $40^{\circ}$ S. Las velocidades estimadas para el movimiento hacia el norte del antearco son de  $32 \pm 6$  mm/año en el sur, y  $13 \pm 3$  mm/año en el norte. La compresión en dirección norte-sur del antearco puede ser explicada por la resistencia que existe al desplazamiento del mismo al norte de los  $37^{\circ}$ S (buttress effect) (Beck, 1983; Beck et al., 1993). Observaciones GPS en la zona evidencian un movimiento activo de cizalle dextral en la ZFLO, con la consiguiente traslación hacia el norte del antearco (Wang et al., 2007). En el área cercana a la falla, se han registrado telesísmicamente 9 eventos de magnitud  $5.2 \leq M \leq 6.2$ , entre los años 1965 y 2007. El mecanismo focal de estos sismos es consistente con el movimiento lateral derecho de la ZFLO. De estos eventos, dos han sido asociados a erupciones de los volcanes Lonquimay y Hudson, ambos pertenecientes a la ZVS. El terremoto  $M_w=6.2$ , ocurrido el 21/04/2007 en el Fiordo de Aysén, en la parte sur de la ZFLO, correspondió al último de un conjunto de sismos que tuvo lugar en la zona entre los meses de enero y abril de ese año, y dejó en evidencia el potencial sísmico de la ZFLO (Lange et al., 2008). Entre 2004 y 2005, una red sísmica local ubicada entre  $41.7^{\circ}$ -  $43.25^{\circ}$ S, registró alta sismicidad dentro de la corteza continental, a lo largo del arco volcánico activo. Dicha sismicidad se localizó en dos grupos

relacionados espacialmente con los volcanes Corcovado y Chaitén, y un tercer grupo ubicado a lo largo de la ZFLO (Lange et al., 2007).

Actualmente, se desconoce la geometría en profundidad de la ZFLO, y en qué grado esta es afectada por factores como el régimen termal, reología y presencia de fluidos en la zona de los Andes del Sur. Lo mismo ocurre con otras fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua alrededor del mundo. Conocer la geometría en profundidad de este tipo de fallas, es clave para caracterizar la tectónica de márgenes oblicuamente convergentes, lo que contribuye a la evaluación de riesgos en dichas zonas. En esta investigación, se calcula la geometría en profundidad de una falla de rumbo paralela al margen, basándose en la distribución del esfuerzo en la placa superior, al interior de una zona de subducción oblicua. Para ello, se desarrollan modelos: (a) analíticos, que consideran una zona de subducción oblicua homogénea, y (b) numéricos, que integran el rol de la temperatura y los fluidos mediante variaciones en el módulo de cizalle, al interior de la placa superior.





**Figura 1.3.** Configuración tectónica del sur de Chile. La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica ocurre a una velocidad de 66 mm/año, con un ángulo de oblicuidad de 18° (Angermann et al., 1999). Se muestra la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) (modificada de Cembrano and Lara (2009)). Los volcanes pertenecientes a la Zona Volcánica Sur, se muestran en triángulos grises.

## **1.1. Hipótesis**

La geometría de la ZFLO está determinada por las propiedades reológicas, el régimen termal y la presencia de fluidos en la zona de los Andes del Sur.

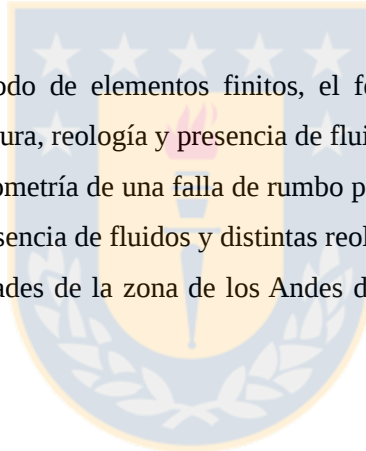
## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

Evaluar qué efecto tienen la reología, distribución de temperatura y presencia de fluidos en la zona de los Andes del Sur, sobre la geometría de la ZFLO.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Modelar utilizando el método de elementos finitos, el fenómeno de convergencia oblicua, e incorporar los efectos de temperatura, reología y presencia de fluidos.
- Establecer cómo varía la geometría de una falla de rumbo paralela al margen, en la medida que se consideran el régimen termal, presencia de fluidos y distintas reologías en la zona de subducción.
- Describir cómo las propiedades de la zona de los Andes del Sur, determinan la geometría de la ZFLO.



### 1.3. Materiales y métodos

La geometría en profundidad de una falla de rumbo paralela al margen, se calculó a partir de la distribución del esfuerzo al interior de una zona de subducción oblicua.

Dado un medio elástico, homogéneo e isotrópico, las componentes del tensor de esfuerzos están dadas por,

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2 \mu \varepsilon_{ij} \quad (1.1)$$

donde,  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé.  $\mu$  es el módulo de cizalle.  $\varepsilon_{ij}$  corresponden a las componentes del tensor de deformación, dadas por ( $\varepsilon_{kk} = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}$ ),

$$\varepsilon_{ij} = 0.5 (\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (1.2)$$

con,  $u_i$  las componentes del vector desplazamiento  $\mathbf{u}$ , y  $\partial_i = \partial/\partial x_i$ .

Para calcular el tensor de esfuerzos al interior de la zona de subducción del sur de Chile, se utilizaron modelos analíticos y numéricos.

#### 1.3.1. Modelo analítico

El modelo analítico utilizado en esta investigación, se basa en la implementación de las ecuaciones descritas por Okada (1992), para el cálculo de la deformación interna provocada por una o más fallas de cizalle de tipo rectangular finita, en un semiespacio elástico, homogéneo e isotrópico.

#### 1.3.2. Modelo numérico

Con el fin de calcular el tensor de esfuerzos al interior de una zona de subducción oblicua no homogénea, en la cual, el módulo de cizalle varía en función de la temperatura y cantidad de fluidos al interior de la placa superior, se utilizaron dos modelos numéricos basados en el método de elementos finitos, ambos desarrollados por el Dr. Rodolfo Araya: (a) Modelo termal ADR2D (Araya and Venegas, 2014; Araya et al., 2007a,b), que resuelve la ecuación del calor en estado estacionario; y (b) Modelo de elasticidad ELAST (Contreras et al., 2016), a partir del cual se calcula el tensor de esfuerzos correspondiente.

El método de elementos finitos, es una herramienta matemática que permite aproximar la solución

de ecuaciones diferenciales parciales que describen diversos fenómenos físicos, mediante su discretización en tiempo y espacio. Dada una ecuación diferencial parcial que representa un problema físico, el método consiste en reescribir primeramente esta ecuación de una forma integral, en lo que se conoce como formulación variacional. Luego, dado que el espacio en el que el problema variacional tiene solución es infinito, es necesario definir un subespacio del mismo, de dimensión finita (formulación discreta). El método de elementos finitos consiste en escoger de manera particular dicho subespacio, con base en una triangulación (malla) compuesta por, en nuestro caso: (a) triángulos en el caso 2D, y (b) tetraedros en el caso 3D. La solución del problema discreto se obtiene a partir de la resolución de un sistema lineal, utilizando recursos computacionales.

### 1.3.2.1 Ecuación del calor

La ecuación del calor en estado estacionario se escribe,

$$\kappa \nabla^2 T - \mathbf{v} \cdot \nabla T + A (\rho c_p)^{-1} = 0 \quad (1.3)$$

donde,  $T$  es la temperatura,  $\mathbf{v}$  es la velocidad,  $\kappa$  es la difusividad termal,  $A$  es la producción volumétrica de calor,  $\rho$  es la densidad y  $c_p$  es el calor específico. Los términos de la ecuación 1.3 representan, de izquierda a derecha, la transferencia de calor por conducción y advección, y las fuentes de calor.



## Capítulo 2

### **Geometría en profundidad de fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua**

Catalán, N., K. Bataille, A. Tassara, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones, *Andean Geology*, 44(1), 79-86, doi:10.5027/andgeoV44n1-a05.

#### RESUMEN

Utilizando un modelo analítico de subducción oblicua para la zona del sur de Chile, se calcularon las direcciones en que el cizalle paralelo al margen es máximo al interior de la placa superior, considerando un semiespacio elástico, homogéneo e isotrópico. Se espera que en las regiones donde el cizalle paralelo al margen es máximo, se desarrollen debilidades corticales que a largo plazo, den lugar a una falla de rumbo paralela al margen. La geometría en profundidad obtenida para la ZFLO es vertical cerca de la superficie libre, y se curva a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la placa subductada. Esta geometría es comparada con resultados de estudios de refracción sísmica y mediciones GPS en el sur de Chile.

## Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones

Nicole Catalán <sup>1</sup>, Klaus Bataille <sup>1</sup>, Andrés Tassara <sup>1</sup>, Rodolfo Araya <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

<sup>2</sup> Departamento de Ingeniería Matemática and CI2MA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

**ABSTRACT.** Based on the principle that faults develop where shear stress is maximum, we determine the depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones. Using an elastic half-space model for the south Chile subduction zone, we show that the geometry of a margin-parallel strike-slip fault as the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), is vertical near the free surface and curved downwards, until reaching the subducting slab. This geometry is compatible with the observations of reflectors on seismic data obtained from wide angle refraction studies in southern Chile. GPS measurements also support this curved geometry. We suggest that this curved pattern should occur on all margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones worldwide.

*Keywords: Oblique subduction, Margin-parallel strike-slip faults, Southern Andes, Liquiñe-Ofqui Fault Zone.*

**RESUMEN. Geometría en profundidad de fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua.** Basados en el principio de que las fallas se desarrollan donde el esfuerzo de cizalle es máximo, determinamos la geometría en profundidad de fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua. Usando un modelo de semi-espacio elástico para la zona de subducción del sur de Chile, mostramos que la geometría de una falla de rumbo paralela al margen como la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ), es vertical cerca de la superficie libre y cóncava hacia abajo, hasta alcanzar la placa subductada. Esta geometría es compatible con las observaciones de reflectores obtenidos a partir de estudios de refracción sísmica en el sur de Chile. Mediciones GPS también soportan esta geometría curva. Sugerimos que esta geometría debería ocurrir en todas las fallas de rumbo paralelas al margen en zonas de subducción oblicua alrededor del mundo.

*Palabras clave: Subducción oblicua, Fallas de rumbo paralelas al margen, Andes del Sur, Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.*

## 2.1. Introduction

In oblique subduction zones, margin-parallel strike-slip faults accommodate part of the trench-parallel component of convergence. The presence of this type of faults, together with factors such as the obliquity angle (angle between the convergence vector and the normal to the plate boundary), the age of the subducting plate, the nature of the overriding plate and ridge subduction would control the degree of convergence partition (Fitch, 1972; Jarrard, 1986; Beck, 1991; McCaffrey, 1992, 1996; Nelson et al., 1994; Tikoff and Teyssier, 1994). The location of margin-parallel strike-slip faults has been attributed to weakening in the crust, due to the high temperatures associated with magmatism (Beck, 1983; Tikoff, 1998), however, only some of these faults coincide with volcanic arcs worldwide. Using a model of oblique convergence based on the finite element method to the area of Sumatra, McCaffrey et al. (2000) suggest that the location of a margin-parallel strike-slip fault in the overriding plate is controlled by the stress distribution at the downdip end of interplate coupling across the megathrust.

In the southern Andes, the Nazca plate is subducted beneath South American plate with a convergence rate of  $\sim 66$  mm/yr and an obliquity angle of  $18^\circ$  (Angermann et al., 1999). The Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) runs parallel to the Nazca-South America plate boundary between  $\sim 38^\circ$ – $48^\circ$ S, aligned with the active Southern Volcanic Zone (Figure 1.3). The LOFZ has been active as a transpressional dextral strike-slip structure at least over the last 6 Ma (Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996; Arancibia et al., 1999; Lavenu and Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2002; Thomson, 2002; Adriasola et al., 2006; Rosenau et al., 2006). Seismic and geodetic data have shown the active nature of the LOFZ (Lange et al., 2007, 2008; Wang et al., 2007).

Currently, the depth-dependent geometry of the LOFZ and other margin-parallel strike-slip faults that occur in different margins of oblique convergence worldwide, is still unknown. This paper seeks to clarify this topic, analyzing the three-dimensional distribution of shear stress inside the overriding plate obtained from an elastic half-space model of oblique subduction.

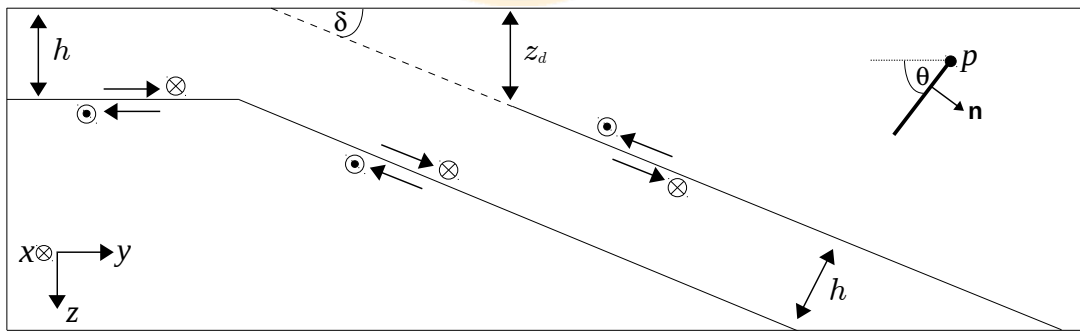
## 2.2. Methodology

Static shear stress within the crust depends on the loading source and the elastic parameters of the crust. The loading source is modeled here by a set of dislocations that represent the oblique subduction of a slab. The geometry of dislocations follows the geometry of subduction, but here we simplify it by having a constant dip angle. The upper portion of the subduction interface remains locked. This geometry follows the basic idea of Sieh et al. (1999) and Kanda and Simons (2010), as shown in Figure 2.1. Using the analytical expressions of Okada (1992) for an elastic, homogeneous, isotropic, and Poisson-solid half-space, the deformation produced by dislocations was calculated.

We are interested in finding for any point on the overriding plate, the plane at which the margin-parallel shear stress is maximum, which is given by:

$$\tau_{xn} = \tau_{xy} n_y + \tau_{xz} n_z = \tau_{xy} \sin(\theta) + \tau_{xz} \cos(\theta) \quad (2.1)$$

where  $x$  and  $y$  are the directions parallel and normal to the plate boundary, respectively, and  $z$  is depth,  $n$  is the normal vector to the plane of maximum margin-parallel shear stress at a given point, and  $\theta$  is the angle between the surface and that plane (Figure 2.1). The orientation of the plane is given by the angle  $\theta$  that maximizes the value of  $|\tau_{xn}(\theta)|$ , for  $\theta=(0 : 180^\circ)$ .

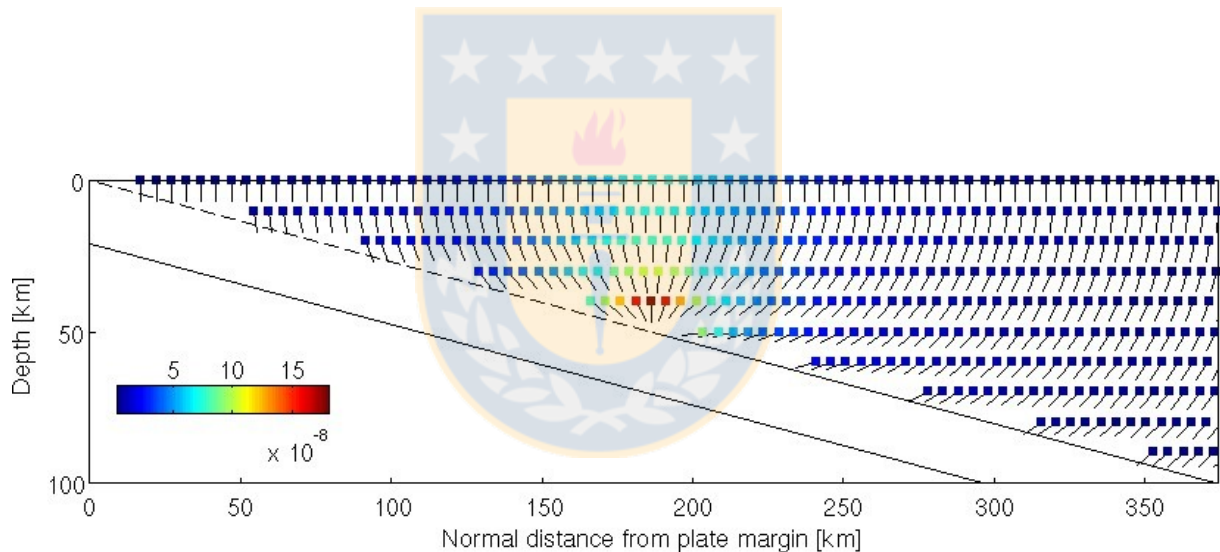


**Figure 2.1.** Cross section of geometry of oblique subduction for a homogeneous elastic media, with dislocations surrounding the brittle oceanic plate.  $x$  and  $y$  are the directions parallel and normal to the margin, respectively;  $z$  is depth;  $h$  is the plate thickness;  $\delta$  is the dip angle of subduction;  $z_d$  is the depth to the downdip end of interplate coupling. At any point  $p$ ,  $\theta$  is the angle between the surface and the plane (normal to vector  $n$ ) at which margin-parallel shear stress ( $\tau_{xn}$ ) is maximum.

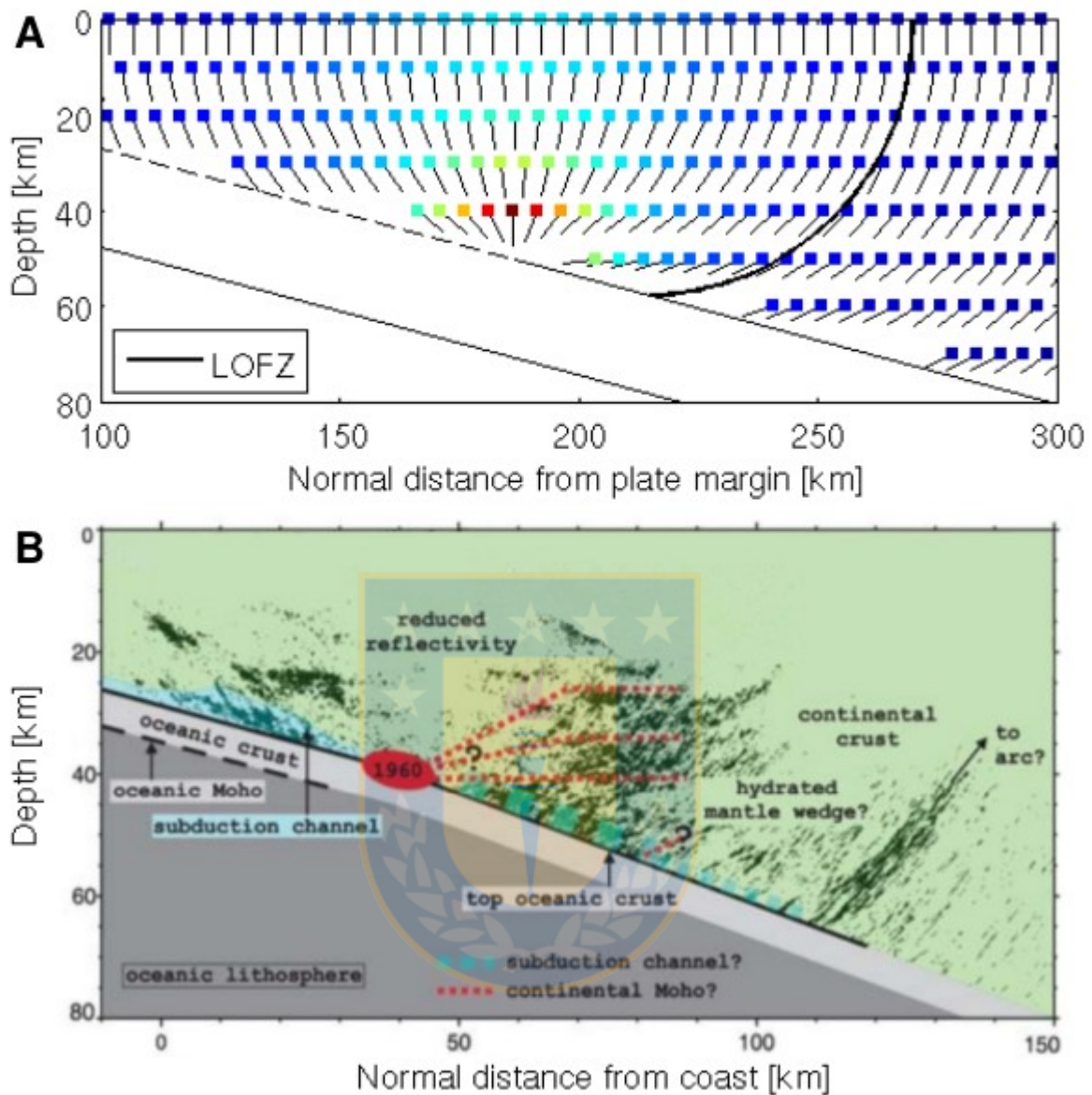
### 2.3. Results

The family of planes of maximum margin-parallel shear stress obtained by modeling the oblique subduction of the Nazca plate beneath South America in southern Chile, is shown in Figure 2.2. The model considers an oceanic plate of 20 km thick, dip angle of  $15^\circ$ , and depth to the downdip end of interplate coupling of 50 km. A convergence rate of 66 mm/yr and an obliquity angle of  $18^\circ$  were used (Angermann et al., 1999).

Considering a normal distance between the trace of the LOFZ and the Perú-Chile trench of 270 km (Figure 1.3), we calculate the geometry of the LOFZ from the planes of maximum margin-parallel shear stress. The resulting LOFZ is vertical near the free surface and smoothly curved with increasing depth, until reaching the subducting slab (Figure 2.3a). This geometry is compatible with the reflector at the eastern end of the seismic reflection profile at  $38.2^\circ$  S, shown in Figure 2.3b (Gross et al., 2007).



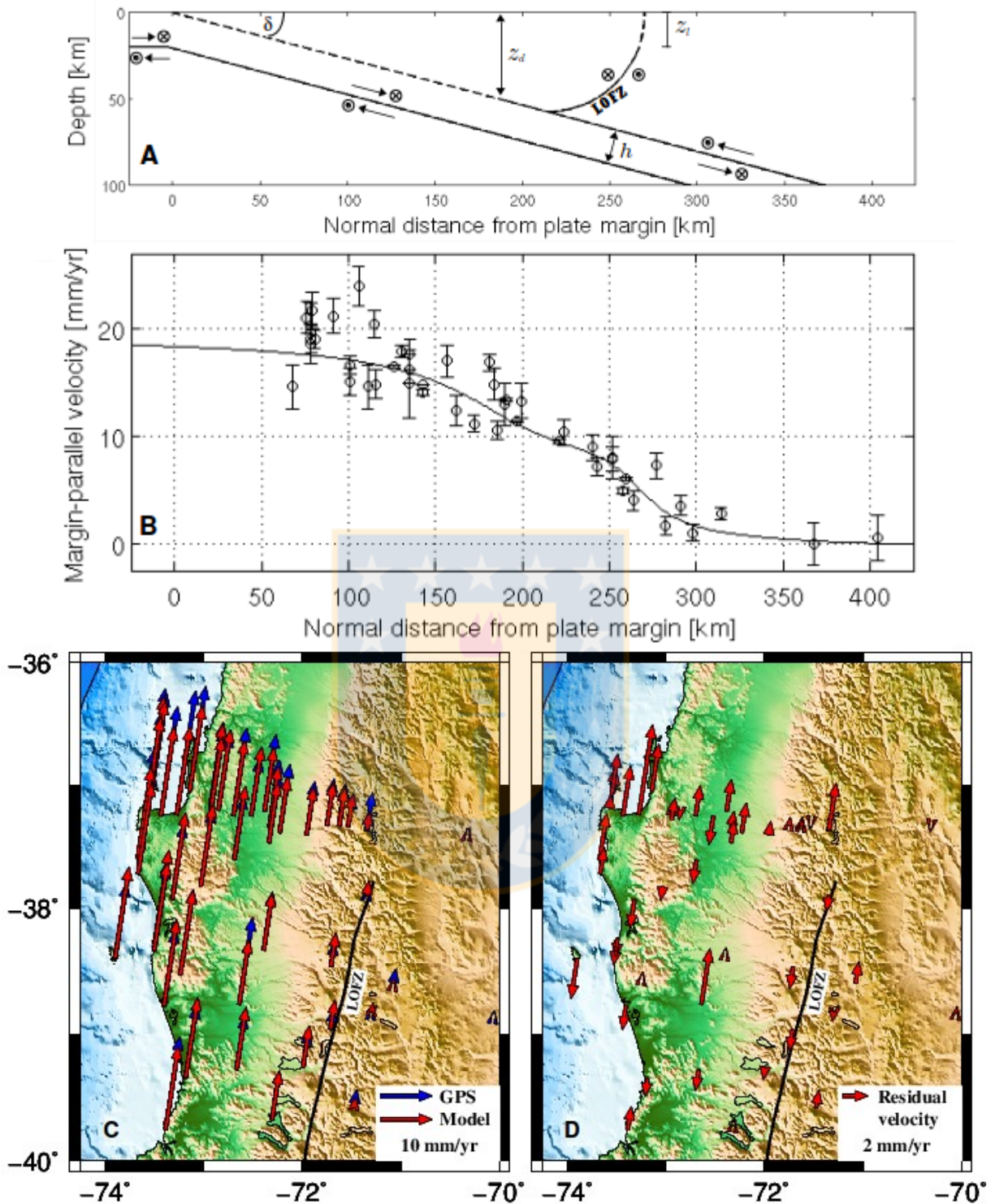
**Figure 2.2.** Family of planes with maximum margin-parallel shear stress across the crust obtained for the south Chile subduction zone. In dotted line, the locked zone is shown. Higher shear stress values are near the downdip depth. The effect of temperature on friction, favors a more inclined plane. The color bar displays the magnitude of shear strain.



**Figure 2.3.** **A.** Proposed geometry for the LOFZ, considering a homogeneous elastic media. It is vertical near the free surface, and curved downwards, suggesting possible paths of fluids from the downgoing slab towards the volcanic arc. The planes of maximum margin-parallel shear stress are shown as in Figure 2.2. **B.** Seismic reflection profile at 38.2°S (modified from Gross et al. (2007)). It is noted a coincidence between the easternmost reflector of the profile and the proposed geometry for the LOFZ.

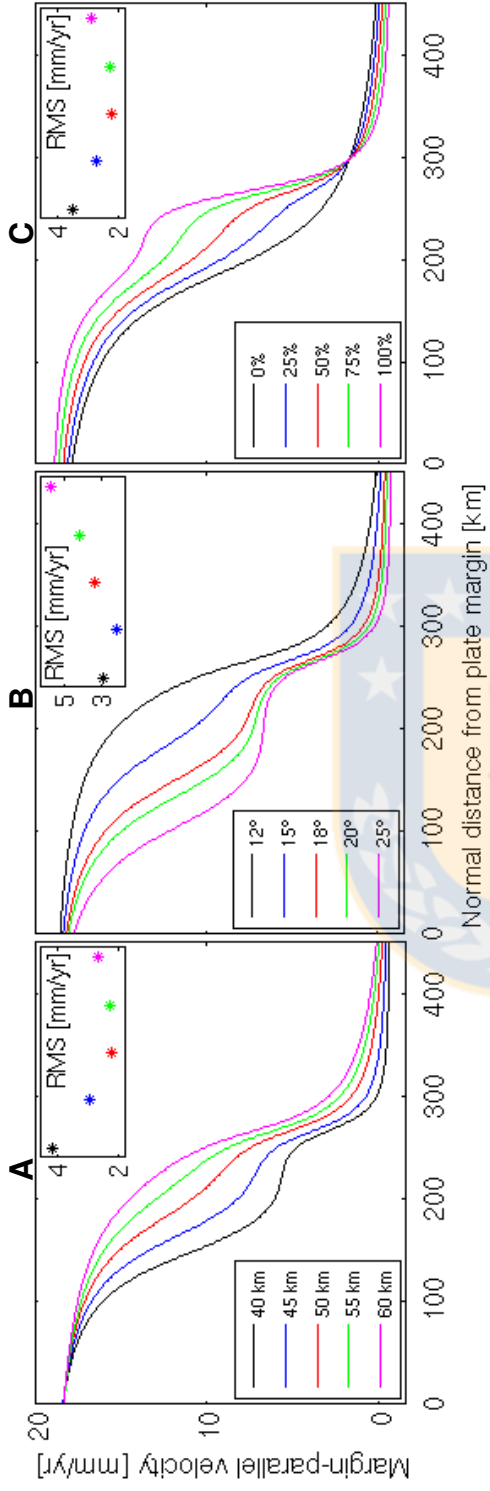
Relative motion along the resulting LOFZ should produce margin-parallel velocity on the surface, which can be compared with GPS measurements. We calculate the margin-parallel velocity on the surface, due to both: (a) oblique motion of the subducting oceanic slab, and (b) strike-slip motion on the resulting LOFZ. For these two sources, margin-parallel velocity on the surface were modeled and compared with GPS measurements for southern Chile, between 37°–40° S (Klotz et al., 2001; Ruegg et al., 2009; Moreno et al., 2011). Our model assumes that the LOFZ accommodates half of the strike-slip component of the relative motion between the Nazca and South America plates, and the fault remains locked up to 20 km depth (Figure 2.4a).

In Figure 2.4b, horizontal GPS velocities projected parallel to the margin, and margin-parallel velocities predicted by the model are plotted as a function of the normal distance from plate margin. It is noted that the GPS velocities are successfully reproduced by the model. A comparison between the observed and modeled velocity vectors, and corresponding residuals, are shown in Figures 2.4c y 2.4d, respectively. The effects that variations in model parameters have on the margin-parallel velocities on the surface, and root-mean-square (RMS) response, shown in Figure 2.5. Among the parameters involved in our calculations, are (a) the depth to the downdip end of interplate coupling, (b) the dip angle of subduction, and (c) the percentage of the margin-parallel component of oblique convergence accommodated by the LOFZ. In Figure 2.5a, we can see that the margin-parallel velocity decreases as the downdip depth decreases. The main effect of the dip angle is to shift the curve towards the trench as the dip angle increases (Figure 2.5b). Variations in the strike-slip rate and locking depth of the LOFZ, have similar effects on the calculated margin-parallel velocities. Considering a locking depth of 20 km, the percentage of the margin-parallel component of oblique convergence accommodated by the LOFZ varied between 0-100% (Figure 2.5c). Changes in the slab thickness have little effect on the results. Our preferred model, with an oceanic plate of 20 km thick, dip angle of 15°, depth to the downdip end of interplate coupling of 50 km, and the LOFZ accommodating half of the strike-slip component of oblique convergence, provides the lowest RMS of 2.22 mm/yr (Figure 2.5).



**Figure 2.4.** A. Geometry of the best-fit model. This model considers both oblique motion of the subducting slab and strike-slip motion along the resulting LOFZ.  $z_l$  is the locking depth for the LOFZ. Other notations are same as Figure 2.1. The LOFZ accommodates half of the margin-parallel component of plate convergence. Observed versus modeled margin-parallel velocities between  $37^\circ$ - $40^\circ$ S, in **B** cross section, and **C** map view. **D**. Residual velocities obtained by subtracting the model from the GPS velocities.





**Figure 2.5.** Margin-parallel velocities and RMS, obtained for different values of: **A.** downdip depth limits; **B.** dip angles; and **C.** percentages of margin-parallel component of oblique convergence accommodated by the LOFZ.

## 2.4. Discussion

Currently, the depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones, is still unknown. Based on a model of oblique convergence for southern Chile, we propose that the LOFZ, a transpressional dextral strike-slip structure parallel to the Nazca-South America plate boundary, has a curved geometry in depth, as shown in Figure 2.3a. We note that this geometry is in agreement with the easternmost reflector of the seismic reflection profile obtained by Gross et al. (2007), from wide angle refraction studies at 38.2°S (Figure 2.3b). Although the nature and origin of this reflector is still unclear, the authors noted the spatial coincidence of the extrapolation to the surface of this reflector and the trace of the LOFZ. The other areas of high reflectivity observed in the profile, would be consistent with the geometry of the planes of maximum shear stress obtained by our model: East- and west-dipping planes to the left and right of the downdip depth limit, respectively (Figure 2.3).

As both plates collide, the value of shear stress at each plane increases at the same rate as the convergence rate. As shear stress increases and the plane breaks, friction coefficient is reduced on such plane and it is likely to be the place of future rupture. Which of all planes initially breaks depends on several factors, including the temperature profile, its particular composition and past history of deformation. Considering the earthquake cycle, with complementary coseismic and interseismic periods both having maximum shear stresses near the downdip depth, it is likely that the planes reaching close to this downdip zone are best candidates to develop as long term faults. The effect of temperature on friction, would promote the development of faults along planes distant to this downdip zone.

## 2.5. Conclusion

Here we show that for any oblique subduction zone, the depth-dependent geometry of a potential margin-parallel strike-slip fault, is vertical near the free surface and smoothly curved with increasing depth, until reaching the subducting slab. This geometry is consistent with observations of reflectors for southern Chile, in relation to the LOFZ (Gross et al., 2007).

In addition, we model the crustal deformation due to the combined effect of oblique motion of the Nazca plate plus strike-slip motion along the LOFZ, and compare with GPS observations in southern Chile. The parameters of both oblique subduction and strike-slip fault are determined by minimizing the difference between model results and observations. Along the subduction interface, we assume a plate velocity of 66 mm/yr and an obliquity angle of  $18^\circ$ . The preferred model considers an oceanic plate of 20 km thick, dip angle of  $15^\circ$  and depth to the downdip end of interplate coupling of 50 km. The LOFZ remains locked up to 20 km depth, and accommodates half of the strike-slip component of oblique convergence.



## Capítulo 3

### **Geometría en profundidad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y su relación con rutas de fluidos derivados de la placa subductada**

Catalán, N., K. Bataille, and R. Araya (2017), Depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and its relation to paths of slab-derived fluids, *Geophysical Research Letters*, 44, 1-5, doi:10.1002/2017GL074870.

#### RESUMEN

Con el fin de conocer cómo afectan la temperatura y presencia de fluidos en una zona de subducción oblicua, a la geometría de una falla de rumbo paralela al margen, se implementó un modelo de subducción oblicua no homogéneo para la zona del sur de Chile, basado en el método de elementos finitos. En este modelo, el módulo de cizalle varía en función de la cantidad de fluidos, que a su vez, depende del estado termal de la placa superior. La geometría en profundidad obtenida para la ZFLO, calculada a partir de las direcciones en que el cizalle paralelo al margen es máximo, es vertical cerca de la superficie libre, y se curva a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la placa subductada. Posibles rutas de ascenso de fluidos liberados desde la placa subductada hacia la superficie, fueron calculadas a partir del gradiente de presión en la placa superior. Dichas rutas resultaron estar en concordancia con la geometría en profundidad obtenida para la ZFLO.

## Depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and its relation to paths of slab-derived fluids

Nicole Catalán <sup>1</sup>, Klaus Bataille <sup>1</sup>, Rodolfo Araya <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería Matemática and CI2MA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

**ABSTRACT.** Using a nonhomogeneous elastic model for the south Chile subduction zone, we calculate the depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), considering that faults develop where shear stress is maximum. Shear stress develops due to the oblique subduction process, depending on shear modulus which varies as a function of the amount of fluids within the overriding plate. Regions with different values of shear modulus are obtained by the geometries of isotherms calculated from a thermal model. Based on the principle that fluids move from higher to lower pressure regions, we calculate paths of fluids from the subducting slab toward the free surface. In the vicinity of the volcanic arc, the obtained fluid paths agree with the geometry of the LOFZ, suggesting that margin-parallel strike-slip faults could serve as pathways for fluids through the overriding plate in oblique subduction zones.

### 3.1. Introduction

In southern Chile, the Nazca plate is subducting obliquely beneath South American plate. The subduction occurs at a rate of  $\sim 66$  mm/yr with an obliquity angle (angle between the convergence vector and the normal to the plate boundary) of  $18^\circ$  (Angermann et al., 1999). The Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) runs parallel to the margin between  $\sim 38^\circ$ - $48^\circ$ S, aligned with the active Southern Volcanic Zone (Figure 1.3). The LOFZ has been active as a transpressional dextral strike-slip structure at least over the last 6 Ma (Adriasola et al., 2006; Arancibia et al., 1999; Cembrano et al., 1996, 2002; Hervé, 1994; Lavenu and Cembrano, 1999; Rosenau et al., 2006; Thomson, 2002). Using an elastic, homogeneous, and isotropic half-space model for the south Chile subduction zone, Catalán et al. (2017) showed that the geometry of the LOFZ, calculated from the distribution of shear stress within the overriding plate, is vertical near the free surface and curved downward, until reaching the subducting slab. This depth-dependent geometry might change significantly when considering an inhomogeneous earth structure, especially within a complex subduction zone.

In subduction zone settings, water is thought to be released from the subducting slab into the overlying mantle. Water reduces the solidus temperature of rocks and triggers partial melting of the mantle wedge (Gill, 1981; Peacock, 1996; Tatsumi & Eggins, 1995). The presence of melt alters the elastic properties of rocks. Variations of shear modulus can be observed from seismic studies (Gross et al., 2007; Koulakov, 2012; Schurr et al., 2003; Yoon et al., 2009), and it has been suggested as possible paths of fluids from the downgoing slab toward the surface.

In this paper, we implement a nonhomogeneous elastic oblique subduction model based on the finite element method and apply to southern Chile. We consider that the shear modulus varies as a function of the amount of fluids within the overriding plate, which is divided in different domains based on the isotherms obtained from a subduction zone thermal model. The geometry of the LOFZ is determined from the stress field generated by the subduction process. This geometry is compared with calculated paths for fluids released from the slab to the overriding plate.

### 3.2. Methodology

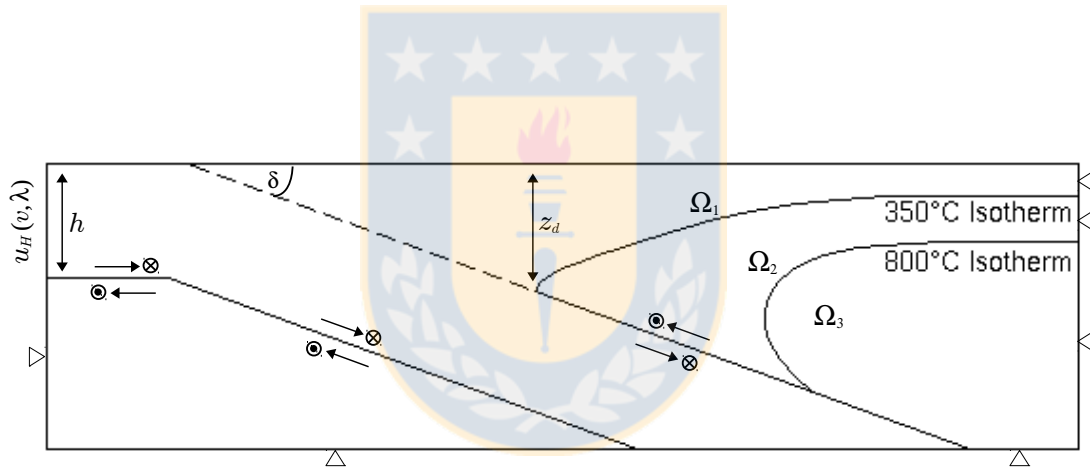
We developed a thermal model for the south Chile subduction zone. Our modeling was performed with a two-dimensional finite element code (ADR2D) written by one of the authors (R.A.) (Araya and Venegas, 2014; Araya et al., 2007b, 2007a), which solves the steady state heat equation. The model consists of an oceanic slab with constant dip angle, subducting beneath a nondeforming continental plate. Frictional heating along the plate interface and radiogenic heat production are included as heat sources. The boundary condition at the upper surface of the model is a constant temperature of 0°C. The right-hand side of the model and the slab bottom border have a zero vertical heat flow boundary condition. To the slab left-hand border, we prescribe a geotherm calculated by using a half-space cooling model (Turcotte and Schubert, 2002), considering that the age of the Nazca Plate is 13 Ma at 43°S (Tebbens et al., 1997). We modeled a dip angle of 20° and a convergence rate of 62.8 mm/yr (corresponding to the normal component of the Nazca-South America convergence vector, for a rate of 66 mm/yr and an obliquity angle of 18°) (Angermann et al., 1999). A thermal conductivity of 3 W/mK, rock density of 3300 kg/m<sup>3</sup>, and specific heat of 1250 J/kgK were used (van Keken et al., 2008). Following the thermal model of Springer (1999), a 1300°C isotherm is assumed below the continental crust to model the presence of an asthenospheric mantle wedge. A volumetric form of the frictional heating along the plate interface, with a channel 1 km wide and a constant shear stress of 15 MPa, was implemented. We use, for the continental crust and lithospheric mantle, radiogenic heat production rates of 0.9 and 0.02 μWm<sup>3</sup>, respectively. The resulting isotherms help us build the domain of an elastic oblique subduction model for southern Chile (Figure 3.1).

The elastic deformation produced by the oblique subduction of the Nazca plate beneath South American plate in southern Chile is calculated by implementing a three-dimensional finite element code (ELAST) written by one of the authors (R.A.). We modeled a slab of 40 km thick (using a relation for oceanic lithosphere thickness =  $2.32(\kappa t)^{1/2}$ , where  $t$  is the age and  $\kappa = k/c\rho$  is the thermal diffusivity, with  $k$  = thermal conductivity,  $c$  = specific heat, and  $\rho$  = rock density) (Turcotte and Schubert, 2002). A dip angle of 20° was used. Since for the interseismic period, the downdip end of the locked megathrust would be given by the 350°C isotherm (Klotz et al., 2006), we add to our subduction domain the 350°C isotherm obtained from the thermal model. The modeled downdip depth is 45 km. In order to model an overriding plate where the shear modulus depends on the amount of fluids, we also incorporate in our subduction geometry the 800°C isotherm obtained with the thermal model. Melting models for subduction zones suggest that below the 800°C isotherm, mantle melting exists (Grove et al., 2006, 2009). The boundary condition at the lateral and bottom edges of the model, except at the slab borders,

is zero displacement (anchored boundaries). The slab left-hand border moves at the convergence rate. Along the upper surface of the model and the slab bottom border, free motion is allowed. The modeling domain is shown in Figure 3.1.

The geometry of the LOFZ is determined from the directions in which the margin-parallel shear stress is maximum, within the overriding plate (Catalán et al., 2017).

The trace of the strain tensor represents the volume change to which a material is subjected. For a porous media composed by a solid matrix and a fluid filling its pores, the fluid would move from regions of higher pressure (compression) to regions of lower pressure (extension). Based on this, we determine paths for slab-derived fluids by calculating the pressure gradient within the overriding plate. In order to reduce the effect that an abrupt change in the slip rate to the downdip depth has on the calculated pressure gradient, we imposed a gradual slip rate along the plate interface between the downdip and 100 km depth.



**Figure 3.1.** Cross section of the oblique subduction model for southern Chile. Geometric parameters and boundary conditions are shown.  $h$  is the plate thickness;  $\delta$  is the dip angle of subduction;  $z_d$  is the depth to the downdip end of interplate coupling. On the slab left-hand border, the horizontal displacements depend on the convergence rate ( $v$ ) and the obliquity angle ( $\lambda$ ). The overriding plate is divided into three domains ( $\Omega_{1,2,3}$ ), each with a different shear modulus. The isotherms were calculated using a thermal model. See text for details.



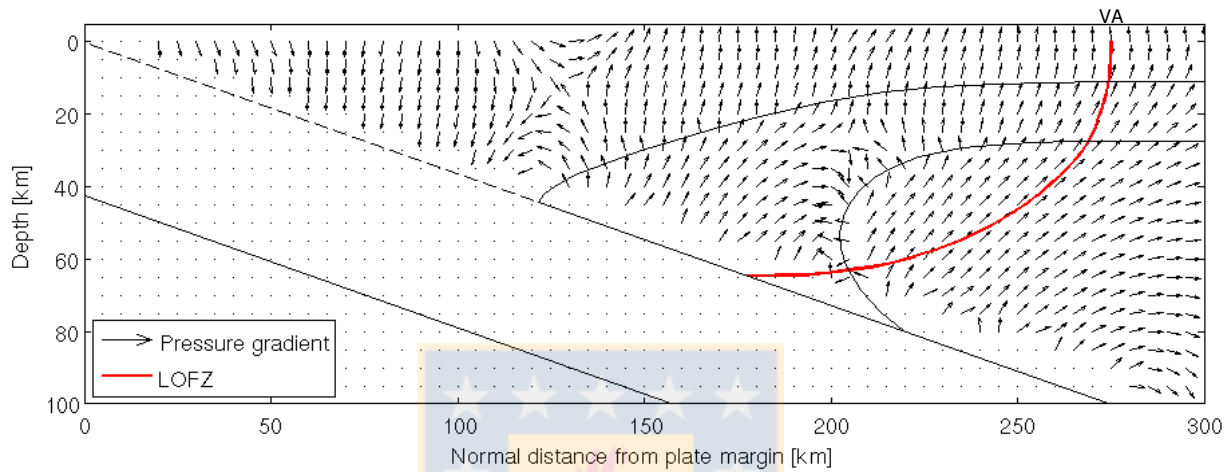
### 3.3. Results and Discussion

Currently, the depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones, considering an inhomogeneous structure, is still unknown. We calculate the geometry of the LOFZ by implementing a nonhomogeneous elastic model of oblique subduction for southern Chile, where the shear modulus depends on the amount of fluids within the overriding plate. The Hashin-Shtrikman bounds (Hashin and Shtrikman, 1963) predict the upper and lower bounds for shear modulus for an isotropic linear elastic porous media, specifying the volume fractions and the shear modulus of its constituents. We consider a porous media composed by a solid rock with shear modulus  $\mu = 3 \times 10^{10}$  Pa and a fluid phase with zero shear modulus. The overriding plate is divided into three domains (Figure 3.1). The volume fractions of the fluid phase are (a) 0% in the crust, limited by the free surface and the 350°C isotherm, and (b) 5% (melt) in the mantle below the 800°C isotherm. This amount of melt is in agreement with melting models for subduction zones (Grove et al., 2006, 2009). We use the mean of the calculated Hashin-Shtrikman bounds. The domain between the 350° and 800°C isotherms has an intermediate value of shear modulus.

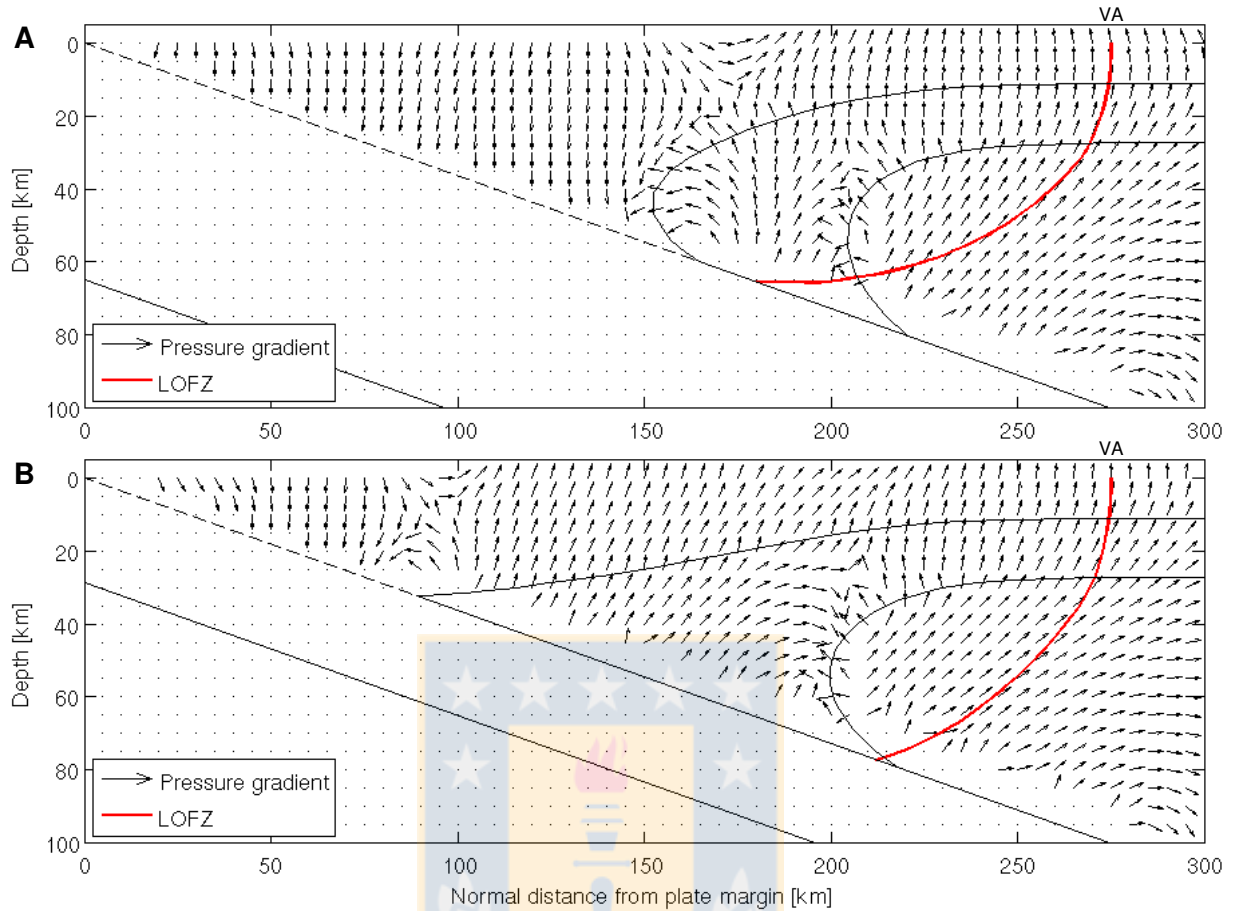
The resulting LOFZ is vertical near the free surface and curved with increasing depth, until reaching the subducting slab, as shown in Figure 3.2. A normal distance between the trace of the fault and the Peru-Chile trench of 275 km has been considered (Figure 1.3). We used a convergence rate of 66 mm/yr and an obliquity angle of 18° (Angermann et al., 1999). It is observed that the fault has a smaller radius of curvature, compared to the homogeneous LOFZ obtained by Catalán et al. (2017). This suggests that the presence of fluids within the overriding plate in oblique subduction zones would affect the depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults.

Calculated fluid paths within the overriding plate are shown in Figure 3.2. Curved paths of fluids from the subducting slab toward the volcanic arc obtained here agree with paths of the volcanic arc feeding suggested for different subduction zones (Gross et al., 2007; Koulakov, 2012; Schurr et al., 2003; Yoon et al., 2009). Furthermore, these fluid paths coincide with the depth-dependent geometry of the LOFZ, between the surface and 45 km depth (Figure 3.2). Below this depth, the relation between them is not clear. Considering that the LOFZ plotted in Figure 3.2 actually represents a deformation area, we propose that fluids released from the slab between 70 and 80 km depth would be trapped by the LOFZ on its way to the free surface. The relation between paths of slab-derived fluids and the depth-dependent geometry of the LOFZ is maintained even though the age and dip angle of the subducting plate are modified to 6 or 30 Ma and to 15° or 25°, respectively, as shown in Figures 3.3 and 3.4. From this result, we suggest that the LOFZ develops as the optimum surface where these two

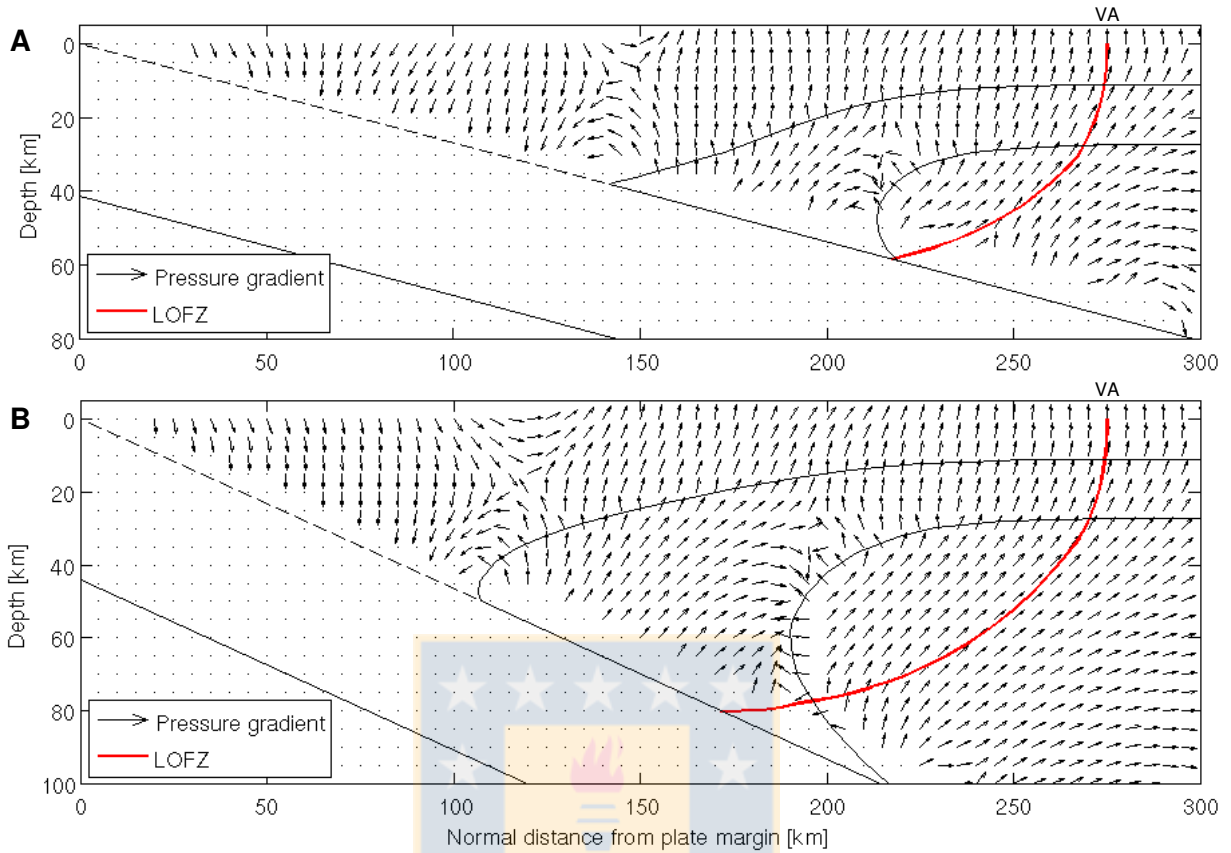
features produce a strong feedback for weakening the fault: be an ascent path for fluids and be a surface of maximum shear stress.



**Figure 3.2.** Depth-dependent geometry of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) calculated as the surface of maximum shear stress, for a nonhomogeneous elastic media. Fluid paths within the overriding plate are shown by pressure gradient vectors. We suggest that fluids released from the subducting slab between 70 and 80 km depth would be trapped by the LOFZ and transported toward the volcanic arc (VA).



**Figure 3.3.** Depth-dependent geometry of the LOFZ and fluid paths within the overriding plate, shown as in Figure 3.2. Considering that the age of the Nazca plate varies between 0 Ma at the Chile triple junction ( $\sim 46^\circ\text{S}$ ) and 30 Ma at  $38^\circ\text{S}$  (Tebbens et al., 1997), we modeled a slab age of **A** 30 and **B** 6 Ma. Slab thickness varies with age (see text for details).



**Figure 3.4.** Depth-dependent geometry of the LOFZ and fluid paths within the overriding plate, shown as in Figure 3.2. A dip angle of subduction of **A** 15° and **B** 25° was modeled. The gradual slip imposed along the plate interface ends at depth below volcanic arc.

## Capítulo 4

### Discusión

Actualmente, se desconoce la geometría en profundidad que poseen fallas de rumbo paralelas al margen al interior de zonas de subducción oblicua. La relación entre dicha geometría y el régimen termal, reología y fluidos presentes en una zona de subducción, aún no es clara. Un ejemplo de este tipo de fallas lo constituye la ZFLO, estructura de tipo transpresional dextral paralela al límite entre las placas de Nazca y Sudamérica, en el sur de Chile (Figura 1.3).

Basado en métodos analíticos y numéricos, se desarrollaron modelos de subducción oblicua homogéneos, en los cuales el módulo de cizalle permanece constante a lo largo de todo el dominio, y modelos no homogéneos, donde el módulo de cizalle varía en función del régimen termal y cantidad de fluidos, al interior de la placa superior. La geometría en profundidad de la ZFLO, calculada a partir de la orientación de los planos de máximo cizalle paralelo al margen es, en ambos casos, vertical cerca de la superficie libre, y se curva a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la placa subductada. La disminución del módulo de cizalle en profundidad, debido al aumento de temperatura y presencia de fluidos al interior de la placa superior, provocó una disminución del radio de curvatura de la falla (Figuras 2.3 y 3.2). No obstante la incorporación del efecto de la temperatura y fluidos generó cambios en la geometría obtenida para la ZFLO, el patrón curvo exhibido por la falla en profundidad se mantuvo. Lo mismo ocurrió al modificar distintos parámetros dentro del modelo, como el ángulo de subducción y la profundidad de acople interplaca.

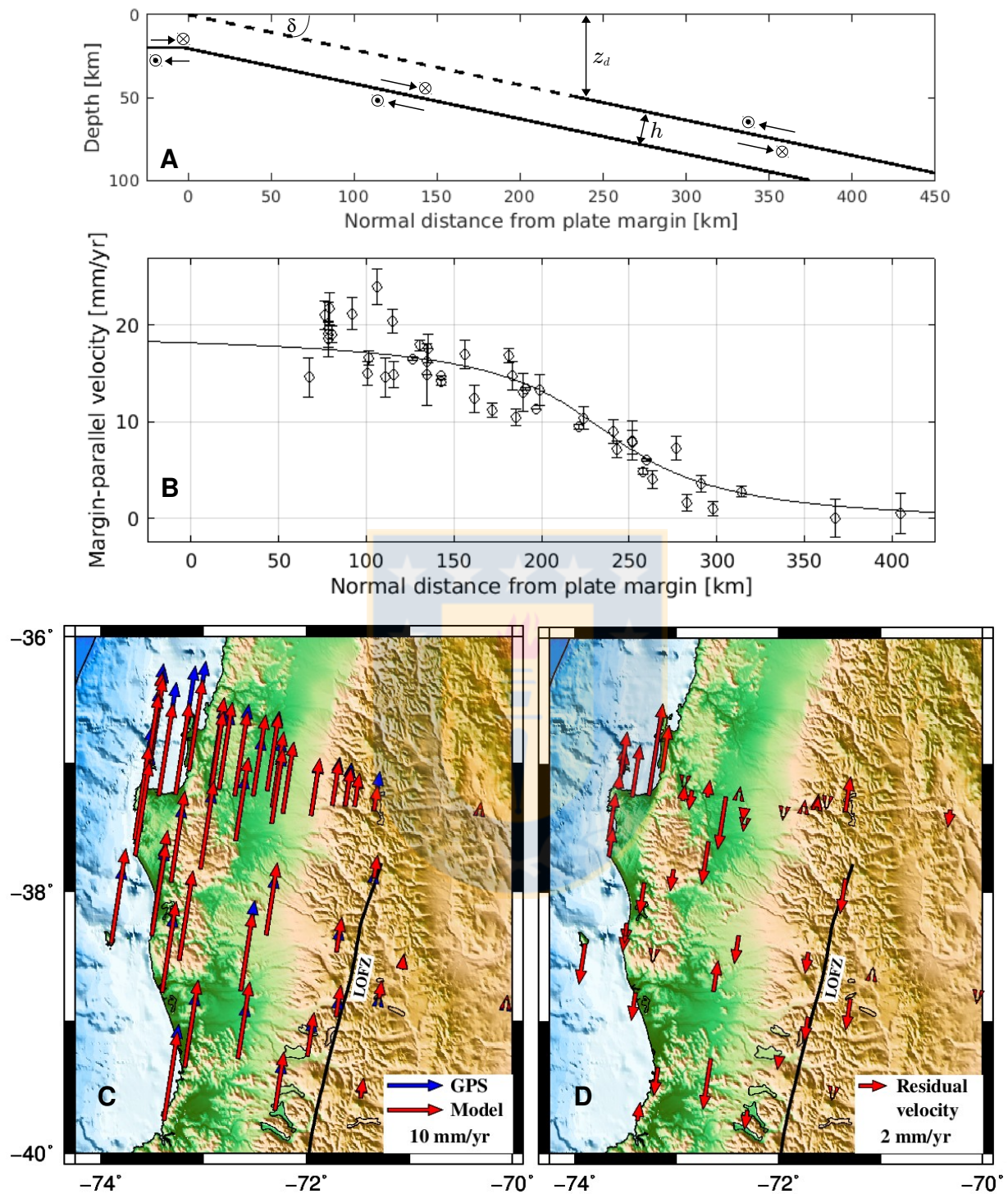
#### 4.1. Cizalle paralelo al margen a la profundidad de acople interplaca

La profundidad de acople interplaca modelada, determinó la ubicación del más alto valor de cizalle paralelo al margen obtenido (Figura 2.2). El uso de modelos que incluyan distintas reologías al interior de una zona de subducción oblicua, podría suavizar la abrupta transición que existe en nuestro modelo entre la interfaz de placas que permanece bloqueada y la que desliza, resultando en una mejor distribución del cizalle paralelo al margen a través de la placa superior. Esto no impide que las geometrías predichas por el modelo, para fallas de rumbo paralelas al margen en la zona del antearco, puedan ser comparadas con observaciones de trazas de fallas existentes.

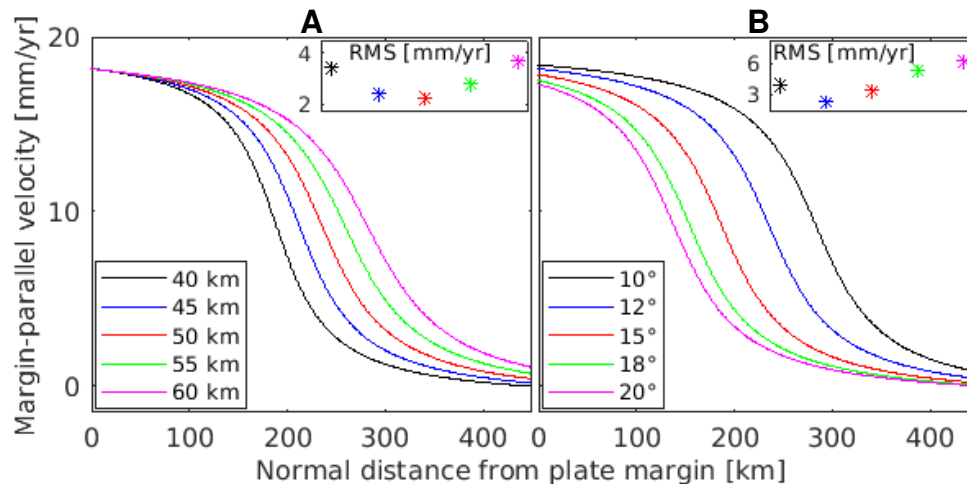
## 4.2. Ajuste de datos GPS

En el capítulo 2, mediciones GPS para la zona del sur de Chile fueron ajustadas utilizando un modelo de subducción oblicua. El modelo que mejor ajustó los datos considera una placa oceánica de 20 km de espesor, ángulo de subducción de  $15^\circ$ , profundidad de acople interplaca de 50 km, y porcentaje de la componente oblicua de la convergencia acomodada por la ZFLO de 50% (Figura 2.5). Entre los modelos que consideran solo el movimiento oblicuo de la placa subductada (porcentaje de la componente oblicua de la convergencia acomodado por la ZFLO igual a 0%), aquel que mejor ajustó los datos considera una placa oceánica de 20 km de espesor, ángulo de subducción de  $12^\circ$ , y profundidad de acople interplaca de 50 km (Figura 4.1a). Una comparación entre las velocidades paralelas al margen modeladas y observadas, y las velocidades residuales, se muestran en las Figuras 4.1b-d. Los efectos que variaciones en la profundidad de acople interplaca y el ángulo de subducción, tienen sobre las velocidades paralelas al margen modeladas, para casos en que se considera únicamente el movimiento oblicuo de la placa subductada, se muestran en la Figura 4.2. También se indica el error cuadrático medio asociado.

De los modelos estudiados, varios son capaces reproducir adecuadamente las mediciones GPS en el sur de Chile. Modelos cuyo error cuadrático medio es similar al modelo preferido, pueden observarse en las Figuras 2.6 y 4.2. Esto tiene relación con el alto grado de error y dispersión que poseen los datos analizados. Incorporar nuevas observaciones podría ayudar a mejorar el modelo, así como también, el uso de una geometría curva para la placa subductada, definida a partir de datos sísmicos para la zona del sur de Chile. Una placa subductada plana, como la modelada aquí, conduce a tener diferencias entre las velocidades observadas y modeladas a pequeñas y grandes profundidades. El modelo también puede ser testeado en otras zonas de subducción oblicua.



**Figura 4.1.** A. Geometría del modelo de mejor ajuste, considerando únicamente movimiento oblicuo en la placa subductada. Las notaciones son las mismas que en la Figura 2.1. Velocidades paralelas al margen observadas versus modeladas, entre 37°-40°S, se muestran en B. sección transversal y C. mapa. D. Velocidades residuales obtenidas a partir de la resta entre velocidades observadas y modeladas.



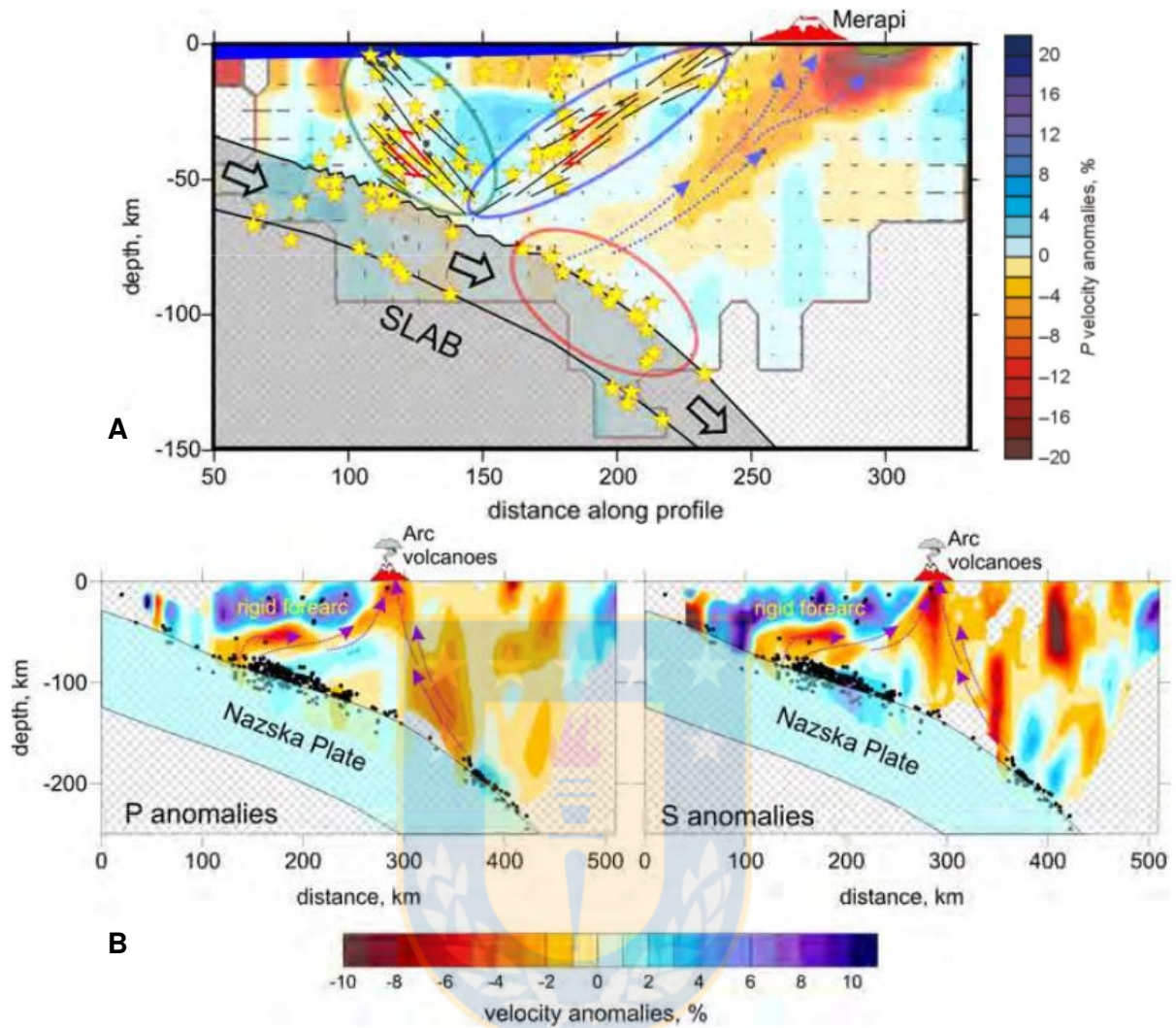
**Figura 4.2.** Velocidades paralelas al margen y error cuadrático medio (RMS), obtenidos para diferentes valores de **A.** profundidad de acople interplaca, y **B.** ángulos de subducción. Modelos consideran únicamente movimiento oblicuo en la placa subductada.

#### 4.3. Fallas de rumbo paralelas al margen y migración de fluidos en la placa superior

La geometría obtenida para la ZFLO, coincide con posibles rutas de fluidos calculadas a partir del gradiente de presión, al interior de la placa superior (Figura 3.3). Dicha coincidencia, se mantiene a pesar de los cambios aplicados a la geometría de modelo (Figuras 3.4-3.5). En el sur de Chile, magmas y fluidos hidrotermales podrían migrar a través de la ZFLO (Cembrano and Lara, 2009; Pérez-Flores et al., 2016). La composición de magmas de conos monogenéticos pertenecientes a la ZVS, ubicados a lo largo de la ZFLO, sugiere que la falla podría actuar como una ruta de ascenso directa de magmas desde la astenosfera hacia la superficie (Cembrano and Lara, 2009). Los resultados obtenidos aquí, soportan la idea de que la ZFLO actuaría como una ruta de ascenso de fluidos desde la placa subductada hacia la superficie.

Variaciones en el módulo de cizalle observadas en diferentes estudios sísmicos (Schurr et al., 2003; Gross et al., 2007; Yoon et al., 2009; Koulakov, 2012), han sido sugeridas como posibles rutas de ascenso de fluidos desde la placa subductada hacia la superficie. La Figura 4.3, muestra la interpretación de resultados tomográficos para las zonas de subducción de Java Central y los Andes Centrales (Koulakov, 2012). En ella se observan distintas rutas de fluidos propuestas, algunas de las cuales muestran una geometría en profundidad concordante con lo obtenido en este trabajo. Fallas de rumbo paralelas al margen podrían estar relacionadas con la migración de fluidos al interior de la placa superior en zonas de subducción oblicua.





**Figura 4.3.** Interpretación de resultados de estudios tomográficos en zonas de subducción: **A.** Monte Merapi, Java Central; y **B.** Andes Centrales a los 23°S (Koulakov, 2012). La sismicidad se muestra en estrellas amarillas en **A** y puntos negros en **B**. Las flechas muestran posibles rutas de migración de fluidos.

## Capítulo 5

### Conclusión

Con base en la implementación de un modelo de subducción oblicua para la zona del sur de Chile, se calculó la geometría en profundidad de la ZFLO, a partir del análisis del campo de esfuerzos en la placa superior. La geometría obtenida para la ZFLO es vertical cerca de la superficie libre, y se curva a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la placa subductada. Esta geometría es concordante con posibles rutas de fluidos calculadas sobre la base del gradiente de presión, al interior de la placa superior.



## Referencias

- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., Stockhert, B., 2006. Postmagmatic cooling and Late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°S-42°S. *International Journal of Earth Sciences* 95, 504-528.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171 (3), 329-334.
- Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A., 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe–Ofqui, Aisén, Chile (44–45°S). *Revista Geológica de Chile*, 26(1), 3-22.
- Araya, R., Venegas, P., 2014. An a posteriori error estimator for an unsteady advection-diffusion-reaction problem. *Computers and Mathematics with Applications*, 66(12), 2456-2476, doi:10.1016/j.camwa.2013.09.022.
- Araya, R., Behrens, E., Rodríguez, R., 2007a. An adaptive stabilized finite element scheme for a water quality model. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 196, 2800-2812, doi:10.1016/j.cma.2006.07.019.
- Araya, R., Behrens, E., Rodríguez, R., 2007b. Error estimators for advection-reaction-diffusion equations based on the solution of local problems. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, 206(1), 440–453, doi:10.1016/j.cam.2006.08.039.
- Beck Jr, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93(1-2), 1-11.
- Beck Jr, M.E., 1991. Coastwise transport reconsidered: Lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 68(1-2), 1-8.
- Beck Jr, M.E., Rojas, C., Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, 21, 755-758.
- Catalán, N., Bataille, K., Tassara, A., Araya, R., 2017. Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones. *Andean Geology*, 44(1), 79-86, doi:10.5027/andgeoV44n1-a05.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, 96-113.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.

- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquine-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., Lopez, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.
- Contreras, M., Tassara, A., Gerbault, M., Araya, R., Bataille, K., 2016. Interseismic deformation at subduction zones investigated by 2D numerical modeling: case study before the 2010 Maule earthquake. *Andean Geology*, 43(3), 247-262.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4432-4460.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York: Springer.
- Gross, K., Micksch U., TIPTEQ Research Group, & Seismics Team, 2007. The reflection seismic survey of project TIPTEQ-the inventory of the Chilean subduction zone at 38.2°S. *Geophysical Journal International*, 172(2), 565–571. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03680.x.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S. W., Medard, E., 2006. The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 74-89.
- Grove, T.L., Till, C. B., Lev, E., Chatterjee, N., Medard, E., 2009. Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature*, 459, 694-697.
- Hashin, Z., Shtrikman, S., 1963. A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11, 127-140.
- Hervé, F., 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: The geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. In K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 243-248). Berlin: Springer.
- Jarrard, R.D., 1986a. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24(2), 217-284.
- Jarrard, R.D., 1986b. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology* 14(9), 780-783.
- Kanda, R., Simons, M., 2010. An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 115, B03405. doi:10.1029/2009JB006611.

Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., Cifuentes, O., 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 437-446. doi:10.1016/S0012-821X(01)00532-5.

Klotz, J., Abolghasem, A., Khazaradze, G., Heinze, B., Vietor, T., Hackney, R., Bataille, K., Maturana, R., Viramonte, J., Perdomo, R., 2006. Long-term signals in the present-day deformation field of the Central and Southern Andes and constraints on the viscosity of the Earth's upper mantle. In O. Oncken (Ed.), *The Andes-Active Subduction Orogeny: Frontiers in Earth Science* (pp. 65-90). Berlin: Springer.

Koulakov, I., 2012. Multiscale seismic tomography imaging of volcanic complexes. In F. Stoppa (Ed.), *Updates in Volcanology—A Comprehensive Approach to Volcanological Problems* (pp. 207-242). Rijeka, Croatia: INTECH Open Access Publisher.

Lange, D., Rietbrock, A., Haberland C., Bataille K., Dahm T., Tilmann, F., Fluh, E. R., 2007. Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5°S-43.5°S): Implications for controlling parameters. *Geophysical Research Letters*, 34(6).

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455, 14-24.

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, 1669-1691.

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, 8905-8915.

McCaffrey R, Zwick P, Bock Y, Prawirodirdjo L, Genrich J, et al. 2000. Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 105, 28363-76.

Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., Oncken, O., 2011. Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 305 (3-4), 413-424. doi:10.1016/j.epsl.2011.03.025.

Nelson, E., Forsythe, R., Arit, I., 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 271-278.

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (2), 1018-1040.

Peacock, S. M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. In G. Bebout et al. (Eds.), *Subduction: Top to Bottom*, Geophysical Monograph (vol. 96, pp. 119–133). Washington, DC: AGU.

Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., Roquer, T., 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe Ofqui Fault System, Chile. *Tectonophysics*, 680, 192-210, doi:10.1016/j.tecto.2016.05.016.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, TC4013. doi:10.1029/2005TC001943.

Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliér, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D., 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 78-85. doi:10.1016/j.pepi.2008.02.015.

Sanderson, D., Marchini, W., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6(5), 449-458.

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., Haberland, C., 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 105-119.

Sieh K, Natawidjaja D., 2000. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 105: 28295-326.

Sieh, K., Ward, S.N., Natawidjaja, D., Suwargadi, B.W., 1999. Crustal Deformation at the Sumatran Subduction Zone Revealed by Coral Rings. *Geophysical Research Letters* 26(20), 3141-3144.

Springer, M., 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics*, 306, 377-395.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. 31(2), 161-206.

Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Cambridge: Blackwell.

Tebbens, S. F., Cande, S. C., Kovacs, L., Parra, J. C., LaBrecque, J. L., Vergara, H., 1997. The Chile Ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*, 102, 12,035–12,059. doi:10.1029/96JB02581.

Teyssier, C., Tikoff, B., Markiey, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23(5), 447-450.

Thomson, S.N., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, 114(9), 1159-1173.

Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16 (11), 1575-1588.

Tikoff B. 1998. Sunda style tectonics and magmatic arc processes. *Eos Trans. AGU* 79:F222.

Turcotte, D. L., & Schubert, G., 2002. *Geodynamics* (2nd ed.). Cambridge, UK: Cambridge University Press.

van Keken, P.E., Currie, C., King, S.D., Behn, M.D., Cagnioncle, A., He, J., Katz, R.F., Lin, S.-C., Spiegelman, M., Wang, K., 2008. A community benchmark for subduction zone modeling. *Physics Earth Planetary Interiors*, 171, 187-197.

Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr., R., Vargas, R.B., Lauría, E., 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake- cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, doi:10.1029/2007GC001721.

Yoon, M., Buske, S., Shapiro, S. A., & Wigger, P., 2009. Reflection Image Spectroscopy across the Andean subduction zone. *Tectonophysics*, 472, 51-61.

