



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

IMPACTO DE LA GEOMETRÍA DE LA PLACA EN SUBDUCCIÓN (*SLAB*) EN EL  
PROCESO DE RUPTURA SÍSMICA: TOCOPILLA  $M_w$  7.7 DEL 2007 COMO CASO DE  
ESTUDIO

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

JORGE ANDRÉS JARA GÓMEZ

PROFESOR GUÍA:  
EDUARDO CONTRERAS REYES

PROFESOR CO-GUÍA:  
DANIEL CARRIZO SANTIAGO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI  
MARIO PARDO PEDEMONTE  
JAVIER RUIZ PAREDES

SANTIAGO DE CHILE  
AGOSTO 2013

# Resumen

El objetivo principal de esta tesis es entender el impacto de cambios abruptos en la geometría de la placa subductante (*slab*) en el proceso de ruptura sísmica de los terremotos de subducción en el norte de Chile, tomando como caso de estudio el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, para lo cual se utilizan diversas metodologías.

En primer lugar, se realiza una exploración de los efectos de este rasgo morfotectónico, basada en la modelación directa del campo de deformación superficial, utilizando el modelo propuesto por Okada [1985]. De los resultados obtenidos se desprende que los modelos del campo de deformación superficial se ven fuertemente influenciados por un quiebre abrupto en la geometría de la subducción, tanto de forma cualitativa, como cuantitativa.

Determinado el dominio de influencia del quiebre abrupto desde los modelos directos, se procede a la inversión del campo de deformación superficial, basada en datos de geodesia espacial (estaciones permanentes de GPS e InSAR), utilizando dos metodologías: Okada [1985] y Bouchon [1981]. La primera de ellas considera el medio como un semi-espacio elástico homogéneo, mientras que la segunda utiliza un modelo de velocidades en un medio elástico estratificado, ambas para la obtención de modelos de deslizamiento. Los resultados indican que el terremoto de Tocopilla rompe la parte más profunda de la zona sismogénica, junto con una segmentación a lo largo de rumbo y en profundidad. En consecuencia, se observa que tanto la Península de Mejillones, como el quiebre abrupto propuesto en la geometría, actúan como una barrera geométrica para la ruptura del terremoto.

Se explora la cinemática de la ruptura con modelos directos, para la obtención de velocidades de ruptura, utilizando como base los modelos de deslizamiento estático obtenidos desde estaciones permanentes de GPS. Dichos modelos se encuentran en concordancia con lo expuesto en otros trabajos que utilizan datos de estaciones permanente de GPS y geometrías de plano similares a las propuestas en este trabajo [Minson, 2010; Ruiz, 2012]. Los resultados que se obtienen con un quiebre abrupto en la geometría de la subducción no reflejan buenos ajustes, lo que revela la necesidad de desarrollar modelos de inversión cinemática de la ruptura, para la obtención conjunta de modelos de deslizamiento y velocidades de ruptura [ej., Simons *et al.*, 2011; Minson *et al.*, 2013].

Se realizan cálculos del Cambio en el Esfuerzo de Coulomb Estático, para analizar los efectos de un quiebre en la geometría de la subducción, en relación a la inducción de réplicas producto de los cambios en los esfuerzos generados por el terremoto. Los resultados muestran que las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6.0$ ) de tipo *thrust*, son inducidas en zonas donde los esfuerzos aumentan notoriamente, además de revelar una correlación entre la ubicación del quiebre abrupto, la profundidad de dichas réplicas y los cambios en los esfuerzos. Por otra parte, se analiza una réplica del tipo *slab push*, y desde los resultados es posible apreciar que se ve generada por un deslizamiento asísmico en la parte más profunda de la zona sismogénica.

Los resultados obtenidos en esta tesis, por lo tanto, revelan la importancia de poder constreñir la geometría de la subducción (contacto interplaca) y de forma particular, que los quiebres abruptos en la placa, implicarían efectos a considerar en el estudio del proceso de ruptura sísmica en terremotos de subducción. Se concluye que dicho rasgo, actuaría en forma de barrera para terremotos generados en la parte más profunda de la zona sismogénica, revelando una compleja segmentación en profundidad de la subducción. En consecuencia, se obtiene que la geometría es un elemento de primer orden para la comprensión de los procesos de ruptura de terremotos de subducción y la segmentación de la zona sismogénica.

# Summary

The main aim of this work is to understand the impact of abrupt changes in the slab geometry on the seismic rupture process of subduction earthquakes in northern Chile. For this purpose, various methods were used, taking the study case of the Tocopilla earthquake ( $M_w$  7.7) 2007.

First, an exploration of the effects of this morphotectonic feature was performed, which is based on forward modelling of the surface deformation field, using the model proposed by Okada [1985]. The results show an influence, both qualitative and quantitative, of the abrupt break in slab geometry on the surface deformation field.

After identifying the spatial influence of the abrupt slab dip change on the surface deformation field by forward modeling, I proceed to invert the surface deformation field using space geodetic data (cGPS and InSAR), using two methodologies: Okada [1985] and Bouchon [1981]. The first one considers the medium as an homogeneous elastic half-space, while the second one uses a stratified elastic structure. Both methodologies were used to obtain slip models. The results suggest that the Tocopilla earthquake ruptured the deeper part of the seismogenic zone, as well as along dip and strike seismic segmentation of the megathrust. Therefore, it is observed that the Mejillones Peninsula and the abrupt change in slab geometry act as a geometric barrier to earthquake rupture.

The rupture process of the Tocopilla earthquake is explored with direct kinematic models to obtain estimates of rupture velocities. The static slip inferred from cGPS co-seismic offsets is used during the exploration of the rupture velocities. Our estimates are in agreement with the results of previous studies which used cGPS data and plate geometries similar to the rupture plane proposed in this thesis for the study case [Minson, 2010; Ruiz, 2012]. The results obtained with an abrupt change in slab geometry do not show a good fit of the waveforms and reflect the need to develop kinematic rupture inversion models to jointly estimates of rupture velocities and slip.

Calculation of the Static Coulomb Change Stress is used to analyze the effects of a change in the slab geometry related to the triggering of aftershocks as a consequence of stress changes generated by the earthquake. The results show that the aftershocks of greater magnitude ( $M_w > 6.0$ ) of thrust type are triggered in regions where stresses increase. Additionally, the results reveal a correlation between the location of abrupt change in the slab geometry, the depth of those aftershocks and stress changes. Moreover, a slab-push intraslab aftershock is analyzed with the geodetic data. The results show that this event can be generated by an aseismic slip at the deeper part of seismogenic zone.

The results obtained in this thesis, reveal the importance of constraining the slab geometry and in particular, specific features such as abrupt breaks, which involve effects to be considered in the seismic rupture process of subduction earthquakes. As a main conclusion, it is found that the abrupt change in the slab dip act as a geometric barrier to earthquakes generated at the deeper part of the seismogenic zone, suggesting a complex depth-wise segmentation of the subduction megathrust. Consequently, the plate geometry is a first-order element in the understanding of rupture processes of subduction earthquakes and the segmentation of the seismogenic zone.

*A mi Tío Koke y mi querida Nona*



# Agradecimientos

Quisiera agradecer a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) y al Centro Avanzado de Tecnología para la Minería (AMTC) de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile por financiar parte de esta tesis tanto a través de una Beca de Magíster del proyecto FONDECYT de Iniciación N° 11090009, como por el proyecto “Geología Estructural, Simotectónica y Geodesia Espacial” respectivamente.

De forma muy especial, quiero agradecer a mis profesores guías: Eduardo y Daniel. Al primero por incentivar me en el camino de las geociencias y ayudarme a encontrar una vocación que se encontraba muy perdida, mostrándome que la Geofísica y en especial la ciencia desde esta perspectiva hace ver el mundo de una forma muy distinta. Gracias también por las invitaciones a publicaciones de carácter científico y discusiones fructíferas en este ámbito que ayudaron a mi formación más integral en el carácter científico. Al segundo, gracias por haber apostado desde cero en la formación en geodesia, jugársela por mi pasantía en Francia y ayudarme en la obtención de mi Beca de Doctorado, junto con los millones de discusiones entre un geofísico y un geólogo que fueron enriquecedoras desde el concepto de geociencias y a mi formación científica. A ambos gracias por la amistad, las conversaciones no tan científicas y por ayudarme a ver que la vida desde este lado de la trinchera del mundo se disfruta al máximo haciendo lo que a uno realmente le gusta.

A los miembros de la comisión: Javier y Mario. Quiero agradecerles tanto por la formación entregada durante mi licenciatura y magíster, por la preocupación que siempre estuvo presente durante el desarrollo de mi tesis (incluso antes de saber que serían miembros de la comisión) y por las distintas conversaciones (científicas y no tanto) que tuvimos durante mi paso por el departamento. A Francisco, le debo agradecer haber aceptado ser parte de la comisión en tan corto tiempo, además de todos los aportes que realizó para que este manuscrito llegara de la mejor forma a su final.

Debo dar las gracias a todas las personas que me apoyaron durante el desarrollo de esta tesis. Durante mi estadía en el *Institut des Sciences de la Terre* (ISTerre), agradezco todo el grupo de Ciclo Sísmico y Deformaciones Transitorias por su recibimiento y en especial a Fabrice Cotton y Anne Soquet, por toda la ayuda brindada en los modelos de inversión, especialmente a esta última por el acompañamiento durante todo el proceso de la tesis, la campaña de GPS en el norte de Chile y ayuda para obtener la beca de doctorado en este laboratorio. En la parte de la cinemática de la ruptura agradezco toda la ayuda a la distancia que me brindó Sophie Peyrat, sobre todo en la forma de plantear el problema y la parte computacional, además de mi amigo Sergio Ruiz que estuvo presencialmente compartiendo todo un verano el entender esta parte de la sismología y algunas otras cosas más.

No puedo olvidar de mencionar a mis compañeros y compañeras de magíster con los que compartí muchas experiencias durante estos años. A mis compañeros de oficina: Carolina, Paula, Karin y Feña, por siempre estar en las muy buenas, pero también de forma importante, en las muy malas, gracias por todo. Bueno y a Andrei, Pelao, Priscilla, Seba, Roberto, Rodrigo, Efraín, Gianina y tantos otros que espero no se molesten por no nombrarlos. No puedo dejar de mencionar a los funcionarios del DGF, que siempre estuvieron dispuestos a ayudar en las cosas que fueran necesarias y sobre todo mientras fui presidente del Centro de Estudiantes, muchas gracias por todo: Pato, Víctor, Juan y Pamela.

A mis amigos de la vida, por compartir los buenos y malos momentos de estos años de esfuerzo para lograr este trabajo, ayudandome a despejar la mente en los momentos que fue necesario: Marcelo, Lucía, Jaime, Carlos, Panchito, Tatty, Felipe y en verdad la lista es tan grande que no voy a terminar nunca, gracias de todo corazón por estar ahí.

A mi familia le debo todo: mis Padres, mi tío Fernando, mis hermanos, mi Tía Isa y mi querida Nona y en general a toda la familia. Gran parte de lo que está plasmado en esta tesis es parte de lo que todas y todos ustedes me han enseñado en la vida. En resumen, ser quien soy.

# Tabla de Contenido

Resumen	I
Summary	II
Dedicatoria	III
Agradecimientos	IV
Tabla de Contenido	V
Índice de Figuras	VIII
Índice de Tablas	XI
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. El Problema de Investigación	1
1.2. El Caso de Estudio	2
1.3. Objetivos	4
1.3.1. Objetivo General	4
1.3.2. Objetivos Específicos	4
1.4. Hipótesis de Investigación	5
1.5. Metodología	5
1.5.1. Modelización numérica directa e inversa del campo de deformación superficial asociada al desplazamiento sobre una falla [Okada, 1985; Bouchon, 1981]	5
1.5.2. Inversión de la cinemática de desplazamiento cosísmico [Bouchon, 1981] AXITRA	6
1.5.3. Determinación del Cambio de Esfuerzo de Coulomb Estático asociado a un terremoto [King <i>et al.</i> , 1994]	6
1.6. Implicancias del Estudio	7
<b>2. Contexto Sismotectónico</b>	<b>8</b>
2.1. Ángulos y Velocidades de Convergencia entre las Placas de Nazca y Sudamérica	8
2.2. Morfotectónica del Margen (18°- 23°)	9
2.2.1. Bloque Costero	11
2.2.2. Los Andes	14
2.2.3. Sismotectónica del <i>Gap</i> Sísmico (Caso de Estudio)	15
2.2.4. Cambios Abruptos en el <i>Slab</i> : una Pregunta Abierta de Investigación	18
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>20</b>
3.1. Zona Sismogénica	20
3.1.1. Leyes de Fricción, Terremotos y Regímenes de Estabilidad	20
3.1.2. Comportamiento y Segmentación de la Zona Sismogénica	22
3.2. Ciclo Sísmico	28
<b>4. Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial</b>	<b>31</b>
4.1. Introducción	31
4.2. Resultados	32
4.2.1. Efectos Teóricos en la Etapa Intersísmica	32
4.2.2. Efectos Teóricos Etapa Cosísmica	34

<b>5. Modelos de Inversión Terremoto de Tocopilla</b>	<b>43</b>
5.1. Introducción . . . . .	43
5.2. Datos Utilizados . . . . .	44
5.2.1. Datos InSAR y GPS . . . . .	44
5.3. Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Okada [1985] . . . . .	45
5.3.1. Estrategia de Modelización . . . . .	45
5.3.2. Resolución de los Modelos de Inversión . . . . .	45
5.3.3. Resultados . . . . .	47
5.4. Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Bouchon [1981] . . . . .	53
5.4.1. Estrategia de Modelización . . . . .	54
5.4.2. Resolución de los Modelos de Inversión . . . . .	55
5.4.3. Resultados . . . . .	55
5.5. Análisis Comparativo de los Resultados de los Modelos de Inversión . . . . .	59
5.5.1. Análisis Comparativo de Modelos Basados en Okada [1985] . . . . .	59
5.5.2. Análisis Comparativo de Modelos Basados en Bouchon [1981] . . . . .	61
5.5.3. Análisis Comparativo entre Modelos Basados en Okada [1985] y Bouchon [1981] . . . . .	61
<b>6. Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura del Terremoto de Tocopilla</b>	<b>63</b>
6.1. Introducción . . . . .	63
6.2. Datos Utilizados . . . . .	64
6.3. Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura . . . . .	65
6.3.1. Resultados . . . . .	65
6.4. Análisis de Resultados . . . . .	70
<b>7. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático (CECE)</b>	<b>72</b>
7.1. Resultados . . . . .	73
7.2. Análisis de los Resultados . . . . .	78
<b>8. Discusión y Conclusiones</b>	<b>80</b>
8.1. Resultados con Respecto a la Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial . . . . .	80
8.2. Resultados Obtenidos en Relación a la Segmentación en Profundidad de la Zona Sismogénica . . . . .	81
8.3. Resultados Obtenidos en Relación a la Segmentación en el Rumbo de la Zona Sismogénica . . . . .	82
8.4. Resultados Obtenidos en Relación con las Réplicas de Mayor Magnitud ( $M_w > 6.0$ ) y Régimen Friccional	83
8.5. Alcance de los Modelos Realizados . . . . .	84
8.6. Conclusiones . . . . .	84
<b>Referencias</b>	<b>86</b>
<b>A. Modelización de la Deformación de la Corteza</b>	<b>103</b>
A.1. Marco Teórico . . . . .	103
A.2. Ejemplos Ilustrativos de Okada [1985] . . . . .	106
<b>B. Exploración de Parámetros Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial</b>	<b>111</b>
B.1. Etapa Intersísmica . . . . .	111
B.1.1. Exploración de Parámetros . . . . .	111
B.1.2. Ejemplo de Cosísmico con Parámetros de Intersísmico . . . . .	114
B.2. Etapa Cosísmica . . . . .	116
<b>C. Anexos Modelos de Inversión Terremoto de Tocopilla</b>	<b>119</b>
C.1. Anexos Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Okada [1985] . . . . .	119
C.1.1. Modelos de Inversión para un Plano . . . . .	119
C.1.2. Modelos de Inversión para un Quiebre en el <i>Slab</i> . . . . .	120
C.1.3. Resolución Modelos de Inversión . . . . .	120
C.2. Anexos Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Bouchon [1981] . . . . .	125
C.2.1. Modelo de Velocidades Utilizado en la Inversión Estática basada en Bouchon [1981] . . . . .	125
C.2.2. Resultados de Inversión con un Plano . . . . .	125
C.2.3. Resultados de Inversión con un Quiebre en el <i>Slab</i> . . . . .	126
C.2.4. Resultados de Inversión con un Plano Modelo Inicial Distinto de Nulo . . . . .	127
C.2.5. Resultados de Inversión con un Plano con <i>kink</i> en el <i>slab</i> , Modelo Inicial Distinto de Nulo . . . . .	129

<b>D. Modelos Anexos de la Cinemática de la Ruptura</b>	<b>131</b>
D.1. Modelos Cinemático Directo para Geometría de Plano con cGPS e InSAR . . . . .	131
D.2. Modelos Cinemático Directo para Geometría de un Quiebre en el <i>Slab</i> con cGPS e InSAR . . . . .	134
D.3. Discusión . . . . .	136
<b>E. Teoría de Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático</b>	<b>137</b>
<b>F. Publicación Científica durante el Magíster</b>	<b>139</b>

# Índice de Figuras

1.1. Historia Sísmica Área de Estudio . . . . .	3
2.1. Evolución Temporal de la Velocidad de Convergencia en el Norte de Chile ( $\sim 22^\circ\text{S}$ ) . . . . .	9
2.2. Contexto Tectónico de Sudamérica y Zona de Estudio . . . . .	10
2.3. Rasgos Morfotectónicos Continentales Zona de Estudio . . . . .	12
2.4. Contexto Sismotectónico . . . . .	16
2.5. Modelo de Velocidades Sísmicas y Interpretación Tectónica . . . . .	19
3.1. Cambios de Fricción, Esfuerzos y Régimen de Estabilidad . . . . .	21
3.2. Comportamiento Friccional de la Zona Sismogénica y sus Áreas Colindantes en Profundidad . . . . .	23
3.3. Esquema Resumen Zona Sismogénica en una Zona de Subducción . . . . .	25
3.4. Modelos de Zona Sismogénica . . . . .	26
3.5. Ciclo Sísmico y Deformación Superficial . . . . .	28
4.1. Campo de Desplazamiento Horizontal Intersísmico Uno y Dos Planos . . . . .	32
4.2. Desplazamiento Vertical Intersísmico Uno y Dos Planos . . . . .	33
4.3. Cortes Desplazamiento Vertical . . . . .	33
4.4. Campo Estático de Desplazamiento Horizontal Cosísmico Tocopilla Uno y Dos Planos Parámetros de Béjar-Pizarro <i>et al.</i> [2010] . . . . .	35
4.5. Desplazamiento Vertical Intersísmico Uno y Dos Planos Parámetros de Béjar-Pizarro <i>et al.</i> [2010] . . . . .	36
4.6. Cortes Desplazamiento Vertical Parámetros de Béjar-Pizarro <i>et al.</i> [2010] . . . . .	36
4.7. Campo Estático de Desplazamiento Horizontal Cosísmico Tocopilla Uno y Dos Planos Parámetros de Peyrat <i>et al.</i> [2010] . . . . .	37
4.8. Desplazamiento Vertical Intersísmico Uno y Dos Planos Parámetros de Peyrat <i>et al.</i> [2010] . . . . .	38
4.9. Cortes Desplazamiento Vertical Parámetros de Peyrat <i>et al.</i> [2010] . . . . .	38
4.10. Campo Estático de Desplazamiento Horizontal Cosísmico Tocopilla Uno y Dos Planos Parámetros de Delouis <i>et al.</i> [2009] . . . . .	39
4.11. Desplazamiento Vertical Intersísmico Uno y Dos Planos Parámetros de Delouis <i>et al.</i> [2009] . . . . .	40
4.12. Cortes Desplazamiento Vertical Parámetros de Delouis <i>et al.</i> [2009] . . . . .	40
4.13. Comparación de Máximos Desplazamientos Verticales para Fase Intersísmica y Cosísmica, Modelos Directos Uno y Dos Plano . . . . .	42
5.1. Ubicación Estaciones cGPS y <i>tracks</i> InSAR . . . . .	44
5.2. Datos Utilizados para Modelos de Inversión. . . . .	46
5.3. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS con Geometría de Plano Basada en Okada [1985] . . . . .	48
5.4. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos InSAR con Geometría de Plano Basada en Okada [1985] . . . . .	48
5.5. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión Conjunta con Geometría de Plano Basada en Okada [1985] . . . . .	49
5.6. Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un plano basados en Okada [1985] . . . . .	50
5.7. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS, Geometría con <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> y Basada en Okada [1985] . . . . .	51
5.8. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos InSAR, Geometría con <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> y Basada en Okada [1985] . . . . .	51
5.9. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión Conjunta, Geometría con <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> y Basada en Okada [1985] . . . . .	52
5.10. Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> basados en Okada [1985] . . . . .	53

5.11. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS con Geometría de Plano Basada en Bouchon [1981] . . . . .	56
5.12. Modelo de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un Plano Basado en Bouchon [1981]. . . . .	56
5.13. Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS, Geometría con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> y Basada en Bouchon [1981] . . . . .	58
5.14. Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basado en Bouchon [1981].	58
5.15. Modelos Residuales Comparativos . . . . .	60
5.16. Residuales Comparativos entre Modelos basados en Okada [1985] y Bouchon [1981] . . . . .	62
6.1. Localización de estaciones cGPS, Movimiento de Partículas y Desplazamientos Estáticos Horizontales para el terremoto de Tocopilla . . . . .	64
6.2. Resultados de la Modelación Directa de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	66
6.3. Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	67
6.4. Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de una Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	67
6.5. Resultados de la Modelación Directa de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	68
6.6. Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	69
6.7. Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981] . . . . .	69
7.1. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un Plano Basado en Okada [1985] . . . . .	74
7.2. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un Plano en Corte Basado en Okada [1985] . . . . .	74
7.3. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basado en Okada [1985] . . . . .	75
7.4. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> en Corte Basado en Okada [1985] . . . . .	75
7.5. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un Plano Basado en Bouchon [1981] . . . . .	76
7.6. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un Plano en Corte Basado en Bouchon [1981] . . . . .	76
7.7. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basado en Bouchon [1981] . . . . .	77
7.8. Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> en Corte Basado en Bouchon [1981] . . . . .	77
7.9. Esquemas Explicativos para Generación de Réplica <i>Slab Push</i> . . . . .	79
A.1. Geometría Plano de Falla . . . . .	104
A.2. Falla Normal Pura . . . . .	107
A.3. Falla Inversa Pura . . . . .	108
A.4. Falla Sinistral Pura . . . . .	109
A.5. Falla Dextral Pura . . . . .	110
B.1. Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica ( <i>updip</i> y <i>downdip</i> ) . . . . .	112
B.2. Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica (Manteo) . . . . .	112
B.3. Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica ( <i>rake</i> ) . . . . .	113
B.4. Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica ( <i>slip</i> ) . . . . .	113
B.5. Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica (Módulo de Poisson, $\nu$ ) . . . . .	114
B.6. Campo de Desplazamiento Horizontal Cosísmico Uno y Dos Planos . . . . .	114
B.7. Desplazamiento Vertical Cosísmico Uno y Dos Planos . . . . .	115
B.8. Cortes Desplazamiento Vertical . . . . .	115
B.9. Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica ( <i>updip</i> y <i>downdip</i> ) . . . . .	116
B.10. Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica (Manteo) . . . . .	117
B.11. Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica ( <i>rake</i> ) . . . . .	117
B.12. Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica ( <i>slip</i> ) . . . . .	118
B.13. Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica (Módulo de Poisson, $\nu$ ) . . . . .	118

C.1. Rugosidad y RMS para cada uno de los Modelos de Inversión de un Plano Basados en Okada [1985] . . . . .	119
C.2. Rugosidad y RMS para cada uno de los Modelos de Inversión de un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basados en Okada [1985] . . . . .	120
C.3. Resolución Modelo 1 de Inversión con un Plano . . . . .	121
C.4. Resolución Modelo 2 de Inversión con un Plano . . . . .	122
C.5. Resolución Modelo 1 de Inversión con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> . . . . .	123
C.6. Resolución Modelo 2 de Inversión con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> . . . . .	124
C.7. Resolución de Inversión para un Plano Basada en Bouchon [1981] . . . . .	125
C.8. Elección $\lambda$ para Modelo Preferido, para Inversión Plano Basada en Bouchon [1981] . . . . .	126
C.9. Resolución de Inversión para un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basada en Bouchon [1981] . . . . .	126
C.10. Elección $\lambda$ para Modelo Preferido, para Inversión con <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basada en Bouchon [1981] . . . . .	127
C.11. Datos Modelados y Residuales para Geometría de un Plano, Modelo Inicial no Nulo basado en Okada [1985], Inversión Plano Basada en Bouchon [1981] . . . . .	127
C.12. Resultados de Deslizamiento, Resolución y Elección de $\lambda$ para Plano Modelo Inicial no Nulo basado en Okada [1985], Inversión Plano Basada en Bouchon [1981] . . . . .	128
C.13. Datos Modelados y Residuales para Geometría con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> , Modelo Inicial no Nulo Basado en Okada [1985], Inversión <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basada en Bouchon [1981] . . . . .	129
C.14. Resultados de Deslizamiento, Resolución y Elección de $\lambda$ para Geometría con un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> , Modelo Inicial no Nulo Basado en Okada [1985], Inversión <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> Basada en Bouchon [1981] . . . . .	130
D.1. Resultados Modelación Directa Cinemática para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	132
D.2. Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	133
D.3. Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de una Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	133
D.4. Resultados Modelación Directa Cinemática para Geometría de un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	134
D.5. Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	135
D.6. Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un <i>Kink</i> en el <i>Slab</i> con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985] . . . . .	135
E.1. Sistemas de Coordenadas para el Cálculo de Esfuerzos de Coulomb Estático . . . . .	138

# Índice de Tablas

4.1. Parámetros Etapa Intersísmica. . . . .	32
4.2. Parámetros Etapa Cosísmica de Béjar-Pizarro <i>et al.</i> [2010]. . . . .	35
4.3. Parámetros Etapa Cosísmica de Peyrat <i>et al.</i> [2010]. . . . .	37
4.4. Parámetros Etapa Cosísmica de Delouis <i>et al.</i> [2009]. . . . .	39
5.1. Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión para un plano. . . . .	50
5.2. Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión con un <i>kink</i> en el <i>slab</i> . . . . .	53
5.3. Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión con un plano y un <i>kink</i> en el <i>slab</i> con medio estratificado . . . . .	59
B.1. Parámetros Base Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica.. . . . .	111
B.2. Parámetros Base Exploración de Parámetros Etapa Cosísmica. . . . .	116
C.1. Modelo de Velocidades Utilizado en las Inversiones Basadas en Bouchon [1981] y para la Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura. . . . .	125



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. El Problema de Investigación

Como consecuencia de la ocurrencia de los devastadores mega-terremotos de subducción de Chile el 2010 ( $M_w$  8.8) y Japón el 2011 ( $M_w$  9.1), el entender los procesos físicos que gobiernan la ruptura sísmogénica representa uno de los objetivos más relevantes para plantear los escenarios sismotectónicos en los estudios de peligro sísmico. Lo anterior se torna crítico en zonas con alto potencial sísmico (laguna o *gap* sísmico), lugares donde han ocurrido mega-terremotos ( $> M_w$  8.5), pero que sin embargo, no registran un mega-evento equivalente al anterior por un largo período de tiempo. Un ejemplo de ello es el reconocido *gap* sísmico del norte de Chile y sur de Perú ( $M \sim 9$  histórico,  $\sim 10$  m de déficit de deslizamiento en 135 años) [Comte & Pardo, 1991; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013]. En estos lugares, la evaluación del peligro sísmico está principalmente limitada por la incertidumbre en la estimación de la longitud de la potencial zona de ruptura y las barreras que las limitan, dificultando la correcta predicción de los modelos estadísticos del escenario esperado de ruptura. Durante los últimos años los esfuerzos de la comunidad científica se han focalizado en poder mejorar la comprensión de los procesos físicos que gobiernan el proceso de ruptura, contexto en el que se enmarca la presente tesis.

Una de las primeras aproximaciones al funcionamiento de los mega-terremotos, es la Teoría de Rebote Elástico [Reid, 1910], la cual propone que la Tierra acumula esfuerzos que son posibles de observar en superficie mediante la deformación elástica (para el caso específico de la Falla de San Andrés, California, Estados Unidos). Esta idea, fue la fundación de lo que hoy en día se conoce como Ciclo Sísmico y que consiste en entender el cómo las fuerzas tectónicas se acumulan y relajan con el paso del tiempo, teniéndose en cuenta la complejidad de la ventana temporal y de registros de datos (históricos y geológicos), conllevando a una dificultad en la comprensión de la repetitividad o no de los mega-terremotos [McCaffrey, 2007]. La geodesia espacial permite explorar este concepto, y a diferencia de la sismología, permite caracterizar las deformaciones en superficie y relacionarlas con los procesos mecánicos que ocurren en profundidad. En consecuencia, es una herramienta que permite dar aproximaciones de primer orden a las etapas del Ciclo Sísmico, permitiendo obtener información relevante de la fuente sísmica, del proceso de ruptura y de la deformación asísmica (eventos lentos y proceso de relajación postsísmico), lo que conlleva a una aproximación importante para la comprensión de los terremotos.

Las zonas de subducción son áreas complejas de estudio, debido a la anisotropía y heterogeneidad de sus componentes (placa superior, placa inferior y zona de contacto). Es de vital importancia el poder tener aproximaciones a la caracterización de dichos elementos, dado que por un lado la magnitud del terremoto depende del tamaño de la superficie de ruptura [Kanamori & Anderson,

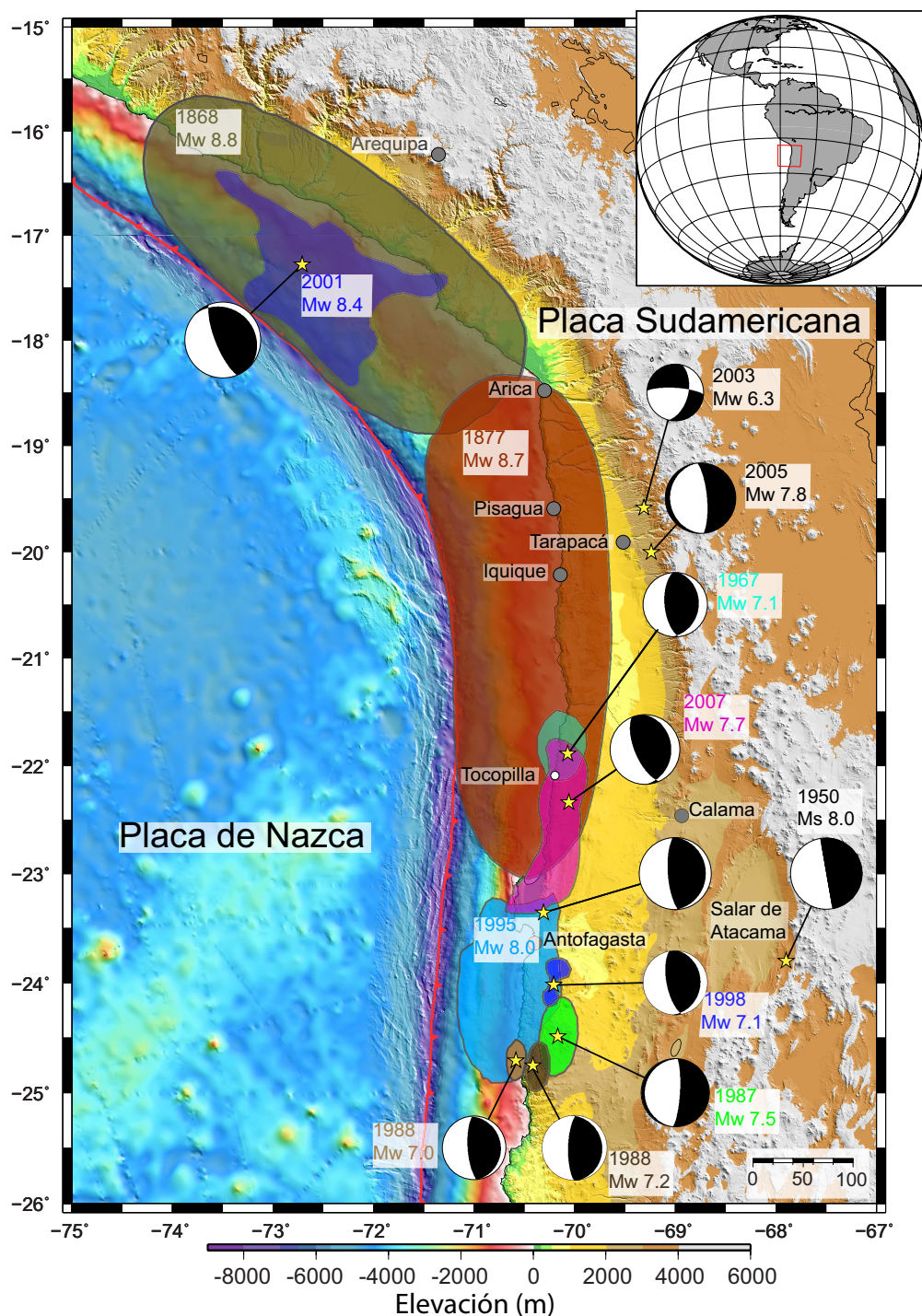
1975] y el proceso de ruptura del comportamiento mecánico de la zona en cuestión [Scholz & Campos, 2012]. Para poder clasificar los mecanismos responsables del proceso de ruptura y segmentación sísmica, se puede realizar tanto una descripción reológica, como geométrica. La primera se relaciona con la influencia termal [Oleskevich *et al.*, 1999; Tichelaar & Ruff, 1993; McCaffrey, 2009; Béjar-Pizarro, 2011], la anisotropía litosférica [Simoes *et al.*, 2004; Dessa *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro, 2011], presión de poros [King *et al.*, 1994; Parsons *et al.*, 1999; Toda *et al.*, 2005], propiedades friccionales [Scholz, 1987, 1998; Scholz & Campos, 2012] y grados de acoplamiento [Cummins *et al.*, 2002; Audin *et al.*, 2008; Melnick *et al.*, 2009; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011]. La segunda, por otra parte se relaciona con los efectos geométricos, tanto de la placa que entra en subducción [Aki, 1979; King, 1986; Kodaira *et al.*, 2002; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011], como de la placa superior [Ruegg *et al.*, 1996; Audin *et al.*, 2008; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Tassara, 2010; Victor *et al.*, 2011].

La segunda descripción mencionada anteriormente, cobra vital importancia debido a que la geometría de la zona de contacto de subducción corresponde a uno de los elementos de primer orden que influyen en los mecanismos responsables del proceso de ruptura y segmentación sísmica, por lo que la descripción detallada de esta zona (complejidades geométricas) es un elemento crítico para la comprensión de ellos. En los últimos años, algunos trabajos han reportado cambios abruptos en la pendiente del *slab* en zonas de subducción, tanto en Japón [Ito *et al.*, 2005] y en el *gap* sísmico del norte de Chile y sur de Perú [Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013]. En ambos casos es posible observar que los cambios abruptos se localizan dentro de la zona de acoplamiento, representando un rasgo geométrico de primer orden cuyo impacto en el proceso de ruptura sísmica no es aún del todo comprendido.

## 1.2. El Caso de Estudio

Un *gap* o laguna sísmica, es una zona que presenta sismicidad de mega-terremotos ( $> M_w$  8.5) histórica y que durante un largo período de tiempo (décadas - centurias) no ha registrado actividad sísmica de grandes terremotos, pese a localizarse en áreas tectónicamente activas, por lo cual, son lugares que se encuentran en preparación para mega-terremotos [Kelleher, 1972; McCann *et al.*, 1979; Nishenko & McCann, 1981]. La zona norte de Chile y sur de Perú, es reconocida por la comunidad geocientífica internacional como un *gap*, debido a la ausencia de terremotos de gran magnitud ( $> M_w$  8.5) después del terremoto de 1877 ( $M \sim 9$  histórico), [Nishenko, 1985; Comte & Pardo, 1991; Ruegg *et al.*, 2001; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013] (ver Figura 1.1 para tener referencia la historia sísmica del área de estudio).

En el *gap* sísmico, los últimos terremotos históricos registrados datan del siglo XIX tanto en la zona sur de Perú en 1868 ( $M_L$  8.8) y en la zona norte de Chile en 1877 ( $M_L$  8.7) [Comte & Pardo, 1991]. Tal como se observa en la Figura 1.1, si se realiza un análisis de la sismicidad de la zona, en el norte del *gap* el año 2001 ocurrió el terremoto de Arequipa ( $M_w$  8.4), que liberó sólo un 67% del momento sísmico que liberó el evento histórico de 1868. Por otra parte en la zona sur del *gap*, el año 1995 tuvo lugar el terremoto de Antofagasta ( $M_w$  8.1), que técnicamente se encuentra fuera de la zona considerada sin sismicidad histórica, pero que no es menos importante, debido a que su ruptura se detiene bajo un rasgo morfoestructural relevante (Península de Mejillones), que sirve para entender la segmentación de la zona de *gap* tanto en la dirección del rumbo, como en profundidad. Al considerar la historia sísmica dentro de la zona del *gap*, se debe considerar un terremoto ocurrido el año 1967, al norte de la zona de Tocopilla de magnitud  $M_w$  7.1 [Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991]. Al analizar la zona fuera del *gap*, en sus proximidades, es posible observar sismicidad intraplaca.



**Figura 1.1:** Historia Sísmica Área de Estudio. La figura muestra estimaciones de áreas de ruptura y magnitud de eventos pasados. Las áreas y magnitudes de los eventos históricos (1868 y 1877), fueron tomados de Comte & Pardo [1991]. Para el evento de Arequipa de 2001, la magnitud, epicentro y mecanismo de foco fue tomada del Harvard CMT y la distribución de slip de Pritchard *et al.* [2007]. En lo que respecta al evento de 1967, la magnitud, epicentro y mecanismo de foco fue tomado del International Seismological Center y Tichelaar & Ruff [1991]. Para los eventos de 1950, 2003 y 2005, los datos fueron tomados de Kausel & Campos [1992], Legrand *et al.* [2007] y Delouis & Legrand [2007] respectivamente. La información de los eventos de 1987 y 1988, fueron tomados de Comte & Suárez [1995] y del NEIC, mientras que la del evento 1998 fue tomada de Pritchard *et al.* [2006]. Los datos del terremoto de Antofagasta son de Delouis *et al.* [1997] y los datos del terremoto de Tocopilla son de Peyrat *et al.* [2010] (mecanismo de foco, magnitud y epicentro) y Béjar-Pizarro *et al.* [2010] (slip). La batimetría de alta resolución se toma de Contreras-Reyes *et al.* [2012].

El año 2003, ocurrió el terremoto intraplaca continental de Aroma ( $M_w$  6.3), asociado a la zona de flexura de Aroma [Legrand *et al.*, 2007], mientras que en el año 2005 tuvo lugar el terremoto intraplaca oceánica de Tarapacá ( $M_w$  7.8) [Delouis & Legrand, 2007; Peyrat *et al.*, 2006; Peyrat & Favreau, 2010], los cuales permiten tener aproximaciones a la forma en la cual la deformación asociada a la zona del *gap* intenta acomodarse mediante estas relajaciones de esfuerzos. En la zona sur del *gap*, el 14 de noviembre tuvo lugar el terremoto de Tocopilla  $M_w$  7.7 (interplaca), el cual rompió la parte más profunda de la zona sismogénica y su ruptura se detuvo bajo la parte norte de la Península de Mejillones, la cual se comportó como una barrera sísmica [Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; Victor *et al.*, 2011], revelando nuevamente la importancia de comprender el rol que juega este tipo de rasgos en la segmentación de la zona de estudio.

¿Qué explica que el terremoto no haya continuado su ruptura hacia la superficie? Un factor de primer orden (descrito anteriormente) es la geometría de la placa en subducción (*slab*) y es por ello que se ha propuesto que un cambio abrupto en el ángulo de subducción de  $\sim 10^\circ$  a  $\sim 22^\circ$ , actuaría como una barrera sísmica para terremotos de magnitud menor a  $M_w$  8.0, tales como los eventos del año 1967 ( $M_w$  7.4) y del año 2007 ( $M_w$  7.7) [Contreras-Reyes *et al.*, 2012]. Este rasgo morfoestructónico abre interrogantes interesantes de ser estudiadas, tales como: ¿de qué forma varían los modelos de ruptura del terremoto de Tocopilla 2007 ( $M_w$  7.7) ya realizados cambiando la geometría del *slab*? ó ¿cuáles son los alcances de un quiebre abrupto en la geometría del *slab* ó *kink*, en la segmentación y en el comportamiento friccional de la zona de *gap*?

La presente tesis se contextualiza en el intento de responder estas interrogantes, aprovechando que el *gap* sísmico del norte de Chile y sur de Perú es un laboratorio natural de excepción tanto por las condiciones morfoestructurales de la zona, como por los 135 años de ausencia de mega-terremotos ( $> M_w$  8.5), junto con la cantidad y calidad de datos geodésicos para estudiar el terremoto de Tocopilla [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010].

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo General

El objetivo general de esta tesis es, entender el impacto de cambios abruptos en la geometría del *slab* en el proceso de ruptura sísmica de los terremotos de subducción en el norte de Chile, tomando como caso de estudio, el terremoto de Tocopilla  $M_w$  7.7 de 2007.

### 1.3.2. Objetivos Específicos

- Explorar desde un punto de vista teórico, la influencia de cambios abruptos en el ángulo de manto de una falla inversa en el campo de deformación permanente superficial cosísmico.
- Precisar el dominio de influencia de un cambio abrupto en el ángulo de subducción del *slab*, en la modelización del campo de deformación superficial cosísmico del terremoto de Tocopilla 2007  $M_w$  7.7.
- Explorar el efecto en la cinemática de la ruptura de un cambio abrupto en el ángulo de subducción para el terremoto de Tocopilla 2007.

- Determinar la influencia en el Cambio de Esfuerzo de Coulomb Estático en la interfaz de subducción y las fallas superficiales, asociado a un cambio abrupto en el ángulo de subducción del *slab* para el terremoto de Tocopilla 2007.

## 1.4. Hipótesis de Investigación

La importancia de la geometría del *slab*, se debe a la necesidad de una mejor comprensión de la segmentación en profundidad de la zona sismogénica. Varios autores han propuesto que quiebres en la geometría del *slab*, actuarían como barrera para la propagación de la ruptura sísmica [Aki, 1979; King, 1986; Cummins *et al.*, 2002; Ito *et al.*, 2005; Wesnousky, 2006]. Contreras-Reyes *et al.* [2012], proponen que dicho rasgo morfotectónico podría ser el responsable de la detención de la ruptura para los eventos de 1967 y 2007 en el área de estudio de esta tesis.

El presente estudio propone la exploración del proceso de ruptura sísmica del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, bajo la hipótesis de que quiebres abruptos en la geometría del *slab* actuarían como barrera sísmica para este tipo de eventos. En consecuencia, se ilustraría la importancia de la comprensión de la segmentación en profundidad de la zona sismogénica y la necesidad de mejorar la geometría del *slab* en los procesos de modelización de la ruptura, independientemente de la metodología utilizada para dichos estudios.

## 1.5. Metodología

Se proponen tres metodologías para llevar a cabo los objetivos propuestos:

### 1.5.1. Modelización numérica directa e inversa del campo de deformación superficial asociada al desplazamiento sobre una falla [Okada, 1985; Bouchon, 1981]

La comprensión de procesos superficiales, permite dar una idea de ciertas características de fenómenos que ocurren en profundidad:

- Ubicación de la zona sismogénica. Localización del límite superior (*updip*) y límite inferior (*downdip*).
- Deslizamientos en el plano de ruptura.

Okada [1985] desarrolló expresiones analíticas que describen el campo de deformación superficial debido a la dislocación finita en un semi-espacio en un medio elástico, en forma de una falla tensional o de corte (o ambas). Bouchon [1981], propone una metodología para calcular las funciones de *Green* en un medio estratificado, lo cual permite realizar inversiones del campo de deformación superficial con los datos de desplazamientos estáticos obtenidos desde cGPS [ej., Hernandez *et al.*, 1999; Radiguet *et al.*, 2011]. Con las dos metodologías propuestas, es posible estudiar las características de la zona sismogénica sobre la base de la información cuantitativa del campo de deformación superficial. Considerando que la geometría del plano de falla (zona de deslizamiento) corresponde a uno de los elementos de primer orden en estos modelos se realizará una exploración directa de la sensibilidad de los cambios geométricos en el plano de falla en el campo de deformación superficial. Sobre la base de los resultados de la exploración directa se realizarán inversiones de la distribución del desplazamiento cosísmico, con los datos geodésicos del terremoto de Tocopilla del

2007. Estos modelos son usados ampliamente en la investigación del proceso de ruptura sísmica en márgenes de subducción [Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012]. Para la fase de exploración teórica de los parámetros geométricos se utiliza un código computacional de modelación directa, basado en Okada [1985] (para uno y dos planos), con el que se observan los efectos de la variación de la geometría del *slab* y se analiza la sensibilidad de los mismos. Para realizar el análisis de los datos geodésicos del caso en estudio se utilizan códigos abiertos adaptados para generar complejidades geométricas en el plano de falla, con códigos libres de: ENS, IPG e ISTerre (Francia).

### 1.5.2. Inversión de la cinemática de desplazamiento cosísmico [Bouchon, 1981] AXITRA

Sobre la base del cálculo de las funciones de *Green*, dada una discretización del plano de ruptura sísmica, se generarán modelos sintéticos a partir de una fuente sísmica con lo que se puede explorar la cinemática de la ruptura. En esta tesis, la geometría de la falla y la distribución del desplazamiento del terremoto de Tocopilla se determinan sobre la base de datos geodésicos para cada fuente individual de la superficie de falla. Sobre la base de la distribución del desplazamiento determinado por la inversión de los datos geodésicos se estudiará la cinemática de la fuente sísmica usando el método *spectral discrete wave-number* propuesto por Bouchon [1981], implementado en la versión modificada del código AXITRA [Coutant, 1990; Peyrat & Favreau, 2010]. Se explora la velocidad de ruptura a través de modelos directos, condicionada a la búsqueda del mejor ajuste entre el modelo sintético y los datos de cGPS. Con ello se espera entender el rol de la flexión del *slab* en la cinemática de la ruptura.

### 1.5.3. Determinación del Cambio de Esfuerzo de Coulomb Estático asociado a un terremoto [King *et al.*, 1994]

El criterio de fallamiento de Coulomb, se utiliza para caracterizar condiciones en la cuales podría registrarse fallamiento en rocas y se basa en que el esfuerzo de corte y normal sobre un plano de falla satisfacen condiciones similares de fricción a la de una falla pre-existente [King *et al.*, 1994].

El Cambio en el Esfuerzo de Coulomb Estático (CECE), se expresa como:

$$\Delta CECE = \Delta \tau_{\beta} + \mu' \Delta \sigma_{\beta} \quad (1.1)$$

Donde:

- $\Delta CECE$ : Cambio del Esfuerzo de Coulomb Estático.
- $\Delta \sigma_{\beta}$ : Cambios en el esfuerzo normal sobre el plano de falla.
- $\Delta \tau_{\beta}$ : Cambios en el esfuerzo de corte sobre el plano de falla.
- $\mu' = \mu(1 - B)$ : coeficiente de fricción efectivo, donde  $B$  es el Coeficiente de Skemtons (que varía entre 0 y 1).

Una de las características principales de esta herramienta, es que permite analizar estáticamente la transmisión de esfuerzos hacia otras fallas colindantes a un evento principal, lo que podría facilitar la generación de réplicas en las zonas donde el cambio de esfuerzos es mayor [King *et al.*, 1994; Parsons *et al.*, 1999; Lin & Stein, 2004]. Para el desarrollo de esta metodología, se utiliza el código Coulomb 3.3, el cual es un *software* de distribución libre descrito por Toda *et al.* [2005] y Lin & Stein [2004], el cual utiliza una dislocación para observar los cambios en los esfuerzos que se producen sobre una falla receptora, en un semi-espacio con propiedades elásticas uniformes.

## 1.6. Implicancias del Estudio

Como consecuencia de los últimos mega-terremotos de subducción de Chile (2010) y Japón (2011), la comunidad científica internacional se ha visto forzada a reevaluar los paradigmas relacionados con los procesos de preparación y activación de mega-terremotos de subducción, debido a su alto impacto en la estimación del peligro sísmico y el desarrollo de planes eficaces de mitigación y manejo de la emergencia (con énfasis en lagunas sísmicas). El desarrollo de investigaciones multidisciplinarias, que incluyan información de diferentes metodologías (sismología, sismotectónica y geodesia) representan la clave para avanzar cuantitativamente en la comprensión de dichos procesos, siendo este tipo de estudios los que son llamados actualmente de “frontera”.

En consecuencia, se hace indispensable la cuantificación teórica de la influencia de un quiebre en el *slab* ya que aporta a comprender el impacto de estos rasgos morfoTECTÓNICOS en los procesos de ruptura sísmica basados en el campo de deformación superficial cosísmico. Además, la implicancia del estudio tiene directa relación con el entender el comportamiento espacio-temporal de las rupturas sísmicas de subducción que dan origen a la segmentación sísmica, teniendo como caso de estudio el Terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007. Por lo descrito anteriormente, estos resultados son de particular interés científico y socioeconómico, considerando la naturaleza de la región en estudio.

## Capítulo 2

# Contexto Sismotectónico

En el presente capítulo, se revisa el contexto sismotectónico de la zona en la cual se desarrolla esta tesis en función de los ángulos y velocidades de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, la caracterización morfoestructural de los Andes Centrales, para finalizar con las características de la subducción y la sismicidad histórica de la zona en cuestión.

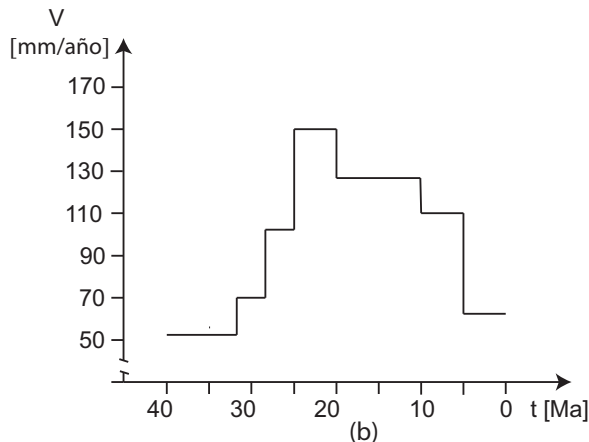
### 2.1. Ángulos y Velocidades de Convergencia entre las Placas de Nazca y Sudamérica

La evolución de los Andes Centrales ha estado gobernada en gran parte por el proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, teniendo como uno de resultados el Orógeno Andino. La evidencia muestra que el patrón de deformación dentro de la placa superior en la subducción está controlada por los parámetros de la convergencia y si estos parámetros cambian con el tiempo, en consecuencia, el patrón de deformación debe cambiar [ej., Jarrard, 1986]. Uno de los factores importantes a tener en consideración para el régimen de deformación en la placa superior es el ángulo de convergencia entre las placas, ya que podría generar fallamiento de rumbo, paralelo a la fosa [Fitch, 1972; Woodcock & Daly, 1986], además que puede provocar movimientos normales en el límite de las placas [Scheuber & Reutter, 1992].

En los Andes Centrales el ángulo y la velocidad de convergencia entre las placas no ha permanecido constante, evolucionando durante el tiempo. Las dataciones geológicas y los modelos globales de movimientos de placas se utilizan para la reconstrucción histórica de estas variables. Los modelos globales de movimientos de placas, poseen la característica de reflejar los cambios que se han producido durante millones de años, con lo cual permiten calcular velocidades promedio en una ventana de tiempo. Estos modelos se basan en la reconstrucción de anomalías magnéticas del fondo oceánico y de la dirección de las fallas transformantes [Gordon & Jurdy, 1986; Gripp & Gordon, 2002]. Algunos de estos modelos son: RM1 [Minster *et al.*, 1974], NUVEL-1 [DeMets *et al.*, 1990] ó NUVEL-1A [DeMets *et al.*, 1994], para dar paso a mediados de la década de los noventa a métodos de geodesia espacial (VLBI, DORIS, GPS) [Larson *et al.*, 1997; Norabuena *et al.*, 1998], los cuales tiene la ventaja que la escala de tiempo de la medición es anual. Desde estos modelos se ha desprendido que la velocidad de convergencia entre las placas ha variado a lo largo del tiempo entre los 60 y 150 mm/año [Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998; Angermann *et al.*, 1999] (Figura 2.1), disminuyendo los últimos años, lo que se atribuye a la desaceleración actual de la placa subductante de Nazca [Norabuena *et al.*, 1999; Kendrick *et al.*, 2003].



Según NUVEL-1A, la dirección de convergencia a los  $22^{\circ}\text{S}$  y  $72^{\circ}\text{W}$  es de  $\text{N}77.71^{\circ}\text{E}$  con una velocidad de convergencia de  $79.35 \text{ mm/año}$  ([http://www.unavco.org/community\\_science/science-support/crustal\\_motion/dxdt/m\\_odel.html](http://www.unavco.org/community_science/science-support/crustal_motion/dxdt/m_odel.html)), mientras que desde los datos de geodesia se tiene una velocidad de convergencia menor con  $66 \text{ mm/año}$  y una dirección de convergencia de  $\text{N}77^{\circ}\text{E}$  [Angermann *et al.*, 1999; Klotz *et al.*, 2001].



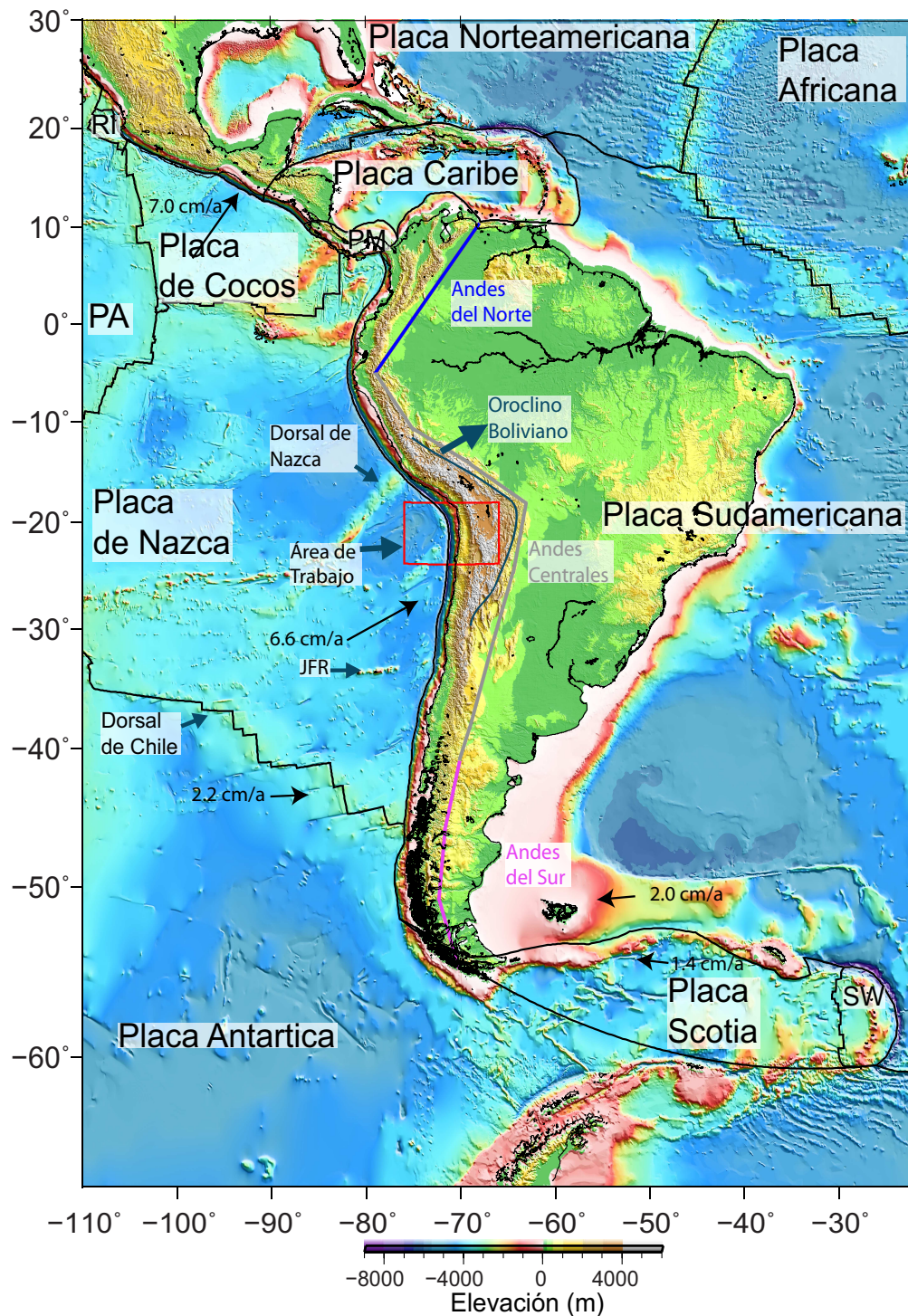
**Figura 2.1:** Evolución Temporal de la Velocidad de Convergencia en el Norte de Chile ( $\sim 22^{\circ}\text{S}$ ). En la figura es posible apreciar los cambios que ha experimentado la velocidad de convergencia entre los 40 Ma hasta la actualidad. El gran salto en la velocidad, se atribuye a la división de la Placa Farallón en dos placas: Nazca y Cocos, además de correlacionarse con la iniciación de la formación de los Andes [Sempere *et al.*, 1990]. Figura modificada de Somoza [1998].

## 2.2. Morfotectónica del Margen ( $18^{\circ}$ - $23^{\circ}$ )

La Cordillera de los Andes (Figura 2.2), es una larga cadena montañosa de  $\sim 8000 \text{ km}$  de longitud, constituyendo el margen continental Sudamericano y también conocida como Cordillera Andina, cuya formación se debe a la subducción entre la Placa de Nazca (placa oceánica) bajo la placa Sudamericana (placa continental). Lo anterior adquiere relevancia científica debido a la formación de un gran *plateau* sin colisión de placas continentales [Isacks, 1988; Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997; Lamb & Hoke, 1997; Kley & Monaldi, 1998; Lamb, 2000]. La orientación es casi en su totalidad N-S, exceptuando la zona del Oroclino Boliviano ( $\sim 18^{\circ}\text{S}$ ), en donde cambia a NW [Carey, 1958; Roperch & Carlier, 1992; Gephart, 1994; Randall *et al.*, 1996]. La zona de estudio de esta tesis, se ubica entre los ( $18^{\circ}\text{S}$  -  $23^{\circ}\text{S}$ ), en los Andes Centrales, lugar donde es posible observar un engrosamiento cortical (varía entre  $40 - 80 \text{ km}$ ) [James, 1971; Beck *et al.*, 1996; Yuan *et al.*, 2002] y donde algunos autores proponen un adelgazamiento de la litósfera bajo la Puna [Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997; Garziona *et al.*, 2006].

Para la caracterización morfotectónica de la zona, la terminología utilizada es la descrita por Armijo *et al.* [2010], los cuales dividen el área de estudio en dos grandes estructuras: El Bloque Costero o Marginal y los Andes (Figura 2.3). Cada una de estas dos zonas se subdividen en diversas estructuras, como es posible apreciar en el perfil de la Figura 2.3. Dichas estructuras han sido estudiadas desde diversos enfoques por variados autores: Margen Continental [ej., James, 1971; von Huene & Scholl, 1991; ANCORP, 2003; Contreras-Reyes *et al.*, 2012], Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera [ej., Isacks, 1988; Armijo & Thiele, 1990; Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2005], Puna y Cadenas Subandinas [ej., Allmendinger *et al.*, 1983; Isacks, 1988;

Kley, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997; ANCORP, 2003; Garziona *et al.*, 2006].



**Figura 2.2:** Contexto Tectónico de Sudamérica y Zona de Estudio. En la figura, se puede observar la ubicación del área de estudio en el marco de la Tectónica de Placas. Los límites entre las diferentes placas son tomados de Bird [2003]. La nomenclatura es: Placa Pacífica (PA), Placa Rivera (RI), Placa Sandwich (SW), Placa Panamá (PM) y Ridge de Juan Fernández (JFR). El cuadro rojo indica el área de trabajo, dentro de los Andes Centrales. Las velocidades de convergencia provienen de Modelos Globales de Velocidades y mediciones de GPS [Angermann *et al.*, 1999; Trenkamp *et al.*, 2002; Bird, 2003].

### 2.2.1. Bloque Costero

Esta zona comprende entre la fosa y el inicio de la Cordillera Occidental (Flexura Andina) y en cual es posible observar subestructuras con sus respectivas características: Margen Continental (MC), Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central y Precordillera (PDT) (Perfil Figura 2.3).

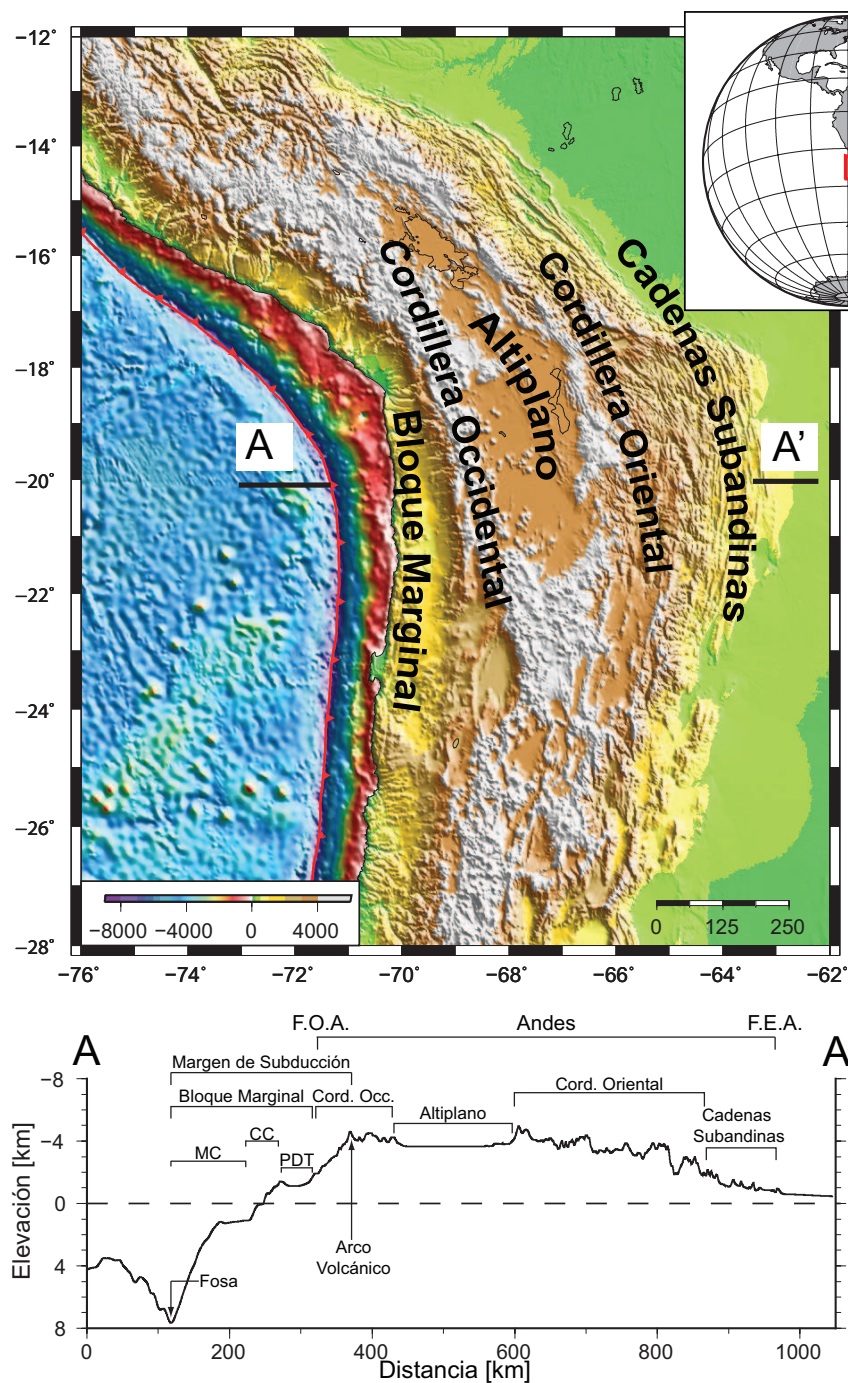
#### Margen Continental

El Margen Continental (Figura 2.3) comprende la zona entre la fosa y la costa, con casi la totalidad de su superficie sumergida bajo el Océano Pacífico, incluyendo el talud y la plataforma continental. Estudios de sísmica de reflexión, refracción y análisis batimétricos, muestran que en el sector frente de Antofagasta ( $23^{\circ}30'$  S) hay fallamientos normales que mantean hacia el Este y el Oeste [von Huene *et al.*, 1999; von Huene & Ranero, 2003], que determinan un régimen extensional. Al observar la orientación de estas fallas desde la batimetría de alta resolución (Figura 3.1), es posible notar una diferenciación de la orientación de estos fallamientos: bajo los  $21^{\circ}$ S orientación NS, mientras que sobre esa latitud la orientación es NW. Por otro lado, se ha reportado la existencia de erosión tectónica, que sería una acertada respuesta para ciertos procesos dinámicos que son visibles en la zona [James, 1971; Rutland, 1971; von Huene & Scholl, 1991; ANCORP, 2003; von Huene & Ranero, 2003; Sallarès & Ranero, 2005]. La evidencia muestra dos tipos de erosión basal en esta zona: la subducción de un monte submarino [Ranero & von Huene, 2000] y la existencia de *horsts-grabens*, los cuales debido a la ausencia de sedimentos en la fosa producen erosión de la placa continental, cuyo material subducta al interior de los *grabens*, lo que sugiere un aporte al alzamiento y extensión en el continente [von Huene & Pecher, 1999].

En el límite entre el Margen Continental y la Cordillera de la Costa, es posible encontrar el Acantilado o Escarpe Costero, donde una de las preguntas abiertas de investigación es el cómo se formó esta estructura. Existen dos hipótesis completamente divergentes: (i) que se debe a erosión marina [Mortimer, 1980] ó (ii) que esta estructura es una gran falla normal que se relaciona con la subducción de un largo de  $\sim 1000$  km [Armijo & Thiele, 1990]. Esta última hipótesis, tiene directa relación con la interpretación dada por Contreras-Reyes *et al.* [2012] al cambio abrupto en el ángulo de subducción del *slab* (deducido desde un Modelo de Velocidades utilizando Sísmica de Refracción) y su relación con el Escarpe Costero. Los autores proponen que el Escarpe es la expresión en superficie de una falla cortical causada por los esfuerzos anómalos en la placa superior, que se genera por el fuerte gradiente de acoplamiento interplaca alrededor de la zona del *kink* (Figura 2.5).

Uno de los rasgos morfotectónicos importantes en la zona de estudio, es la Península de Mejillones ( $\sim 23^{\circ}$  S), la cual es una anomalía en lo que se refiere al Escarpe Costero con una longitud de  $\sim 50$  km y un ancho de  $\sim 30$  km. Este rasgo se encuentra en régimen de extensión E-W y de compresión N-S, en el que predominan las fallas normales paralelas a la costa, cabalgamientos E-W y desgarres asociados [Armijo & Thiele, 1990; Delouis *et al.*, 1998; Carrizo, 2007; Allmendinger & Gonzalez, 2010]. Una de las hipótesis sobre su formación, se basa en que la estructura es un bloque levantado [Armijo & Thiele, 1990; Victor *et al.*, 2011], con velocidades estimadas de  $\sim 0.25$  mm/año en los últimos 500 Ka [Ortlieb, 1996].





**Figura 2.3:** Rasgos Morfotectónicos Continentales de Primer Orden en Zona de Estudio. Se puede observar en la figura, un mapa de la zona de estudio con las principales rasgos morfotectonicos de la zona de estudio. En la parte inferior se muestra un perfil (A - A' indicado en el mapa), el cual retrata la división morfotectónica descrita por Armijo *et al.* [2010]. MC representa el Margen Continental, CC muestra la Cordillera de la Costa y PDT identifica a la Depresión Central y la Precordillera (Pampa del Tamarugal). Figura modificada de Armijo *et al.* [2010] y Béjar-Pizarro [2011].

### Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera

La Cordillera de la Costa (CC en Perfil Figura 2.3), es una estructura que comienza en el Escarpe Costero (altura máximas de 1000 m.s.n.m) y termina en la Depresión Central. Posee alturas

de menos de 2000 m.s.n.m, viendo interrumpido su desarrollo en la zona del 18°S - 18.45°S . La zona comprendida entre Arica y Antofagasta, puede ser dividida en cuatro tipos de estructuras del Cenozoico Tardío. La primera de ella se localiza entre los 19°S - 21°S y en donde es posible observar escarpes E-W asociados a fallas inversas que mantean hacia el sur [Gonzalez *et al.*, 2003; Allmendinger *et al.*, 2005; Allmendinger & Gonzalez, 2010]. En las cercanías de Antofagasta y en la Península de Mejillones, por otro lado, predomina un régimen extensivo con fallas normales de orientación ~N-S y donde algunos autores sugieren que se han sido activadas durante el Neógeno [Armijo & Thiele, 1990; Delouis *et al.*, 1998; Allmendinger & Gonzalez, 2010]. La tercera zona, es la ubicada en los alrededores del Salar de Navidad y Barazarte, al SE de Antofagasta, en donde existen evidencias de algunas fallas *strike-slip* con orientación NW a NNW [Allmendinger & Gonzalez, 2010]. Además, en las zonas del Río Loa, Salar Grande, Chomache y Antena, existen evidencias de fallas con orientación NNW [Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger & Gonzalez, 2010]. Para finalizar, la presencia de grietas superficiales o *cracks* también es reportada por varios autores, con una orientación según la zona de su localización [Loveless *et al.*, 2009; Allmendinger & Gonzalez, 2010] y su formación está relacionada a la ocurrencia de grandes terremotos como: Antofagasta ( $M_w$  8.0, 1995), Arequipa ( $M_w$  8.4, 2001), Tarapacá ( $M_w$  7.8, 2005) y Tocopilla ( $M_w$  7.7, 2007) [Loveless *et al.*, 2009].

Uno de los rasgos estructurales presentes en esta zona es el Sistema de la Falla de Atacama (SFA), la cual es una falla con una extensión de ~1000 km que se localiza entre Iquique (20°S) y La Serena (30°S), donde una de las hipótesis sobre sus orígenes, radica en un régimen transtensional producto de la convergencia oblicua alta entre la placas Aluk y Sudamericana [Scheuber & Reutter, 1992; Brown *et al.*, 1993; Delouis *et al.*, 1998]. En dicha estructura no se ha observado actividad sísmica reciente [Brown *et al.*, 1993; Delouis *et al.*, 1998].

En el perfil de la Figura 2.3, es posible apreciar la Pampa del Tamarugal (PDT) y donde es posible ubicar la Depresión Central y la Precordillera. La Depresión Central, se define como una cuenca endorreica de gran longitud y tendencia preferencial N-S, que se ubica entre el Valle de Tiliviche (norte) y el Río Loa (sur). Por el oeste limita con la Cordillera de la Costa, alcanzando alturas promedio entre los 600 - 800 m.s.n.m y hacia el este limita con la Precordillera y alcanza alturas de 1500 m.s.n.m. Se constituye principalmente, por una sucesión de depósitos volcánicos y sedimentarios, tanto del arco actual, como de sus sucesivas migraciones [Scheuber *et al.*, 1994; Victor *et al.*, 2004].

Isacks [1988], propone que la Precordillera (Figura 2.3) es un pliegue monoclinal, que corresponde a la unión entre la Depresión Central con la Cordillera Occidental. Posee alturas características de 1000 - 3500 m.s.n.m tanto en el Sur del Perú como en Chile. En su composición, esta es principalmente de rocas volcánicas con algunas intrusiones de conglomerados en los valles [Paskoff, 1977] en el sur del Perú, mientras que en Chile, son regiones cubiertas principalmente de sedimentos detríticos. Los rasgos más importantes que se pueden observar son: Precordillera en Moquegua (17°S), Precordillera en Tacna (18 °S) y la Precordillera en el Norte de Chile, que es conocida como Sistema de Cabalgamientos de Vergencia Oeste (WVTS) [Muñoz & Charrier, 1996]. En esta última estructura, es posible caracterizar varias áreas. La primera de ellas es una zona de tres fallas: Chapiquiña - Belén, Copaquilla - Tignamar y la falla Ausipar junto con el anticlinal Pampa Oxaya [García & Hérail, 2005]. Existe evidencia de un Sistema de Cabalgamiento, llamado de Chucal, en el contacto con la Cordillera Occidental [Riquelme, 1998; Charrier *et al.*, 2005] (junto con el sistema mencionado anteriormente, forman un bloque pop-up, denominado Cordón de Chapiquiña - Belén). Es posible apreciar un flexuramiento en la zona de Moquella con orientación NNW - SSE [Pinto *et al.*, 2004] y flexuras en la zona de Aroma con vergencia oeste y rumbo NNW - SSE [Farías *et al.*, 2005]. En la zona de Pica, se han reportado estructuras compresivas y normales con orientación NE - SW [Victor *et al.*, 2004] (asociadas al WVTS). En la zona de Antofagasta, es posible encontrar el Sistema

de Falla de Domeyko (comportamiento transpresivo dextral/sinistral hasta el Oligoceno [Reutter *et al.*, 1996; Maksaev & Zentilli, 1999], disminuyendo su actividad hasta la actualidad [Audin *et al.*, 2003; Soto *et al.*, 2005]).

### 2.2.2. Los Andes

Según la terminología utilizada por Armijo *et al.* [2010] y que se observa en la Figura 2.3, esta zona limita por el oeste con la Precordillera y por el este por el Margen Oriental de los Andes (región sub andina). Consta de tres grandes estructuras reconocibles morfológicamente: la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental y Cadenas subandinas.

Esta zona presenta relevancia debido a que es donde se produce el alzamiento que comenzó durante el Terciario Temprano [Lamb *et al.*, 1996], centrándose principalmente en el desarrollo del *plateau* desde el Mioceno, durante el registro de la mayor tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica [Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997].

#### Cordillera Occidental y Altiplano - Puna

La Cordillera Occidental (Figura 2.3), posee alturas promedio entre los 3800 - 4500 m.s.n.m y es el lugar donde se localiza el arco volcánico actual, en el cual se encuentran los volcanes más altos del mundo (Volcán Ojos del Salado 6887 m.s.n.m y Volcán Llullaillaco 6739 m.s.n.m) los cuales son estratovolcanes andesíticos activos. Por el oeste limita con la Precordillera y por el este con el Altiplano o Puna. En esta zona es posible encontrar ciertas estructuras que muestran evidencia del arco volcánico tales como: Complejo Metamórfico Belén [Pacci *et al.*, 1980; Basei *et al.*, 1996; Riquelme, 1998; Wörner *et al.*, 2000] y Formación Lupica [Aguirre, 1990; Riquelme, 1998].

Por otro lado, el Altiplano - Puna (Figura 2.3) es una zona de depresión entre la Cordillera Occidental y la Oriental, y que promedia 4000 m.s.n.m, lo que lo localiza como el segundo *plateau* más alto del mundo, sólo superado por el Tibet [ej., Allmendinger *et al.*, 1997]. Esta zona se encuentra quebrada por una serie de fallas inversas de alto ángulo [Turner & Mendez, 1979; Allmendinger *et al.*, 1983] y es también posible encontrar rocas sedimentarias y volcánicas de 10 km de espesor [Riller & Oncken, 2003] que se encuentran rellenadas por ignimbritas. Una de las características de esta zona, es la factibilidad de observar un sistema de drenaje interno debido al encierro provocado por la depresión, el cual tiene un comportamiento diferente al que se observa al oeste de la Cordillera Occidental. El alzamiento de los Andes Centrales comenzó durante el Terciario Temprano [Lamb *et al.*, 1996], centrándose principalmente en el desarrollo de esta área desde el Mioceno, durante el registro de la mayor tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica [Allmendinger & Gubbels, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997].

#### Cordillera Oriental y Cadenas Subandinas

La Cordillera Oriental (Figura 2.3), es una zona que supera los 6500 m.s.n.m de altura, la cual está formada por un cinturón de cabalgamientos de edad terciaria de gran anchura y donde es posible encontrar fallas inversas de gran complejidad [Baldis *et al.*, 1975; Turner & Mon, 1979]. Se puede observar en esta zona, un acortamiento de la corteza debido a la subducción mediante sistemas de empujes convergentes, pero que poseen diferentes estilos de deformación que varía según la latitud.

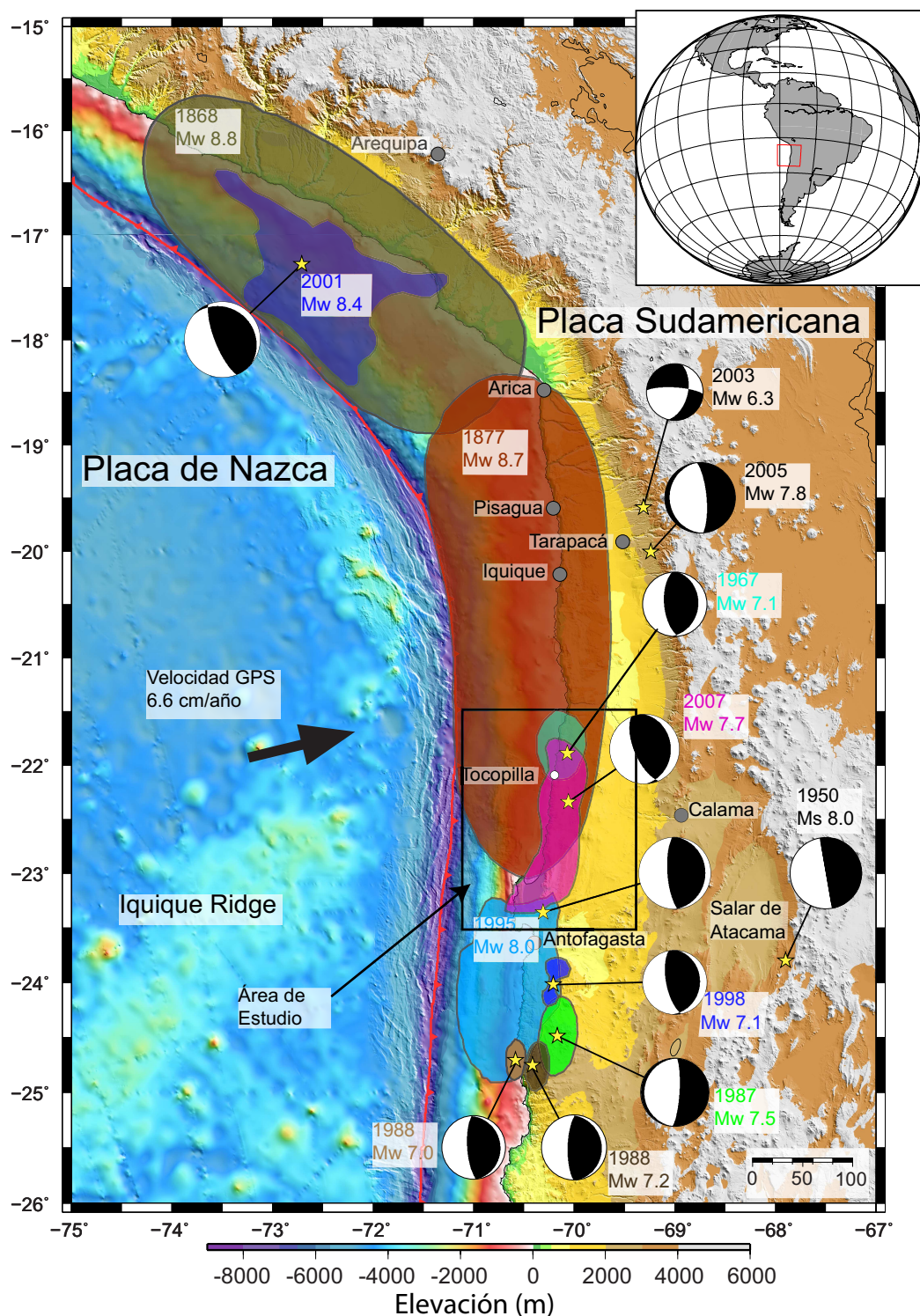
Por otro lado, al costado Este de la Cordillera Oriental, se encuentran las Cadenas Subandinas (Figura 2.3), en las cuales es posible observar un cinturón de pliegues y cabalgamientos activos y donde se acomoda la mayor parte del acortamiento cortical de los Andes Centrales [Kley & Monaldi, 1998]. Según datos geológicos las velocidades de acortamiento varían entre 5 - 25 mm/año [Baby *et al.*, 1997; Kley & Monaldi, 1998], mientras que datos geodésicos reportan velocidades entre 3 - 15 mm/año [Norabuena *et al.*, 1998; Klotz *et al.*, 1999; Bevis *et al.*, 2001; Khazaradze & Klotz, 2003; Chlieh *et al.*, 2004]. Esta estructura se compone principalmente de sedimentos Paleozoicos, Cretácicos y del Cenozoico, los cuales se van superponiendo a lo largo de las llanuras, al este de la Cadenas [Isacks, 1988].

### 2.2.3. Sismotectónica del *Gap* Sísmico (Caso de Estudio)

La geometría de la zona de estudio ha sido ampliamente explorada por diversas técnicas geofísicas. Estudios de datos sismológicos telesísmicos, indican que la Placa de Nazca puede ser dividida en seis segmentos y que bajo los Andes Centrales (15°S - 28°S), ésta subduce con ángulos variables hasta los 600 km de profundidad, observándose una zona asísmica entre los 320 - 525 km de profundidad [Barazangi & Isacks, 1976]. Tichelaar & Ruff [1991] reporta con datos de sismicidad relocalizada del terremoto de Tocopilla del año 1967, que la ubicación del *downdip* varía entre los 45 - 48 km de profundidad, con un ángulo de inclinación del *slab* de  $18^\circ \pm 3^\circ$ . Por otra parte, Dorbath [1997] observa ausencia de sismicidad entre los 300 - 500 km de profundidad indicando la ausencia de la zona de Wadati - Benioff, con ángulos de inclinación de la placa de Nazca que van desde 30° en la fosa, 50° a los 275 km de profundidad (parte asísmica del *slab*) y 40° en zona sobre el manto superior. En la zona de Antofagasta, se ha reportado que el ángulo de subducción del *slab* de la zona que actúa de forma sísmica varía entre los 10° - 20°, alcanzando dicha zona una profundidad entre los 47 - 50 km. Lo anterior se obtiene con datos tanto telesísmicos, como de redes locales, que indican además un cambio en los esfuerzos observado desde los mecanismos de foco. Lo anterior permite caracterizar la zona con un ancho sismogénico que varía entre los 90 - 130 km [Comte *et al.*, 1994; Delouis *et al.*, 1996]. Con la utilización de sísmica de alto ángulo ó refracción, varios proyectos han estudiado la zona proponiendo ángulos que van desde 9° - 25°, desde la fosa hasta los 30 - 50 km de profundidad [Patzwahl *et al.*, 1999; ANCORP, 2003]. Cabe destacar que Contreras-Reyes *et al.* [2012], reportó un quiebre abrupto en el ángulo de subducción a  $\sim 22^\circ$ S, en donde la primera parte del *slab* subducta con 10° hasta  $\sim 20$  km de profundidad, para luego continuar con el proceso de subducción con un ángulo de 22°.

Al tratar el tema de los límites de la zona sismogénica y el acoplamiento para la zona de estudio, éstos varían dependiendo del autor y la metodología utilizada. En lo que respecta al *downdip*, Tichelaar & Ruff [1991], lo definen usando sismos de magnitud mayor que 6, que ocurren en la interfaz del contacto, obteniendo como ubicación de esta área los 36 - 41 km de profundidad del *slab*, tomando como consideración que se encuentra 100% acoplada. Por otro lado, usando sismos de magnitud  $M_b > 5.0$ , Comte & Suárez [1995], definen que el límite de la zona acoplada se encuentra a los  $40 \pm 5$  km. Delouis *et al.* [1996], por otro lado, definen con datos de una red local que la zona sismogénica se ubica entre los 20 - 50 km de profundidad. Tanto Comte & Suárez [1995] como Delouis *et al.* [1996], reportan sismicidad más allá de estos límites, pero se debe al cambio en el régimen de esfuerzos





**Figura 2.4:** Contexto Sismotectónico de la Zona de Estudio. La velocidad de convergencia entre las placas está tomada de GPS [Angermann *et al.*, 1999]. Las áreas y magnitudes de los eventos históricos (1868 y 1877), fueron tomados de Comte & Pardo [1991]. Para el evento de Arequipa de 2001, la magnitud, epicentro y mecanismo de foco fue tomada del Harvard CMT y la distribución de slip de Pritchard *et al.* [2007]. En lo que respecta al evento de 1967, la magnitud, epicentro y mecanismo de foco fue tomado del International Seismological Center y Tichelaar & Ruff [1991]. Para los eventos de 1950, 2003 y 2005, los datos fueron tomados de Kausel & Campos [1992], Legrand *et al.* [2007] y Delouis & Legrand [2007] respectivamente. La información de los eventos de 1987 y 1988, fueron tomados de Comte & Suárez [1995] y del NEIC, mientras que la del evento 1998 fue tomada de Pritchard *et al.* [2006]. Los datos del terremoto de Antofagasta son de Delouis *et al.* [1997] y los datos del terremoto de Tocopilla son de Peyrat *et al.* [2010] (mecanismo de foco, magnitud y epicentro) y Béjar-Pizarro *et al.* [2010] (slip). La batimetría de alta resolución se toma de Contreras-Reyes *et al.* [2012].



más allá de la zona sismogénica de *thrust* a normal. En lo que respecta al *updip*, desde datos de reflexión se puede interpretar como el término del pequeño material desagregado o prisma de acreción ( $\sim 10$  km de profundidad en la zona de estudio) [Sallarès & Ranero, 2005; Contreras-Reyes *et al.*, 2012], mientras que desde datos sismológicos y geodesia espacial es variable entre 10 - 30 km de profundidad [Delouis *et al.*, 1997; Bevis *et al.*, 2001; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Chlieh *et al.*, 2011], relacionando estos resultados generalmente al comienzo de la zona acoplada.

El acoplamiento de la zona, ha sido reportado por varios autores con la hipótesis de que ésta se encuentra 100 % acoplada entre los 30 - 50 km de profundidad [Bevis *et al.*, 2001; Khazaradze & Klotz, 2003], mientras que otros han realizado la propuesta de dividir la zona sismogénica en dos: a los 35 km de profundidad 100 % acoplada y una zona de transición localizada entre los 35 - 55 km [Chlieh *et al.*, 2004, 2011]. Esta discusión va de la mano con el estudio de la condición de *gap* sísmico que sufre la zona reportada por varios autores [Kelleher, 1972; Barazangi & Isacks, 1976; Nishenko & McCann, 1981; Nishenko, 1985; Dorbath *et al.*, 1990; Comte & Pardo, 1991; Cahill & Isacks, 1992; Comte *et al.*, 1994; Delouis *et al.*, 1996; Ruegg *et al.*, 2001] (ver Figura 2.4), definida por dos terremotos históricos : Terremoto de 1868 ( $M_w$  8.8, Agosto 16) y el Terremoto de 1877 ( $M_w$  8.8, Mayo 10). Pese a que esta región ha sido afectada por dos terremotos, estos no han sido capaces de liberar parte de la energía acumulada en la zona. El primero de ellos ocurrió el año 2001 y es conocido como Terremoto de Arequipa ( $M_w$  8.4, Junio 23), que dejó sin romper la parte sur del Perú (Terremoto de 1868) y por otra parte el Terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7, Noviembre 14 de 2007) que rompió  $\sim 150$  km de la parte sur del Terremoto de 1877. Solo se han registrado algunos eventos  $M_s$  7 dentro de este *gap* [Comte & Pardo, 1991; Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991], que al parecer no han sido capaces de liberar el déficit de deslizamiento acumulado en  $\sim 130$  años, como es el caso del Terremoto de Tocopilla [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010], que sólo liberó 2.5 - 4 % del déficit de momento sísmico acumulado [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Chlieh *et al.*, 2011; Métois *et al.*, 2012] y del Terremoto de Arequipa que sólo liberó un 67 % del momento sísmico liberado por el Terremoto de 1868, lo que significa que la zona podría esperar un terremoto  $\sim M_w$  8.5 - 9.0, si se considera que la región que no ha experimentado un proceso de ruptura tiene un largo de  $\sim 550$  km.

Al analizar la sismicidad, para tener un mejor entendimiento de la zona, ésta se divide en dos dependiendo del tipo de evento: intraplaca o interplaca. En la primera, podemos encontrar registros de tres terremotos  $M_w > 6$ , bien documentados. El primero ocurrió el 9 de Diciembre de 1950, con magnitud  $M_s$  8.0, en las cercanías de la ciudad de Calama, y se clasifica como un evento intraplaca de profundidad intermedia (79 km) y con una zona de ruptura localizada fuera del *gap* sísmico del terremoto de 1877 [Kausel & Campos, 1992]. Más al norte, el 24 de Julio de 2001 ocurre un evento intraplaca continental en la localidad de Aroma, con magnitud  $M_w$  6.3 y una profundidad de  $5 \pm 1$  km con datos de strong motion y  $4 \pm 2$  km con datos telesísmicos, lo que lo transforma en un evento superficial [Legrand *et al.*, 2007] y que ocurrió debido a la activación de una falla en la Flexura de Aroma [Farías *et al.*, 2002]. El último evento, ocurrió el 13 de Junio de 1995 en la ciudad de Tarapacá, con una magnitud  $M_w$  7.8 y profundidad de 90 - 115 km según Delouis & Legrand [2007] y una magnitud de  $M_w$  7.7 y profundidad de  $\sim 98$  km según Peyrat *et al.* [2006], siendo un evento intraplaca de profundidad intermedia. Cabe destacar que en la región se ha reportado una zona de sismicidad doble en la cual el régimen que actúa es extensional [Comte *et al.*, 1994; Delouis *et al.*, 1997], lo cual sugiere que la ruptura debe haberse propagado a través de diferentes regímenes de esfuerzo [Peyrat *et al.*, 2006].

En lo que respecta a la sismicidad interplaca, el 21 de Diciembre de 1967, ocurrió un terremoto en la zona al norte de Tocopilla ( $M_w$  7.1), a una profundidad de  $\sim 45$  - 48 km [Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991]. El 8 de Agosto de 1987, ocurrió un evento  $M_w$  7.5, rompiendo

la zona más profunda de la zona sismogénica ( $\sim 42$  km) [Ihmlé & Ruegg, 1997]. El 30 de Julio de 1995, ocurrió el Terremoto de Antofasgata  $M_w$  8.0, que rompió desde los 10 km hasta los 50 km de profundidad, siendo un terremoto de subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica [Delouis *et al.*, 1997], zona en la cual dos años después se registró un pulso asísmico que un año más tarde (30 de Enero de 1998) gatilló un evento  $M_w$  7.1 [Pritchard *et al.*, 2006]. El 14 de Noviembre de 2007, ocurre el Terremoto de Tocopilla  $M_w$  7.7, el cual rompe la parte más profunda de la zona sismogénica [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010] y que se piensa que es un precursor del gran terremoto esperado en el gap sísmico de los terremotos de 1877 y 1868 [Delouis *et al.*, 2009]. Todos los eventos mencionados anteriormente se pueden observar en la Figura 2.4.

Un aspecto interesante de la zona de estudio, es el análisis de ciertas estructuras morfológicas y su influencia en los procesos de ruptura y carga intersísmica de los terremotos. En la parte sur de esta área, se encuentra la península de Mejillones, la cual ha sido propuesta por varios autores como una barrera sísmica tanto desde registros históricos (Terremoto de 1877) [Comte & Pardo, 1991], como de datos actuales (Terremoto de Antofagasta 1995 y Terremoto de Tocopilla 2007) [Armijo & Thiele, 1990; Ruegg *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 2009; Chlieh *et al.*, 2004; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012]. Todo lo anterior, permite describir una serie de asperezas cosísmicas para los eventos que han ocurrido en la zona de estudio (Figura 2.4) tanto al norte como al sur de la península de Mejillones [ej., Pritchard *et al.*, 2006; Ihmlé & Ruegg, 1997].

#### 2.2.4. Cambios Abruptos en el *Slab*: una Pregunta Abierta de Investigación

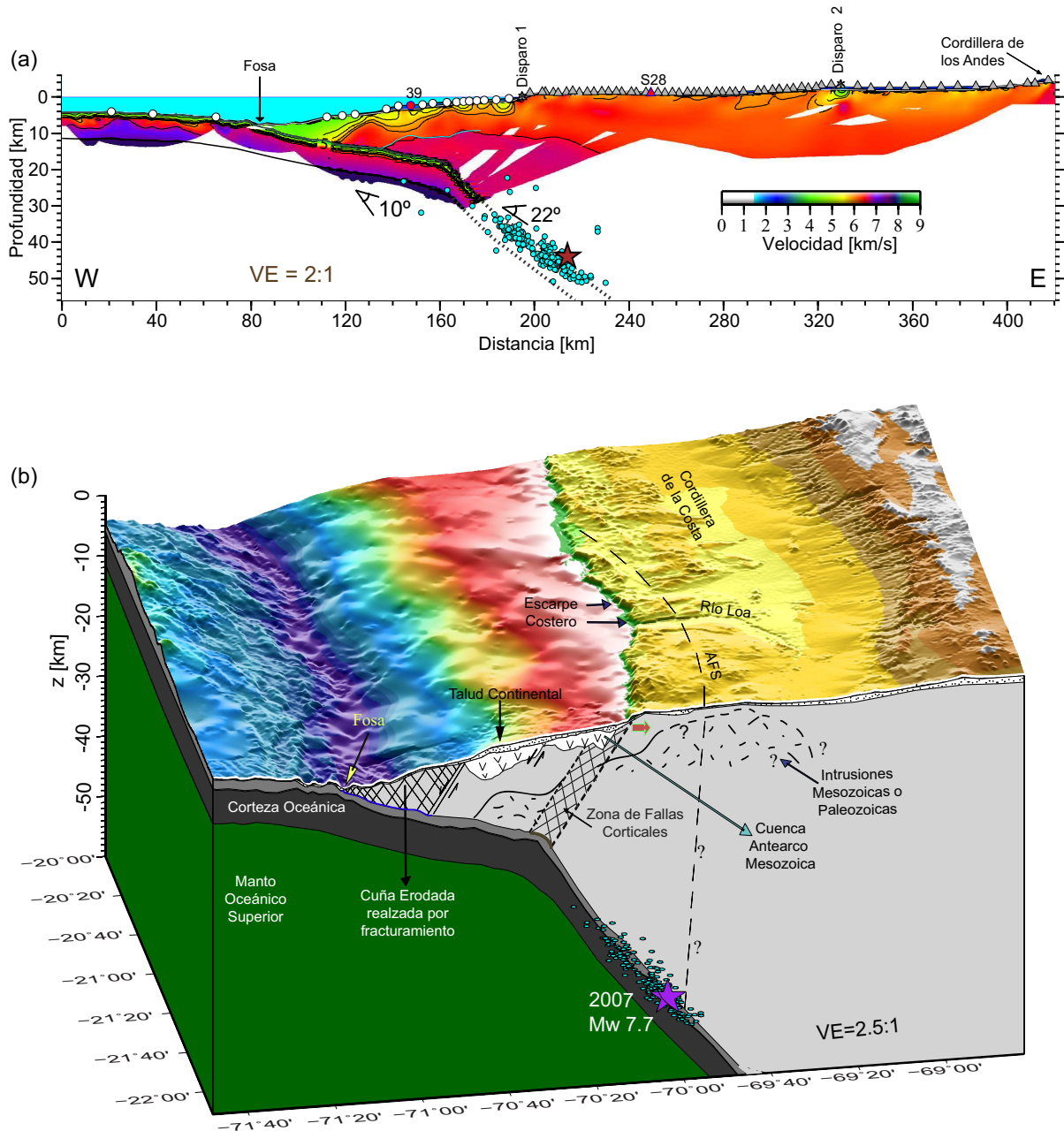
Varias interrogantes con respecto a la segmentación de la zona sismogénica a lo largo del rumbo y el manteo se abren en la zona de estudio. Para ello se hace trascendental el estudio del comportamiento de ciertas estructuras morfotectónicas y su comportamiento debido a la influencia que producen en las zonas aledañas a la ruptura sísmica [Das & Aki, 1977; Aki, 1979; Kanamori, 1981; King, 1986].

Por ejemplo, una estructura importante a considerar en la zona es el Codo de Arica, que al parecer se podría comportar como una barrera geométrica de terremotos debido a su curvatura, la que cambia abruptamente de orientación NS a N50°W [Comte & Pardo, 1991; Ruegg *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 2009]. Por otra parte, King [1986] y Contreras-Reyes & Carrizo [2011], proponen que ciertas estructuras batimétricas podrían actuar también como barreras geométricas, tal es el caso del ridge de Iquique o el ridge de Nazca, que junto con un delgado canal de subducción, permitirían que actúen como barreras para la ruptura de terremotos. Lamentablemente la falta de resolución temporal con respecto a los terremotos en el *gap* sísmico, no permite entregar mayores conclusiones en relación al comportamiento de estas estructuras, lo cual abre un flanco de investigación a futuro.

Los quiebres en la geometría del *slab*, también han sido propuestos como barreras geométricas para las rupturas sísmicas [Aki, 1979; King, 1986; Wesnousky, 2006; Cummins *et al.*, 2002]. Contreras-Reyes *et al.* [2012] propone desde un modelo de sísmica de alto ángulo ó refracción (Figura 2.5), la existencia de un *kink* en el *slab*, el cual abre interrogantes y hace interesante entender su influencia en el área de estudio a lo ya realizado en cuanto a modelizaciones y aproximaciones al proceso de ruptura sísmica del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007. Cabe mencionar, que trabajos más recientes, proponen también la existencia de un quiebre bajo la Península de Mejillones desde relocalización de alta resolución de las réplicas del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007.

Armijo & Thiele [1990], proponen la existencia de una estructura de este tipo para explicar la existencia del Escarpe Costero y por otra Béjar-Pizarro *et al.* [2010] lo propone como una barrera

para el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007. En efecto, la existencia de un quiebre que podría haber evitado que los terremotos de Tocopilla (1967 y 2007) hayan podido continuar con el proceso de ruptura hacia la superficie, pudiendo haber actuado como una barrera geométrica de terremotos profundos o más pequeños. En consecuencia, la influencia de este rasgo, abre interesantes preguntas de investigación en un laboratorio natural de excepción para el estudio de la convergencia y su asociación a los terremotos de subducción.



**Figura 2.5:** Modelo de Velocidades Sísmicas e Interpretación Tectónica. En la parte a) de la figura es posible observar el modelo de velocidades de la sísmica de alto ángulo o refracción, junto con la sísmicidad relocalizada del terremoto de Tocopilla [Fuenzalida *et al.*, 2013]. En b), se observa la interpretación tectónica del modelo de a). Figura modificada de Contreras-Reyes *et al.* [2012]

# Capítulo 3

## Marco Teórico

En el presente capítulo se hace una revisión de dos tópicos importantes al momento de generar discusión de los resultados de esta tesis. El primero tiene que ver con el funcionamiento de los terremotos y en particular con la caracterización de la zona sismogénica. Por otra parte también se hace una revisión del concepto de ciclo sísmico y sus diferentes características para entender desde otra visión los procesos de carga y descarga de una zona en particular y sus eventuales efectos ó terremotos.

### 3.1. Zona Sismogénica

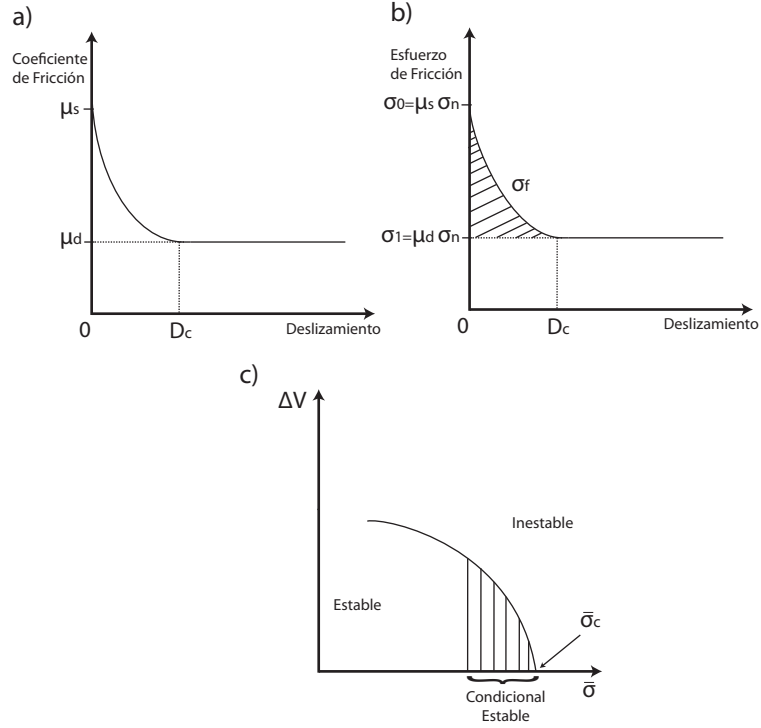
#### 3.1.1. Leyes de Fricción, Terremotos y Regímenes de Estabilidad

Los terremotos ocurren por la generación y propagación de una fractura, seguido de un repentino deslizamiento a lo largo de una falla preexistente, lo cual fue descrito por Brace & Byerlee [1966] como fenómeno de inestabilidad friccional (conocido con el nombre de *stick slip*) y que conlleva a entender los terremotos como fenómenos que se desarrollan en gran parte por procesos de fricción, donde la fractura frágil juega un rol secundario [Cowie & Scholz, 1992].

Tal como se puede observar en la Figura 3.1, en el modelo de *stick slip*, el deslizamiento comienza cuando la razón entre el esfuerzo de corte y el esfuerzo normal a la superficie alcanza una fricción estática ( $\mu_s$ ), lo cual conlleva a una caída de la resistencia friccional hasta alcanzar una fricción dinámica ( $\mu_d$ ). La fricción estática ( $\mu_s$ ), depende de la historia del deslizamiento de una superficie, lo cual si se encuentra en contacto estático bajo una carga por un tiempo  $t$ , entonces  $\mu_s$  aumenta a razón de  $\log(t)$ , mientras que  $\mu_d$  al encontrarse en un régimen de equilibrio estático (*steady-state*) depende de la velocidad de deslizamiento ( $V$ ), con una dependencia a razón de  $\log(V)$ , que en general depende del material [Scholz, 1998]. Por otro lado,  $D_c$ , es la distancia crítica de deslizamiento, la cual es necesaria para cambiar las propiedades del contacto como la velocidad de deslizamiento (Figura 3.1 a y b).

Debido a los buenos ajustes de datos experimentales, una forma de aproximación muy utilizada hoy en día es la Ley de Fricción dependiente de la velocidad y de una variable de estado, que se conoce también con el nombre de “Ley de fricción Dieterich-Ruina” o “Ley de lentitud” que se expresa como [Dieterich, 1979; Ruina, 1983]:

$$\tau = \left[ \mu_0 + a \ln \left( \frac{V}{V_0} \right) + b \ln \left( \frac{V_0 \theta}{D_c} \right) \right] \bar{\sigma} \quad (3.1)$$



**Figura 3.1:** Cambios de Fricción, Esfuerzos y Régimen de Estabilidad. a) Coeficiente de fricción, en donde la caída se produce en una distancia crítica de deslizamiento denominada  $D_c$ . b) Esfuerzo Friccional, para al mismo modelo que a). c) Estabilidad e inestabilidad del sistema, dependiente de un cambio en la velocidad y de  $\bar{\sigma}_c$ , que representa el esfuerzo normal crítico para separar el estado de inestabilidad del estado condicional estable. a) y b) modificado de Kanamori & Brodsky [2004], c) modificado de Scholz [1998].

Donde:

- $\tau$ : Esfuerzo de corte.
- $\mu_0$ : Estado de la fricción en  $V = V_0$ .
- $V$ : Velocidad de deslizamiento.
- $V_0$ : Velocidad de referencia.
- $\theta$ : Variable de estado. En el caso estático puede ser  $\theta = t$ . Dieterich [1979], propone que puede ser la edad promedio de las placas. La variable  $\theta$  puede ser obtenida desde la siguiente ecuación diferencial:

$$\dot{\theta} = 1 - \left( \frac{V \theta}{D_c} \right) \quad (3.2)$$

- $D_c$ : Distancia crítica de deslizamiento.
- $a$  y  $b$ : Propiedades que se definen a partir del material involucrado en el proceso.

El nombre de “Ley de Lentitud”, se debe a que en el *steady-state*, la variable de estado es proporcional a la lentitud ( $\theta_{ss} = \frac{D_c}{V}$ ), lo cual permite interpretar a  $D_c$  como la distancia de deslizamiento requerida para llegar a un nuevo estado de contacto, con  $\theta_{ss}$  la vida de este último. Por otro lado, pese a que en la ecuación desaparecen  $\mu_s$  y  $\mu_d$ , estas están implícitamente involucradas en el proceso

debido a la inclusión de la variable de estado y la velocidad de deslizamiento.

Al analizar la estabilidad del sistema, basado en la descripción de la fricción, se tiene que depende de dos parámetros:  $D_c$  y  $(a-b)$ , lo cual se define como la velocidad dependiente de la fricción en *steady-state*, dado por:

$$a - b = \frac{\partial \mu^{ss}}{\partial [\ln(V)]} \quad (3.3)$$

Con lo cual se obtienen dos casos generales a analizar:

- Si  $(a - b) \geq 0$ , el material tendrá velocidades de fortalecimiento (*velocity-strengthening*), lo que lleva a un régimen estable, donde los terremotos presentan una caída de esfuerzos negativa, lo que resulta en una detención de la propagación de la ruptura.
- Si  $(a - b) < 0$ , el material tendrá velocidades de debilitamiento (*velocity-weakening*), lo que conlleva a una bifurcación de los regímenes expresada en el valor crítico dado por el esfuerzo normal efectivo (esfuerzo normal menos la presión de poro), que se denomina  $\bar{\sigma}_c$  y es determinado a través de la ecuación que sigue donde  $k$  es un valor constante fijo:

$$\bar{\sigma}_c = \frac{D_c k}{-(a - b)} \quad (3.4)$$

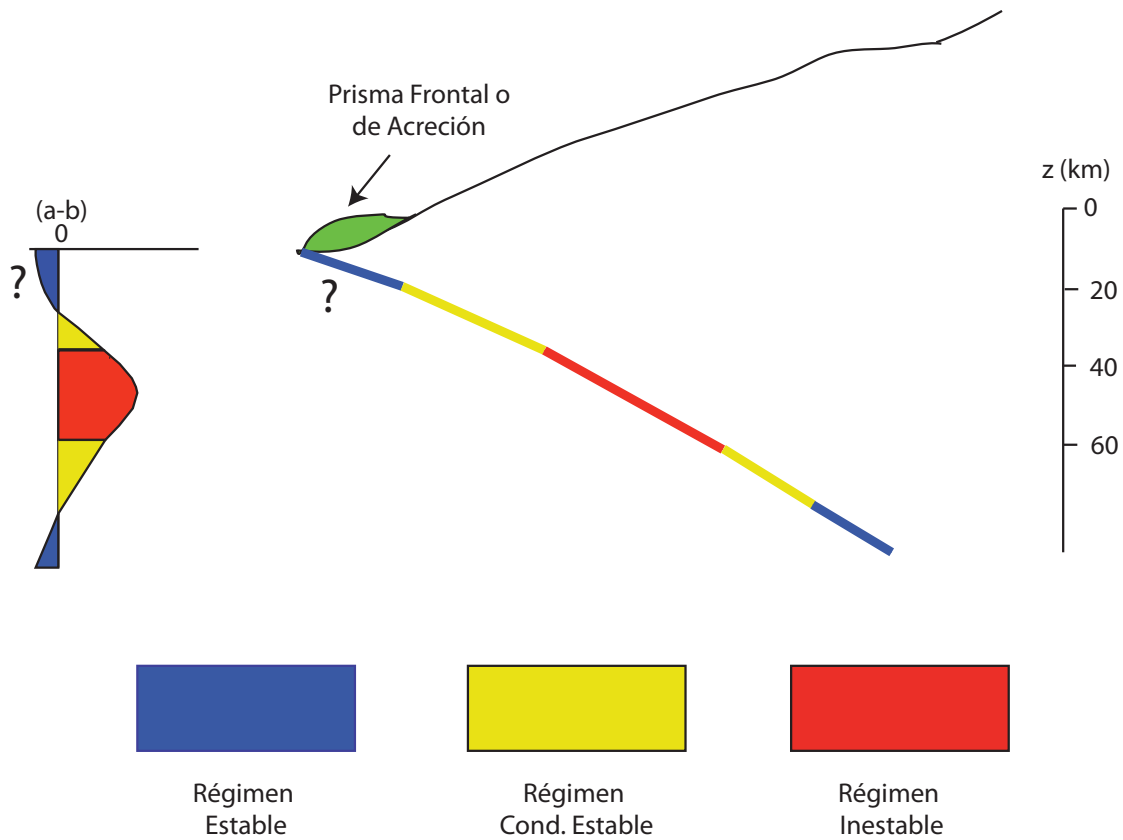
En caso de que  $\bar{\sigma} > \bar{\sigma}_c$ , el deslizamiento es inestable bajo una carga cuasi estática y es solo en este régimen donde se pueden nuclear los terremotos. En el caso de que  $\bar{\sigma} < \bar{\sigma}_c$ , se tiene que el deslizamiento es estable bajo una carga cuasi estática, pero puede pasar a ser inestable bajo una carga dinámica si excede un  $\Delta V$  debido a los esfuerzos dinámicos continuos, lo que permite entonces la propagación de la ruptura [Scholz, 1998] (Figura 3.1 c).

### 3.1.2. Comportamiento y Segmentación de la Zona Sismogénica

A pesar de que es posible comprender el proceso de ruptura sobre la base de la teoría física antes descrita, dicho proceso conlleva una alta complejidad debido a la heterogeneidad de la naturaleza geológica de estos contactos. Su modelización y entendimiento, continúa siendo un problema que tiene respuestas únicas según los diferentes casos de estudios.

En términos generales, la segmentación en profundidad en término de una caracterización friccional (Figura 3.2), muestra que la zona sismogénica se encuentra en un régimen inestable, con zonas de transición tanto hacia la superficie y en profundidad (condicional estable) las que desembocan en zonas de estabilidad.

Para entender la extensión de la zona sismogénica es posible definir dos zonas límites de ésta: el límite superior de la zona sismogénica o *updip* y el límite inferior de la zona sismogénica o *downdip*. Su importancia se debe a que limitan el comportamiento sísmico, además de ser zonas de transición de velocidades de debilitamiento y fortalecimiento [Scholz, 1989, 1990] y en general, son limitadas por modelos térmicos, sismicidad o comportamiento friccional.



**Figura 3.2:** Comportamiento Friccional de la Zona Sísmica y sus Áreas Colindantes en Profundidad. En la figura se observa un esquema de la segmentación en profundidad de la zona sísmica y las áreas que la colindan, dependiendo del régimen friccional caracterizado por el parámetro  $(a-b)$ . Figura modificada de Byrne *et al.* [1988], Scholz [1998] y Béjar-Pizarro [2011]. Se agrega un prisma de acreción (en verde en la figura) y el signo de interrogación se utiliza para indicar que la zona estable más hacia la superficie no se conoce a la perfección su comportamiento y sólo se especula.

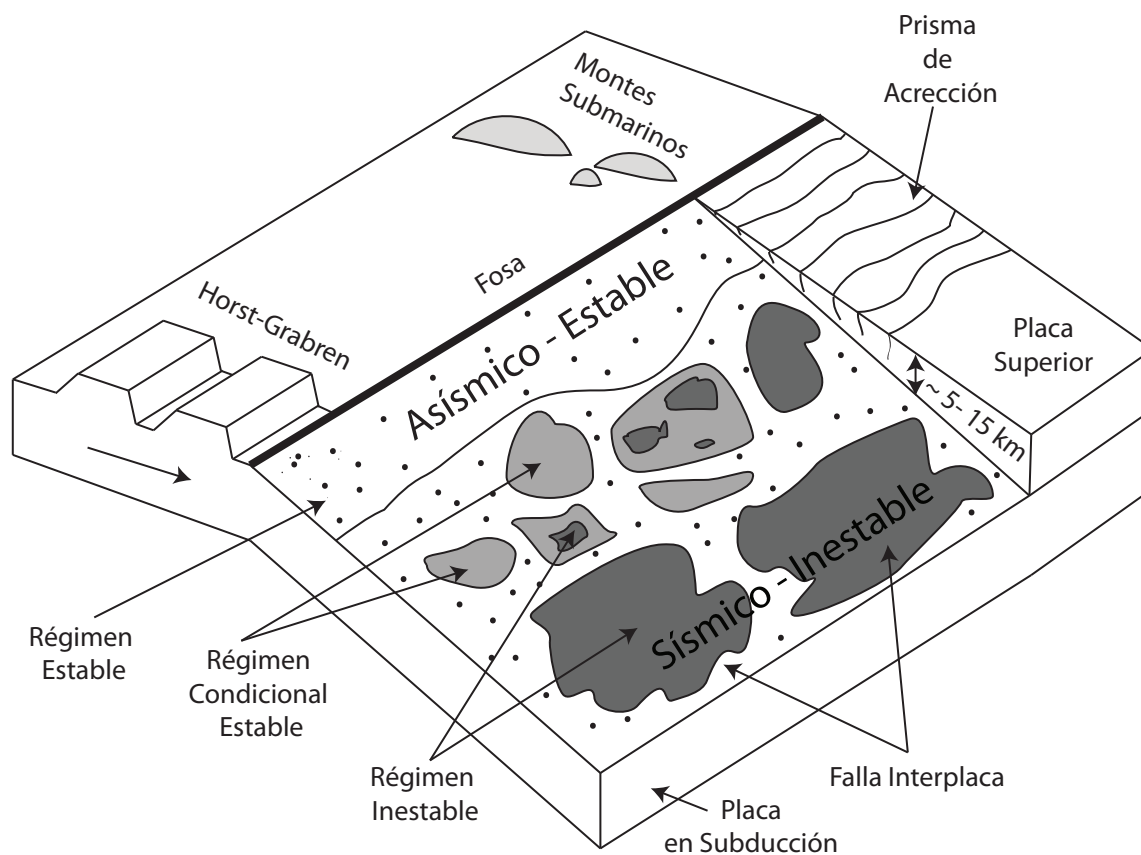
El *updip* se puede caracterizar por una zona que se encuentra costa afuera de los márgenes convergentes, con un comportamiento asísmico que se ve traducido en una ausencia de sismicidad [House & Jacob, 1983; Byrne *et al.*, 1988; Byrne & Fisher, 1990; Pacheco *et al.*, 1993; Moscoso *et al.*, 2011] y que podría ser definida como la zona desde el contacto de la falla de subducción con el prisma de acreción donde debería ocurrir una transición de deslizamiento estable a inestable, a consecuencia de los cambios petrológicos de esmectita a ilita [Vrolijk, 1990; Hyndman & Wang, 1993, 1995] que se producen en dicho lugar y cuyo rango de temperaturas (desde modelos termales basados en elementos finitos) comprende entre  $100^{\circ}$ -  $150^{\circ}$ C y profundidades que van entre los 2 - 10 km [Hyndman *et al.*, 1997; Oleskevich *et al.*, 1999]. Los procesos termales en esta zona, se encuentran controlados por: el espesor de los sedimentos que subductan, la edad de la corteza oceánica y los flujos de calor [Oleskevich *et al.*, 1999]. Se observan algunos casos en los cuales no hay presencia de deshidratación (por no alcanzar la temperatura necesaria para este proceso) ni de esmectitas en el contacto, donde se propone que el contacto de la falla de subducción con roca cristalina podría ser el límite del *updip*, mientras que otros estudios responsabilizan al proceso de diagénesis (formación de roca sedimentaria compacta a partir de sedimentos sueltos por compactación y cementación) caracterizado por: baja producción de fluidos y caída de la razón de presión de fluido y por otro lado, por el proceso de compactación de diferentes rocas [Moore & Saffer, 2001]. Al hablar del comportamiento friccional de esta zona, se hace difícil su caracterización debido a la falta de datos y resolución de los estudios ya realizados (ver zona con signo de interrogación en Figura 3.2) [Wang

& Dixon, 2004; Lay & Schwartz, 2004].

Por otra parte, la determinación de la ubicación del *downdip* cobra vital importancia para traducir los impactos de los eventos sísmicos, debido a su característica ubicación tierra adentro en zonas que generalmente se encuentran pobladas. Existe la posibilidad de caracterizar esta zona de dos formas dependiendo de las características del margen convergente. La primera de ellas tiene relación con los modelos termales, que sitúan el *downdip* en la isoterma de los 350°C [Savage & Plafker, 1991; Tichelaar & Ruff, 1993; Hyndman & Wang, 1993; Oleskevich *et al.*, 1999], lo que se condice tanto con experimentación con rocas en laboratorio [Tse & Rice, 1986; Blanpied *et al.*, 1991, 1995], como con la máxima profundidad de terremotos continentales en el mundo [Brace & Byerlee, 1970; Molnar & Chen, 1983; Tse & Rice, 1986; Wong & Chapman, 1990; Ito, 1990; Hyndman & Wang, 1993]. Debido a la falta de realidad de una zona de cambio brusco de comportamiento, se postula que existe una zona de transición entre los 350°C y los 450°C, que se relaciona con el cambio de comportamiento frágil a dúctil y lo que algunos autores proponen como una zona de comportamiento condicional estable desde el punto de vista friccional, debido al cambio de velocidad de debilitamiento a velocidad de fortalecimiento [ej., Scholz, 1990]. Los elementos que controlarían el comportamiento térmico del *downdip* son: el espesor de los sedimentos que subductan, los flujos de calor, la edad de la placa subductante, la tasa de convergencia y el manto del *slab* [Hyndman & Wang, 1993; Wang *et al.*, 1995]. La segunda caracterización tiene relación con algunos márgenes convergentes en los cuales la placa oceánica subducta bajo una delgada corteza oceánica en los arcos de islas o donde la placa que subducta es muy antigua y con solo una delgada capa de sedimentos, lo que conlleva a no alcanzar la isoterma de los 350°C; entonces el contacto con el manto viene a limitar el *downdip* a profundidades de entre 30 - 70 km [Tichelaar & Ruff, 1991, 1993; Hyndman *et al.*, 1997; Oleskevich *et al.*, 1999]. En este caso, el contacto con el Moho produce un deslizamiento estable, que algunos autores proponen como asísmico, y que se debe a la serpentización del manto [Reinen *et al.*, 1992; Hyndman *et al.*, 1997; Peacock & Hyndman, 1999; Oleskevich *et al.*, 1999]. Existen evidencias en algunas zonas en las cuales el límite térmico es muy inferior a lo que muestran los modelos térmicos debido a la interacción de fluidos, cambios mineralógicos e incluso factores desconocidos [McCaffrey *et al.*, 2008]. Además, como en el caso de la zona del terremoto de Sumatra, existe evidencia de que la zona sismogénica se extiende mucho más allá del Moho continental [Simoes *et al.*, 2004; Dessa *et al.*, 2009], lo que se puede deber a una deshidratación de la corteza antes de la interfaz con el manto o que los fluidos no se infiltran en el manto sino que drenan la interfaz de la falla de subducción [Seno, 2005].

En lo que respecta a la segmentación lateral y comportamiento de la zona sismogénica en profundidad esta depende de varios aspectos y existen dos términos importantes a desarrollar. El primero tiene relación con lo descrito por Scholz & Engelder [1976], quienes explicitan la idea de que las zonas de una falla que están sometidas a altos regímenes de esfuerzo en promedio con respecto al área que la rodea se le denomina aspereza, y que durante un terremoto se refleja en que estas zonas concentran la mayor cantidad de deslizamiento cosísmico [ej., Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012]. Por otro lado, Aki [1979], describe el término barrera como zonas que actúan de freno para la ruptura de un terremoto y que pueden ser del tipo geométrico o inhomogéneas. Las primeras se refieren a lugares donde el contacto cambia de dirección, lo que trae consigo un cambio en el estado de esfuerzos, actuando como barrera en el caso que el terremoto no tenga la suficiente energía para continuar con la ruptura. Las segundas, se relacionan con todo lo que no tenga que ver con cambios geométricos y que se pueden asociar a anomalías de velocidades sísmicas [Aki, 1979] o por otro lado, a estructuras que se encuentran subductando (ej. montes submarinos) [Kelleher & McCann, 1976, 1977].

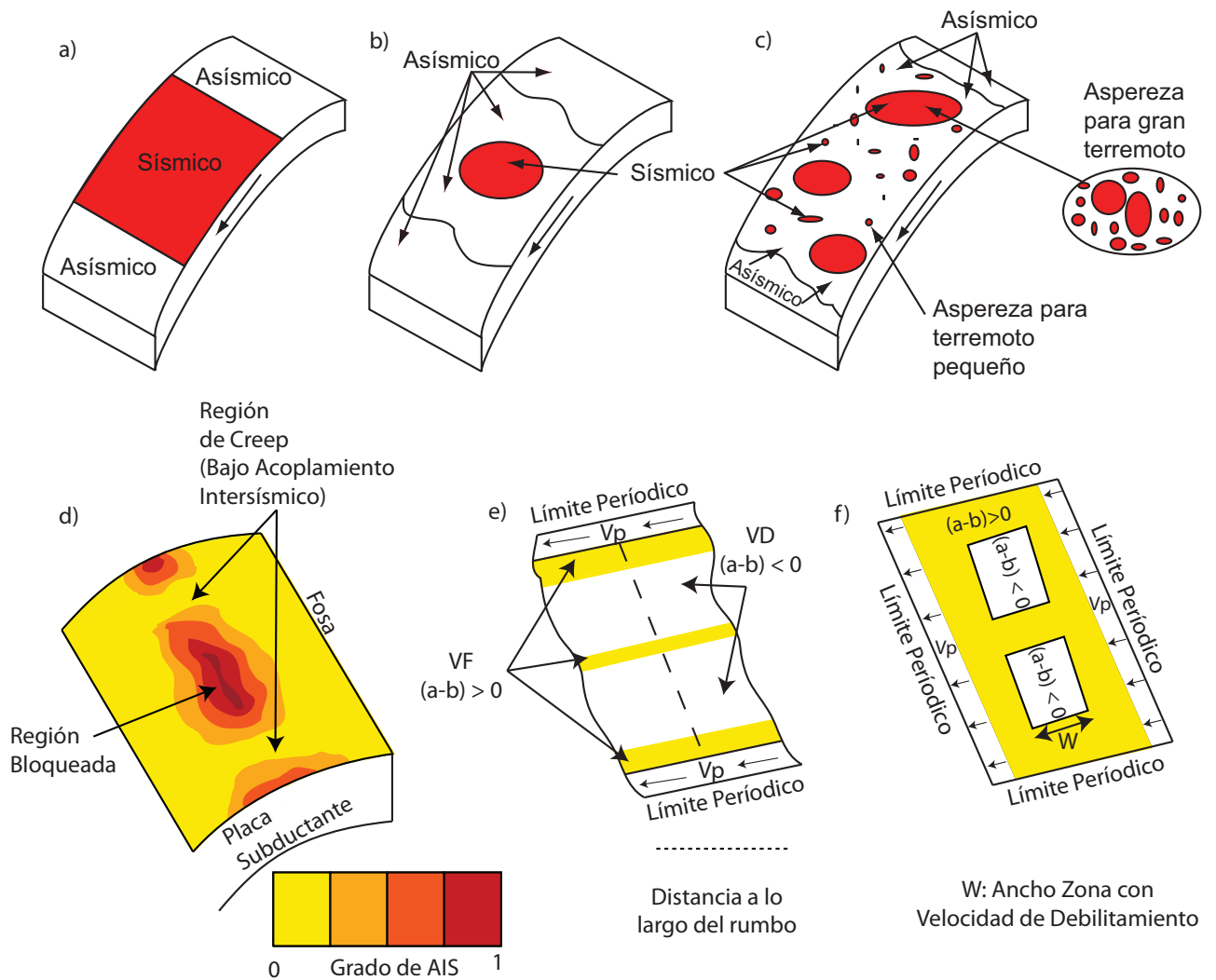




**Figura 3.3:** Esquema Resumen Zona Sísmogénica en una Zona de Subducción. En la figura, es posible observar el comportamiento de la subducción, incluyendo su segmentación en profundidad tanto por régimen de estabilidad como por tipo de deslizamiento e incluyendo la importancia de estudiar cómo afectan estructuras morfológicas que se encuentran en subducción dentro de los procesos (Figura modificada de Lay & Bilek [2007])

En relación a las barreras geométricas, estas pueden actuar como segmentación en profundidad, en especial cuando existe la presencia de un quiebre abrupto en el ángulo del *slab* (*kink*) [Aki, 1979; King, 1986; Wesnousky, 2006]. Cummins *et al.* [2002] propone que el terremoto de Nankai de 1946 puede haber detenido su ruptura debido a la presencia de un *kink* en el *slab*, al igual que lo propuesto por Ito *et al.* [2005] en la zona de Miyagi, Japón. Por otro lado, Contreras-Reyes *et al.* [2012] reportó la presencia de un *kink* en la zona de Tocopilla, en el norte de Chile, que también podría haber actuado como barrera geométrica para el terremoto de Tocopilla 2007, debido a que estos cambios en la geometría disminuirían el acoplamiento interplaca [Cummins *et al.*, 2002; Collot *et al.*, 2004; Konca *et al.*, 2008].

En lo que se refiere a la segmentación lateral de la zona sísmogénica, existen variadas y diferentes interpretaciones con respecto a las barreras y asperezas. Existen evidencias de que las barreras sísmicas en algunas zonas parecen ser no permanentes y pueden tender probablemente a moverse dentro del área bloqueada en el período intersísmico y que en algunos casos favorecen la repetitividad de terremotos [Konca *et al.*, 2008]. Es posible observar en algunas zonas segmentadas una relación con ciertas estructuras morfológicas que se encuentran en subducción como: montes submarinos [Kelleher & McCann, 1976, 1977; Cummins *et al.*, 2002; Bilek *et al.*, 2003; Kodaira *et al.*, 2002] o dorsales oceánicas [Kelleher & McCann, 1976; Perfettini *et al.*, 2010]. Los montes submarinos son descritos por algunos modelos como incrementadores del acoplamiento local [Cloos, 1992; Scholz & Small, 1997], además de influir en el tamaño de la región de máximo deslizamiento o asperezas de



**Figura 3.4:** Modelo de Zona Sismogénica. Es posible apreciar en la figura los distintos modelos de zona sismogénica, desde los más simples pero poco realistas (a), hasta algunos más complejos y observados en algunas zonas del mundo (b y c), si se describe el proceso desde el punto de vista del tipo de deslizamiento. Por otro lado también es posible describir el deslizamiento y su comportamiento dentro de la zona sismogénica al describir el acoplamiento intersísmico que actúa en una zona (d). Por otro lado, también se puede describir la zona sismogénica desde el punto de vista friccional tanto a lo largo del rumbo (e), como en profundidad incluyendo el ancho de la zona inestable (f), en donde (a-b) describe el régimen friccional en que se encuentran las distintas zonas y  $V_p$  indica la velocidad con que la placa se encuentra subductando. (Figura modificada de Schwartz & Rokosky [2007], Kaneko *et al.* [2010] y Béjar-Pizarro [2011])

grandes terremotos [Bilek *et al.*, 2003], con lo cual pueden actuar como una barrera [Kodaira *et al.*, 2002] o como una aspereza [Abercrombie *et al.*, 2001], lo que se debe a que el comportamiento friccional de los montes depende de la heterogeneidad de la morfología del suelo marino, además de las propiedades del material subductante, la temperatura, la presión y el rol que el monte cumple en el ciclo sísmico [Bilek *et al.*, 2003]. Contreras-Reyes & Carrizo [2011] proponen una caracterización para el control que ejercen las grandes características batimétricas debido al rol que juegan en la segmentación, entendiendo que estas pueden aumentar el esfuerzo normal y el acoplamiento en la interfaz de subducción, lo que conlleva a un efecto en la sismicidad y entre las cuales se encuentran: zonas de fracturas, cadenas de montes submarinos y centros de expansión, además del rol del canal

de subducción. Por lo tanto, dos factores que afectan el comportamiento de la ruptura de los terremotos son: la flotabilidad de las características batimétricas y el canal de subducción, observándose un comportamiento dual de estas estructuras. En caso de tener un canal de subducción grueso, se suaviza el grado de acoplamiento y por lo tanto se reduce el límite de esfuerzo de corte permitiendo la propagación lateral de la ruptura y viceversa. También es posible observar que estructuras de la placa superior afectan la segmentación de la zona sismogénica, en donde es posible observar que un sistema de fallas corticales paralelas a la fosa actúan como barrera para la propagación de réplicas a lo largo de la subducción y se pueden correlacionar con ciertos elementos de subducción plana [Audin *et al.*, 2008; Collot *et al.*, 2004]. Otras características morfológicas importantes en la categorización intersegmento son las penínsulas, que responden a estructuras en profundidad que se encuentran desacopladas y actúan como barreras sísmicas [Ruegg *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1996, 1997; Kodaira *et al.*, 2006; Delouis *et al.*, 2009; Melnick *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010].

En relación con el comportamiento de la zona sismogénica, existen diferentes modelos que describen su funcionamiento, desde el punto de vista friccional y su relación con el acoplamiento (Figura 3.4).

Los modelos más simples (Figura 3.4 a), describen la zona sismogénica como un área completamente bloqueada, más o menos homogénea, y con un comportamiento sísmico, lo que conlleva a una velocidad de debilitamiento ( $(a-b) < 0$ ), limitada en su exterior por zonas asísmicas más bien desacopladas y con velocidades de fortalecimiento ( $(a-b) > 0$ ). Cabe destacar, que estos modelos son poco realistas, ya que al observar los desplazamientos cosísmicos de distintos terremotos se observa un patrón más heterogéneo [ej., Delouis *et al.*, 1997; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010], lo que lleva a concluir que la zona sismogénica se comporta de diferentes maneras tanto a lo largo del rumbo como en profundidad.

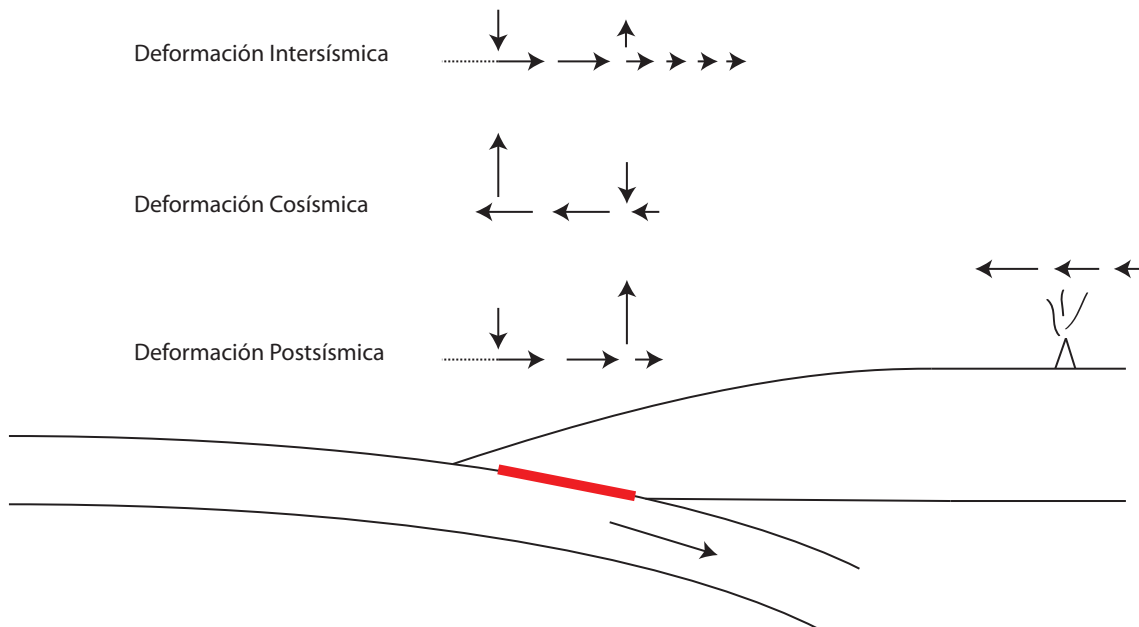
Otros modelos, muestran que la zona sismogénica tiene un comportamiento más complejo, que depende tanto de las asperezas presentes (Figura 3.4 b y c), como del grado de acoplamiento (Figura 3.4 d) ó del grado de acoplamiento intersísmico y tipos de deslizamientos (Figura 3.4 e y f). Los modelos que dependen de asperezas, que se han observado en zonas como Boso y Costa Rica [Schwartz & Rokosky, 2007], muestran una zona sismogénica con una sola gran aspereza con comportamiento sísmico, dentro de una gran zona de comportamiento asísmico (Figura 3.4 b), mientras que otros modelos más complejos muestran diversas asperezas de distintos tamaños (Figura 3.4 c), que pueden ser capaces de interactuar entre sí [Scholz, 1990], como se observa en Japón, donde es posible reportar la interacción de pequeñas asperezas dentro de una zona asísmica que producen cierta repetitividad de terremotos [Uchida *et al.*, 2003; Igarashi *et al.*, 2003; Schwartz & Rokosky, 2007]

Entonces, una forma de entender el proceso que ocurre en la zona sismogénica, es que entre más fuerte es el grado de acoplamiento intersísmico y la distribución de esfuerzo es más uniforme, entonces se tendrán terremotos más grandes y por el contrario, si la distribución de esfuerzos es más heterogénea, las rupturas tienden a ser de menor tamaño y tienen una variación del largo de ruptura [Lay & Kanamori, 1981]. Todo lo anterior, también puede ser descrito desde el punto de vista friccional (Figura 3.4 e y f), incluyendo modelos que cambian tanto a lo largo del rumbo (2 dimensiones) o en profundidad (3 dimensiones) [Kaneko *et al.*, 2010], incluyendo los efectos de la subducción de estructuras dentro de los regímenes de estabilidad, como: montes submarinos ó horst - graben (Figura 3.3) [Pacheco *et al.*, 1993; Kanamori & McNally, 1982; Lay & Bilek, 2007; Wang, 2007].

### 3.2. Ciclo Sísmico

Luego del gran terremoto de 1906 en San Francisco (California, EEUU), Reid [1910] propuso el modelo de rebote elástico, donde se describe que la falla de San Andreas en su parte más profunda habría acumulado un deslizamiento de varios metros como efecto del movimiento continuo de las placas (Pacífica y Norteamericana) y que se tradujo en una deformación elástica en superficie, que produjo esfuerzo de cizalle, que al llegar a su límite máximo, produce la ruptura. Esta descripción, dió origen a lo que hoy en día se conoce como ciclo sísmico, el cual básicamente, describe la forma en que las fuerzas tectónicas se acumulan y se relajan con el paso del tiempo, considerando siempre, que la reconstrucción histórica de estos ciclos, es complicada dado que se realiza en base a datos no exactos (geológicos e históricos), que producen mucha variabilidad temporal, sin poder entender su repetitividad [McCaffrey, 2007].

Según lo propuesto por Ruegg [1994], para adentrarse en el ciclo sísmico, se deben tener en cuenta dos escalas. La primera de ellas, tiene relación con el espacio y su correspondiente identificación y definición del área sísmica comprometida en un terremoto característico y por ende, donde está actuando el ciclo sísmico, identificando: contexto tectónico, condiciones de borde, fallas activas, microsismicidad, distribución de hipocentros, mecanismos focales y la variación en el tiempo de estos parámetros. La segunda escala, es la que se relaciona con el tiempo que involucra las etapas de deformación dentro del ciclo sísmico y el tiempo de recurrencia de terremotos que ocurren en una zona determinada de estudio. Dentro de esta variable temporal, es de vital importancia la identificación de lagunas o *gap* sísmicos, que son lugares en los límites de la convergencia, que no registran terremotos característicos durante un largo período de tiempo y que podría romperse dentro de un período de tiempo próximo [Kelleher, 1972; Kelleher *et al.*, 1973; McCann *et al.*, 1979; Nishenko & McCann, 1981; Nishenko, 1985].



**Figura 3.5:** Ciclo Sísmico y Deformación Superficial. Es posible apreciar en la figura, las distintas etapas del ciclo sísmico con sus respectivas señales que se deberían observar en superficie, donde las flechas indican las velocidades de deformación, la línea roja indica la zona sísmogénica. Figura modificada de Wang *et al.* [2007] y Béjar-Pizarro [2011]

Dentro de todo lo anterior, es posible identificar 4 etapas dentro de este ciclo que son:

- **Etapa Presísmica:** Es la menos observada y por lo tanto menos estudiada, pero se han reconocido ciertos cambios anormales en algunos fenómenos físicos, tales como: deslizamiento rápido o lento, ausencia o aumento de la sismicidad, variación de ciertos parámetros de propagación de ondas sísmicas ( $V_p/V_s$ , anisotropía, factor de atenuación  $Q$ ), cambio en parámetros hidrogeológicos (nivel freático de pozos, emisión de radón, presión, composición química) y variación de la resistividad eléctrica [Ruegg, 1994; Mogi, 1985; Scholz, 1990]. Tse & Rice [1986], proponen que esta fase se inicia como una aceleración de deslizamiento en la zona bloqueada, que se propaga rápidamente dando lugar a un terremoto [Béjar-Pizarro, 2011]. El largo de donde se origina esta ruptura o donde se produce la nucleación es de 3 cm [Kanamori & Brodsky, 2004] y puede llegar a 1 m [Lapusta & Rice, 2003]. También se han observado deslizamientos lentos o asísmicos, previo a un evento [Linde & Silver, 1989; Melbourne & Webb, 2002; Ruegg *et al.*, 2001].
- **Etapa Cosísmica:** es aquella donde ocurre el terremoto y donde los esfuerzos elásticos se relajan en la zona, producto de la ruptura y puede tener una duración de segundos a minutos. El proceso se lleva a cabo en casi su totalidad en la zona sismogénica, debido al régimen friccional inestable, pudiendo propagarse a zonas de régimen condicional estable. El movimiento de la superficie es hacia el mar en su totalidad y de alzamiento en la vertical cercano a la fosa, con subsidencia al alejarse de esta (Figura 3.5).
- **Etapa Postsísmica:** Este período comprende todo lo que ocurre después de un terremoto, hasta que se vuelva al período de carga. Béjar-Pizarro [2011] caracteriza en tres los mecanismos que se han desarrollado para explicar este tipo de relajación.
  - Deslizamiento lento postsísmico o *after slip (creep)*: se produce en la zona de ruptura o aledañas a ésta, en especial aquellas con poco deslizamiento cosísmico y puede durar semanas o meses, pudiendo liberar un momento sísmico similar al del evento principal (en porcentaje) [Heki *et al.*, 1997; Bürgmann *et al.*, 2001].
  - Relajación Viscoelástica en la Astenósfera: Parece ser el mecanismo dominante al largo plazo (años o décadas después de ocurrido el terremoto), como lo que se observa en la zona del terremoto de Valdivia 1960 ( $M_w$  9.5) [Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2007].
  - Rebote Poro Elástico: Se produce debido a cambios en la presión de poros inducidos por los terremotos [Jonsson *et al.*, 2003; Peltzer *et al.*, 1998].

La deformación superficial, muestra una variación en esta etapa, dependiendo del mecanismo que la controle. En caso de haber *after slip*, la deformación sigue la misma dirección de la deformación cosísmica, pero con menor magnitud y de forma más lenta, concentrándose en los límites de la ruptura [Béjar-Pizarro, 2011]. En el caso de existir deformación viscoelástica, se observa movimiento en superficie hacia la fosa de las estaciones más alejadas de esta [Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2007] (Figura 3.5).

- **Etapa Intersísmica:** es en la cual se reaccumulan gradualmente los esfuerzos y puede ocupar el 90 % de la duración total del ciclo [Ruegg, 1994], con períodos de cientos a miles de años, dependiendo de la velocidad de la convergencia [McCaffrey, 2007]. Esta etapa, muestra una deformación opuesta a la observada en la fase cosísmica, observándose un movimiento horizontal alejándose de la fosa tierra adentro y verticalmente, en la fosa existe subsidencia y hacia tierra adentro, alzamiento. En la zona donde se observa el máximo alzamiento, se

relaciona con el fin de la zona sismogénica o el área del *downdip*, mientras que en la zona de máxima subsidencia se relaciona con el inicio de la zona sismogénica en profundidad o el área del *updip*. Durante esta etapa, el deslizamiento es más bien asísmico en la zona más profunda, aunque se han reportado zonas en donde existen procesos transitorios de deslizamiento lento sobre el plano de falla o *slow slip* [Heki *et al.*, 1997; Dragert *et al.*, 2001; Lowry *et al.*, 2001; Douglas *et al.*, 2005] y que son conocidos como terremotos silenciosos, debido a que no radian energía sísmica de alta frecuencia [Rogers & Dragert, 2003] y que han sido relacionados con eventos del tipo tremor [Schwartz & Rokosky, 2007] (Figura 3.5).

## Capítulo 4

# Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial

### 4.1. Introducción

En este capítulo se estudian de forma teórica los distintos parámetros (ver Capítulos 1 y 3) que afectan el campo de deformación superficial, tanto en la fase cosísmica, como la intersísmica. Lo anterior, se basa en el trabajo de Okada [1985] para la obtención de los desplazamientos estáticos en superficie debido a la dislocación uniforme de una superficie plana finita, inmersa en un medio elástico semi infinito (ver teoría en Apéndice A). Para ello se utiliza como base un programa desarrollado por Beauducel [2012], el cual se modifica para estudiar los efectos y diferencias entre modelos de uno y dos planos de dislocación.

Para llevar a cabo lo anterior, se realiza una exploración de parámetros (para más detalles ver Anexo B), de lo cual se desprende que la geometría de la zona de contacto de la subducción es uno de los elementos de primer orden que influyen en los mecanismos responsables del proceso de ruptura y segmentación sísmica, sobre todo la ubicación del *updip* y del *downdip*.

El campo de deformación elástica durante la fase intersísmica, se modela utilizando el modelo *backslip* propuesto por Savage [1983], el que considera que la deformación durante esta fase del ciclo sísmico, puede ser dividida en dos componentes: una subducción continua que se relaciona con el movimiento a largo plazo de la placa y que no tiene mayores efectos en superficie y la otra que es la componente *backslip* que corresponde al deslizamiento de la interfaz a la velocidad de convergencia pero asimilado al comportamiento de una falla normal y que sí tiene un efecto superficial, pudiendo ser registrada por instrumentos como GPS o InSAR.

Para el estudio teórico del efecto en el campo de deformación superficial de un quiebre en el *slab* en la fase cosísmica, basado en el resultado encontrado por Contreras-Reyes *et al.* [2012], se utilizan distintos parámetros de trabajos del terremoto de Tocopilla [ej., Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010], mientras que para la fase intersísmica, se utiliza como base el trabajo realizado por Comte & Pardo [1991], cuyos resultados, en relación a la extensión del *gap* sísmico, son similares a los asumidos por varios autores [ej., Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Scholz & Campos, 2012; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013].

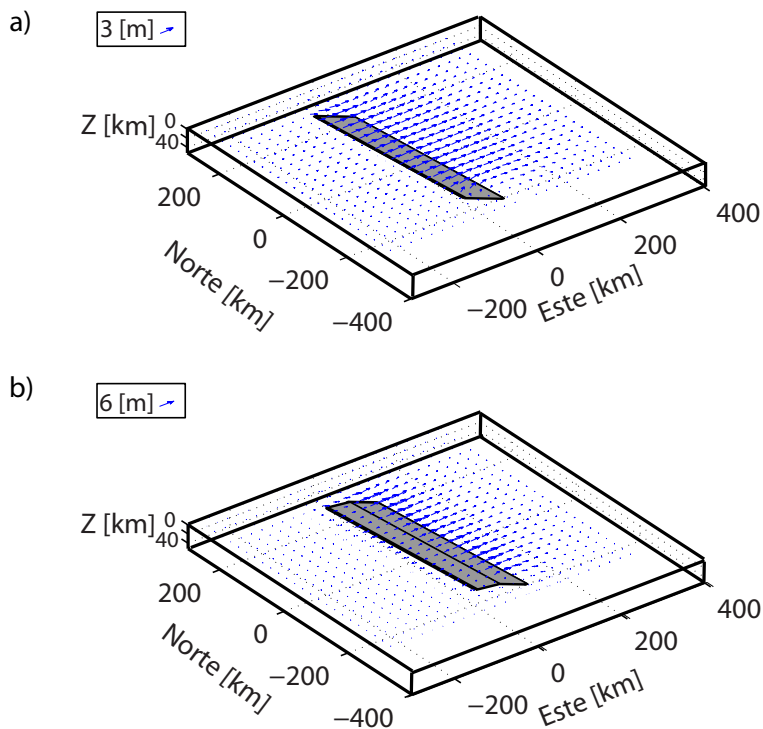
## 4.2. Resultados

### 4.2.1. Efectos Teóricos en la Etapa Intersísmica

En el estudio de la fase intersísmica, se toman en consideración distintos parámetros (definidos en los Capítulos 1 y 3), basados en trabajos ya realizados, asumiendo la existencia de una laguna sísmica de una extensión de  $\sim 420$  km [Comte & Pardo, 1991], variando la localización del *updip*, la orientación de los planos, y los manteos de los planos, asumiendo un desplazamiento promedio de  $\sim 10$  m, debido al déficit de deslizamiento de 135 años [ej., Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011]. En la siguiente tabla se presenta el resultado de la comparación entre los modelos directos de uno y dos planos (tomando como referencia la geometría propuesta por Contreras-Reyes *et al.* [2012]), con sus respectivos resultados (para la exploración de parámetros ver Apéndice B).

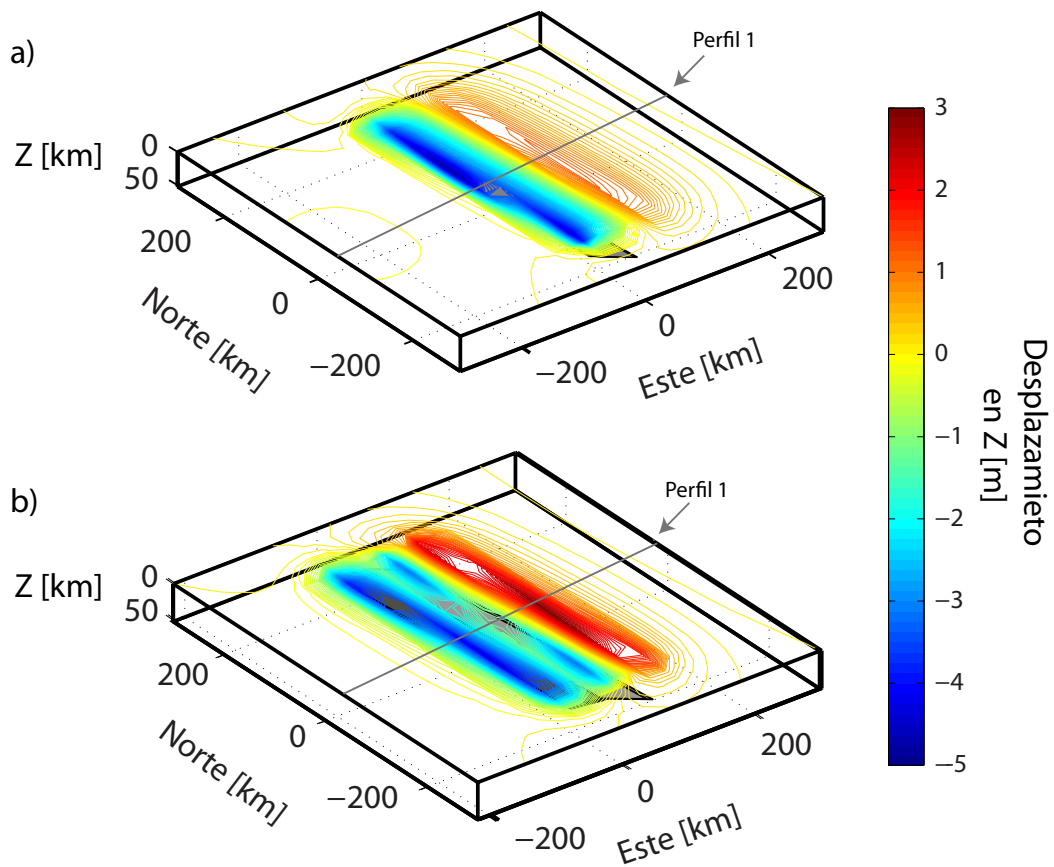
	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	$355^\circ$	$355^\circ$	$355^\circ$
Manteo	$22^\circ$	$10^\circ$	$22^\circ$
<i>Rake</i>	$-90^\circ$	$-90^\circ$	$-90^\circ$
Límite Superior del Plano	10 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	50 km	20 km	40 km
Módulo de Poisson	0.25	0.25	0.25
Largo	420 km	420 km	420 km
Ancho	107 km	58 km	53 km
<i>Slip</i>	10 m	10 m	10 m

**Tabla 4.1:** Parámetros Etapa Intersísmica.

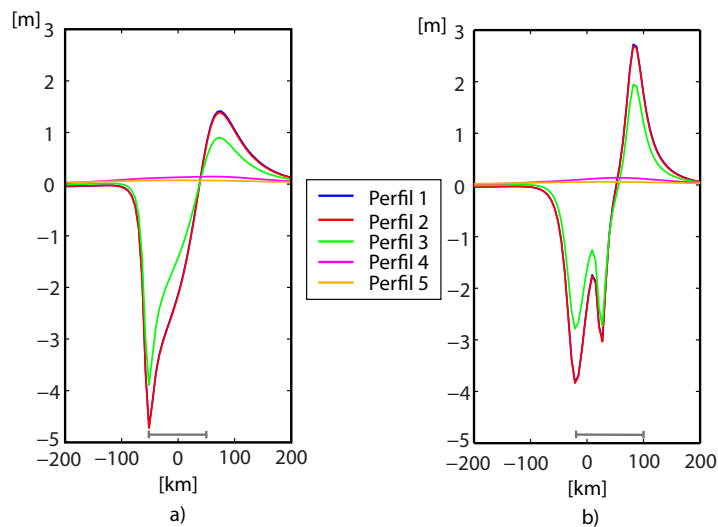


**Figura 4.1:** Comparación entre los campos estáticos de desplazamientos superficiales. En a) se observa el campo producto de un plano con los parámetros descritos en la Tabla 4.1, mientras que en b) es lo mismo descrito anteriormente para el caso de dos planos.





**Figura 4.2:** Misma leyenda que Figura 4.1, pero para el desplazamiento vertical. En la figura es posible apreciar en gris, el perfil 1 de la Figura 4.3, que pasa por el centro del plano y se utiliza como referencia para dicha figura.



**Figura 4.3:** Cortes Desplazamiento Vertical de forma Perpendicular al Plano de Falla. En la figura se puede observar distintos perfiles, de los cuales se puede desprender como varía el desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla. En el Perfil 1 (azul), se muestra un corte que pasa por el centro de la falla mientras que en los Perfiles 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (magenta) se aumenta cada 50 km la distancia desde el centro de la falla, para finalizar con el Perfil 5 (café), el cual pasa a 210 km del centro de la falla. En a) se representa un plano, mientras que en b) el efecto de dos planos. Se indica con la línea gris, la ubicación del plano utilizado para ambos casos de estudio.

En las figuras anteriores, es posible observar los resultados al modelizar directamente el campo de deformación superficial con Okada [1985] en la etapa intersísmica, considerando un modelo *backslip* [Savage, 1983] y los parámetros de la Tabla 4.1.

En lo que respecta a los resultados para el campo de desplazamiento horizontal, se puede apreciar que para el caso del modelo directo de un plano (Figura 4.1 a), la distribución del desplazamiento es más bien homogéneo dentro del área del plano, alcanzando los máximos valores aproximadamente en la zona media del plano en profundidad. Por otra parte, en el caso del modelo directo con un *kink* en el *slab* (Figura 4.1 b), se aprecia que la distribución de desplazamiento es causada principalmente por el plano inferior, aumentando aproximadamente en 3 m los valores máximos de este modelo en comparación con el modelo directo de un plano. Cabe destacar, que se observa en la Figura 4.1 b una disminución sustancial del desplazamiento horizontal en la zona del *kink*, lo que se podría relacionar al efecto de barrera geométrica que representa este rasgo.

Por otra parte, al observar los resultados del campo de desplazamiento vertical, se puede desprender una mayor subsidencia en el paso de la modelización directa de un plano (Figura 4.2 a) y un mayor alzamiento en la modelización con un *kink* en el *slab* (Figura 4.2 b). En la Figura 4.3, es factible apreciar la variación de los desplazamientos desde el máximo en el centro de la falla, hasta valores mínimos hacia el extremo final de ésta, lo cual se observa desde los perfiles que se realizan para el modelo directo tanto con uno y dos planos (Figura 4.3 a y b). En la Figura 4.13 a), se observa la comparación de los valores máximos de desplazamiento vertical para cada uno de los modelos y es posible comentar que la subsidencia en el modelo directo de un plano es mayor por cerca de 1 m al modelo directo de dos planos y en donde el *kink* en el *slab* actúa disminuyendo dichos valores de subsidencia para este modelo. En lo que respecta a los alzamientos, la misma Figura 4.13 a), muestra que en el caso del modelo directo de dos planos estos valores máximos de desplazamientos sobrepasan por cerca de 1.5 m los mismos valores para el modelo directo con un plano.

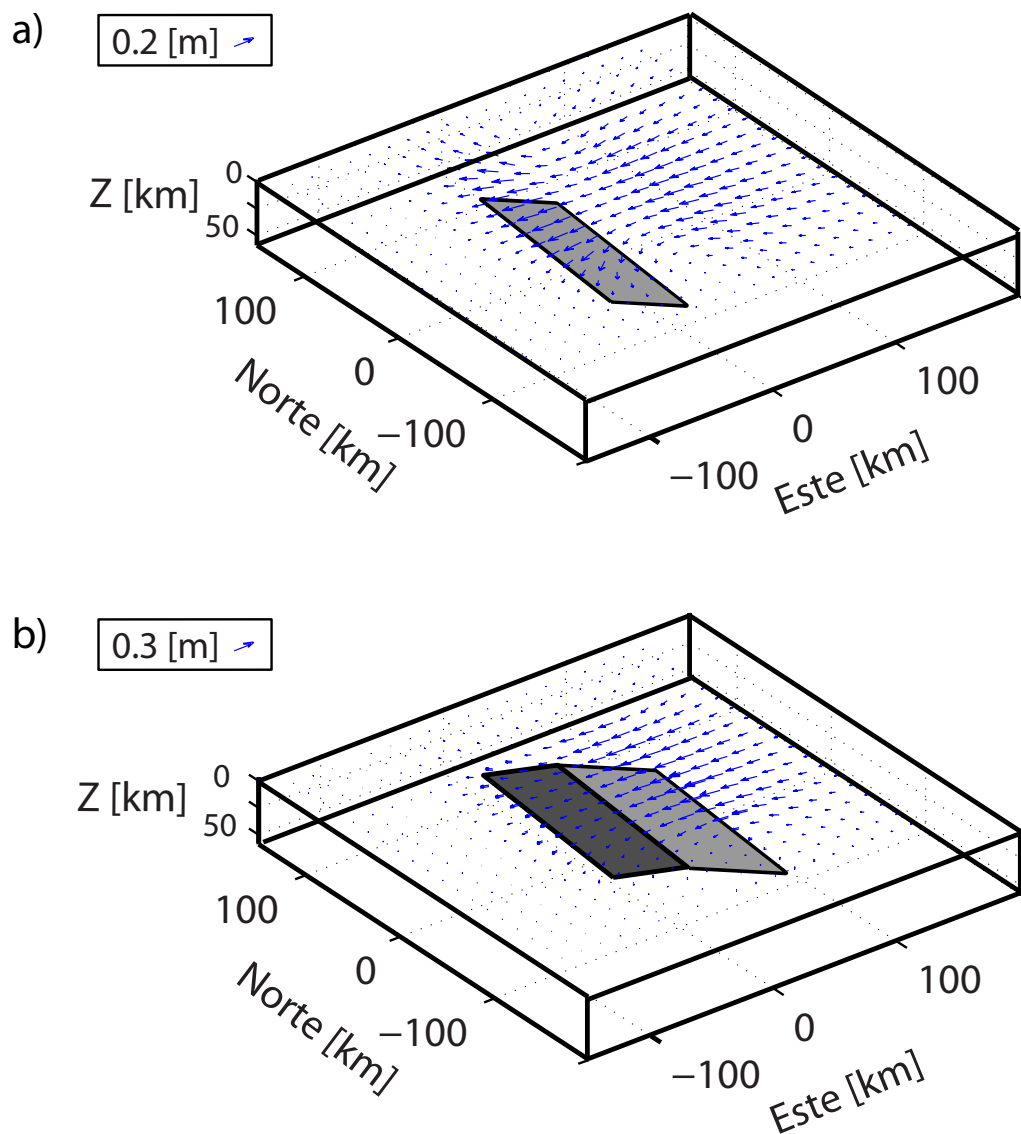
En consecuencia con los resultados respectivos a esta etapa del ciclo sísmico (Figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.13 a) y Apéndice B), se observa que el efecto del quiebre en el *slab* en el campo de desplazamiento horizontal es significativo, dado que existe un aumento de los desplazamientos en dicho campo y cuya distribución está limitada fuertemente por el quiebre, donde los desplazamientos cambian de magnitud abruptamente si se compara con el campo producido por el modelo de un plano. Por otro lado, se observa un cambio significativo en donde el quiebre en el *slab* produce un aumento del desplazamiento vertical y una disminución de la subsidencia, lo que se relaciona directamente con lo que ocurriría con un evento durante la etapa cosísmica bajo los mismos parámetros de la Tabla 4.1. Lo anterior se debe a la inversión del alzamiento con la subsidencia en el modelo (ver Apéndice B), lo que conlleva una posibilidad de *tsunami* en el caso de que el plano superior se mueva hacia la superficie, aunque cabe destacar que el alzamiento es un poco menor que en el caso del modelo de un plano, no deja de ser significativo y alcanzar valores de  $\sim 4$  m.

#### 4.2.2. Efectos Teóricos Etapa Cosísmica

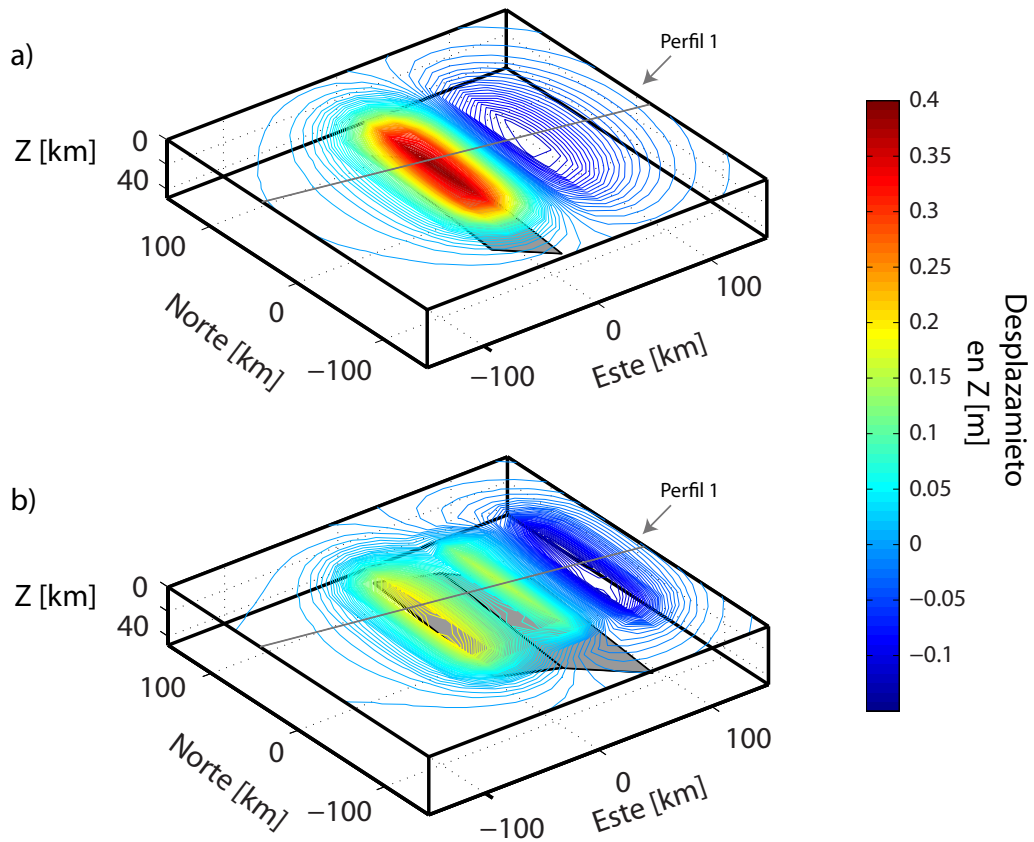
Para el estudio teórico de esta etapa del ciclo sísmico, se utiliza como caso de estudio el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, que ha sido documentado por varios autores de los cuales se toman los parámetros para observar y analizar los efectos que produce un *kink* en el *slab* [Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010]. En las siguientes tablas y figuras se pueden apreciar los parámetros utilizados y sus respectivos resultados (para exploración de parámetros ver Apéndice B).

	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	5°	5°	5°
Manteo	20°	10°	22°
<i>Rake</i>	105°	105°	105°
Límite Superior del Plano	26 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	47 km	20 km	40 km
Módulo de Poisson	0.26	0.26	0.26
Largo	156 km	156 km	156 km
Ancho	61 km	58 km	53 km
<i>Slip</i>	1.1 m	0.5 m	0.5 m

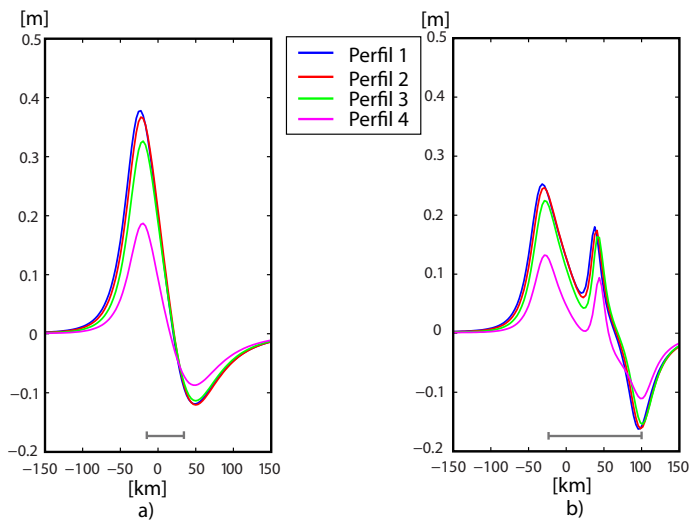
**Tabla 4.2:** Parámetros Etapa Cosmática de Béjar-Pizarro *et al.* [2010].



**Figura 4.4:** Comparación entre los campos estáticos de desplazamientos superficiales con parámetros de Béjar-Pizarro *et al.* [2010]. En a) se observa el campo producto de un plano con los parámetros descritos en la Tabla 4.2, mientras que en b) es lo mismo descrito anteriormente para el caso de dos planos.



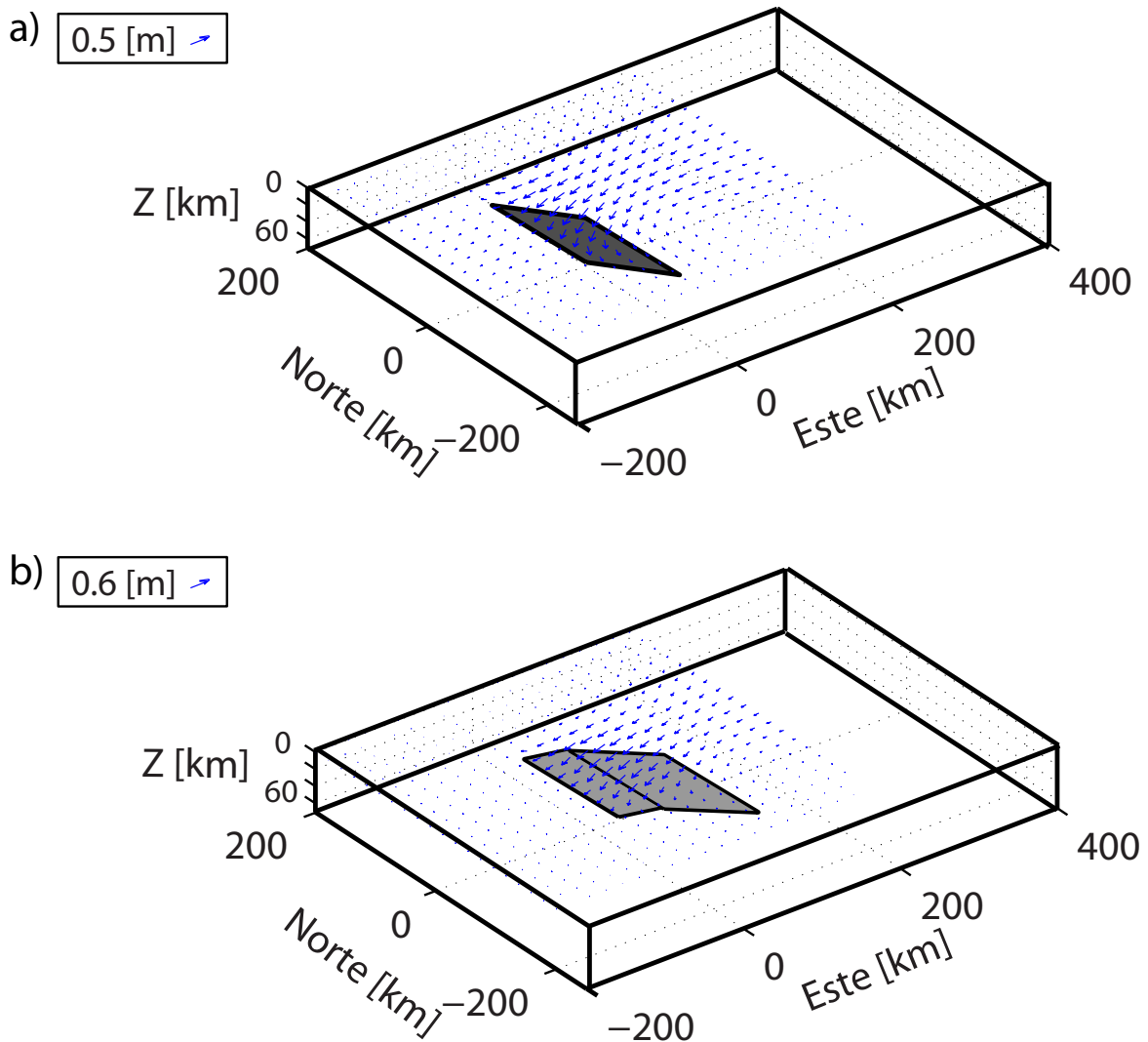
**Figura 4.5:** Misma leyenda que Figura 4.4, pero para el desplazamiento vertical. En la figura es posible apreciar en gris, el perfil 1 de la Figura 4.6, que pasa por el centro del plano y se utiliza como referencia para dicha figura.



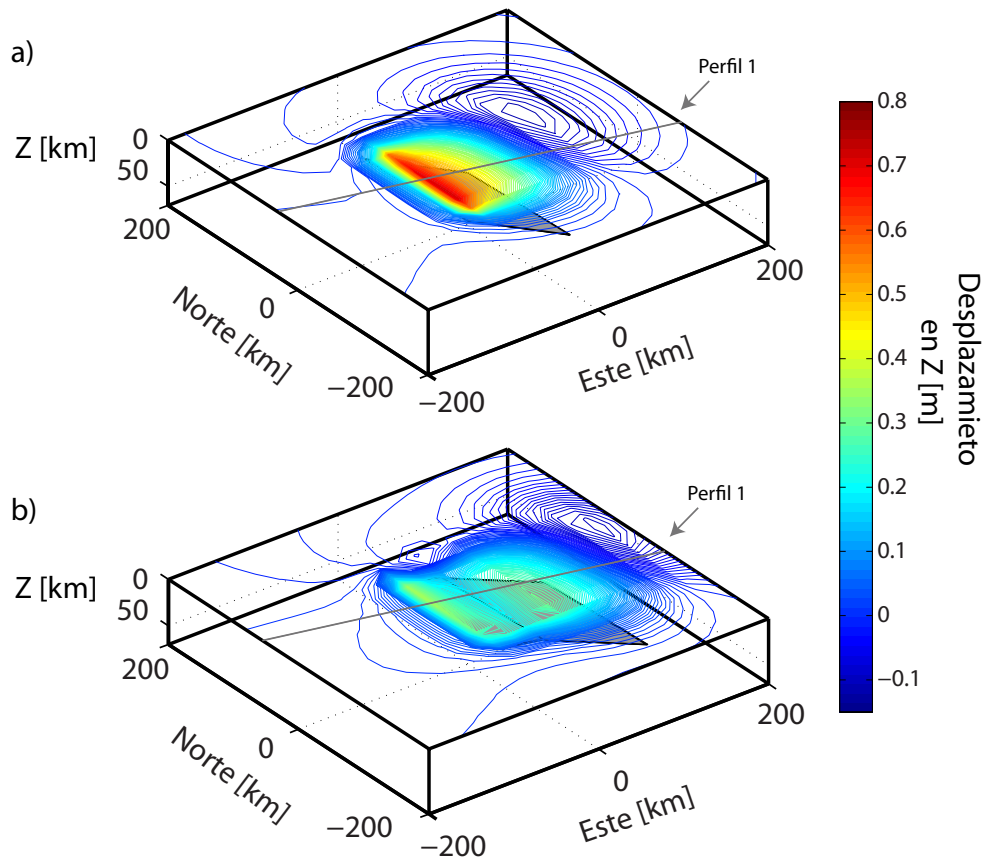
**Figura 4.6:** Cortes Desplazamiento Vertical de forma Perpendicular al Plano de Falla. En la figura se puede observar distintos perfiles, de los cuales se puede desprender como varía el desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla. En el Perfil 1 (azul), se muestra un corte que pasa por el centro de la falla mientras que en los Perfiles 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (magenta) se aumenta cada 25 km la distancia desde el centro de la falla. En a) se representa un plano, mientras que en b) el efecto de dos planos. Se indica con la línea gris, la ubicación del plano utilizado para ambos casos de estudio.

	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	358°	358°	358°
Manteo	26°	10°	22°
<i>Rake</i>	109°	109°	109°
Límite Superior del Plano	10 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	70 km	20 km	70 km
Módulo de Poisson	0.25	0.25	0.25
Largo	150 km	150 km	150 km
Ancho	137 km	58 km	133 km
<i>Slip</i>	1.5 m	1.1 m	1.1 m

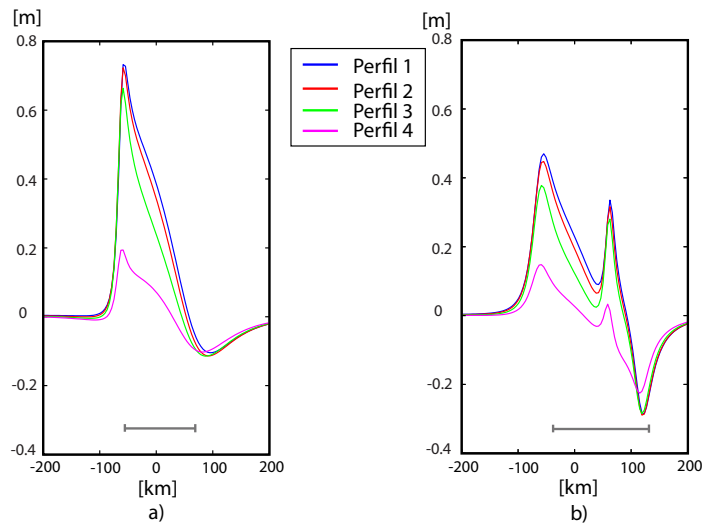
**Tabla 4.3:** Parámetros Etapa Cosísmica de Peyrat *et al.* [2010].



**Figura 4.7:** Comparación entre los campos estáticos de desplazamientos superficiales con parámetros de Peyrat *et al.* [2010]. En a) se observa el campo producto de un plano con los parámetros descritos en la Tabla 5.3, mientras que en b) es lo mismo descrito anteriormente para el caso de dos planos.



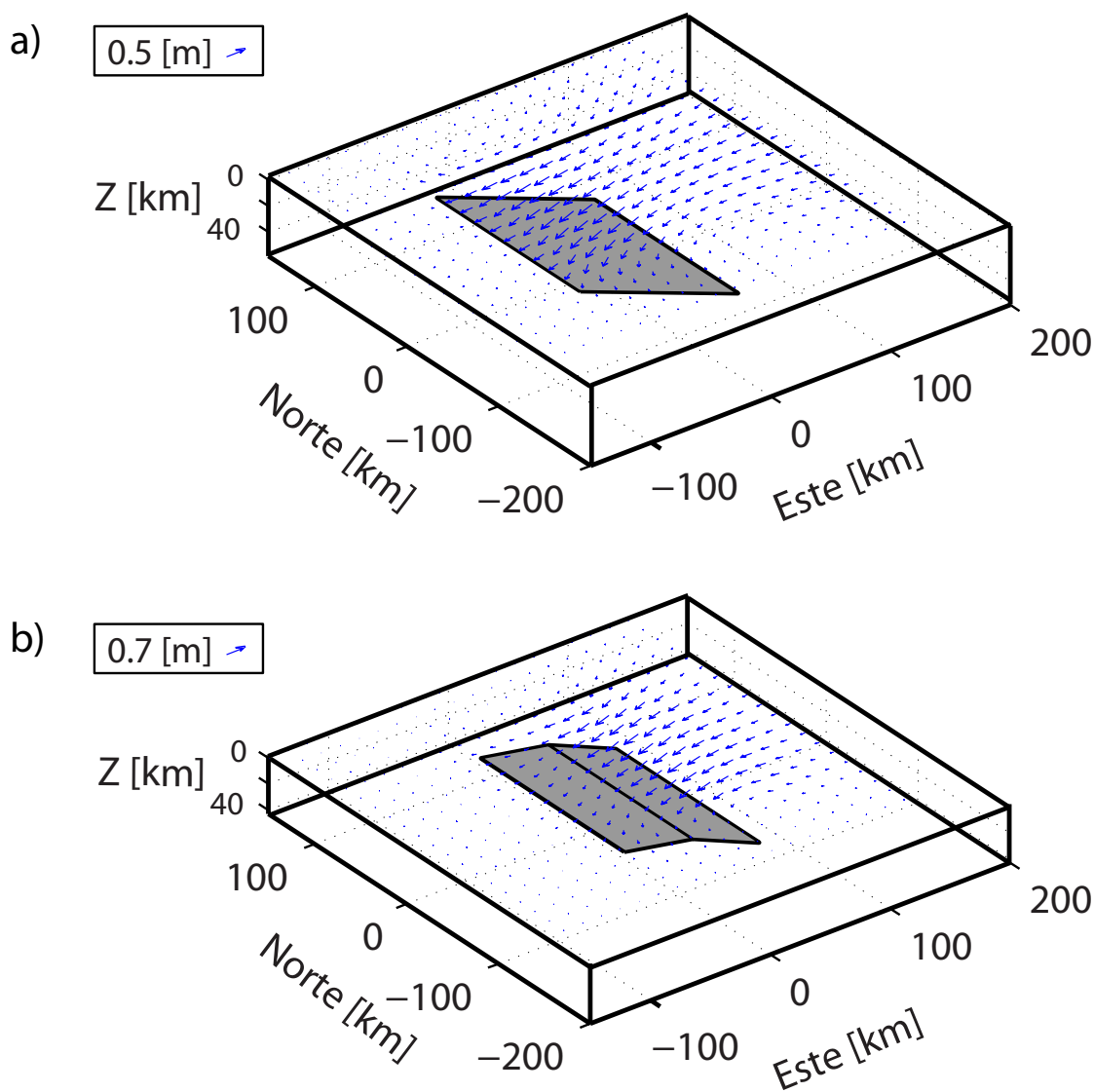
**Figura 4.8:** Misma leyenda que Figura 4.7, pero para el desplazamiento vertical. En la figura es posible apreciar en gris, el perfil 1 de la Figura 4.9, que pasa por el centro del plano y se utiliza como referencia para dicha figura.



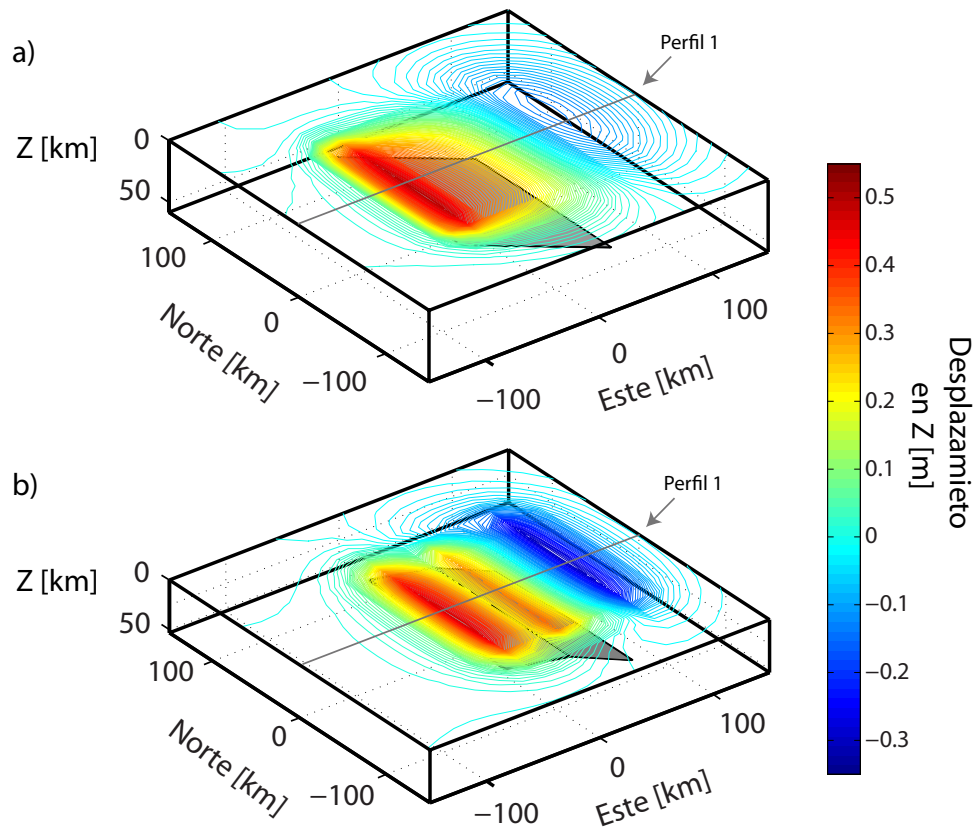
**Figura 4.9:** Cortes Desplazamiento Vertical de forma Perpendicular al Plano de Falla. En la figura se puede observar distintos perfiles, de los cuales se puede desprender como varía el desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla. En el Perfil 1 (azul), se muestra un corte que pasa por el centro de la falla mientras que en los Perfiles 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (magenta) se aumenta cada 25 km la distancia desde el centro de la falla. En a) se representa un plano, mientras que en b) el efecto de dos planos. Se indica con la línea gris, la ubicación del plano utilizado para ambos casos de estudio.

	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	0°	0°	0°
Manteo	20°	10°	22°
<i>Rake</i>	105°	105°	105°
Límite Superior del Plano	10 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	50 km	42.5 km	42.5 km
Módulo de Poisson	0.27	0.27	0.27
Largo	156 km	156 km	156 km
Ancho	117 km	58 km	60 km
<i>Slip</i>	1.2 m	1.2 m	1.2 m

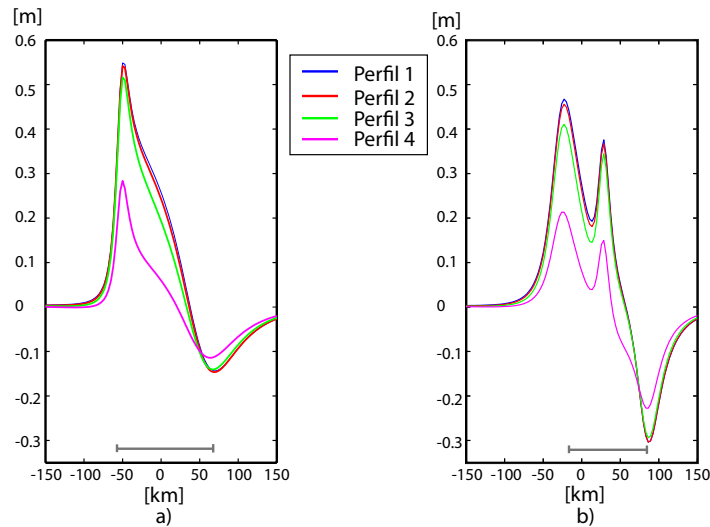
**Tabla 4.4:** Parámetros Etapa Cosmática de Delouis *et al.* [2009].



**Figura 4.10:** Comparación entre los campos estáticos de desplazamientos superficiales con parámetros de Delouis *et al.* [2009]. En a) se observa el campo producto de un plano con los parámetros descritos en la Tabla 4.4, mientras que en b) es lo mismo descrito anteriormente para el caso de dos planos.



**Figura 4.11:** Misma leyenda que Figura 4.10, pero para el desplazamiento vertical. En la figura es posible apreciar en gris, el perfil 1 de la Figura 4.12, que pasa por el centro del plano y se utiliza como referencia para dicha figura.



**Figura 4.12:** Cortes Desplazamiento Vertical de forma Perpendicular al Plano de Falla. En la figura se puede observar distintos perfiles, de los cuales se puede desprender como varía el desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla. En el Perfil 1 (azul), se muestra un corte que pasa por el centro de la falla mientras que en los Perfiles 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (magenta) se aumenta cada 25 km la distancia desde el centro de la falla. En a) se representa un plano, mientras que en b) el efecto de dos planos. Se indica con la línea gris, la ubicación del plano utilizado para ambos casos de estudio.

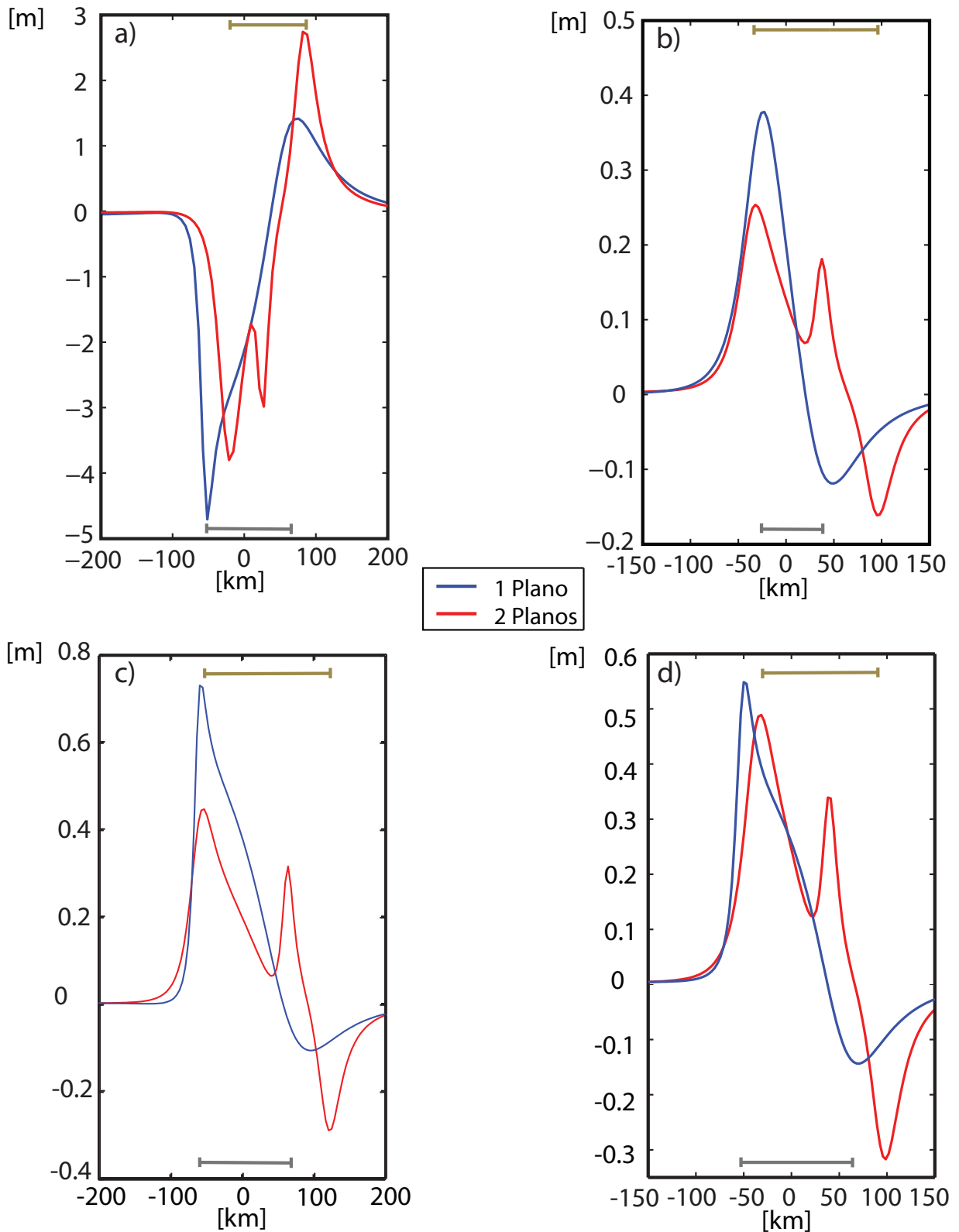


En las figuras de esta sección se pueden observar los resultados obtenidos al realizar una modelización directa del campo de deformación superficial con Okada [1985] en la etapa cosísmica, tomando los parámetros de la Tablas 4.2, 5.3 y 4.4.

En todos los casos, es posible apreciar que el campo de desplazamiento horizontal (Figuras 4.4, 4.7 y 4.10) aumenta en el caso de dos planos, observándose un caso crítico para los parámetros utilizados de Peyrat *et al.* [2010], debido a que el cambio en el manteo de los planos es más pronunciado. Lo anterior en todo caso, es sólo para mantener una coherencia en la geometría desarrollada en los otros casos, pero indica que existe una fuerte influencia en esta componente del campo de deformación para cambios en la geometría. Cabe señalar, que se observa también en dichas figuras, que en la zona donde se localiza el cambio de manteo el desplazamiento se aminora para la modelización directa de dos planos comparada con la modelización de un plano.

Por otro lado, en el desplazamiento vertical, es posible observar una disminución de los alzamientos en el modelo de dos planos, acotados por el cambio de ángulo entre los ellos, mientras en lo que respecta a la subsidencia, se observa un aumento en los valores de ésta en modelo de dos planos, en relación al modelo de un plano (Figuras 4.5, 4.8 y 4.11). Esto es posible de apreciar también al analizar los perfiles de corte del desplazamiento vertical perpendiculares a la falla, donde la zona de quiebre actúa como un freno para los alzamientos al comparar las figuras a) con las b) (Figuras 4.6, 4.9, 4.12). Al observar la Figura 4.13 b), c) y d), en donde se pueden apreciar los máximos valores de los modelos directos para el desplazamiento vertical, los alzamientos para el terremoto son menores a  $\sim 10$  cm en el caso del modelo con dos planos, pero al analizar la subsidencia para este mismo modelo en comparación con el modelo de un plano, los valores son mayores en  $\sim 15$  cm.

En consecuencia con lo anterior, para la etapa cosísmica se observa que en el caso de los modelos de un plano, se tiene que el desplazamiento horizontal se concentra sobre el plano decreciendo hacia la superficie de forma gradual, lo cual cambia sustancialmente en el modelo de dos planos, dado que los desplazamientos horizontales se concentran más en profundidad decreciendo de golpe en la zona del quiebre del *slab* (Figuras 4.4, 4.7 y 4.10). En los desplazamientos verticales también es posible apreciar cambios sustanciales, ya que la subsidencia es mucho mayor en los modelos con dos planos y se observan dos máximos en los alzamientos que se relacionan a la presencia de un *kink* en el *slab*, pero en donde el modelo de un plano, siempre alcanza los mayores valores de alzamiento (Figuras 4.5, 4.8, 4.11 y 4.13). Esta última distribución de desplazamientos, se puede vincular con los quiebres en el *slab* o *kink*, que actuarían como barreras geométricas para los terremotos [Aki, 1979; King, 1986; Wesnousky, 2006], y que indicaría una complejidad en la zona de estudio debido a la segmentación en profundidad. Lo anterior se puede explicar por varias situaciones: estos cambios en la geometría producirían una disminución del acoplamiento interplaca [Cummins *et al.*, 2002; Konca *et al.*, 2008] con lo que se impide el paso de la ruptura; la región cercana al cambio de manteo podría ser una región de esfuerzos altos con un incremento del acoplamiento; o por último, que es una zona de bajos esfuerzos debido a fracturamiento [Contreras-Reyes *et al.*, 2012]. Con los resultados que se obtienen, es factible también entender que en los trabajos realizados para el Terremoto de Tocopilla [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010], se observa que rompió la parte más profunda de la zona sismogénica, lo que sugiere que el quiebre en el *slab* actúa como barrera para terremotos pequeños ( $M_w < 8$ ), situación que puede cambiar sustancialmente si se nuclea un gran terremoto tsunamigénico, que dependiendo del lugar de su generación, podría romper hacia la fosa [Contreras-Reyes *et al.*, 2012].



**Figura 4.13:** Comparación de Máximos Desplazamientos Verticales para Fase Intersísmica y Cosísmica, Modelos Directos Uno y Dos Plano. En a) es posible apreciar los resultados de los máximos desplazamientos verticales durante la fase intersísmica, en donde la línea azul representa el modelo directo con un plano y la línea roja representa el modelo directo con dos planos. En b), c) y d) se observa los máximos desplazamientos obtenidos para la fase cosísmica con modelos directos con los parámetros propuestos por Béjar-Pizarro *et al.* [2010] (Tabla 4.2), Peyrat *et al.* [2010] (Tabla 5.3) y Delouis *et al.* [2009] (Tabla 4.4) respectivamente. La línea gris (parte inferior de cada figura) y la línea café (parte superior de cada figura), indican la ubicación de la superficie de dislocación, tanto para el modelo directo con un plano (color gris), como el de dos planos respectivamente (color café).

## Capítulo 5

# Modelos de Inversión Terremoto de Tocopilla

### 5.1. Introducción

En este capítulo se utilizan metodologías de inversión para estudiar la mecánica de ruptura de la zona de la zona sísmogénica basándose en mediciones geodésicas a nivel superficial (cGPS e InSAR). Lo anterior, se realiza para explorar el efecto en la distribución de deslizamiento sobre el área de ruptura de la fase cosísmica asociado a un *kink* en el *slab* en la zona que afectó el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007.

Los datos geodésicos que se utilizan en el presente capítulo son los procesados y publicados por Béjar-Pizarro *et al.* [2010]: dos imágenes InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) y estaciones cGPS (estaciones de medición continua de *Global Positioning System*).

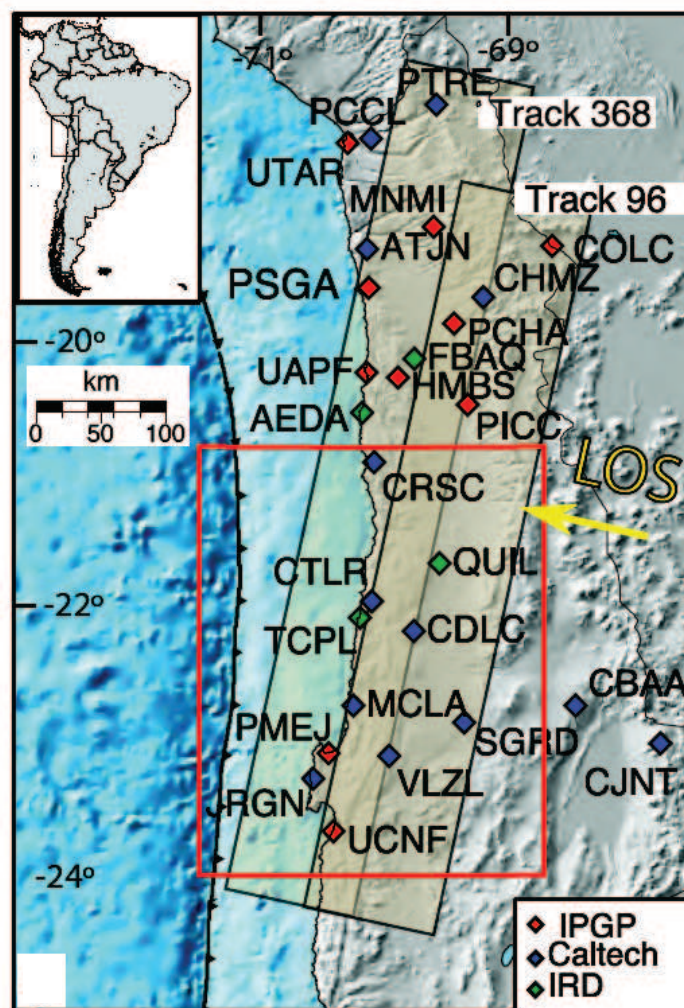
Estos datos se utilizan para hacer dos tipos de inversiones. La primera de ellas, se invierten los datos de cGPS e InSAR de forma individual y conjunta basada en el algoritmo de minimización de mínimos cuadrados de Tarantola & Valette [1982], en donde no se permiten dislocaciones de tipo normal. Por otro lado, también se realiza otra inversión sólo con los datos de cGPS utilizando la formulación de mínimos cuadrados de Tarantola [2005]. Para cada una de las estrategias mencionadas con anterioridad, se obtienen modelos de deslizamiento tanto para uno y dos planos, representando este último el *kink* en el *slab*. Utilizando los modelos de dislocación de Okada [1985] y Bouchon [1981], se realiza un análisis cualitativo y cuantitativo de los efectos que produce el *kink* en el *slab* en la mecánica de ruptura en la zona sísmogénica.

La zona cuenta con una variedad de trabajos que estudian el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, basados en diferentes técnicas para la obtención de modelos de deslizamiento. Delouis *et al.* [2009] utilizan datos tele sísmicos y de acelerógrafos, Béjar-Pizarro *et al.* [2010] datos de cGPS e InSAR, Peyrat *et al.* [2010] datos tele sísmicos y de acelerógrafos, Motagh *et al.* [2010] solo InSAR y Schurr *et al.* [2012] cGPS y acelerógrafos. En esta parte del trabajo, entonces se revisita el terremoto de Tocopilla explorando los efectos de un *kink* abrupto en el *slab*, dentro de los modelos de inversión de deslizamiento, basado en el resultado del trabajo realizado por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

## 5.2. Datos Utilizados

### 5.2.1. Datos InSAR y GPS

Los datos de cGPS utilizados para las inversiones de este capítulo, provienen de estaciones localizadas en el Norte de Chile (Figura 5.1), pertenecientes a una red de cooperación internacional entre: Chile (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile), Francia (*Institut de Physique du Globe de Paris e Institut de recherche pour le développement*) y EEUU (*California Institute of Technology*). Béjar-Pizarro *et al.* [2010] procesó 11 de las estaciones cGPS mencionadas anteriormente (cuadro rojo en Figura 5.1), que se distribuyen entre la línea de costa ( $\sim 80$  km al este desde la fosa) y  $\sim 300$  km al este de la fosa en el continente, y se analizan los datos desde 30 días antes del terremoto a 26 días después de él. Para el caso especial del terremoto que se estudia en este capítulo se utilizan los datos estáticos de Béjar-Pizarro *et al.* [2010], los cuales comprenden 10 días antes y después del terremoto.



**Figura 5.1:** Ubicación Estaciones cGPS y *tracks* InSAR. Red de estaciones cGPS ubicadas en la laguna sísmica del norte de Chile y sur de Perú, pertenecientes a la institución que corresponda según leyenda. Los datos que se usaron para modelar el terremoto son los que se ubican dentro del cuadrado de color rojo. También es factible apreciar los *tracks* de InSAR utilizados en el estudio (*track 96* y *track 368*), los cuales están limitados por los cuadros de color negro. LOS (*Line Of Sight*), indica la línea de vista de los interferogramas. Imagen tomada de Béjar-Pizarro *et al.* [2010].

Los datos de InSAR utilizados, también fueron procesados por Béjar-Pizarro *et al.* [2010], quienes utilizaron 4 imágenes Envisat ASAR provenientes de dos *tracks* descendientes (*track* 96 y *track* 368) (indicados con cuadro negro en Figura 5.1), en forma de dos interferogramas cosísmicos independientes. El *track* 368 abarca temporalmente el terremoto hasta 10 días después de este, mientras que el *track* 96 abarca hasta 26 días después del terremoto.

### 5.3. Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Okada [1985]

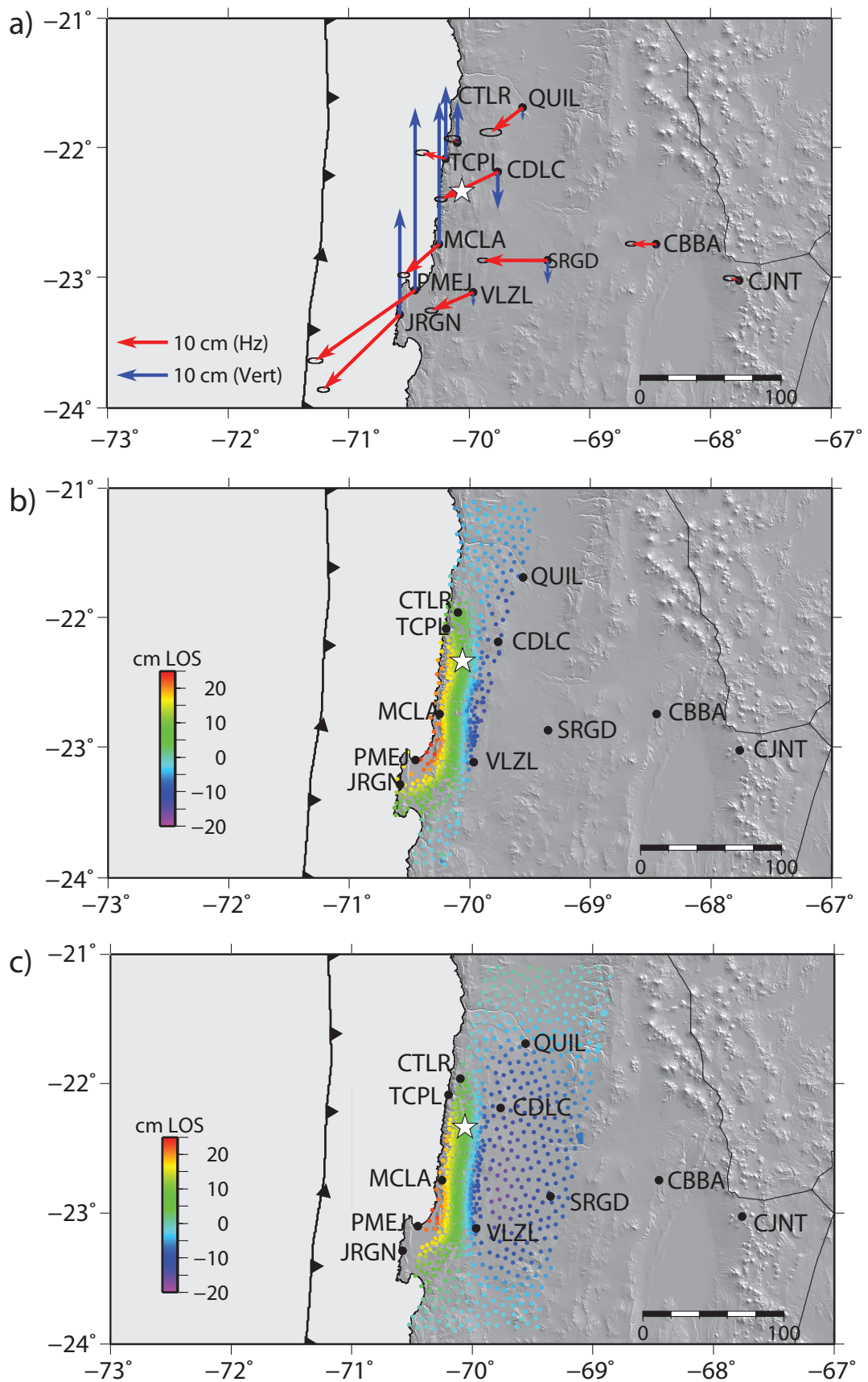
Para la inversión se utilizan las 11 estaciones cGPS mencionadas en el apartado anterior, además de cada uno de los *tracks* de InSAR (de forma individual como en conjunto). Dado que el objetivo central del trabajo es explorar el efecto que tiene la geometría y específico el rol de un quiebre abrupto en el *slab* en los modelos existentes, se utiliza el mismo plano utilizado por Béjar-Pizarro *et al.* [2010] para realizar la inversión y luego se procede a introducir un *kink* en el *slab* variando su localización para ver los efectos sobre los modelos, que se encuentran basado en la geometría encontrada por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

#### 5.3.1. Estrategia de Modelización

Se utiliza el programa DEFNODE [McCaffrey, 2002] para definir un plano de falla el cual se divide en un arreglo de 19 x 12 elementos (rumbo y manto respectivamente) de  $\sim 14$  km x 14 km, para luego con el programa DISLOC calcular las funciones de Green, basándose en Okada [1985]. Para la resolución del deslizamiento sobre los 228 parches, se utiliza el método de minimización de mínimos cuadrados regularizado, con una restricción de no negatividad [Tarantola & Valette, 1982], determinando la solución óptima de rugosidad bajo el criterio de la mejor relación entre la rugosidad y el RMS (*Root Mean Square*) de la solución [Menke, 2012; Jonsson *et al.*, 2002]. El *rake* que se utiliza varía según la geometría utilizada para la definición de las subfallas del arreglo manteniéndose constante si estas últimas son del mismo tamaño (ver Apéndice C) y variable como se muestra en los resultados de este capítulo. Para limitar las oscilaciones de la solución, se le impone un suavizamiento mediante la minimización de la derivada de segundo orden del deslizamiento de la falla [ej., Harris & Segall, 1987; Du *et al.*, 1992; Grandin *et al.*, 2009]. La localización del *kink* se basa en la geometría descrita por Contreras-Reyes *et al.* [2012] a 20 km de profundidad, con un cambio en el manto de  $10^\circ$  a  $20^\circ$ . Debido a la densidad de datos de InSAR (en comparación a los datos de cGPS), en la inversión conjunta dichos datos son pesados, para intentar que la representación de los datos sea más homogénea.

#### 5.3.2. Resolución de los Modelos de Inversión

Los modelos de deslizamientos obtenidos desde las inversiones, deben ser interpretados según la resolución de los datos que se utilizan y para testear la sensibilidad de estos, se realizan modelos de resolución. Para llevar a cabo lo anterior, se construyen dos modelos utilizando las mismas configuraciones de las Figuras 5.6 y 5.10 (parches de  $\sim 40$  x 40 km), pero asignando valores de 0 ó 1 m de deslizamiento (ver Apéndice C, Figuras C.3 a C.6). Con cada uno de estos modelos, se calcula la deformación superficial para cada set de datos, resultados que luego son invertidos con la intención de recuperar el modelo inicial y así determinar la resolución de los modelos obtenidos. A la señal se le agrega ruido, el cual está compuesto por los errores de los datos de cGPS, multiplicados por una variable aleatoria normal.



**Figura 5.2:** Datos Utilizados para Modelos de Inversión. En a) es posible apreciar los datos de cGPS utilizados para los modelos de inversión, mientras que en b) se tienen los datos de InSAR del *track* 368 y en c) los datos de InSAR del *track* 96. Los círculos negros en b) y c) representan las estaciones cGPS donde se obtienen los datos de a).



Los datos de las estaciones cGPS, tienen una baja resolución espacial en comparación con los datos de InSAR, debido a la densificación de estos últimos. Las estaciones cGPS son 11 (3 datos por estación según componente) *versus* los 1570 datos de InSAR (666 datos *track* 368 y 904 datos *track* 96). Los datos de InSAR, por otra parte, presentan el problema de no sensibilidad en la línea de órbita o trayectoria, lo que se traduce en que no se conoce hacia que dirección se produce la deformación de forma absoluta, sino que sólo en la *Line of Sight*. En consecuencia, lo potente de las inversiones conjuntas, se debe a la combinación entre densificación de datos de InSAR y el control absoluto que entregan los cGPS de la deformación, lo que permite obtener modelos más confiables de deslizamiento.

Todos los modelos resuelven bien los deslizamientos en donde existe buena cobertura de datos, mientras que en las zonas donde dicha cobertura es pobre, la resolución es baja. Los modelos con datos de cGPS tienen una buena cobertura en tierra y por ende mejor resolución en estas zonas, a excepción de las zonas costeras debido a la baja densificación de estos instrumentos en dicha área y en el mar propiamente tal, por la falta de cGPS marinos. La resolución de los modelos con datos de InSAR es buena hacia tierra adentro debido a su gran cobertura espacial, además de presentar una mejora en las zonas costeras en comparación con los cGPS, debido a la densificación en esta área de los datos del *track* 368. En el caso del modelo conjunto, la resolución es parecida a la de datos InSAR (se utilizan los mismos pesos de los modelos de inversión), pero mejora sustancialmente los modelos obtenidos sólo con datos de cGPS. Lo anterior es válido tanto para los modelos de inversión para un plano, como para los modelos con un *kink* en el *slab*.

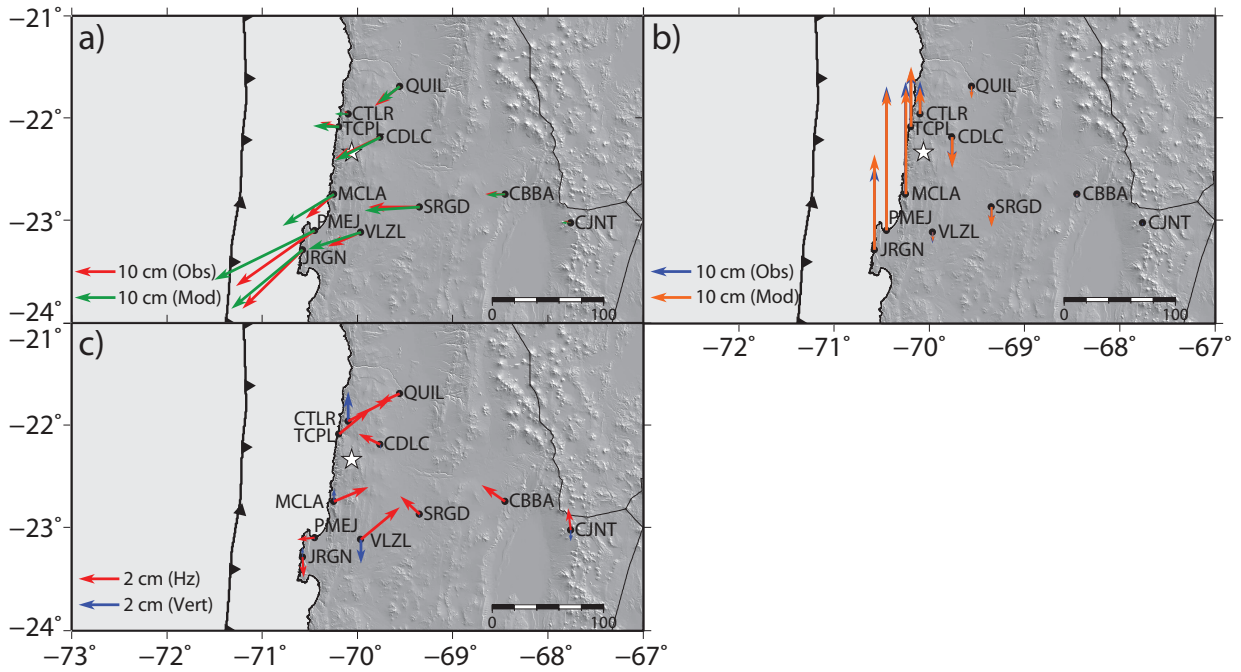
### 5.3.3. Resultados

#### Resultados Modelos de Inversión para un Plano

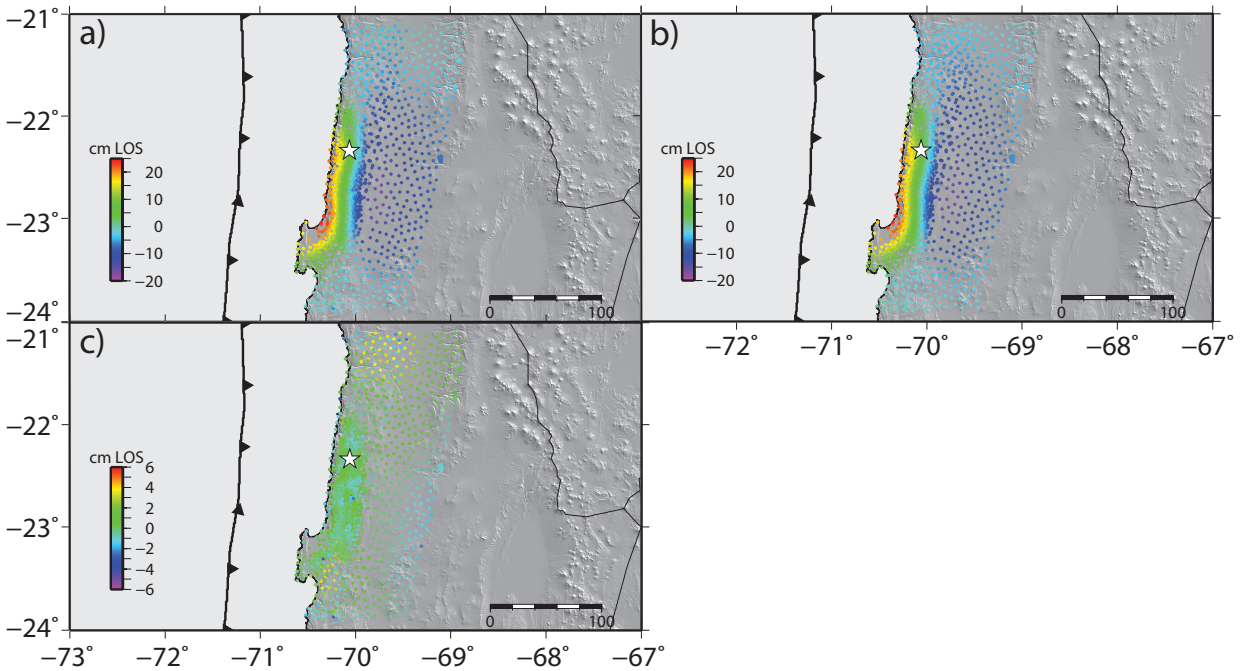
Las Figuras 5.3, 5.4 y 5.5, muestran los resultados obtenidos desde las inversiones para cada *set* de datos (observaciones), tanto para las inversiones de datos cGPS e InSAR por separadas y conjunta. Se comparan los resultados para cada una de las componentes (horizontal y vertical) con los observados, además de mostrar los residuales en el caso de los cGPS. Para los datos de InSAR se muestran los datos observados, los modelos y sus respectivos residuales. En base a estos resultados, es que se obtienen los modelos de deslizamiento descritos a continuación.

En la Figura 5.6, se pueden observar los resultados obtenidos para cada una de las inversiones del deslizamiento cosísmico de los distintos datos que se utilizan en la presente tesis (cGPS, InSAR y Conjunta). Solo la primera imagen (Figura 5.6 a) corresponde a la fase cosísmica, ya que las otras dos comprenden entre 10 - 26 días después del evento principal.

En todos los modelos de la Figura 5.6 es factible observar dos zonas de máximo deslizamiento o asperezas. La primera de ellas se localiza en la zona cercana al hipocentro del evento localizado por Peyrat *et al.* [2010], mientras que la segunda se sitúa en la zona sur de la ruptura, donde los mismos autores plantean un segundo subevento asociado al terremoto. A la luz de estos resultados, es posible comentar que la ruptura se produjo en el área más profunda de la zona sismogénica, entre los 30 - 50 km de profundidad, siendo coherente con los resultados obtenidos por variados autores [ej., Delouis *et al.*, 2009; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010]. En todos los modelos de inversión eso sí, los deslizamientos tienden a sobrepasar el límite antes descrito en la zona de la Península de Mejillones, lo cual es consistente con la distribución de réplicas dentro del período de tiempo que comprenden los interferogramas [ej., Schurr *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013] y donde se registran dos de las réplicas mayores del terremoto ( $M_w$  6.3 y  $M_w$  6.8), las cuales se registran el

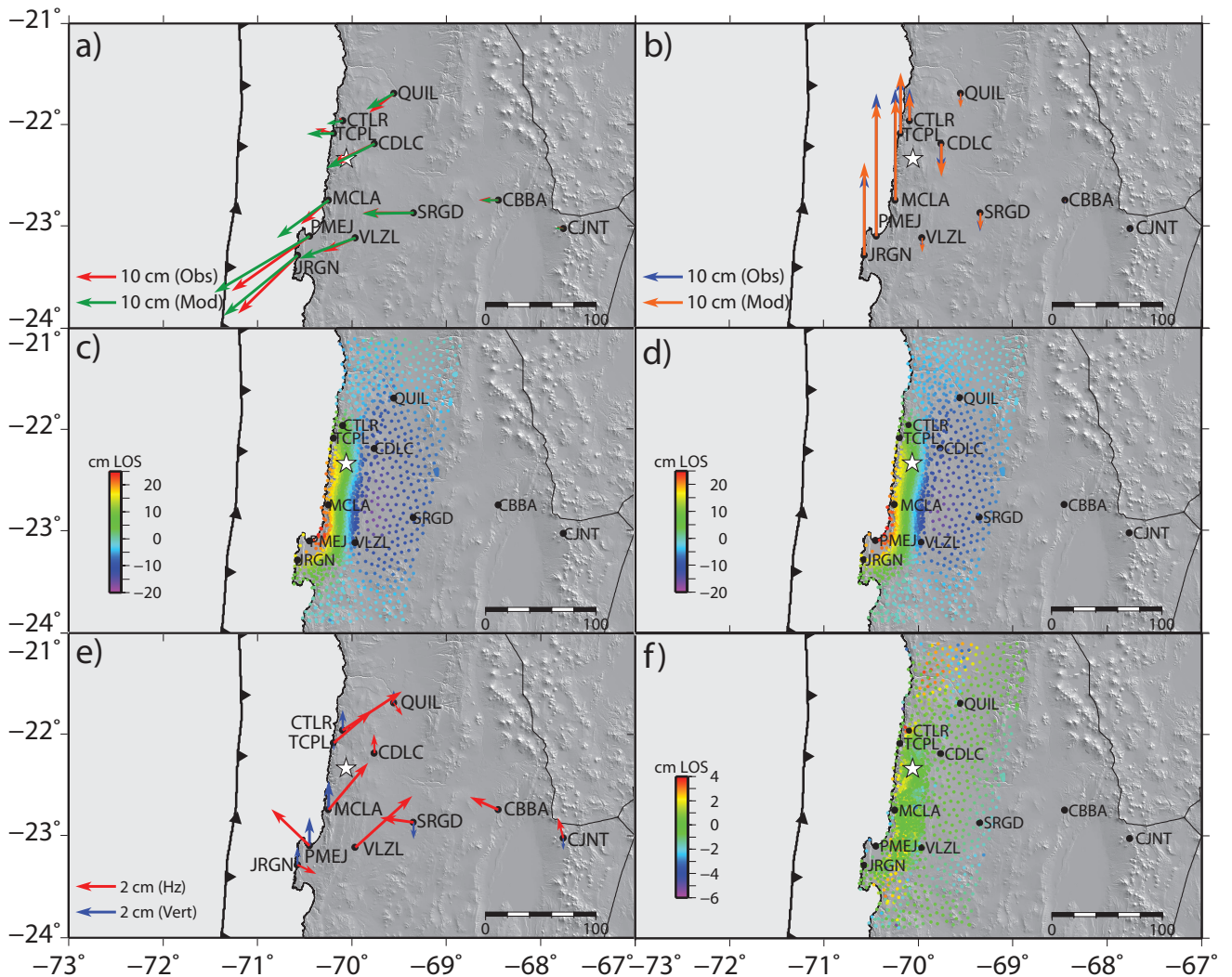


**Figura 5.3:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS con Geometría de Plano Basada en Okada [1985]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal. En b) se aprecia la misma comparación que a) pero para la componente vertical. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].



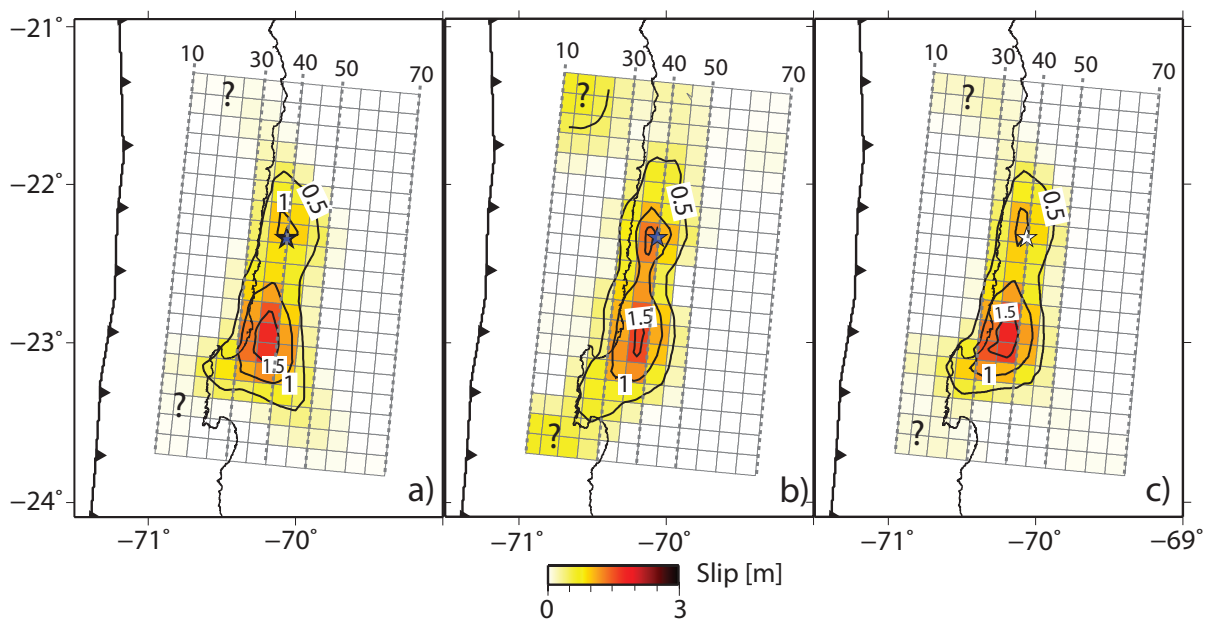
**Figura 5.4:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos InSAR con Geometría de Plano Basada en Okada [1985]. En a) se observa los datos utilizados para la inversión y en b) se muestran los resultados modelados. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].





**Figura 5.5:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión Conjunta con Geometría de Plano Basada en Okada [1985]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal para los cGPS mientras que b) es la comparación para la componente vertical. En c) se tienen los datos utilizados para modelar el InSAR y en d) los resultados de dicha modelización. Tanto e) y f) muestran los residuales de los modelos, el primero de los cGPS y el segundo del InSAR. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].

día 15 de noviembre. Con los resultados expuestos, es factible entonces dividir la zona de ruptura del terremoto en dos áreas. La primera hacia el norte de la Península de Mejillones en donde el *updip* (límite superior de la ruptura) se ubica a los 30 km de profundidad y el *downdip* (límite inferior de la ruptura) bordea los 50 km de profundidad para todos los modelos. La segunda, se localiza en el área de la Península de Mejillones, en donde la ubicación del *updip* es más superficial ( $\sim 20$  km) y el *downdip* mantiene su profundidad. En consecuencia, se puede inferir que la Península de Mejillones presenta un comportamiento diferenciado, que se puede deber a múltiples factores, tales como: presencia de fluidos, cambios geométricos en el *slab* ó cambio en las propiedades friccionales (ver discusiones Capítulo 8). La elección del modelo preferido dentro de toda la familia de modelos que define la constante de amortiguamiento y el rms se pueden ver en el Apéndice C.



**Figura 5.6:** Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un plano basados en Okada [1985]. En a) es posible apreciar el modelo de deslizamiento obtenido de la inversión de datos de cGPS, mientras que en b) son los resultados de la inversión de datos de InSAR y en c) los resultados de la inversión conjunta. La estrella en cada una de las figuras, representa el epicentro del terremoto de Tocopilla, obtenido de Peyrat *et al.* [2010]. Con las líneas punteadas se representa la profundidad de plano. Los ? indican posibles artefactos matemáticos de la inversión, que se basan en los modelos de resolución (Apéndice C).

cGPS	$2.99 \times 10^{20}$
InSAR	$3.52 \times 10^{20}$
Conjunta	$3.21 \times 10^{20}$

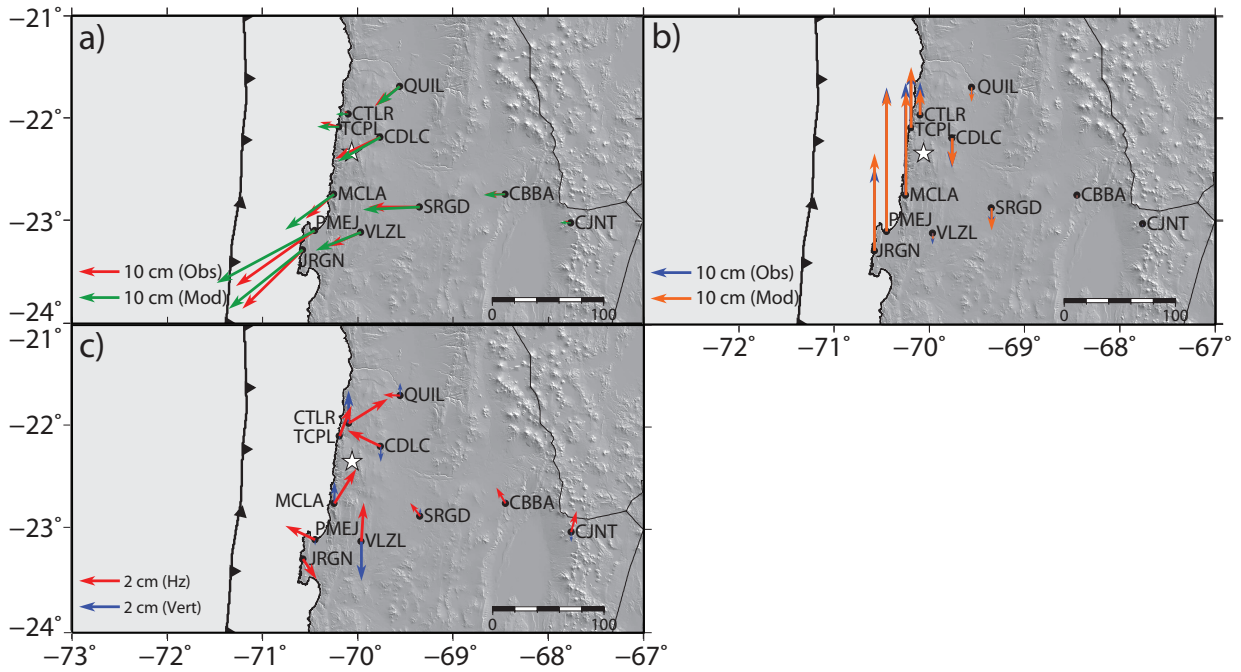
**Tabla 5.1:** Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión para un plano.

### Resultados Modelos de Inversión para un Quiebre en el *Slab*

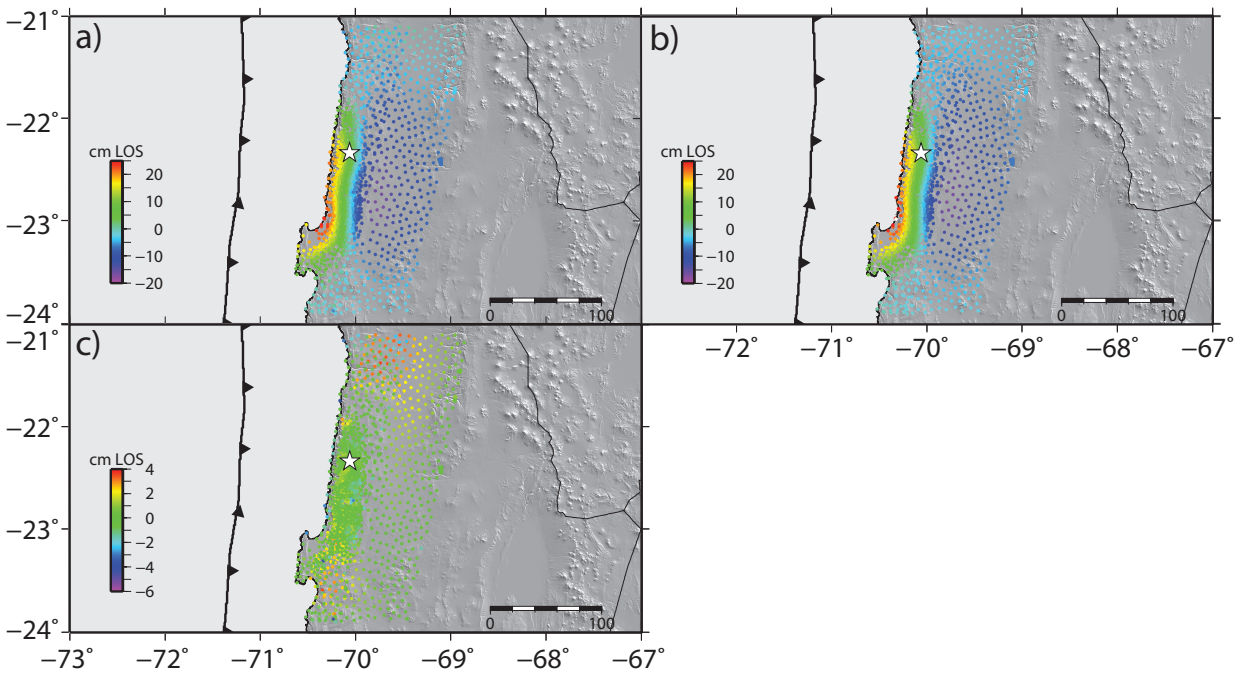
En las Figuras 5.7, 5.8 y 5.9, es posible apreciar los resultados de las inversiones realizadas con una geometría con un *kink* en el *slab*, para cada *set* de datos tanto de forma particular, como conjunta. En cada una de ellas es posible apreciar lo mismo que se realiza para una geometría de plano explicado anteriormente.

Es posible apreciar en la Figura 5.10 los resultados obtenidos para la inversión de deslizamiento cosísmico, tomando en consideración las mismas aseveraciones del apartado anterior en torno a las definiciones de las figuras, como en la temporalidad de los datos.

Los resultados de los modelos en la Figura 5.10, muestran al igual que los resultados de la Figura 5.6 que el terremoto rompe la parte más profunda de la zona sismogénica, entre los 30 - 50 km de profundidad, además de existir también una diferenciación en la Península de Mejillones y al norte de esta, manteniendo a grandes rasgos los límites de la ruptura descritos con antelación. De la misma forma explicada anteriormente, es posible observar dos asperezas en torno al hipocentro del evento y al sub evento en el sur de la ruptura. La diferenciación entre los modelos tiene que ver con: la forma del deslizamiento y la ubicación de los artefactos numéricos de la inversión. Para los

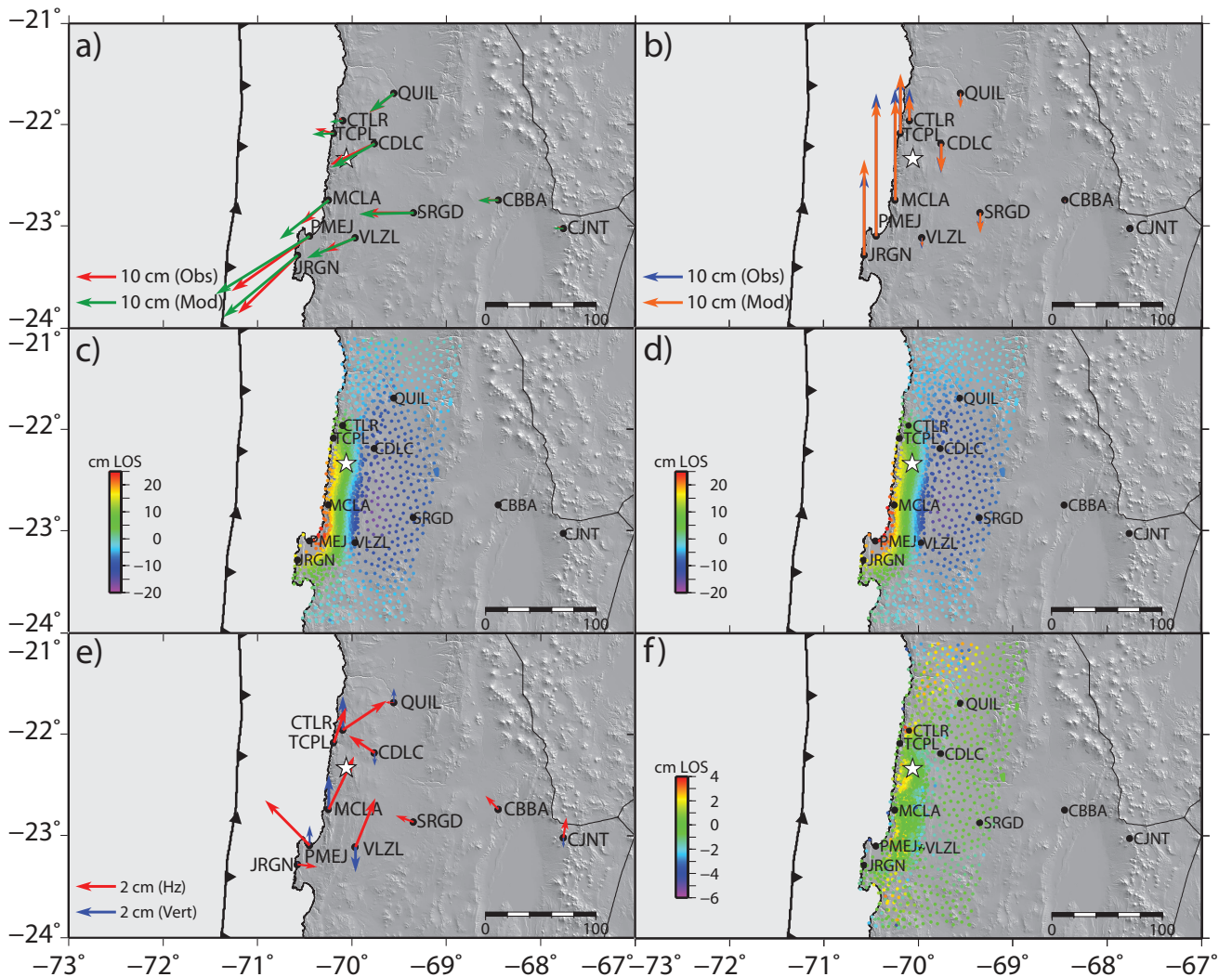


**Figura 5.7:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS, Geometría con *Kink* en el *Slab* y Basada en Okada [1985]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal. En b) se aprecia la misma comparación que a) pero para la componente vertical. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].



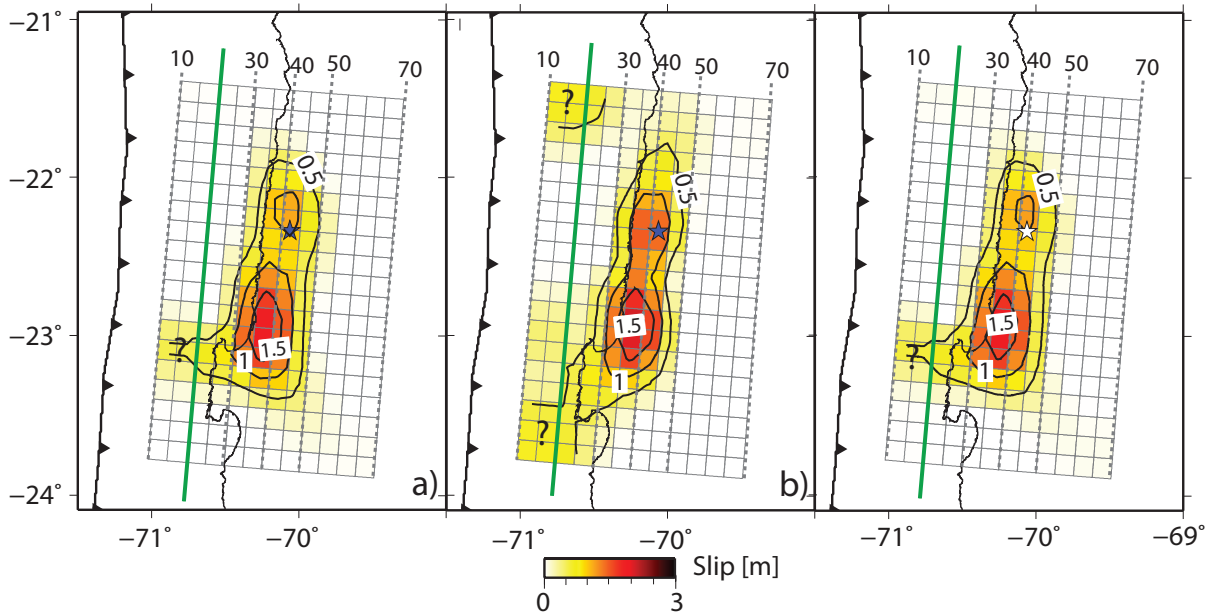
**Figura 5.8:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos InSAR, Geometría con *Kink* en el *Slab* y Basada en Okada [1985]. En a) se observa los datos utilizados para la inversión y en b) se muestran los resultados modelados. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].





**Figura 5.9:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión Conjunta, Geometría con *Kink* en el *Slab* y Basada en Okada [1985]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal para los cGPS mientras que b) es la comparación para la componente vertical. En c) se tienen los datos utilizados para modelar el InSAR y en d) los resultados de dicha modelización. Tanto e) y f) muestran los residuales de los modelos, el primero de los cGPS y el segundo del InSAR. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].

casos de los modelos de inversión obtenidos con cGPS y de forma conjunta, las curvas de nivel del deslizamiento muestran que éste sería un poco más ancho y con muchos menos artefactos que los observables en las Figuras 5.6 a) y c). En oposición, en el caso de los modelos de InSAR, es factible observar diversas diferencias. La primera tiene relación con la ausencia de la aspereza de la zona norte, cercana al hipocentro, lo cual puede deberse al suavizamiento aplicado durante la inversión. La segunda tiene que ver con la curva de nivel del deslizamiento al sur de la Península de Mejillones, que desde los modelos de resolución bordea un posible artefacto (ver Apéndice C), lo cual puede deberse a lo explicitado en la introducción de este apartado en torno a la falta de sensibilidad del InSAR en la componente horizontal. Al igual que en los modelos de inversión para un plano, es factible observar un comportamiento diferenciado del deslizamiento en la zona de la Península de Mejillones que se explicita en el Capítulo 8 (Discusiones y Conclusiones). La elección y RMS de los modelos se pueden ver en el Apéndice C.



**Figura 5.10:** Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un *Kink* en el *Slab* basados en Okada [1985]. En a) es posible apreciar el modelo de deslizamiento obtenido de la inversión de datos de cGPS, mientras que en b) son los resultados de la inversión de datos de InSAR y en c) los resultados de la inversión conjunta. La estrella en cada una de las figuras, representa el epicentro del terremoto de Tocopilla, obtenido de Peyrat *et al.* [2010]. Con las líneas punteadas se representa la profundidad de plano. La línea verde indica el *kink* en el *slab* a los 20 km de profundidad tomado de Contreras-Reyes *et al.* [2012]. Los ? indican posibles artefactos matemáticos de la inversión, que se basan en los modelos de resolución (Apéndice C).

cGPS	$3.23 \times 10^{20}$
InSAR	$3.89 \times 10^{20}$
Conjunta	$3.50 \times 10^{20}$

**Tabla 5.2:** Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión con un *kink* en el *slab*.

#### 5.4. Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Bouchon [1981]

La idea central de esta sección, es la exploración del efecto de un *kink* en el *slab* en el proceso de ruptura del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, en un medio estratificado. A diferencia de Okada [1985] que calculan las funciones de Green en un semiespacio infinito. Bouchon [1981] expone la posibilidad de calcular dichas funciones en un medio estratificado, para lo cual se utiliza la rutina computacional AXITRA [Coutant, 1990].

Para llevar a cabo esta metodología, se utilizan las mismas 11 estaciones de cGPS de la sección anterior. Lo anterior se lleva a cabo para comparar las variaciones de los modelos obtenidos que se basan en Okada [1985] y por otra parte, para obtener modelos de deslizamiento de la etapa cosísmica que se utilizan para la exploración de la cinemática de la ruptura. En lo que respecta a la geometría, estas son las mismas de los modelos basados en Okada [1985] (sección anterior), para el modelo de plano desarrollado por Béjar-Pizarro *et al.* [2010] y para el modelo de *kink* en el *slab*

la geometría propuesta por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

#### 5.4.1. Estrategia de Modelización

Para encontrar el desplazamiento estático desde las estaciones de cGPS, se define un arreglo de 19 x 12 elementos (rumbo y manteo respectivamente) de  $\sim 14 \times 14$  km, para luego hacer uso del programa Faille2 [Radiguet *et al.*, 2011], para calcular las funciones de Green el cual utiliza subrutinas del programa AXITRA [Bouchon, 1981; Coutant, 1990]. En lo que respecta al *rake*, se utiliza el mismo que el propuesto por Béjar-Pizarro *et al.* [2010] ya que es razonable y similar a otros trabajos de la zona [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010]. Para la estratificación del semi-espacio, se utiliza el modelo propuesto por Husen *et al.* [1999], el cual se ha modificado según lo descrito por Peyrat *et al.* [2010] (esto para facilitar la reproducción de datos de los modelos cinemáticos directos. Ver Apéndice C para observar Modelo de Velocidades).

Para realizar la inversión, se utiliza la formulación de mínimos cuadrados de Tarantola [2005] para problemas lineales, dado por:

$$m = m_0 + C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} (d - G m) \quad (5.1)$$

Donde:

- $m$  = modelo *a posteriori*.
- $m_0$  = modelo *a priori*.
- $C_d$  = diagonal de matriz de covarianzas ( $\sigma_d^2$ ) asociada a los errores de las componentes.
- $C_m$  = matriz de covarianza del modelo que se usa para introducir la correlación entre los parámetros cercanos (suavizamiento espacial).
- $G$  = matriz de las funciones de transferencia (Green).
- $d$  = desplazamientos observados.

El elemento  $(i, j)$  de la matriz de covarianza del modelo  $C_m$ , viene dado por [Radiguet *et al.*, 2011]:

$$C_m(i, j) = \left( \sigma_m \frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^2 \exp \left( - \frac{d(i, j)}{\lambda} \right) \quad (5.2)$$

En la Ecuación 5.2, los parámetros son:

- $d(i, j)$  es la distancia entre las subfallas  $i$  y  $j$ .
- $\sigma_m$  representa la desviación standard de los parámetros del modelo.
- $\lambda_0$  es un factor de escalamiento, de valor cercano al tamaño de la subfalla (14 km).

- $\lambda$  es el largo de correlación, que varía según la distancia sobre las cuales los parámetros de correlacionan. Si  $\lambda$  aumenta, muchos coeficientes de la matriz  $C_m$  comienzan a ser nulos, lo que se traduce en que muchos parámetros se correlacionan.

En este caso, se utiliza una función exponencial decreciente, ya que si se compara con uno Gaussiano (modelos de inversión realizados anteriormente), ésta estabiliza las soluciones a grandes distancias, lo que permite variaciones importantes en la amplitud del deslizamiento para subfallas cercanas [Radiguet *et al.*, 2011].

Para elegir la solución óptima, se utiliza el criterio de minimizar el error, en función del deslizamiento máximo [ej., Radiguet *et al.*, 2011]. Por otro lado, se utiliza un modelo inicial de deslizamiento de 0 m para prevenir deslizamientos espurios en las áreas de pobre resolución [Radiguet *et al.*, 2011].

#### 5.4.2. Resolución de los Modelos de Inversión

Para analizar la resolución de los distintos modelos, se utiliza la Matriz de Resolución que propone Tarantola [2005], la cual es definida por:

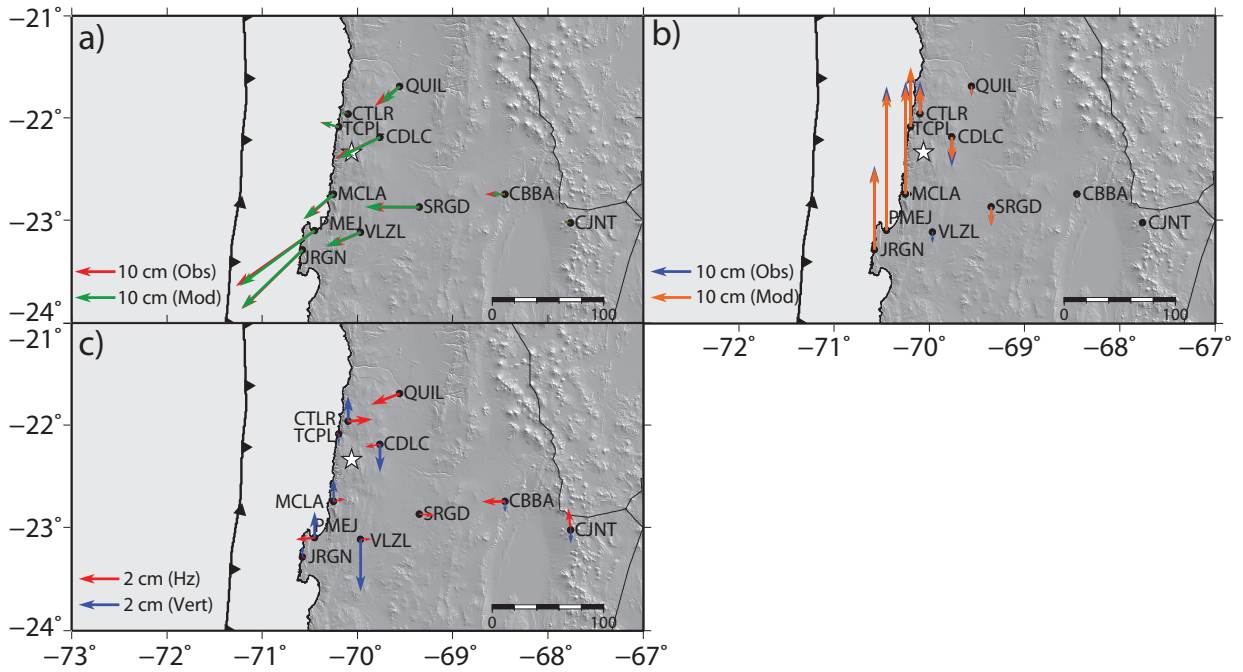
$$R = C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} G \quad (5.3)$$

A continuación se realiza un análisis de la matriz de resolución basado en los trabajos de Page *et al.* [2009] y Radiguet *et al.* [2011]. Si la matriz de resolución es igual a la matriz identidad, los modelos están resueltos perfectamente, en caso contrario el modelo no es tan bueno como se esperaba. La diagonal de la Matriz de Resolución indica que tan bueno es el deslizamiento modelado para cada una de las subfallas y los modelos en general, tienen una baja resolución para cada una de las subfallas de manera individual (ver Apéndice C para más detalles). Lo anterior no es extraño, debido a la gran cantidad de subfallas (parámetros del modelo) para un número limitado de datos de cGPS. Para lograr balancear este problema, es que se introduce el largo de correlación entre parámetros de subfallas y para ello es importante el conocer si el deslizamiento es modelado correctamente sobre las subfallas vecinas, información que puede ser desprendida desde la suma de las columnas de la Matriz de Resolución. La  $i$ -ésima columna de la Matriz de Resolución indica como se ha modelado el deslizamiento en la  $i$ -ésima subfalla dentro de otras subfallas y la suma de las columnas (índice de restitución) por lo tanto, indica si el deslizamiento dentro de la  $i$ -ésima subfalla ha sido modelado dentro de otras subfallas (índice  $\sim 1$ ) o en caso contrario que entrega un resultado no correcto en la inversión (índice  $< 1$ ). En general todos los modelos (ver Apéndice C) muestran un deslizamiento bien constreñido hacia donde hay más estaciones (zona costera), disminuyendo hacia los alrededores del plano, lo que indicaría que muestra una baja resolución y que el deslizamiento se puede deber entonces a artefactos numéricos.

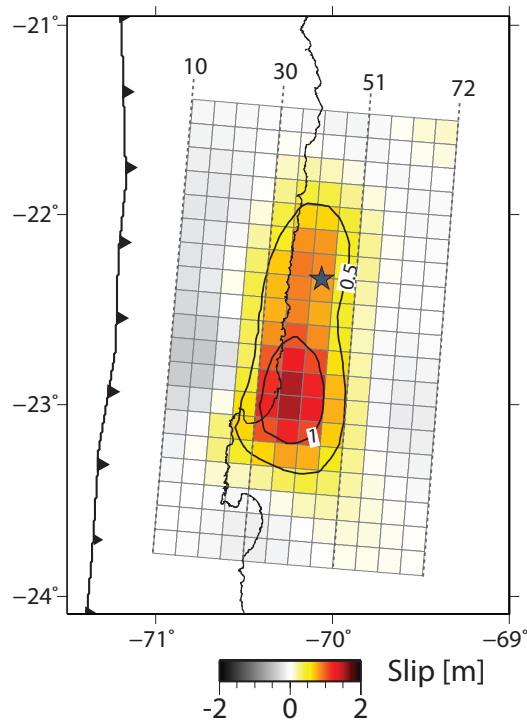
#### 5.4.3. Resultados

##### Resultados Modelos de Inversión para un Plano

Al igual que se realiza en la Modelización basada en Okada [1985], en la Figura 5.11 se puede apreciar la comparación entre los datos observados y modelados durante esta inversión para la geometría de un plano, además de los respectivos residuales.



**Figura 5.11:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS con Geometría de Plano Basada en Bouchon [1981]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal. En b) se aprecia la misma comparación que a) pero para la componente vertical. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].



**Figura 5.12:** Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un Plano Basado en Bouchon [1981]. En la Figura se puede apreciar el modelo obtenido para la inversión con la geometría de un plano. La estrella indica el epicentro del Terremoto de Tocopilla de Peyrat *et al.* [2010]. Las líneas punteadas indican la profundidad del plano.



En la Figura 5.12 es posible apreciar el modelo de deslizamiento para la inversión con una geometría de un plano solo con los datos de cGPS, por lo tanto se tiene sólo la información de la fase cosísmica del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7 de 2007). De los resultados es posible apreciar un área máximo de deslizamiento o aspereza en la zona sur de la ruptura, cercana a la Península de Mejillones. A diferencia de los modelos basados en Okada [1985], no es factible apreciar la aspereza de la zona norte, cercana al hipocentro del terremoto, debido que el suavizado hace que se confunda con la ruptura en la zona sur. Lo anterior se puede deber al suavizamiento que se le aplica al modelo, el cual tiene directa relación con el coeficiente de correlación ( $\lambda$ ), que para este modelo es de 35 km.

Por otra parte, se observa que la mayor cantidad de deslizamiento del terremoto se encuentra entre los 30 - 50 km, lo que significa que rompe la parte más profunda de la zona sismogénica, aunque en la zona de la Península de Mejillones se observa que sobrepasa este límite no es significativo, llegando  $\sim 25$  km de profundidad. En consecuencia el *updip* del terremoto para este modelo se encuentra en los 30 km de profundidad y el *downdip* está a  $\sim 50$  km de profundidad. Todo lo que se relaciona con la resolución se puede ver en el Apéndice C.

### Resultados Modelos de Inversión para un Quiebre en el *Slab*

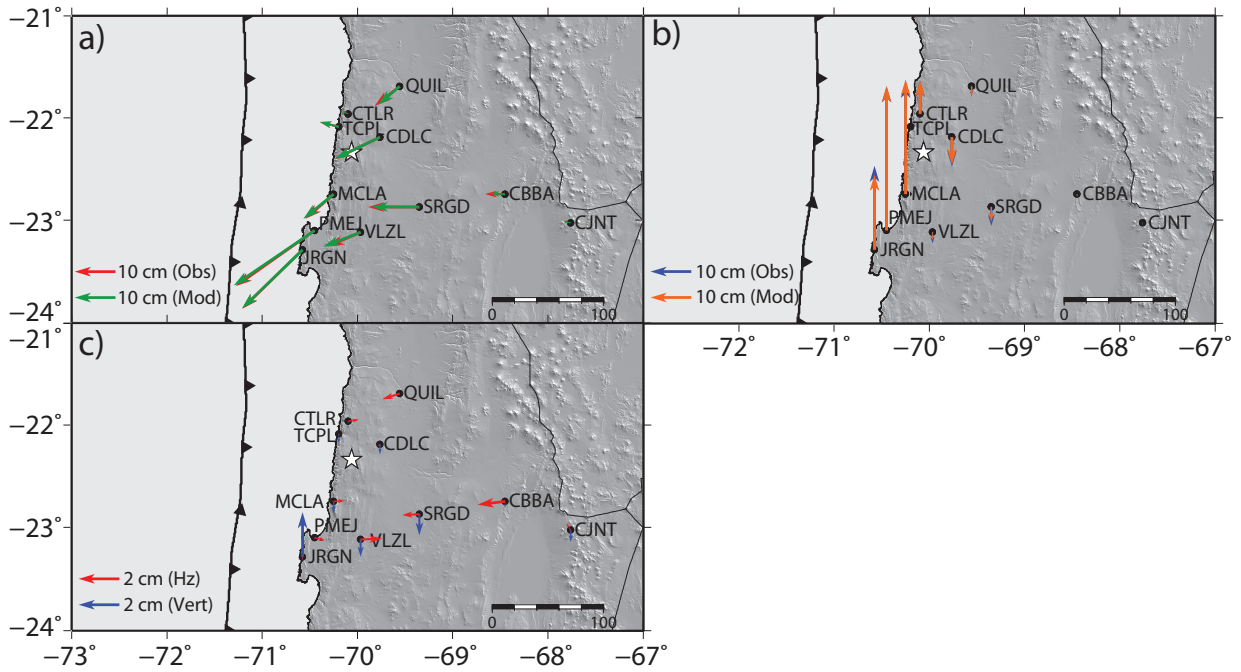
Los resultados modelados comparados con los observados (con sus residuales) y el modelo deslizamiento para la fase cosísmica del terremoto con la presencia de un *kink* en el *slab* en la geometría, se pueden observar en las Figuras 5.13 y 5.14, obtenidos desde los datos de cGPS.

En dichas figuras se puede apreciar un cambio cualitativamente sustancial en la forma y magnitud del deslizamiento. La ruptura se concentra principalmente entre los 20 - 45 km, mostrando deslizamiento más hacia la superficie en comparación con todos los modelos propuestos con anterioridad. En consecuencia es factible determinar que el *updip* se localiza a  $\sim 25$  km y el *downdip* entre los 45 - 50 km de profundidad. La aspereza que se observa en la zona sur de la ruptura, se localiza cercana a la Península de Mejillones, de donde es posible desprender un comportamiento diferenciado (ver discusiones Capítulo 8).

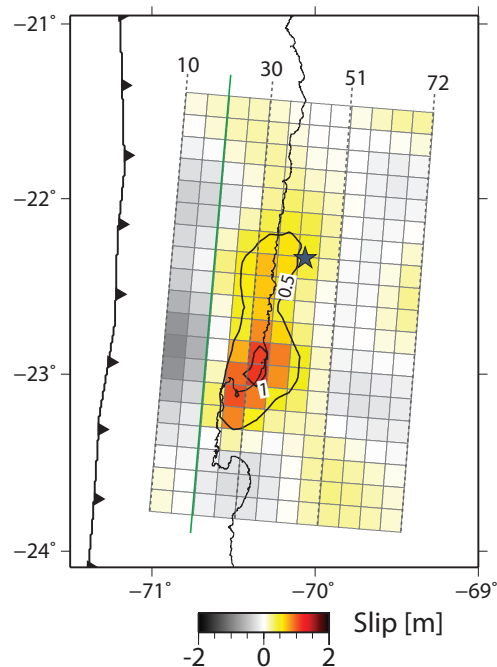
Cabe mencionar, que al analizar la Figura 5.14 en lo que hace referencia al efecto del *kink* en el modelo, es posible observar que el deslizamiento no sobrepasa este rasgo propuesto, por lo cual se propone que este actúa como una barrera geométrica para la propagación de la ruptura como ha sido propuesto por variados autores [ej., Aki, 1979; King, 1986; Wesnousky, 2006].

Es importante mencionar que para los dos modelos obtenidos con esta metodología (Figuras 5.12 y 5.14), se aprecian deslizamientos negativos. Lo anterior es consecuencia de que el método de inversión no fuerza ni contrae a valores solo positivos. Dichos resultados son interpretados como artefactos numéricos, basado en su localización y posterior análisis conjunto con los modelos de resolución (ver Apéndice C).

En la siguiente tabla, se pueden apreciar los resultados de los momentos sísmicos para cada uno de los modelos obtenidos. Cabe mencionar que se estos modelos se realizaron con un modelo inicial sobre la falla de 0 m, pero que se realizaron pruebas con modelos iniciales distintos de 0 m, utilizando los resultados de los modelos de inversión del apartado anterior para solo cGPS, tanto con un plano y un *kink* en el *slab* (ver Apéndice C).



**Figura 5.13:** Resultados Comparativos entre Datos Observados y Modelados con sus Respectivos Residuales. Inversión solo de Datos cGPS, Geometría con un *Kink* en el *Slab* y Basada en Bouchon [1981]. En a) se observa la comparación entre los datos observados y modelados en la componente horizontal. En b) se aprecia la misma comparación que a) pero para la componente vertical. En c) se puede observar los residuales obtenidos para este modelo de inversión. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto, localizado por Peyrat *et al.* [2010].



**Figura 5.14:** Modelos de Deslizamiento del Terremoto de Tocopilla para un *Kink* en el *Slab* Basado en Bouchon [1981]. En la Figura se puede apreciar el modelo obtenido para la inversión con la geometría de un *kink* en el *slab*. La estrella indica el epicentro del Terremoto de Tocopilla de Peyrat *et al.* [2010]. Las líneas punteadas indican la profundidad del plano y la línea verde indica la localización del quiebre de la placa, según la geometría propuesta por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

Plano	$3.09 \times 10^{20}$
<i>Kink</i> en el <i>slab</i>	$2.5 \times 10^{20}$

**Tabla 5.3:** Momentos Sísmicos en [Nm] para los modelos de inversión con un plano y un *kink* en el *slab* con medio estratificado

## 5.5. Análisis Comparativo de los Resultados de los Modelos de Inversión

En base a los distintos resultados obtenidos para los modelos de inversión del terremoto de Topocilla ( $M_w$  7.7) de 2007, se realizan análisis comparativos para obtener modelos residuales y poder apreciar de forma cuantitativa los efectos en la modelización de un *kink* en el *slab*.

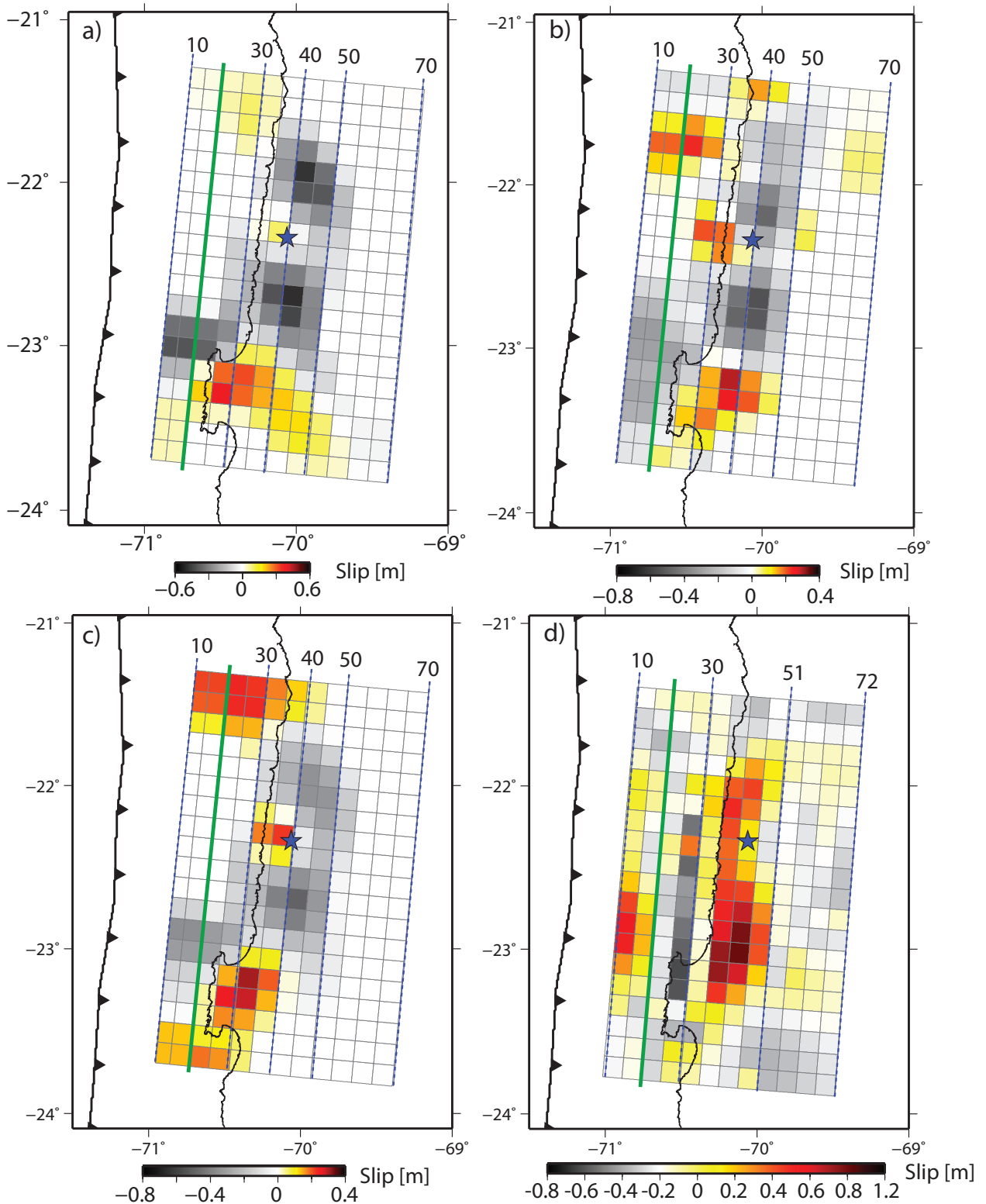
### 5.5.1. Análisis Comparativo de Modelos Basados en Okada [1985]

Para proceder a cuantificar los cambios que se producen en los modelos de inversión debido a un *kink* en el *slab*, se restan los deslizamientos del modelo con geometría de un plano y dos planos para cada conjunto de datos (Figura 5.15 a, b y c).

En lo que respecta a los modelos obtenidos sólo con cGPS, se observa en la Figura 5.15 a, que el modelo con un *kink* en el *slab* posee mayores deslizamientos en la zona norte de la ruptura y frente a la parte norte de la Península de Mejillones, alcanzando valores de  $\sim 0.6$  m más que el modelo de deslizamiento con un plano. En el caso de este último modelo, los mayores valores se alcanzan en la Península de Mejillones alcanzando  $\sim 0.6$  m más que el modelo de con un *kink* en el *slab*. En consecuencia, es factible caracterizar la misma división expresada para cada uno de los modelos de inversión. En la parte norte de la Península de Mejillones, el modelo de deslizamiento con un *kink* concentra mayores deslizamiento entre los 30 - 50 km debido a que tiende a concentrar estos valores entre esas profundidades. Al sur, la Península de Mejillones es la que concentra mayores valores con el modelo de un plano y los altos valores de diferencia que se observan pueden deberse a su comportamiento diferenciado que se observan en todos los modelos de deslizamientos obtenidos.

Los resultados obtenidos desde las inversiones sólo con datos InSAR y conjunta (Figura 5.15 b y c), son aproximadamente similares en forma a los resultados obtenidos desde la inversión sólo con datos cGPS, por los mismos comentarios del párrafo anterior. Los cambios se producen en las magnitud, en donde los máximos valores de diferencia entre deslizamiento para un modelo con un *kink* en el *slab* alcanza  $\sim 0.8$  m por sobre el modelo con un plano, mientras que de forma inversa los máximos valores alcanzan  $\sim 0.4$  m.

Debido al análisis realizado para estos modelos, es posible observar que existen diferencia en la segmentación a lo largo del rumbo, como se propone para todos los modelos de inversión. También es necesario precisar que la mirada de estos resultados debe ser enfocada teniendo en cuenta los artefactos que producen las inversiones, por lo cual el mayor impacto que produce la geometría de un *kink* en el *slab* es en la parte norte de la Península de Mejillones, en donde al parecer este rasgo produce que el deslizamiento se concentre fuertemente entre los 30 - 50 km.



**Figura 5.15:** Modelos Residuales Comparativos. En a) se puede observar los modelos residuales obtenidos al restar el deslizamiento obtenido para un modelo geométrico de un plano y uno con un *kink* en el *slab* con solo datos de cGPS, basado en Okada [1985]. En b) y c) se aprecian los mismos resultados de a) pero para la inversión de datos solo InSAR y conjunta respectivamente. En d) se tienen los mismos resultados de a) pero basado en Bouchon [1981]. La estrella azul indica el epicentro del terremoto localizado por Peyrat *et al.* [2010]. Las líneas punteadas azules indican la profundidad del plano que se proyecta en superficie, mientras que la línea verde indica la ubicación del *kink* en el *slab* propuesto por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

### 5.5.2. Análisis Comparativo de Modelos Basados en Bouchon [1981]

La Figura 5.15 d, muestra el mismo procedimiento explicado y aplicado a los modelos basados en Okada [1985], pero para los modelos de deslizamiento basados en Bouchon [1981]. Desde dicha figura, se puede desprender que el modelo de inversión con un *kink* en el *slab* presenta un menor deslizamiento que el modelo con un plano.

Es importante mencionar que el deslizamiento del modelo con *kink* queda fuertemente limitado entre los 25 - 50 km de profundidad, pero en este caso de forma más continua que los modelos obtenidos desde Okada [1985] en la zona de la Península de Mejillones. En consecuencia, pese a tener magnitudes menores, la forma del deslizamiento se ve fuertemente influenciada por este rasgo geométrico del *slab*.

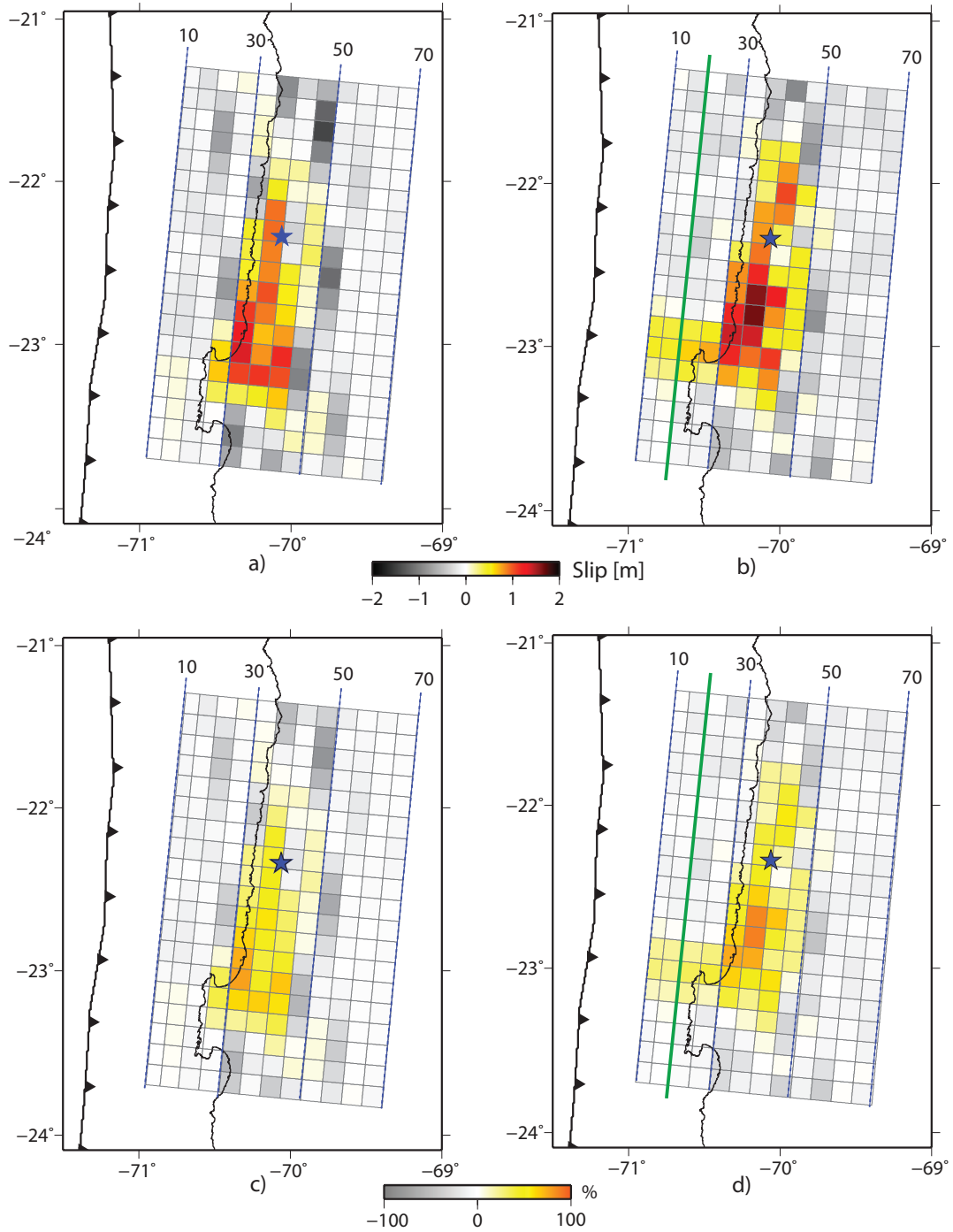
Los valores máximos de diferencia entre el modelo con un plano y el modelo con un *kink* en el *slab*, alcanza  $\sim 1.2$  m, mientras que viceversa, los valores alcanzados son de  $\sim 0.8$  m.

### 5.5.3. Análisis Comparativo entre Modelos Basados en Okada [1985] y Bouchon [1981]

La importancia de esta parte es observar las diferencias que se producen en una inversión con los mismos datos, pero variando el medio de un semiespacio infinito a uno estratificado. Para ello se restan los modelos de deslizamiento obtenidos sólo con datos de cGPS basado en Okada [1985] con los basado en Bouchon [1981].

Los resultados se pueden apreciar en la Figura 5.16. En el caso de las subfiguras a y b, se observan que las máximas diferencias de la resta entre los modelos de deslizamiento alcanzan  $\sim 2$  m. Por otro lado, las subfiguras c y d, muestran la diferencia porcentual entre los dos modelos de deslizamiento. Desde dichas figuras, es factible rescatar que los modelos basados en Okada [1985] registran mayores deslizamientos que los modelos basados en Bouchon [1981]. En general ambos métodos muestran que el mayor deslizamiento se produce entre los 30 - 50 km de profundidad, por lo cual confirma que la ruptura se concentra en la parte más profunda de la zona sismogénica, con la excepción de la Península de Mejillones, en la cual se registra un comportamiento diferenciado.

Las diferencias entre los resultados obtenidos para los modelos de deslizamiento basado en metodologías distintas, se puede explicar por las diferencias en las propiedades elásticas del medio. Okada [1985], considera un semiespacio elástico, mientras que Bouchon [1981] un medio elástico estratificado. Lo anterior, implica los modelos basados en Okada [1985], permiten la misma movilidad del plano de falla a cualquier profundidad, mientras que los modelos basados en Bouchon [1981], al cambiar las propiedades del medio en profundidad, restringe el deslizamiento en profundidad.



**Figura 5.16:** Residuales Comparativos entre Modelos basados en Okada [1985] y Bouchon [1981]. En a) se aprecia el modelo residual que se obtiene al restar el deslizamiento de la inversión con geometría de un plano basado en Okada [1985] y Bouchon [1981] solo para datos de cGPS. En b) se observa lo mismo que en a), pero para la geometría con un *kink* en el *slab*. En c) se tiene la diferencia porcentual con respecto al modelo basado en Okada [1985] para el modelo de plano, mientras que en d) es lo mismo, pero para el modelo con un *kink* en el *slab*. La estrella azul indica el epicentro del terremoto localizado por Peyrat *et al.* [2010]. Las líneas punteadas azules indican la profundidad del plano que se proyecta en superficie, mientras que la línea verde indica la ubicación del *kink* en el *slab* propuesto por Contreras-Reyes *et al.* [2012].

## Capítulo 6

# Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura del Terremoto de Tocopilla

### 6.1. Introducción

En este capítulo se explora la cinemática de la ruptura sísmica, con la utilización de datos de las estaciones cGPS. El estudio de la cinemática de la ruptura o modelos de dislocación cinemático, fue propuesto por Haskell [1964, 1966], el cual desarrolló una solución para el desplazamiento en campo lejano en una falla rectangular. La principal característica de este modelo, se basa en que la velocidad de ruptura se define sin tener en cuenta las propiedades físicas que pueden controlar la ruptura, lo cual en ciertas ocasiones, puede resultar en soluciones con características físicas inaceptables [Madariaga, 1978].

Considerando las limitaciones antes explicadas, esta metodología permite explorar la velocidad de la ruptura sísmica, basado en los modelos de deslizamiento obtenidos desde el Capítulo 5. En base a lo anterior, la zona de estudio para esta estrategia es la misma descrita en el capítulo anterior (ver Introducción del Capítulo 5).

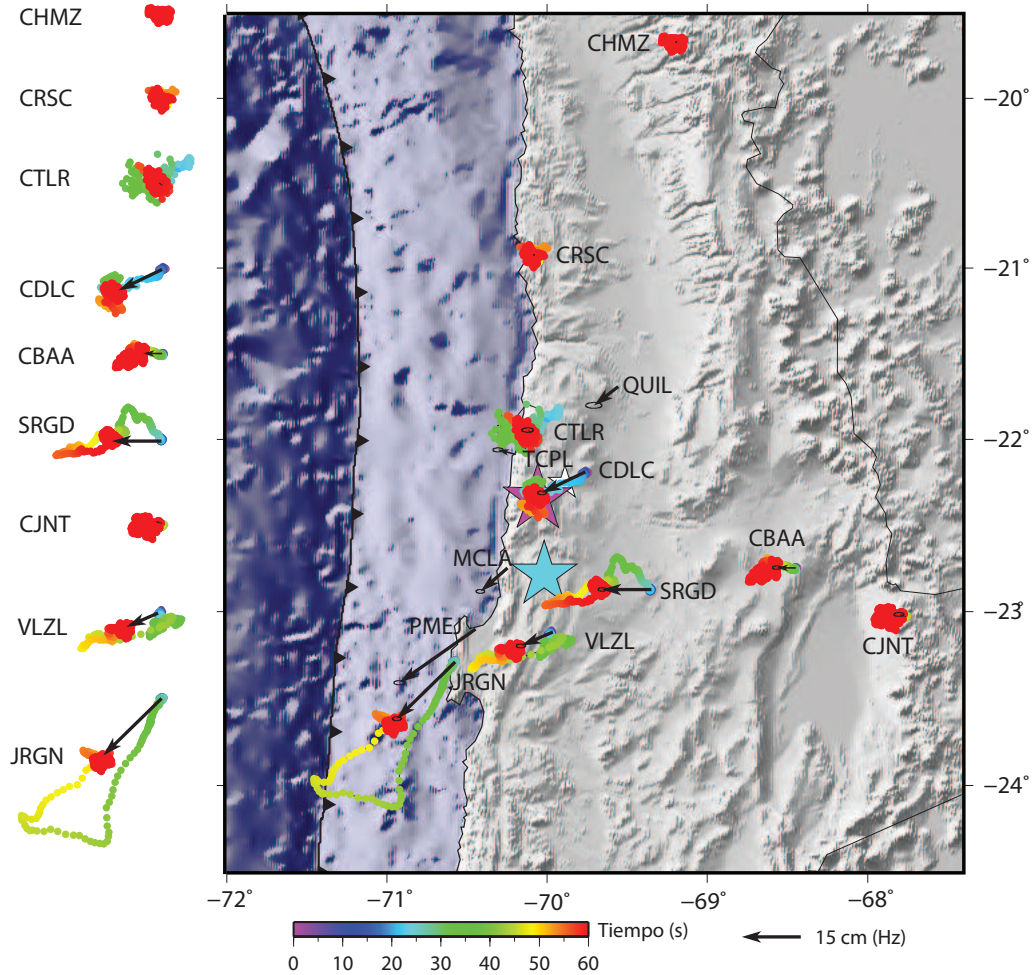
Una variedad de trabajos se han focalizado en el terremoto de Tocopilla desde el punto de vista cinemático, utilizando diversos conjuntos de datos. Delouis *et al.* [2009], obtiene velocidades de ruptura desde modelos de inversión (individuales y conjunta) usando datos tele sísmicos y de acelerógrafos. Por otra parte, Peyrat *et al.* [2010] explora la velocidad de ruptura desde modelos con datos tele sísmicos y acelerógrafos de forma individual. Basado en el trabajo de Minson [2010], el cual da pie a la exploración de la cinemática de la ruptura en la zona de estudio con datos de cGPS. Ruiz [2012] realiza inversiones conjuntas de acelerogramas y cGPS.

Para este trabajo, se estudian los efectos que produce un *kink* abrupto en la geometría del *slab* de subducción [Contreras-Reyes *et al.*, 2012], en el proceso de ruptura sísmica del Terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007, desde una perspectiva de la cinemática de la ruptura utilizando datos sólo de cGPS.



## 6.2. Datos Utilizados

En el norte de Chile, desde la década de los noventa, se cuenta con una red de estaciones cGPS, pertenecientes a la red CAnTO (*Central Andean Tectonic Observatory*) del *California Institute of Technology* (CALTECH), las cuales tienen una frecuencia de muestreo de 5 Hz y son utilizadas para este estudio (ver Figura 5.1).



**Figura 6.1:** Localización de estaciones cGPS, Movimiento de Partículas y Desplazamientos Estáticos Horizontales para el terremoto de Tocopilla. Para cada una de las estaciones cGPS, se puede observar en la figura el movimiento de partículas [Vigny, comunicación directa, 2013] y vectores de desplazamiento [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]. Los colores muestran la escala de duración en el tiempo para el terremoto. Por otro lado, las estrellas muestran los epicentros del terremoto. La estrella blanca indica la ubicación del epicentro dada por el NEIC (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2007/us2007jsat/>), mientras que las estrellas de colores, son las dos fuentes sísmicas reportadas por Peyrat *et al.* [2010].

Los datos fueron procesados con el programa TRACK [Herring *et al.*, 1990; King & Bock, 2000] desarrollado por el *Massachusetts Institute of Technology* (MIT). En la Figura 6.1, se puede observar la localización de cada una de las estaciones cGPS utilizadas en este estudio, junto con el movimiento de partículas de ellas para el terremoto de Tocopilla y sus respectivos desplazamiento estáticos, datos que son utilizados para la modelización directa de la cinemática de la ruptura. La presencia de ruido en los acelerogramas, lleva a tener que realizar un procesamiento de la señal en el



dominio de las frecuencias, lo cual repercute en pérdida de información en distintos grados [Boore & Bommer, 2005], cuando se quiere obtener desplazamientos a partir de la aceleración. La ventaja del uso de los cGPS, es que permiten registrar directamente el desplazamiento sin tener que realizar una doble integración, con lo cual no se sufre pérdida de información. A los datos se le aplica un filtro pasa bajo del tipo *Butter*, con una frecuencia de 0.1 Hz.

### 6.3. Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura

El desarrollo de la modelización directa de la cinemática de la ruptura, se basa en la utilización de la rutina computacional AXITRA [Bouchon, 1981; Coutant, 1990]. Dicho programa, permite realizar una exploración de la velocidad de ruptura, variando la geometría de la interfaz de subducción y los modelos de deslizamiento.

La estructura de velocidades de propagación de ondas utilizada, es la descrita por Peyrat *et al.* [2010] (modificada de Husen *et al.* [1999]), siendo la misma empleada en los modelos de inversión de deslizamiento del Capítulo 5 para un medio estratificado. En consecuencia, son dichos modelos de deslizamiento los usados para la exploración de la velocidad de ruptura, tanto para el modelo de geometría de un plano, como para los modelos con un *kink* en el *slab*.

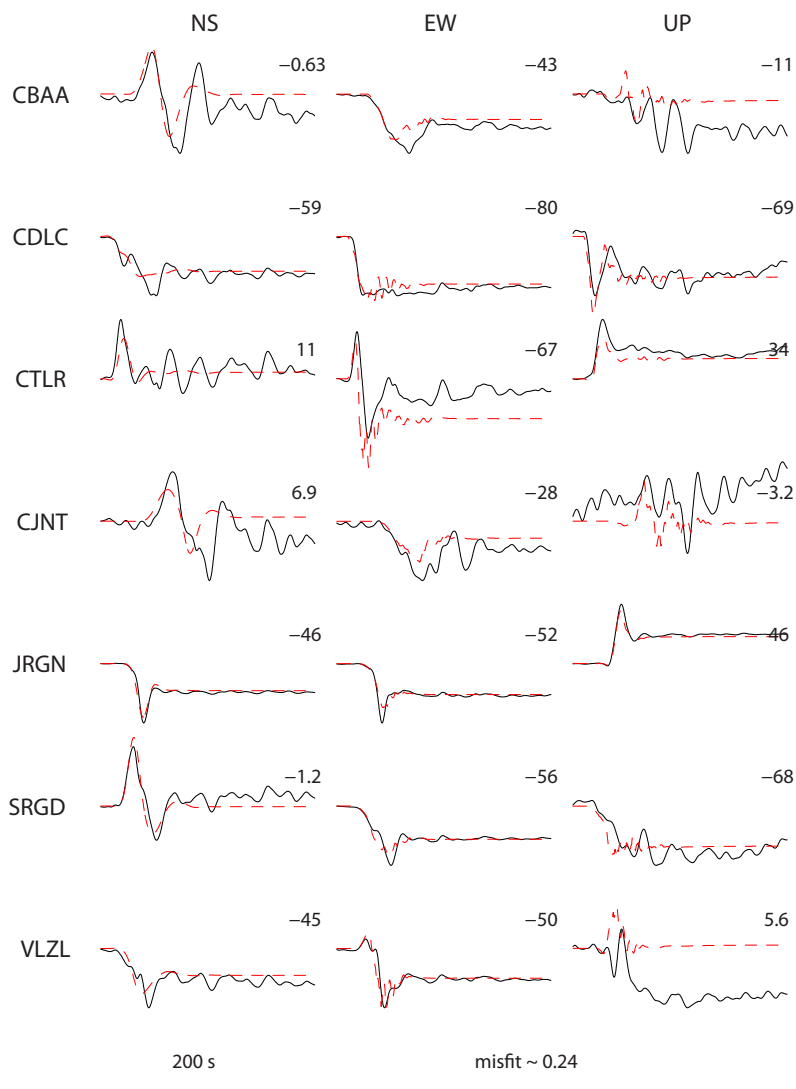
Teniendo en cuenta que es una modelización directa, se exploran diferentes velocidades de ruptura para la elección del mejor modelo que ajuste los datos reales con los sintéticos. En el caso de la geometría de un plano, las velocidades exploradas van desde los 2600 - 3100 m/s ( $0.63 - 0.75 \bar{V}_s$ , con  $\bar{V}_s = 4150$  m/s), con el modelo de deslizamiento obtenido solo con cGPS y que se aprecia en la Figura 5.12. Para el caso de la geometría con un *kink* en el *slab*, la velocidades de ruptura exploradas van entre los 2600 - 4100 m/s ( $0.63 - 0.99 \bar{V}_s$ ), utilizando los resultados obtenidos sólo con cGPS para el modelo de deslizamiento observado en la Figura 5.14. Cabe mencionar, que sólo se exploran velocidades *subshear* y que la exploración de velocidades *supershear* queda fuera del alcance de esta tesis.

Para la función fuente, se utiliza una función triangular de ancho 3 s y que se mantiene constante para todo el trabajo. Se tiene en consideración, que el efecto del *rise time* en la forma de onda es más bien en la longitud de onda de la señal [Schmedes *et al.*, 2010].

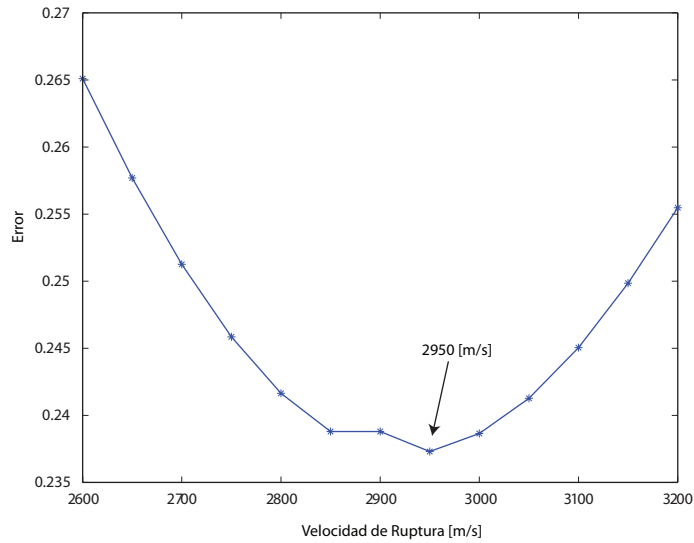
#### 6.3.1. Resultados

##### Geometría de Plano

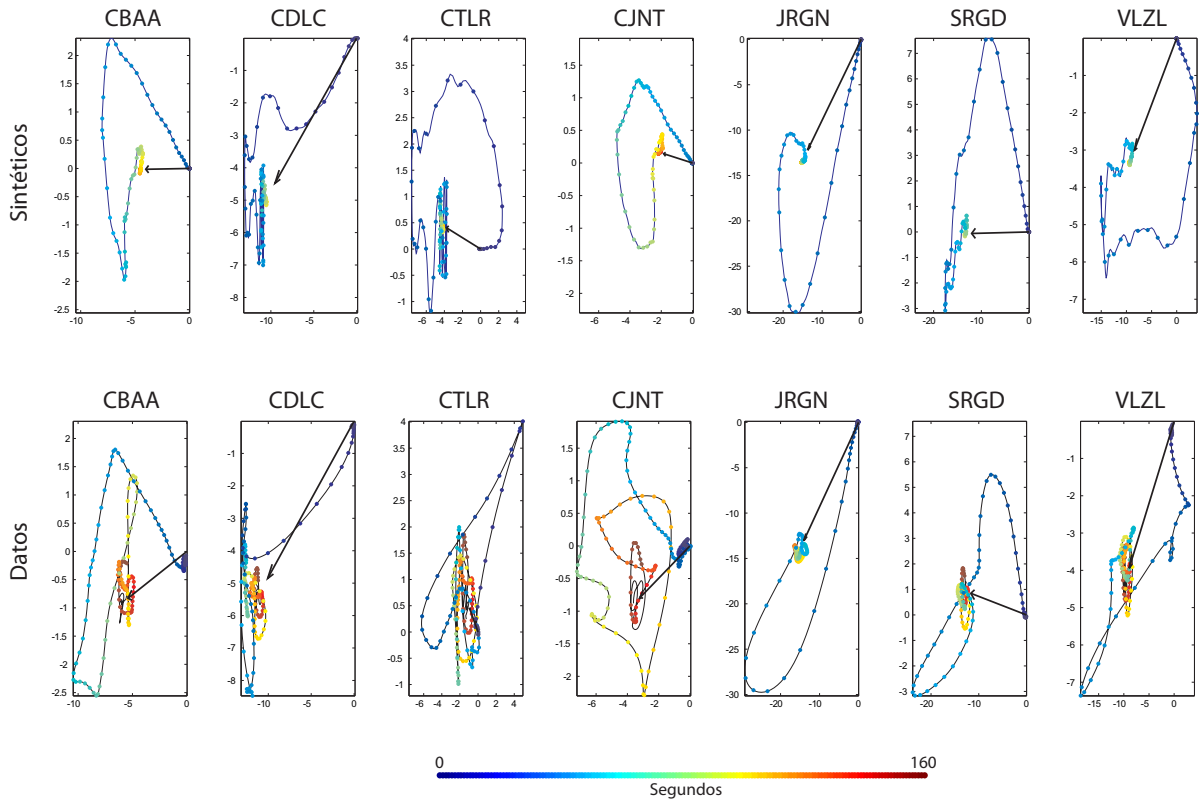
La Figura 6.2 muestra el modelo escogido para la cinemática de la ruptura, en donde la velocidad de ruptura es 2950 m/s ( $0.71 \bar{V}_s$ ), bajo el criterio de menor *RMS versus* velocidad de ruptura (Figura 6.3). A pesar de que las formas de onda no son bien reproducidas, los desplazamientos estáticos son bien modelados a primer orden. Esta última afirmación, se confirma en la Figura 6.4, en donde es posible apreciar que el movimiento de partículas modelado para cada una de las estaciones no tiene la misma forma del movimiento real, pero si alcanza los valores estáticos.



**Figura 6.2:** Resultados de la Modelación Directa de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. En la figura es posible apreciar los resultados obtenidos para la modelación directa de la cinemática de la ruptura con una velocidad de 2950 m/s ( $0.71\bar{V}_s$ ), para el caso de la geometría de un plano. Las formas de onda de color negro indican los datos reales de las estaciones cGPS, mientras que las formas de onda de color rojo indican los resultados sintéticos obtenidos. El modelo de deslizamiento utilizado es el que se observa en la Figura 5.12, basado en Bouchon [1981]. El número a la derecha de cada componente de las estaciones, indica el valor del desplazamiento estático de los datos sintéticos en mm. Es posible apreciar el error del modelo (*misfit*) junto con una indicación de la duración de los sismogramas, tanto sintéticos como reales (200 s).



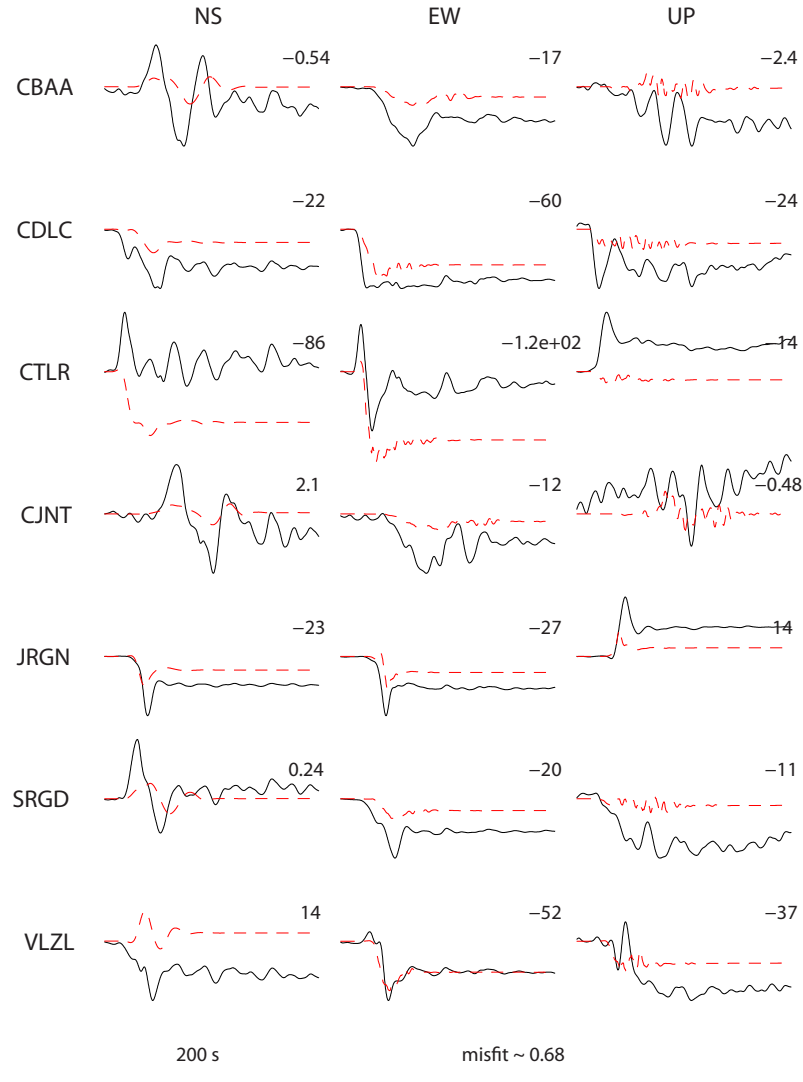
**Figura 6.3:** Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de una Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. En el gráfico es posible apreciar el criterio de elección de la velocidad de ruptura, bajo el mínimo *RMS* ( $\sim 0.24$ ). Es indicado el valor de la velocidad de ruptura escogida para el modelo preferido en la geometría de un plano (2950 m/s,  $0.71\bar{V}_s$ ).



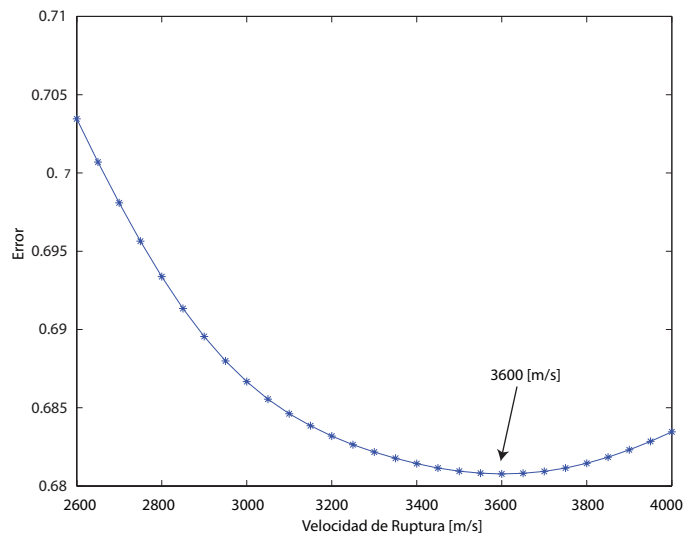
**Figura 6.4:** Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de una Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. La figura muestra los resultados de los desplazamientos horizontales de las estaciones cGPS durante el tiempo, donde es posible observar los datos y los sintéticos obtenidos con el modelo preferido.

## Geometría de *Kink* en el *Slab*

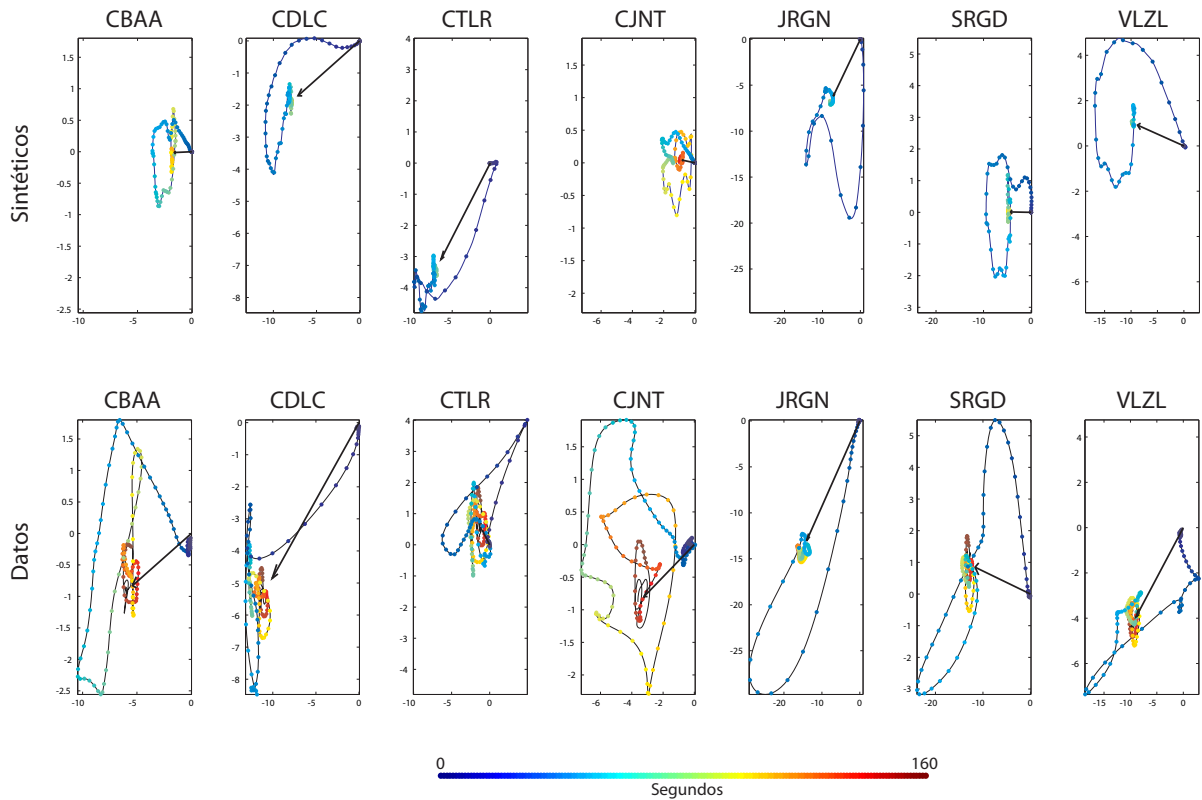
Los resultados obtenidos de la modelación directa de la cinemática se pueden apreciar en la Figura 6.5 y en donde la velocidad escogida para dicho modelo es 3600 m/s ( $0.87\bar{V}_s$ ), bajo el criterio de menor *RMS versus* velocidad de ruptura (Figura 6.6). A diferencia del modelo obtenido con la geometría de un plano, en este caso, ni las formas de ondas ni los desplazamientos estáticos son bien modelados. Esto también se puede apreciar en la Figura 6.7, en donde el movimiento de partículas modelado y el desplazamiento estático difieren sustancialmente de los datos observados. Esto será discutido en el apartado siguiente.



**Figura 6.5:** Resultados de la Modelación Directa de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un *Kink* en el *Slab* con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. Misma leyenda que Figura 6.2, pero para modelo de ruptura cinemática con geometría de un *kink* en el *slab*. El modelo de deslizamiento utilizado para este modelo, es el que se aprecia en la Figura 5.14 y el valor del error del modelo (*misfit*) es de  $\sim 0.68$ .



**Figura 6.6:** Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría con un *Kink* en el *Slab* con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. Misma leyenda que Figura 6.3, pero para modelo de ruptura cinemática basado en una geometría con una *kink* en el *slab* (3600 m/s ,  $0.87V_s$ ).



**Figura 6.7:** Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura con Modelo de Deslizamiento Basado en Bouchon [1981]. Misma leyenda que Figura 6.4, pero para modelo con geometría con un *kink* en el *slab*.

## 6.4. Análisis de Resultados

En base a los resultados obtenidos en la sección anterior, se observan diferencias sustanciales entre los dos modelos directos de la cinemática de la ruptura. En lo que respecta al modelo que se realiza con geometría de un plano (Figura 6.2), los desplazamientos estáticos son bien ajustados (en primer orden), en especial en aquellas estaciones más cercanas a las fuentes sísmicas propuestas por Peyrat *et al.* [2010], a excepción de la componente Z de la estación VLZL. Lo anterior, se expresa en el cambio de un desplazamiento estático que indica subsidencia, debiendo ser alzamiento, lo cual se puede deber a un problema en la definición del mecanismo de foco.

Al observar los resultados de la cinemática de la ruptura con un modelo de geometría con un *kink* en el *slab* (Figura 6.5), estos muestran que no se alcanzan ni los desplazamientos estáticos ni las formas de onda. Se observan también los mismos problemas con respecto a las polaridades de las estaciones (estaciones CTRLR en la componente N y Z y VLZL en la componente N).

Por otra parte, es importante mencionar que los valores estáticos no se alcanzan de forma perfecta para ninguno de los dos modelos, debido a que los modelos de deslizamiento obtenidos en el Capítulo 5 (basados en Bouchon [1981]), poseen errores que son arrastrados hasta estos modelos, tal como se puede observar en las Figuras 5.11 y 5.13 del Capítulo anterior (ver Figuras c) donde se muestran los residuales). Por lo anterior, los modelos cinemáticos obtenidos reproducen los resultados desde el deslizamiento modelado y no los valores reales.

Si se lleva a cabo un análisis comparativo entre las velocidades preferidas desarrolladas en este capítulo con trabajos de otros autores, se puede desprender que son similares para el caso de la geometría con un plano y difieren en el caso con geometría de un *kink* en el *slab*. Para el primer caso, se tiene que la velocidad de ruptura del modelo preferido es de 2950 m/s, mientras que para el segundo, la velocidad de ruptura es de 3600 m/s. En el caso de lo propuesto por Delouis *et al.* [2009], para su modelo con datos tele sísmicos reporta una velocidad de ruptura de 2590 m/s, mientras que para el modelo con datos de acelerógrafos es de 2610 m/s y para el modelo utilizando los datos conjuntamente la velocidad es de 2630 m/s. En el caso de lo propuesto por Peyrat *et al.* [2010], la velocidad para el modelo tele sísmico es de 2700 m/s, mientras que para el modelo de acelerogramas, reporta dos asperezas: la primera con velocidad de ruptura de 2400 m/s y la segunda con una velocidad de 2700 m/s. Ruiz [2012] presenta en sus resultados dos asperezas similares a la del trabajo anterior, en donde la primera tiene una velocidad de ruptura de 2630 m/s y la segunda de 2830 m/s.

Las diferencias en los resultados mostrados recientemente con los resultados propuestos en este trabajo, para el caso de la geometría de un plano, se deben principalmente a la geometría del plano de falla, en especial al manteo. En el caso de la geometría con un *kink* en el *slab*, los resultados también se ven afectados por la geometría del plano de falla, tanto por su efecto en la polaridad debido a la definición del mecanismo de foco en cada uno de los parches del plano, como al no alcanzar los niveles estáticos de deslizamiento. La causa de lo anterior, se puede deber a que el *kink* puede no existir ó a lo débil de la modelización directa para este caso, lo que sugiere la realización de una inversión cinemática de la ruptura, con el fin de explorar de mejor forma los resultados y poder ser más concluyente, pudiéndose este efecto deber a la falta de resolución de los cGPS con respecto a este rasgo.

Cabe mencionar, que para los dos modelos encontrados durante este trabajo, las velocidades de ruptura son *subshear*, difiriendo del resultado propuesto por Peyrat *et al.* [2010], en donde uno de sus modelos reporta la existencia de velocidades *supershear*. Para poder comprobar esta hipótesis, se sugiere realizar modelos que perfeccionen la velocidad de ruptura para cada subfalla o que permitan

la definición de ésta en diferentes zonas, con la intención de poder también realizar inversiones de deslizamiento y explorar las propiedades de la cinemática de la ruptura.

También se realizaron modelos de cinemática para la exploración de la velocidad de ruptura con los modelos de deslizamiento de la inversión conjunta de datos cGPS e InSAR basados en Okada [1985], arrojando resultados muy similares a los de este apartado (para más detalle ver Apéndice D).

## Capítulo 7

# Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático (CECE)

En el presente capítulo, se estudian los Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático (CECE) asociados a los modelos de deslizamiento encontrados en el Capítulo 5, ligados al terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) de 2007. Lo anterior permite una completa descripción y análisis de la distribución en los cambios de esfuerzos entorno a la región epicentral, que considera tanto la placa subductante, como la placa superior.

La expresión para la descripción del CECE, se encuentra basado en el criterio de fallamiento de Coulomb, el cual se utiliza para la comprensión de cómo podría registrarse fallamiento en rocas, basándose en la hipótesis de que el esfuerzo normal y de corte sobre un plano de falla satisfacen condiciones similares de fricción a la de una falla pre-existente [King *et al.*, 1994]. El CECE se expresa como (para más detalles, ver Apéndice E):

$$\Delta CECE = \Delta\tau_\beta + \mu' \Delta\sigma_\beta \quad (7.1)$$

Donde:

- $\Delta CECE$ : Cambio en el Esfuerzo de Coulomb Estático.
- $\Delta\tau_\beta$ : Cambio en el esfuerzo de corte sobre el plano de falla.
- $\Delta\sigma_\beta$ : Cambio en el esfuerzo normal sobre el plano de falla.
- $\mu' = \mu(1 - B)$ : coeficiente de fricción efectivo, donde  $B$  es el Coeficiente de Skemptions (que varía entre 0 y 1).

El CECE puede explicar procesos de deformación asociados a la ruptura sísmica, tales como:

- Patrones de distribución de réplicas de terremotos [King *et al.*, 1994].
- Cambios en la tasa de microsismicidad [Reasenberg & Simpson, 1992].
- Secuencia de gatillamiento de eventos de mayor magnitud [Stein *et al.*, 1994; Stein *et al.*, 1997; Harris, 1998].



- Modelos de pronóstico de terremotos [Toda *et al.*, 2005].

King *et al.* [1994], muestra que son necesarios incrementos de 0.5 *bar* para gatillar la activación de terremotos y que si el esfuerzo decrece en la misma cantidad, también parece ser suficiente para la inhibición de estos. La primera idea, se relaciona con que los terremotos son sistemas auto-organizados en la criticabilidad y sugiere que algunas zonas de la corteza frágil se encuentran siempre en el umbral de fallamiento. Esto indica que durante el período de réplicas, otros procesos no son responsables de los cambios en el esfuerzo, sino más bien que dichos eventos son respuestas al campo de esfuerzo generado como consecuencia de la ruptura principal. A escala de largos períodos de tiempo, entonces los CECE en la corteza superior aumentan debido a la relajación de los esfuerzos de la corteza inferior, con lo cual aumentos en los CECE indicarían zonas probables para próximos eventos.

Al estudiar los cambios estáticos, el coeficiente de fricción ( $\mu$ ) se considera constante, pero se ha logrado demostrar que no lo es y que este depende de la velocidad y el tiempo [Dieterich, 1978; Ruina, 1983]. Esta dependencia se sugiere del resultado de los cambios en la edad y cantidad de puntos en contacto en la falla. Entre más viejos los contactos, son más estáticos, teniendo más fuerzas que los puntos jóvenes introducidos por el *slip* sobre la falla [Dieterich, 1979].

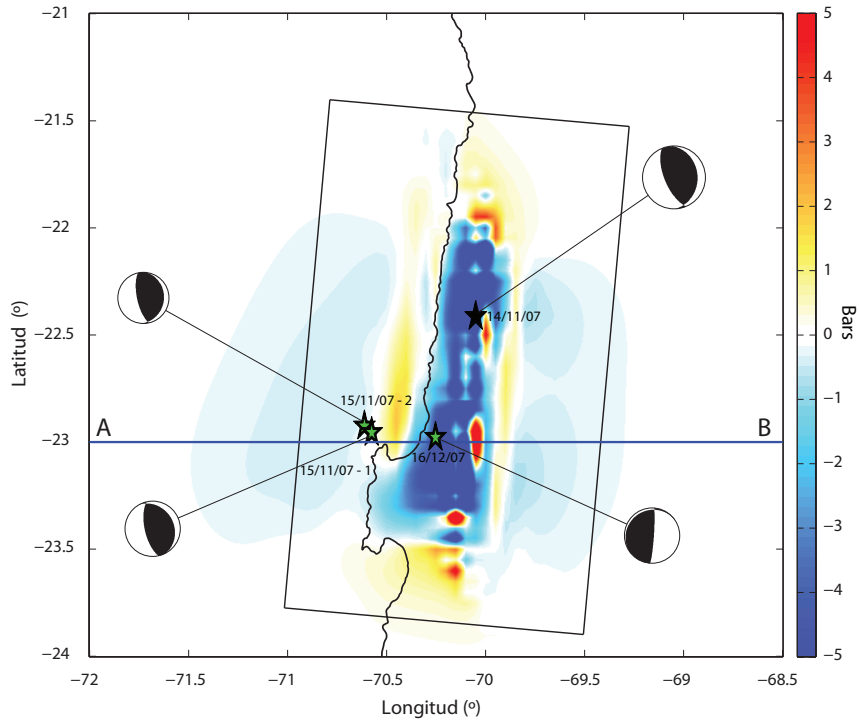
En consecuencia a lo expuesto con anterioridad, se realizan los cálculos para poder analizar las diferencias entre los modelos basado en la geometría de un plano y los modelos con un *kink* en el *slab*.

## 7.1. Resultados

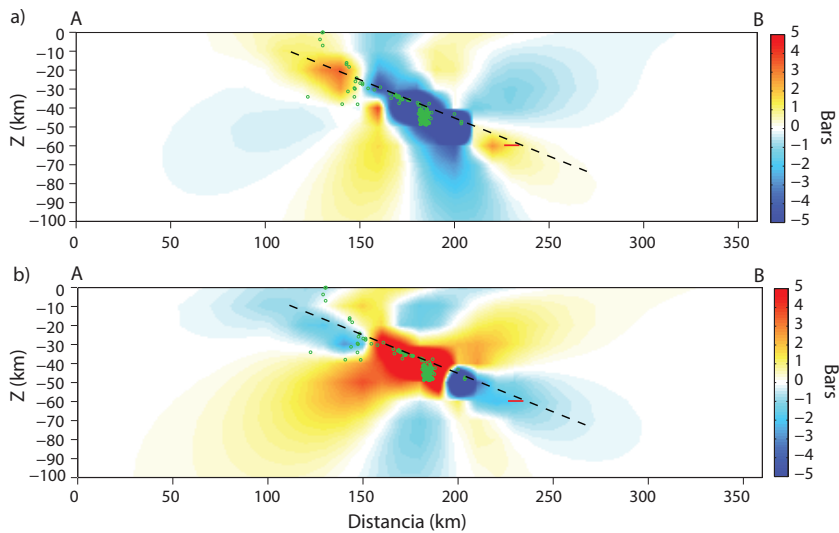
Para realizar los cálculos de los CECE en este trabajo se utiliza el programa Coulomb 3.3, desarrollado por el USGS [Lin & Stein, 2004; Toda *et al.*, 2005]. Este programa, se basa en asumir dislocaciones para calcular los esfuerzos sobre fallas receptoras en un semi espacio, con propiedades elásticas uniformes. Los valores utilizados para los parámetros elásticos en una zona de subducción [Lin & Stein, 2004] son:

- Módulo de Young,  $E = 8 \times 10^4$  MPa
- Razón de Poisson,  $\nu = 0,25$
- Coeficiente de Fricción Efectivo,  $\mu' = 0,4 \mu$

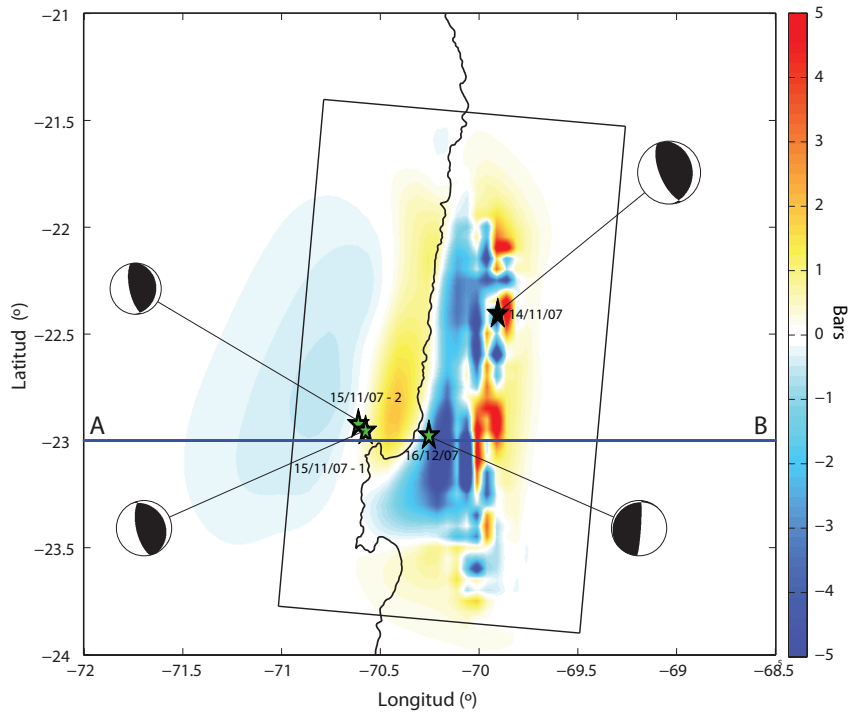
En las figuras siguientes, se pueden apreciar los resultados del CECE para los distintos modelos de deslizamiento obtenidos desde las inversiones del Capítulo 5. En cada uno de los modelos obtenidos, se utiliza el mismo mecanismo de foco de los modelos de deslizamiento, para luego realizar un perfil en la zona donde se localizan las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6.0$ ) y así analizar tanto la inducción por cambio de esfuerzos de las réplicas del 15 de Noviembre de 2007, como del evento *slab push* del 16 de Diciembre de 2007.



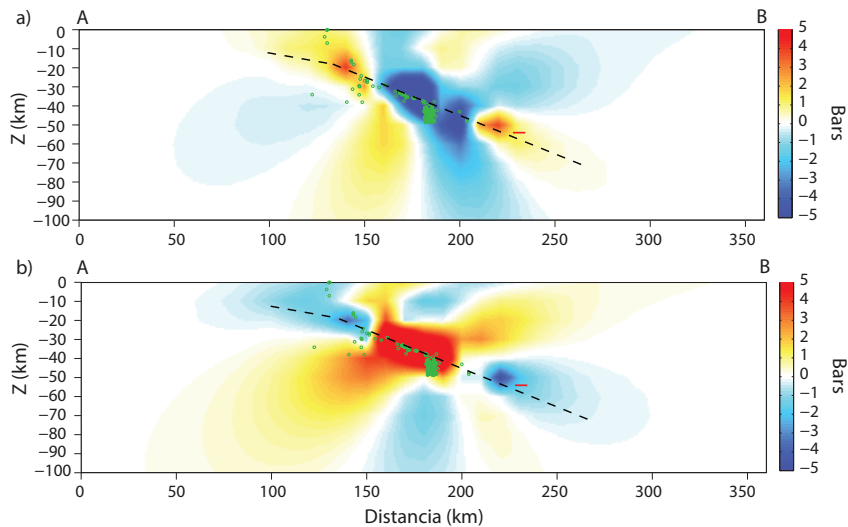
**Figura 7.1:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un Plano Basado en Okada [1985]. En la figura es posible apreciar el resultado de los CECE, calculados sobre el plano de falla. Las estrellas simbolizan las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6$ ) y la línea de azul indica un perfil en corte A-B, que se puede observar en la Figura 7.2. Los mecanismos del evento principal y de las réplicas del 15/11/07 - 2 y del 16/12/07 son tomados de Peyrat *et al.* [2010], mientras que la réplica del 15/11/07 - 1, se toma del catálogo de *Harvard CMT* (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). El modelo de deslizamiento utilizado, es el que se aprecia en la Figura 5.6 c).



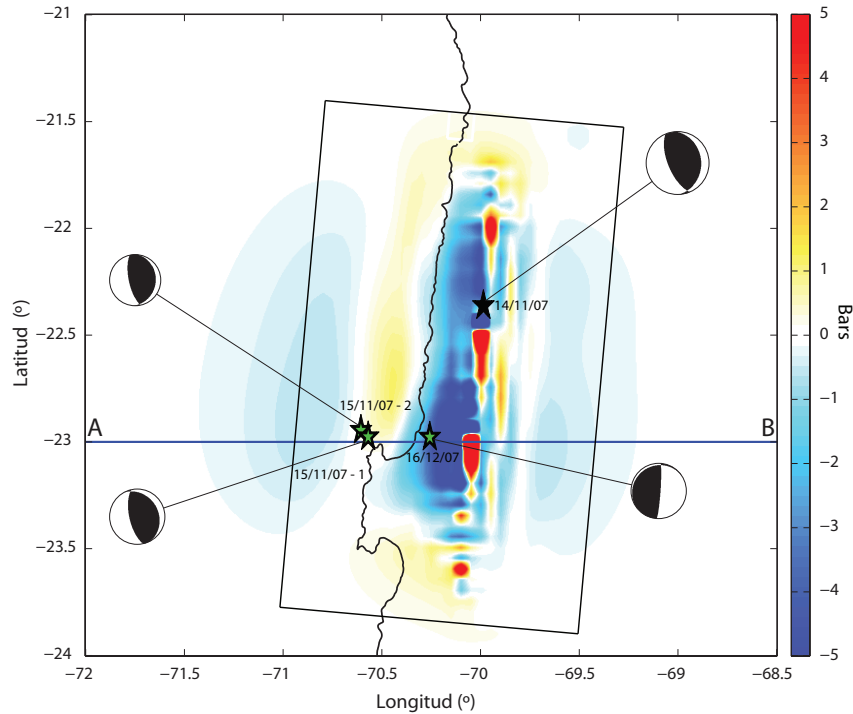
**Figura 7.2:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un Plano en Corte Basado en Okada [1985]. En a) y b), la línea punteada indica el plano de falla donde se calculan los CECE. Los puntos verdes representan las réplicas del evento principal, en donde la concentración de eventos bajo el plano de falla representan al evento intraplaca del 16 de Diciembre (y sus respectivas réplicas). En a) se observa el resultado del CECE para un corte con el mismo mecanismo que el del evento principal, mientras que en b) se utiliza el mecanismo de la réplica del 16 de Diciembre para explicar la ocurrencia del evento *slab push*.



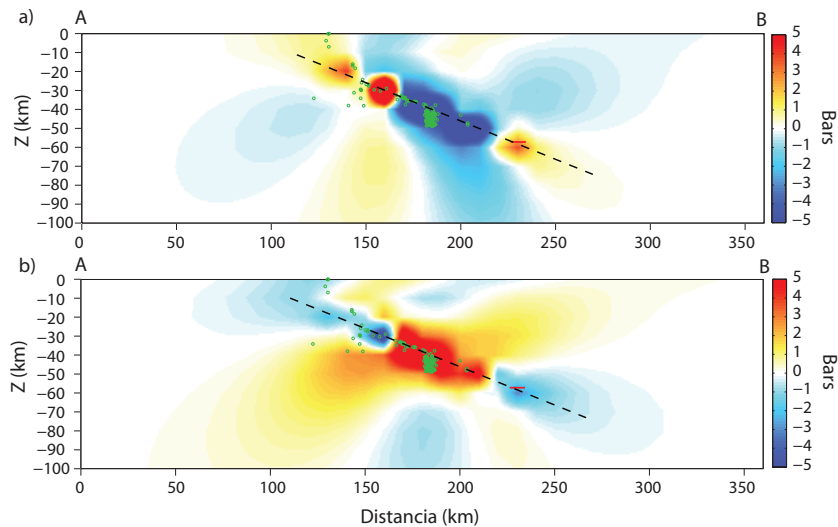
**Figura 7.3:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un *Kink* en el *Slab* Basado en Okada [1985]. En la figura es posible apreciar el resultado de los CECE, calculados sobre el plano de falla. Las estrellas simbolizan las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6$ ) y la línea de azul indica un perfil en corte A-B, que se puede observar en la Figura 7.4. Los mecanismos del evento principal y de las réplicas del 15/11/07 - 2 y del 16/12/07 son tomados de Peyrat *et al.* [2010], mientras que la réplica del 15/11/07 - 1, se toma del catálogo de *Harvard CMT* (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). El modelo de deslizamiento utilizado, es el que se aprecia en la Figura 5.10 c).



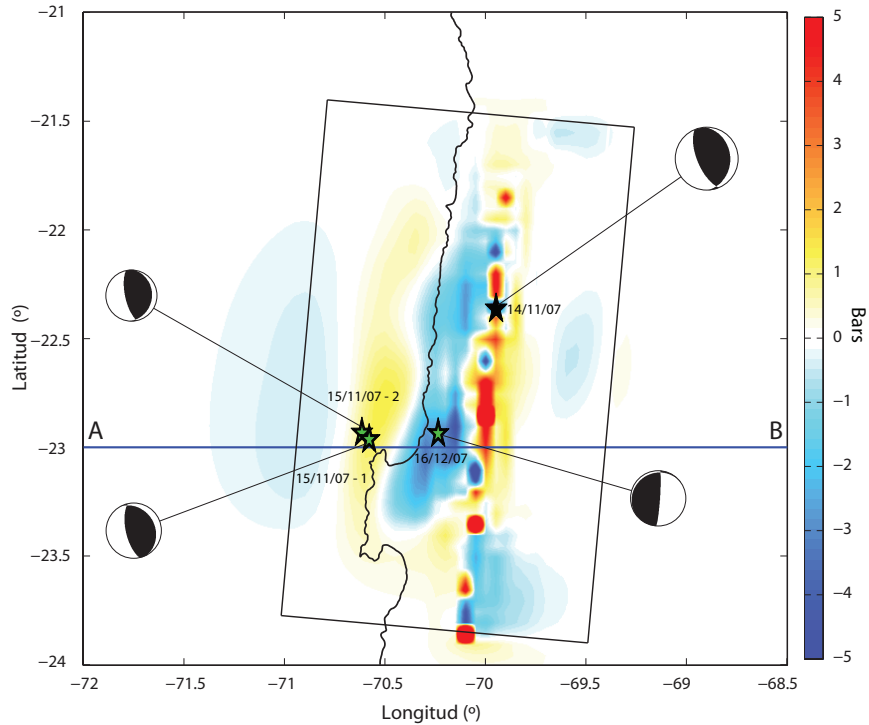
**Figura 7.4:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS e InSAR conjunto para un *Kink* en el *Slab* en Corte Basado en Okada [1985]. La línea punteada indica el plano de falla donde se calculan los CECE. Los puntos verdes representan las réplicas del evento principal, en donde la concentración de eventos bajo el plano de falla representan al evento intraplaca del 16 de Diciembre (y sus respectivas réplicas). En a) se observa el resultado del CECE para un corte con el mismo mecanismo que el del evento principal, mientras que en b) se utiliza el mecanismo de la réplica del 16 de Diciembre para explicar la ocurrencia del evento *slab push*.



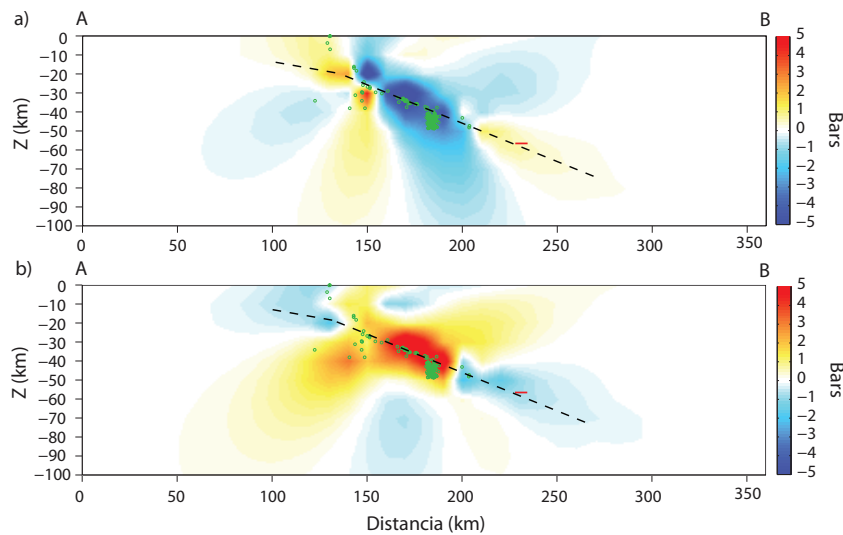
**Figura 7.5:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un Plano Basado en Bouchon [1981]. En la figura es posible apreciar el resultado de los CECE, calculados sobre el plano de falla. Las estrellas simbolizan las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6$ ) y la línea de azul indica un perfil en corte A-B, que se puede observar en la Figura 7.6. Los mecanismos del evento principal y de las réplicas del 15/11/07 - 2 y del 16/12/07 son tomados de Peyrat *et al.* [2010], mientras que la réplica del 15/11/07 - 1, se toma del catálogo de *Harvard CMT* (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). El modelo de deslizamiento utilizado, es el que se aprecia en la Figura 5.12.



**Figura 7.6:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un Plano en Corte Basado en Bouchon [1981]. La línea punteada indica el plano de falla donde se calculan los CECE. Los puntos verdes representan las réplicas del evento principal, en donde la concentración de eventos bajo el plano de falla representan al evento intraplaca del 16 de Diciembre (y sus respectivas réplicas). En a) se observa el resultado del CECE para un corte con el mismo mecanismo que el del evento principal, mientras que en b) se utiliza el mecanismo de la réplica del 16 de Diciembre para explicar la ocurrencia del evento *slab push*.



**Figura 7.7:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un *Kink* en el *Slab* Basado en Bouchon [1981]. En la figura es posible apreciar el resultado de los CECE, calculados sobre el plano de falla. Las estrellas simbolizan las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6$ ) y la línea de azul indica un perfil en corte A-B, que se puede observar en la Figura 7.8. Los mecanismos del evento principal y de las réplicas del 15/11/07 - 2 y del 16/12/07 son tomados de Peyrat *et al.* [2010], mientras que la réplica del 15/11/07 - 1, se toma del catálogo de *Harvard CMT* (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). El modelo de deslizamiento utilizado, es el que se aprecia en la Figura 5.14.



**Figura 7.8:** Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático para Deslizamiento de cGPS para un *Kink* en el *Slab* en Corte Basado en Bouchon [1981]. La línea punteada indica el plano de falla donde se calculan los CECE. Los puntos verdes representan las réplicas del evento principal, en donde la concentración de eventos bajo el plano de falla representan al evento intraplaca del 16 de Diciembre (y sus respectivas réplicas). En a) se observa el resultado del CECE para un corte con el mismo mecanismo que el del evento principal, mientras que en b) se utiliza el mecanismo de la réplica del 16 de Diciembre para explicar la ocurrencia del evento *slab push*.

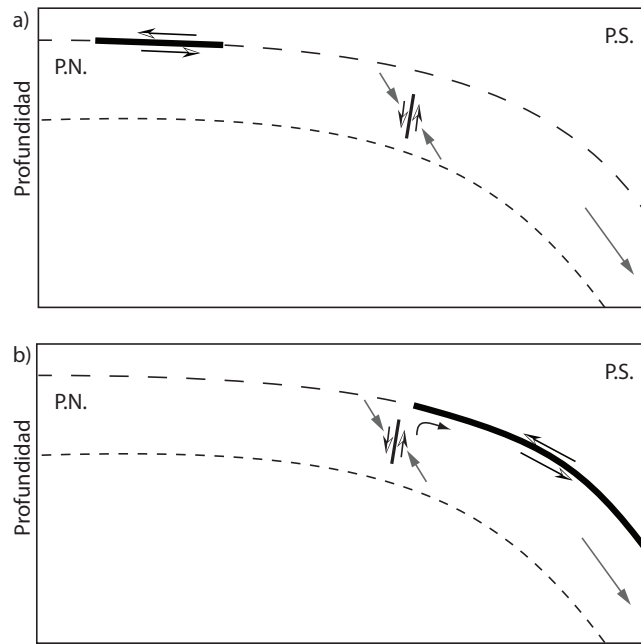
## 7.2. Análisis de los Resultados

Es posible observar en las Figuras 7.1, 7.3, 7.5 y 7.7, los resultados para el CECE asociado a los distintos modelos de deslizamiento obtenidos en Capítulo 5. En ellas, es posible apreciar dos grandes zonas con diferentes comportamientos en los cambios de esfuerzos. La primera de ellas, se relaciona con donde se concentra el deslizamiento sobre el plano de falla y por lo tanto, se asocia a la caída de esfuerzos que produce el evento principal debido que el CECE es negativo. La segunda zona, es en los límites del área mencionada anteriormente y es donde el CECE es positivo, lo que se traduce en un aumento en los esfuerzos, lo cual es posible de relacionar con la inducción de réplicas. Es por ello que se indican en estas figuras, además del evento principal tomado de Peyrat *et al.* [2010], las réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6.0$ ). Dos de ellas tuvieron lugar el 15 de Noviembre, con magnitudes  $M_w$  6.3 (en las figuras, señalada con la estrella del 15/11/07 - 1) y  $M_w$  6.8 (en las figuras, señalada con la estrella del 15/11/07 - 2) [Peyrat *et al.*, 2010; CMT, 2013]. El 16 de Diciembre, se produjo un evento *slab push*, con una magnitud de  $M_w$  6.8 (en las figuras, señalada con la estrella del 16/12/07) [Peyrat *et al.*, 2010]. Cabe destacar, que dentro del área de caída de esfuerzos es posible apreciar pequeñas zonas de valores positivo. Lo anterior se debe a que los cálculos se deben realizar a una profundidad objetivo y el deslizamiento sobre el plano de falla no se encuentra suavizado en la discretización del plano, lo que provoca pequeños artefactos que se deben tener en cuenta al momento de interpretar estos dichos resultados.

Para la realización de un análisis respecto a la inducción de réplicas de mayor magnitud ( $M_w > 6.0$ ), las cuales se indican en las figuras mencionadas con anterioridad, es que se realiza un perfil en cada uno de los modelos obtenidos en el CECE. Dichos perfiles pueden ser apreciados en las Figuras 7.2, 7.4, 7.6 y 7.8. En las subfiguras a), se observa que las réplicas del 15 de Noviembre, se localizan en áreas donde el esfuerzo se ve aumentado, lo que indicaría que dichos eventos fueron inducidos por el evento principal bajo el análisis del CECE propuesto por varios autores [ej., Lin & Stein, 2004; Toda *et al.*, 2005]. Además, estos resultados propuestos para todos los modelos (geometría de plano y con un *kink* en el *slab*), son concordantes con los encontrados por Peyrat *et al.* [2010], tanto para los deslizamientos basados en Okada [1985], como en Bouchon [1981].

En lo que respecta a las diferencias entre los modelos con diversas geometrías, pese a que existen similitudes en ellos, cabe mencionar un importante resultado que se observa en las Figuras 7.3 y 7.5, asociado a un *kink* en el *slab*. Estas figuras muestran una concentración de esfuerzos en la localización de este rasgo morfotectónico y que coincide con la localización en profundidad de las réplicas del 15 de Noviembre ( $\sim 20$  km), reportadas por Peyrat *et al.* [2010]. Esto podría ser una evidencia que la inducción de estas réplicas, debido a los cambios de esfuerzos producidos por el evento principal, se debe a la existencia de este rasgo en profundidad y su consecuente acumulación de esfuerzos.

Si se observan las Figuras 7.2, 7.4, 7.6 y 7.8 b), los resultados muestran el CECE, con el mecanismo del evento del 16 de Diciembre (rumbo  $4^\circ$ , manto  $85^\circ$  y ángulo de deslizamiento  $83^\circ$  [Peyrat *et al.*, 2010]). Lo anterior se realiza para analizar la ocurrencia del evento *slab push*, bajo el análisis propuesto por Gardi *et al.* [2006] (ver Figura 7.9). En todos los modelos propuestos para este análisis, es posible apreciar que dicha réplica se produce en la zona donde los cambios de esfuerzos son positivos, mostrando la factibilidad que se produzca debido a deslizamiento post-sísmico en la parte más profunda de la zona sismogénica, con resultados similares a los que propone Peyrat *et al.* [2010] para el mismo evento.



**Figura 7.9:** Esquemas Explicativos para Generación de Réplica *Slab Push*. Modelos para explicar la réplica *slab push* registrada el 16 de Diciembre. En a) se observa el modelo propuesto por Astiz & Kanamori [1986] y en b) el modelo que propone Gardi *et al.* [2006]. P.N. representa a la Placa de Nazca y P.S. a la Placa Sudamericana. Se indican los ejes de máxima compresión y el movimiento de las placas. Figura modificada de Gardi *et al.* [2006].

## Capítulo 8

# Discusión y Conclusiones

En el presente apartado de la tesis, se realizan las discusiones de todos los resultados obtenidos en los capítulos anteriores. Se discuten una variedad de temas, tales como: segmentación de la zona sísmogénica en el rumbo y en profundidad, propiedades friccionales del contacto, relación entre áreas colindantes del terremoto y alcances técnicos de los resultados.

### 8.1. Resultados con Respecto a la Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial

De los resultados obtenidos en el Capítulo 4, es factible observar diferencias entre los modelos intersísmicos y cosísmicos con la geometría de un plano y un *kink* en el *slab*. En ambas fases, se observa un impacto en la subsidencia y en los alzamientos. En el caso de la fase intersísmica el mayor impacto se produce en un aumento de los alzamientos, mientras que en la fase cosísmica los mayores valores son alcanzados por la subsidencia (Figura 4.13).

En base a lo anteriormente expuesto, se observa que el *kink* en el *slab*, actúa como una barrera geométrica para la ruptura sísmica, como proponen varios autores con respecto a este tipo de rasgos geométricos [ej., Aki, 1979; King, 1986]. Esto se puede deber a fenómenos tales como: disminución del acoplamiento interplaca [Cummins *et al.*, 2002; Konca *et al.*, 2008] ó zonas con complejidad en los esfuerzos [Contreras-Reyes *et al.*, 2012]. En consecuencia, estos rasgos morfotectónicos evidencian complejidades estructurales, que reflejan una segmentación en profundidad y cuyo impacto en los procesos de ruptura podría conllevar a una división en los eventos dependiendo del lugar de nucleación de ellos. En el caso de los eventos que rompen la parte más profunda de la zona sísmogénica y que su nucleación se ubica por debajo del *kink* ( $M_w < 8.0$ ), el rasgo actuaría como una barrera geométrica e incluso podría evitar la generación de *tsunami*, debido a que los desplazamientos verticales de las zonas costeras no son los suficientes para la generación de este tipo de eventos. En el caso de tener mega-terremotos y/o terremotos *tsunamigénicos*, estos eventos podrían cambiar completamente el escenario y conllevar a dos posibilidades: la ruptura se genere por sobre el *kink* ó que la ruptura sobrepase este rasgo [Contreras-Reyes *et al.*, 2012]. Para cualquiera de los casos expuestos con anterioridad, la posibilidad de generación de mega-terremotos ( $M_w > 8.5$ ) es factible debido tanto a los resultados obtenidos durante la exploración directa del campo de deformación superficial de este trabajo (ver Capítulo 4), como los resultados propuestos por variados autores, en torno a la carga intersísmica de la zona [ej., Chlieh *et al.*, 2011; Métois *et al.*, 2013; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013].



## 8.2. Resultados Obtenidos en Relación a la Segmentación en Profundidad de la Zona Sismogénica

A primer orden, todos los modelos de deslizamiento del Capítulo 5, muestran resultados similares a los obtenidos por otros autores [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Ruiz, 2012], observándose dos asperezas que se localizan entre los 30 - 50 km de profundidad. En consecuencia, es posible desprender desde estos resultados, que la parte más profunda de la zona sismogénica fue la que rompió el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007, exceptuando la zona de la Península de Mejillones, en donde la distribución de deslizamiento sobrepasa los 25 km de profundidad hacia la superficie.

Según lo expuesto en el Capítulo 5, en relación a la ubicación del *downdip*, todos los modelos son consistentes con la definición de la interfaz sísmicamente acoplada desde metodologías como sismicidad normal o de *background* y mecanismos de foco en la región de estudio [Tichelaar & Ruff, 1991; Suarez & Comte, 1993; Comte & Suárez, 1995; Delouis *et al.*, 1996]. Por otra parte, también los resultados del *downdip* se encuentran en concordancia con la definición del límite entre la zona acoplada y parcialmente acoplada, definidas por medidas de geodesia [Bevis *et al.*, 2001; Khazaradze & Klotz, 2003; Chlieh *et al.*, 2004, 2011; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013; Métois *et al.*, 2013]. Los resultados obtenidos, también se corresponden con lo propuesto por Oleskevich *et al.* [1999] en relación a que la ruptura de los grandes terremotos de subducción se extiende hasta la intersección entre el fin de la zona sismogénica (*downdip*) y el Moho continental, siendo propuesto por una variedad de autores [Tichelaar & Ruff, 1991; Delouis *et al.*, 1996; Patzwahl *et al.*, 1999; Chlieh *et al.*, 2004, 2011].

Los resultados para estos mismos modelos pero en relación con el *updip*, varían según la metodología. En el caso de los modelos basados en Okada [1985] (con y sin *kink*), se encuentran en concordancia con los resultados obtenidos por otros autores en la definición del *updip* para el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007 [ej., Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]. Para los modelos obtenidos con Bouchon [1981], en el caso de los modelos con geometría con un plano es similar también a lo propuesto por los autores antes mencionados, lo cual varía para el modelo de geometría con un *kink* en el *slab*, en donde el desplazamiento llega hasta  $\sim 20$  km. Pese a las diferencias que se observan entre los modelos, cabe mencionar que en ninguno de ellos el deslizamiento sobrepasa el *kink*. Rasgos morfotectónicos de esta naturaleza, pueden actuar como barreras geométricas inhibiendo la propagación de la ruptura [ej., Aki, 1979; King, 1986] y en la zona han sido propuestos tanto un *bending* local por Patzwahl *et al.* [1999] a los  $21^\circ\text{S}$ , como un *kink* abrupto por Contreras-Reyes *et al.* [2012] a los  $22^\circ\text{S}$ . El primero de estos rasgos, podría ser explicado por la subducción de un *plateau* oceánico conocido como *Ridge* de Iquique [Rosenbaum *et al.*, 2005]. En el caso de un *kink* en el *slab*, sería una respuesta a lo sugerido por varios autores y los resultados de esta tesis, para la detención de la ruptura luego del terremoto de Antofagasta 1995 ( $M_w$  8.0) [Ruegg *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1997; Chlieh *et al.*, 2004], lo descrito por Béjar-Pizarro *et al.* [2010] como respuesta a la detención de la ruptura a  $\sim 30$  km para el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007 y que por su parte Armijo & Thiele [1990] utiliza para explicar la formación del Escarpe Costero.

Lo descrito anteriormente, podría ser una consecuencia que reafirma lo propuesto por Peyrat *et al.* [2010], en torno a que pese a que existe la posibilidad de que el terremoto de Tocopilla sea un precursor de un gran evento, no se puede descartar que la zona sismogénica a lo largo de la costa chilena se encuentra segmentada para eventos de diversos largos de ruptura. Como resultado de lo anterior, se tendrían una cantidad limitada de eventos tsunamigénicos (mega-terremotos) y una cantidad mayor en frecuencia de eventos  $M_w \sim 8.0$ . Este escenario se puede explicar al tomar

el evento de 1730 en Chile Central, el cual es un mega-terremoto tsunamigénico, y que en partes de su zona de ruptura, se registran eventos en los años 1821, 1906, 1971 y 1985 [Comte *et al.*, 1986]. Por otra parte, Vargas *et al.* [2005], reporta desde estudios paleo sismológicos en la Península de Mejillones, dos mega-terremotos más grandes que el evento de 1877 (el primero entre 1409 y 1449 y el segundo entre 1754 y 1789) y no enlistados por Comte & Pardo [1991].

Peyrat *et al.* [2010] propone que entre las dos asperezas que reporta, existe una fuerte resistencia a la ruptura por la presencia de una barrera, la cual se encuentra asociada a características mecánicas o geométricas de la placa subductada. En los modelos basado en Okada [1985], es factible suponer este efecto entre las dos asperezas, pero en los modelos basados en Bouchon [1981] dicho efecto se pierda, dado que no es factible observar dos asperezas, donde el factor de suavizamiento del deslizamiento puede hacer que se pierda información relevante como dichas características. Esta son recuperadas vagamente, cuando a estos modelos se les aplica un modelo inicial distinto de nulo (ver Apéndice C), pero quedan fuertemente acotadas al modelo que se le entrega como inicial. En consecuencia, este terremoto rompe los esquemas en lo que respecta a la caracterización típica de la subducción chilena a lo largo del rumbo, en donde se pensaba que las zonas intersegmentos se comportaban como una sola gran aspereza [Kelleher *et al.*, 1973; Lay *et al.*, 1982], lo que conlleva a una proceso más complejo de segmentación sísmica, aún no explorado en profundidad.

### 8.3. Resultados Obtenidos en Relación a la Segmentación en el Rumbo de la Zona Sismogénica

En los resultados de todos los modelos de deslizamiento del Capítulo 5, se observa una segmentación a lo largo del rumbo. Esto se puede dividir tanto al norte de la Península de Mejillones, como el comportamiento en este mismo rasgo.

La zona norte de la ruptura del terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007, en todos los modelos de deslizamiento, limita con el evento ocurrido en 1967,  $M_w$  7.1 (Figura 2.4) [Malgrange & Madariaga, 1983; Tichelaar & Ruff, 1991]. Los modelos cinemáticos realizados para el terremoto del 2007 [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Ruiz, 2012], inician el evento principal en esta zona, lo cual podría revelar algún tipo de relación entre estos eventos. El terremoto de 1967, debe haber liberado parcialmente la energía intersísmica acumulada dentro de su zona de ruptura y cargó el segmento adyacente hacia el norte y el sur, facilitando la nucleación del terremoto del 2007 [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]. Por otra parte, existen evidencias que las estructuras de la placa superior podrían actuar como barrera de terremotos [Ruegg *et al.*, 1996; Audin *et al.*, 2008; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Tassara, 2010; Victor *et al.*, 2011] y es lo que Loveless *et al.* [2009] propone para el terremoto de Tocopilla, en relación a que las fallas del Río Loa controlarían la iniciación de la ruptura en esta área.

La parte sur de la ruptura, se ve limitada en todos los modelos propuestos por la Península de Mejillones, la cual puede ser interpretada como una barrera para la propagación de la ruptura [Ruegg *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Béjar-Pizarro *et al.*, 2013]. Béjar-Pizarro *et al.* [2010] propone de sus modelos de deslizamiento, que durante el primer mes de deformación post-sísmica, el deslizamiento sísmico asociado a las réplicas mayores ( $M_w > 6.0$ ) y el deslizamiento asísmico del tipo *afterslip* en los primeros diez días del evento principal parecen liberar una pequeña parte del déficit de deslizamiento en la parte más superficial de la zona sismogénica en la zona de la Península de Mejillones, lo que revela el comportamiento de barrera de esta área.

Este fenómeno, revela similitud en la deformación entre este evento y el terremoto de Antofagasta ( $M_w$  8.0) de 1995. Este último, rompió sólo la parte sur de la Península de Mejillones y no continuó hacia la parte norte. La deformación post-sísmica de este evento, se propagó hacia el norte de la Península durante los tres años siguientes al evento principal y especialmente hacia zonas superficiales. Muchas de las réplicas del terremoto de 1995 y del *afterslip* fue localizado al noreste de la ruptura [Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard *et al.*, 2006], por lo tanto la deformación sísmica y post-sísmica parece ocurrir bajo la Península de Mejillones, lo que sugiere un comportamiento friccional complejo de dicho rasgo. El problema surge en la imposibilidad de distinguir dicho comportamiento desde los datos de geodesia espacial utilizados durante la presente tesis, diferenciando tanto pequeñas asperezas que generarían sismos en estas zonas (área con comportamiento friccional inestable), como las zonas en donde se producen pulsos de deslizamiento asísmico (áreas de comportamiento estable o condicional estable) [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010].

La Península de Mejillones, representa una complejidad estructural tanto en superficie como en profundidad [Armijo & Thiele, 1990; Rugg *et al.*, 1996], la cual es cortada por fallas normales que podrían llegar hasta la interfaz de subducción [Armijo & Thiele, 1990]. Béjar-Pizarro *et al.* [2010] propone que los cambios en las distribuciones de deslizamiento post-sísmico para el terremoto de Antofagasta ( $M_w$  8.0) de 1995 y de deslizamiento cosísmico y post-sísmico del terremoto Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007, podrían deberse a un cambio en la geometría del *slab* en esta zona. A la luz de la propuesta de *kink* Contreras-Reyes *et al.* [2012], los modelos de deslizamiento obtenidos para este cambio de geometría revelan la factibilidad de esta aseveración. En especial, los basados en Bouchon [1981], debido a su concentración de deslizamientos antes del *kink* en profundidad. Por lo tanto, la Península de Mejillones actuaría como una barrera geométrica, bajo la descripción del modelo de fragmentación descrito por King [1986]. Este modelo, propone que los déficit de deslizamiento en la zona de la barrera permanecen durante el tiempo, revelando una alta concentración de esfuerzo en dicha zona. Esto es consistente con que grandes terremotos se deberían nuclear en las vecindades de estas barreras [Aki, 1979; King, 1986]. Además, se condice con estudios de observaciones de corto y largo plazo, que proponen que la Península de Mejillones se ha comportado como una barrera el último millón de años [Victor *et al.*, 2011].

#### 8.4. Resultados Obtenidos en Relación con las Réplicas de Mayor Magnitud ( $M_w > 6.0$ ) y Régimen Friccional

En lo que respecta a las réplicas de mayor magnitud, estas se localizan en las cercanías de la Península de Mejillones y son las que se señalan en el Capítulo 7. Schurr *et al.* [2012] descarta la posibilidad de que un *kink* en el *slab* sea el que genere el disparo de estas réplicas, debido que dicho rasgo revelaría un aumento en los esfuerzo y propone que sólo el cambio en las propiedades friccionales sería el responsable de la activación de las réplicas costa afuera del terremoto de Tocopilla. Los CECE realizados en este trabajo, muestran la factibilidad de disparo de réplicas tanto para el modelo con geometría de plano y con un *kink* en el *slab*, lo cual se encuentra en contraposición a la aseveración propuesta por Schurr *et al.* [2012]. Por otra parte, el *kink* en el *slab* no es solo propuesto desde datos de sísmica marina [Contreras-Reyes *et al.*, 2012], sino que también desde relocalización de alta resolución de réplicas del Terremoto de Tocopilla, aunque con un manteo menos abrupto que el propuesto con datos marinos [Fuenzalida *et al.*, 2013].

Los resultados de todos los modelos de CECE, se encuentran en concordancia con lo propuesto por Peyrat *et al.* [2010] para la réplica *slab push* del 16 de diciembre del 2007. Este tipo de eventos ha sido reportado para zonas de subducción luego de evento de gran magnitud [Astiz & Kanamo-

ri, 1986; Lemoine *et al.*, 2002] y Gardi *et al.* [2006] propone un modelo el cual podría explicar el disparo de dicha réplica. Este se basa, en que estos eventos se producen debido a la generación de esfuerzos dentro de la placa de Nazca por deslizamiento asísmico en la parte más profunda de la zona sismogénica (Figura 7.9).

## 8.5. Alcance de los Modelos Realizados

Dentro de los modelos realizados, en el caso de los que se relacionan con la modelización directa del campo de deformación superficial, como se mencionaba anteriormente, reflejan cambios sustanciales en los modelos con un *kink* en el *slab*, tanto en la fase cosísmica e intersísmica. El mayor problema de la verificación de estos resultados, es la poca resolución desde los modelos de inversión del campo de deformación. A pesar de que todos los modelos de deslizamiento del terremoto de Tocopilla no sobrepasan el *kink* que propone Contreras-Reyes *et al.* [2012] este rasgo se encuentra costa afuera.

En consecuencia, los cambios que revelan los modelos directos, no se logran percibir desde los datos utilizados en los modelos de inversión de forma directa, lo que refleja la necesidad de desarrollo de metodologías marinas para constreñir de mejor manera la posibilidad de medición del campo de deformación, abriendo un campo de investigación no explorado en las subducción chilena, como la geodesia marina [ej., Spiess *et al.*, 1998; Gagnon *et al.*, 2005]. La integración de esta metodología, con trabajos ya realizados en la zona basado en sismica marina [ej., Patzwahl *et al.*, 1999; von Huene & Ranero, 2003; Sallarès & Ranero, 2005; Contreras-Reyes *et al.*, 2012], permitirían una mejor comprensión de la segmentación sísmica, como la definición más precisa de la geometría de la subducción.

Lo anterior, tendría un impacto en el mejoramiento de los resultados de modelos cinemáticos de la ruptura, los cuales son sensibles a la geometría. El resultado desarrollado con geometría de un plano, es similar a los reportados por otros autores [Minson, 2010; Ruiz, 2012]. La diferencias que se establecen en el caso de ruptura cinemática con geometría de un *kink* en el *slab*, sugieren la necesidad del desarrollo de inversiones de la cinemática de la ruptura para la obtención de resultados de deslizamiento y velocidad de ruptura conjunta, lo que conlleva a un mejor entendimiento de la fuente sísmica, como lo desarrollado por otros autores [Peyrat *et al.*, 2010; Ruiz, 2012].

## 8.6. Conclusiones

Los resultados obtenidos desde los modelos directos de deformación superficial muestran diferencias sustanciales, tanto en la fase intersísmica como cosísmica, para el modelo de geometría de plano y un modelo con un *kink* en el *slab*. Los desplazamientos horizontales observados para los modelos con un *kink* en el *slab*, son de mayor magnitud que los obtenidos desde los modelos basado en la geometría de plano, con una disminución en magnitud en la zona de ubicación del *kink*. Por su parte, desde los resultados de los desplazamientos verticales, es posible apreciar una distribución bimodal para la geometría con *kink* en el *slab*, registrando efectos tanto en los alzamiento y subsidencias. En consecuencia, dichos modelos reflejan la posibilidad que este rasgo morfotectónico actúe como una barrera geométrica, implicando un impacto importante de la geometría del *slab* en el campo de deformación superficial.

En lo que respecta a los modelos de inversión del Terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) del 2007, todos los modelos realizados revelan que el evento rompe la parte más profunda de la zona sismogéni-

ca, a excepción de la zona de la Península de Mejillones en donde los deslizamientos sobrepasan los  $\sim 25$  km de profundidad, encontrándose estos resultados en concordancia con lo propuesto por varios autores [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Ruiz, 2012]. Los modelos realizados con geometría de *kink* en el *slab*, revelan que el deslizamiento no sobrepasa este rasgo, lo que indicaría la posibilidad de que actúe como una barrera geométrica, tal como lo propone Contreras-Reyes *et al.* [2012] para la zona de estudio.

Por otra parte, desde estos modelos de inversión se puede concluir que la Península de Mejillones actúa como una barrera geométrica para la ruptura en la zona sur y que el *kink* propuesto actúa como una barrera geométrica costa afuera. Ambos rasgos revelan la complejidad de la zona sismogénica, evidenciando una segmentación en la subducción tanto en el rumbo, como en profundidad, en contraposición a los modelos propuestos por otros autores como Kelleher *et al.* [1973] ó Lay *et al.* [1982].

Los CECE obtenidos para los modelos de inversión de deslizamiento, revelan que el terremoto induce dos tipos de réplicas. Las primeras, se localizan costa afuera y se registran el 15 de Noviembre y que son inducidas por los cambios de esfuerzos que produce el terremoto. Existe una correlación entre la profundidad de las réplicas, la ubicación del *kink* y los aumentos de esfuerzos en este rasgo, lo que evidencia una implicancia importante de este rasgo morfotectónico.

En lo que respecta a los alcances de los modelos utilizados, existe una limitación natural, debido a que las observaciones geodésicas se ubican sólo en tierra firme, lo que conlleva un menor conocimiento de la zona de contacto en las zonas hacia costa afuera. Lo anterior, plantea la necesidad de desarrollo de otras técnicas geofísicas, como la geodesia y sísmica marina en la zona, para un mejor monitoreo del campo de deformación superficial de la corteza, estudio de la segmentación sísmica (rumbo y profundidad) y definición de la geometría del contacto.

# Referencias

- Abercrombie, Rachel E., Antolik, Michael, Felzer, Karen, & Ekstrom, Goran. 2001. The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *J. Geophys. Res.*, **106**(B4), 6595–6607.
- Aguirre, E. 1990. *Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya, Altiplano de Arica, I Región*. M.Phil. thesis, Universidad de Chile.
- Aki, K. 1979. Characterization of Barriers on an Earthquake Fault. *J. Geophys. Res.*, **84**(B11), 6140–6148.
- Aki, K., & Richards, P.G. 2002. *Quantitative seismology*.
- Allmendinger, R. W., & Gonzalez, G. 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, **495**, 93 – 110.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. 1997. The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **25**(1), 139–174.
- Allmendinger, Richard W, Ramos, Victor A, Jordan, Teresa E, Palma, Miguel, & Isacks, Bryan L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, **2**(1), 1–16.
- Allmendinger, RW, & Gubbels, T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, **259**(1), 1–13.
- Allmendinger, R.W., González, G., Yu, J., Hoke, G., & Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(1-2), 89 – 104.
- ANCORP, W. G. 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)). *J. Geophys. Res.*, **108**(B7), 148 – 227.
- 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.
- Armijo, R., & Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, **98**(1), 40 – 61.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., & Lacassin, R. and Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, **29**(2), TC2007–.
- Astiz, Luciana, & Kanamori, Hiroo. 1986. Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **76**(6), 1614–1622.

- Audin, L., Hérail, G., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J., & Font, E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. *J. Quaternary Sci.*, **18**(8), 681 – 694.
- Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., & Bondoux, F. 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, **459**(1–4), 174 – 185.
- Baby, Patrice, Rochat, Philippe, Mascle, Georges, & Hérail, Gérard. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, **25**(10), 883–886.
- Baldis, B., Viramonte, J., & Salfity, JA. 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el cratógeno central argentino y el borde austral de la Puna. *Pages 25–44 of: Congreso Iberoamericano de Geología Económica.*
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**(11), 686 – 692.
- Basei, MAS, Charrier, R, & Hervé, F. 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed precambrian units in northern Chile: some geotectonic implications. *Pages 763–766 of: Third International Symposium on Andean Geodynamics.*
- Beauducel, F. 2012. *MATLAB personal toolbox: Various functions of general interest, signal processing, deformation modelling, DEM, InSAR, etc.*
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., & Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, **24**(5), 407 – 410.
- Béjar-Pizarro, Marta, Socquet, Anne, Armijo, Rolando, Carrizo, Daniel, Genrich, Jeff, & Simons, Mark. 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience.*
- Bevis, M., Smalley, R. Jr., Brooks, B. A., Allmendinger, R. W., & Isacks, B. L. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 10.129/2001GC000198.
- Bilek, Susan L., Schwartz, Susan Y., & DeShon, Heather R. 2003. Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior. *Geology*, **31**(5), 455–458.
- Bird, P. 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**(3), 1027–.
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A., & Byerlee, J. D. 1991. Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **18**(4), 609–612.
- Blanpied, Michael L., Lockner, David A., & Byerlee, James D. 1995. Frictional slip of granite at hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.*, **100**(B7), 13045–13064.
- Boore, David M, & Bommer, Julian J. 2005. Processing of strong-motion accelerograms: needs, options and consequences. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **25**(2), 93–115.
- Bouchon, M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**(4), 959–971.

- Brace, W. F., & Byerlee, J. D. 1966. Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes. *Science*, **153**(Aug.), 990–992.
- Brace, WF, & Byerlee, JD. 1970. California earthquakes: why only shallow focus? *Science*, **168**(3939), 1573–1575–.
- Brown, M., Díaz, F., & Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00' S - 27°00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, **105**(9), 1165–1174.
- Byrne, Daniel E., Davis, Dan M., & Sykes, Lynn R. 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, **7**(4), 833–857.
- Byrne, Tim, & Fisher, Don. 1990. Evidence for a Weak and Overpressured Dècollement Beneath Sediment-Dominated Accretionary Prisms. *J. Geophys. Res.*, **95**(B6), 9081–9097.
- Béjar-Pizarro, M. 2011. *Comportamiento mecánico de la interfase de subducción durante el ciclo sísmico: Estudio mediante la geodesia espacial en el Norte de Chile*. Ph.D. thesis, Universidad Complutense de Madrid (Departamento de Geodinámica) & Institut de Physique du Globe de Paris (Équipe de Tectonique et Mécanique de la Lithosphère).
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., de Chabalier, J. B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galetzka, J., Genrich, J., Necessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., Remy, D., Ruegg, J. C., Simons, M., Valderas, C., & Vigny, C. 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International*, **183**(1), 390 – 406.
- Bürgmann, R., Kogan, M. G., Levin, V. E., Scholz, C. H., King, R. W., & Steblov, G. M. 2001. Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, Earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(7), 1331–1334.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, **97**(B12), 17503 – 17529.
- Carey, S. 1958. A tectonic approach to continental drift. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9153 – 9170.
- Carrizo, D. 2007. *Procesos de deformación neógena en el antearco del Norte de Chile (20.5°-21°S): la subducción oblicua en un margen curvo*. Ph.D. thesis, Universidad Católica del Norte.
- Carrizo, D., Gonzalez, G., & Dunai, T. 2008. Construcción Neógena en la Cordillera de la Costa Norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con Ne cosmogénico. *Revista Geológica de Chile*, **35**(01), 01 – 38.
- Charrier, R., Chávez, A., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J. J., Croft, D. A., Wyss, A., Riquelme, R., & García, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **19**(1), 35 – 54.
- Chlieh, M., Chabalier, J. B. De, Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., & Bonvalot, S. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **116**(B12), B12405–.



- Cloos, Mark. 1992. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, **20**(7), 601–604.
- CMT, Harvard. 2013.
- Collot, Jean-Yves, Marcaillou, Boris, Sage, Françoise, Michaud, François, Agudelo, William, Charvis, Philippe, Graindorge, David, Gutscher, Marc-André, & Spence, George. 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *J. Geophys. Res.*, **109**(B11), B11103–.
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru Seismic Gaps. *Natural Hazards*, **4**, 23 – 44.
- Comte, D., & Suárez, G. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophysical Journal International*, **122**(2), 419–440.
- Comte, D, Eisenberg, A, Lorca, E, Pardo, M, Ponce, L, Saragoni, R, Singh, SK, & Suárez, G. 1986. The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region?. *Science(Washington)*, **233**(4762), 449–453.
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., & Ponce, L. 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International*, **116**(3), 553 – 561.
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**(1-2), 49–58.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. 2012. Abrupt Change in the Dip of the Subducting Plate Beneath North Chile. *Nature Geosci.*, **5**, 342 – 345.
- Coutant, O. 1990. Programme de simulation numerique AXITRA. *Rapport LGIT, Univ. Joseph Fourier*, Grenoble, France.
- Cowie, Patience A, & Scholz, Christopher H. 1992. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*, **14**(10), 1149 – 1156.
- Cummins, Phil R, Baba, Toshitaka, Kodaira, Shuichi, & Kaneda, Yoshiyuki. 2002. The 1946 Nankai earthquake and segmentation of the Nankai Trough. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**(1–3), 75 – 87.
- Das, S., & Aki, K. 1977. Fault Plane With Barriers: A Versatile Earthquake Model. *J. Geophys. Res.*, **82**(36), 5658 – 5670.
- Delouis, B., & Legrand, D. 2007. Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **34**(1), L01304–.
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., & Kausel, E. 1996. The Andean subduction zone between 22°S and 25°S (northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, **259**(1 - 3), 81 – 100.

- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., & Cisternas, A. 1997. The Mw = 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(2), 427–445.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, **132**(2), 302–338.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., & Monfret, T. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(1), 87 – 94.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**(2), 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., & Stein, S. 1994. Effects of recent revisions to the magnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191 – 2194.
- Dessa, J.-X., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., André, C., Permana, H., Gutscher, M.-A., Chauhan, A., Singh, S. C., & the SUMATRA-OBS Scientific Team. 2009. Megathrust earthquakes can nucleate in the forearc mantle: Evidence from the 2004 Sumatra event. *Geology*, **37**(7), 659–662.
- Dieterich, J. H. 1979. Modeling of Rock Friction 1. Experimental Results and Constitutive Equations. *J. Geophys. Res.*, **84**(B5), 2161–2168.
- Dieterich, James H. 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics*, **116**(4-5), 790–806.
- Dorbath, C. 1997. Mapping the continuity of the Nazca Plate through its aseismic part in the Arica Elbow (Central Andes). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **101**(1 - 2), 163 – 173.
- Dorbath, L., Cisternas, A., & Dorbath, C. 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**(3), 551 – 576.
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., & Townend, J. 2005. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(16), L16305–.
- Dragert, Herb, Wang, Keli, & James, Thomas S. 2001. A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface. *Science*, **292**(5521), 1525–1528.
- Du, Yijun, Aydin, Atilla, & Segall, Paul. 1992. Comparison of various inversion techniques as applied to the determination of a geophysical deformation model for the 1983 Borah Peak earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**(4), 1840–1866.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Pinto, L., & Hérail, G. 2002. Active Late Cenozoic Flexures in the Cordillera in Northern Chile: Correlations With the Shallow Seismic Activity, and Implications for the Uplift of the Altiplano. *AGU Fall Meeting Abstracts*, -(Dec.), A1136.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, **24**(4), TC4001.

- Fitch, T. J. 1972. Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **77**(23), 4432–4460.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., & Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake. *Geophysical Journal International*.
- Gagnon, Katie, Chadwell, C David, & Norabuena, Edmundo. 2005. Measuring the onset of locking in the Peru–Chile trench with GPS and acoustic measurements. *Nature*, **434**(7030), 205–208.
- García, M., & Hérail, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, **65**(3–4), 279–300.
- Gardi, A, Lemoine, A, Madariaga, R, & Campos, J. 2006. Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **111**(B4).
- Garzzone, C., Molnar, P., Libarkin, J. C., & MacFadden, B. J. 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**(3–4), 543–556.
- Gephart, G. 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes : Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *J. Geophys. Res.*, **99**, 12279–12288.
- Gonzalez, 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. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(5), 321–342.
- Gordon, Richard G, & Jurdy, Donna M. 1986. Cenozoic global plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **91**(B12), 12389–12406.
- Grandin, R, Socquet, A, Binet, R, Klinger, Y, Jacques, E, De Chabalier, J-B, King, GCP, Lasserre, C, Tait, S, Tapponnier, P, *et al.* 2009. September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): constraints provided by geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, **114**(B8), B08404.
- Gripp, A. E., & Gordon, R. G. 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, **150**(2), 321–361.
- Harris, Ruth A. 1998. Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implications for Seismic Hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B10), 24347–24358.
- Harris, Ruth A, & Segall, Paul. 1987. Detection of a locked zone at depth on the Parkfield, California, segment of the San Andreas fault. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B8), 7945–7962.
- Haskell, NA. 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**(6A), 1811–1841.
- Haskell, NA. 1966. TOTAL ENERGY AND ENERGY SPECTRAL DENSITY OF ELASTIC WAVE RADIATION FROM PROPAGATING FAULTS. PART II. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **56**(1), 125–140.
- Heki, Kosuke, Miyazaki, Shin'ichi, & Tsuji, Hiromichi. 1997. Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, **386**(6625), 595–598.

- Hernandez, Bruno, Cotton, Fabrice, & Campillo, Michel. 1999. Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **104**(B6), 13083–13099.
- Herring, Thomas A, Davis, James L, & Shapiro, Irwin I. 1990. Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **95**(B8), 12561–12581.
- House, L. S., & Jacob, K. H. 1983. EARTHQUAKES, PLATE SUBDUCTION, AND STRESS REVERSALS IN THE EASTERN ALEUTIAN ARC. *J. Geophys. Res.*, **88**(B11), 9347–9373.
- Husen, S, Kissling, E, Flueh, E, & Asch, G. 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, **138**(3), 687–701.
- Hyndman, R. D., & Wang, K. 1993. Thermal Constraints on the Zone of Major Thrust Earthquake Failure: The Cascadia Subduction Zone. *J. Geophys. Res.*, **98**(B2), 2039–2060.
- Hyndman, R. D., & Wang, K. 1995. The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *J. Geophys. Res.*, **100**(B11), 22133–22154.
- Hyndman, R. D., Yamano, M., & Oleskevich, D. A. 1997. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, **6**(3), 244–260.
- Igarashi, Toshihiro, Matsuzawa, Toru, & Hasegawa, Akira. 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **108**(B5), 2249–.
- Ihmlé, P. F., & Ruegg, J. C. 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: application to the Mw= 8.1 Chile 1995 event. *Geophysical Journal International*, **131**(1), 146–158.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211 – 3231.
- Ito, Aki, Fujie, Gou, Miura, Seiichi, Kodaira, Shuichi, Kaneda, Yoshiyuki, & Hino, Ryota. 2005. Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(5), L05310–.
- Ito, K. 1990. Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes. *J. Phys. Earth*, **38**, 5223–5250.
- James, David E. 1971. Andean Crustal and Upper Mantle Structure. *J. Geophys. Res.*, **76**(14), 3246 – 3271.
- Jarrard, Richard D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, **24**(2), 217–284.
- Jonsson, Sigurjón, Zebker, Howard, Segall, Paul, & Amelung, Falk. 2002. Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(4), 1377–1389.
- Jonsson, Sigurjon, Segall, Paul, Pedersen, Rikke, & Bjornsson, Grimur. 2003. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, **424**(6945), 179–183.

- Kanamori, H. 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes. *Pages 1–19 of: Maurice Ewing Ser.*, vol. 4. Washington, DC: AGU.
- Kanamori, Hiroo, & Anderson, Don L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65**(5), 1073–1095.
- Kanamori, Hiroo, & Brodsky, Emily E. 2004. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, **67**(8), 1429.
- Kanamori, Hiroo, & McNally, Karen C. 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**(4), 1241–1253.
- Kaneko, Yoshihiro, Avouac, Jean-Philippe, & Lapusta, Nadia. 2010. Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. *Nature Geosci.*, **3**(5), 363–369.
- Kausel, E., & Campos, J. 1992. The Ms = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **72**(3-4), 220–235.
- Kelleher, J., & McCann, W. 1977. Bathymetric highs and the development of convergent plate boundaries. *Pages 115–122 of: Maurice Ewing Ser.*, vol. 1. Washington, DC: AGU.
- Kelleher, J. A. 1972. Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions. *J. Geophys. Res.*, **77**(11), 2087 – 2103.
- Kelleher, John, & McCann, William. 1976. Buoyant Zones, Great Earthquakes, and Unstable Boundaries of Subduction. *J. Geophys. Res.*, **81**(26), 4885–4896.
- Kelleher, John, Sykes, Lynn, & Oliver, Jack. 1973. Possible Criteria for Predicting Earthquake Locations and Their Application to Major Plate Boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, **78**(14), 2547–2585.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley-Jr., R., Brooks, B., Vargas, R. Barriga, Lauría, E., & Fortes, L. P. S. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(2), 125 – 131.
- Khazaradze, G., & Klotz, J. 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *J. Geophys. Res.*, **108**(B6), 2289–.
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., & He, J. 2002. Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 2050–.
- King, G. C. P. 1986. Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *Pure and Applied Geophysics*, **124**, 567–585. 10.1007/BF00877216.
- King, Geoffrey C. P., Stein, Ross S., & Lin, Jian. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 935–953.
- King, RW, & Bock, Y. 2000. *Mass. Inst. of Technol., Cambridge.*
- Kley, J., & Monaldi, C. R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, **26**(8), 723 – 726.

- Kley, Jonas. 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, **15**(4), 763–775.
- Klotz, J, Angermann, D, Michel, GW, Porth, R, Reigber, C, Reinking, J, Viramonte, J, Perdomo, R, Rios, VH, Barrientos, S, *et al.* 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta M w= 8.0 earthquake. *Pages 709–730 of: Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones.* Springer.
- 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**(3 - 4), 437 – 446.
- Kodaira, S., Kurashimo, E., Park, J.-O., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., Iwasaki, T., Hirata, N., Ito, K., & Kaneda, Y. 2002. Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone. *Geophysical Journal International*, **149**(3), 815–835.
- Kodaira, Shuichi, Hori, Takane, Ito, Aki, Miura, Seiichi, Fujie, Gou, Park, Jin-Oh, Baba, Toshitaka, Sakaguchi, Hide, & Kaneda, Yoshiyuki. 2006. A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, **111**(B9), B09301–.
- Konca, A. Ozgun, Avouac, Jean-Philippe, Sladen, Anthony, Meltzner, Aron J., Sieh, Kerry, Fang, Peng, Li, Zhenhong, Galetzka, John, Genrich, Jeff, Chlieh, Mohamed, Natawidjaja, Danny H., Bock, Yehuda, Fielding, Eric J., Ji, Chen, & Helmberger, Don V. 2008. Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. *Nature*, **456**(7222), 631–635.
- Lamb, Simon. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **105**(B11), 25627–25653.
- Lamb, Simon, & Hoke, Leonore. 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, **16**(4), 623–649.
- Lamb, Simon, Hoke, Leonore, Kennan, Lorcan, & Dewey, John. 1996. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, **121**, 237–264.
- Lapusta, Nadia, & Rice, James R. 2003. Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model. *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2205–.
- Larson, K., Freymueller, J. T., & Philippsen, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, **102**(B5), 9961 – 9981.
- Lay, T., & Bilek, S. L. 2007. Anomalous Earthquake Ruptures at Shallow Depths on Subduction Zone Megathrusts. *In: Dixon, T. H., & Moore, C. (eds), The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults.* Columbia Univ. Press.
- Lay, T., & Kanamori, H. 1981. An asperity model of large earthquakes sequences. *Pages 579–592 of: Maurice Ewing Ser.*, vol. 4. AGU.
- Lay, Thorne, & Schwartz, Susan Y. 2004. Comment on “Coupling semantics and science in earthquake research”;. *Eos Trans. AGU*, **85**(36), –.

- Lay, Thorne, Kanamori, Hiroo, & Ruff, Larry. 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes. *Earthq. Predict. Res.*, **1**, 3–71.
- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marqu ez, L., Thompson, J., & Comte, D. 2007. Source parameters of the Mw 6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of South American Earth Sciences*, **24**(1), 58–68.
- Lemoine, A., Madariaga, R., & Campos, J. 2002. Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**(1–3), 157 – 175. [Subduction Zone Structure and Megathrust Earthquakes](#).
- Lin, J., & Stein, R. 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, **109**(B2), B02303–.
- Linde, Alan T., & Silver, Paul G. 1989. Elevation changes and the Great 1960 Chilean Earthquake: Support for aseismic slip. *Geophys. Res. Lett.*, **16**(11), 1305–1308.
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M., Garroway, J. L., & González, G. 2009. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology*, **37**(1), 23–26.
- Lowry, Anthony R., Larson, Kristine M., Kostoglodov, Vladimir, & Bilham, Roger. 2001. Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(19), 3753–3756.
- Madariaga, Ra ul. 1978. The dynamic field of Haskell’s rectangular dislocation fault model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **68**(4), 869–887.
- Maksaev, V., & Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile; implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, **8**(1-2), 65 – 89.
- Malgrange, M., & Madariaga, R. 1983. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **73**(2), 489 – 505.
- McCaffrey, R. 2009. The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **37**(May), 345–366.
- McCaffrey, Robert. 2002. Crustal block rotations and plate coupling. *Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser.*, **30**, 101–122.
- McCaffrey, Robert. 2007. The Next Great Earthquake. *Science*, **315**(5819), 1675–1676.
- McCaffrey, Robert, Wallace, Laura M., & Beavan, John. 2008. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. *Nature Geosci.*, **1**(5), 316–320.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., & Krause, J. 1979. Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries. *Pure and Applied Geophysics*, **117**, 1082–1147. [10.1007/BF00876211](#).
- Melbourne, Timothy I., & Webb, Frank H. 2002. Precursory transient slip during the 2001 Mw = 8.4 Peru earthquake sequence from continuous GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(21), 2032–.
- Melnick, Daniel, Bookhagen, Bodo, Strecker, Manfred R., & Echtler, Helmut P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *J. Geophys. Res.*, **114**(B1), B01407–.

- Menke, William. 2012. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic press.
- Métois, Marianne, Socquet, Anne, Vigny, Christophe, Carrizo, Daniel, Peyrat, S, Delorme, A, Mau-reira, E, Valderas-Bermejo, M-C, & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*.
- Minson, S. 2010. *A Bayesian approach to earthquake source studies*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.
- Minson, SE, Simons, M, & Beck, JL. 2013. Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I—theory and algorithm. *Geophysical Journal International*.
- Minster, J. B., Jordan, T. H., Molnar, P., & Haines, E. 1974. Numerical Modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **36**(3), 541–576.
- Mogi, K. 1985. Earthquake prediction. *Academic Press*.
- Molnar, Peter, & Chen, Wang-Ping. 1983. FOCAL DEPTHS AND FAULT PLANE SOLUTIONS OF EARTHQUAKES UNDER THE TIBETAN PLATEAU. *J. Geophys. Res.*, **88**(B2), 1180–1196.
- Moore, J. Casey, & Saffer, Demian. 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretio-nary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, **29**(2), 183–186.
- 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 Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **321–322**(0), 152 – 165.
- Mortimer, C. 1980. Drainage evolution in the Atacama desert of northernmost Chile. *Rev. Geol. Chile*, **11**(30), 3 – 28.
- Moscoso, Eduardo, Grevemeyer, Ingo, Contreras-Reyes, Eduardo, Flueh, Ernst R, Dzierma, Yvonne, Rabbell, Wolfgang, & Thorwart, Martin. 2011. Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile earthquake (Mw= 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**(1), 147–155.
- Motagh, Mahdi, Schurr, Bernd, Anderssohn, Jan, Cailleau, Beatrice, Walter, Thomas R., Wang, Rongjiang, & Villotte, Jean-Pierre. 2010. Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8 Tocopilla earthquake in Chile: Results from InSAR and aftershocks. *Tectonophysics*, **490**(1-2), 60–68.
- Muñoz, N., & Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3 - 4), 171–181.
- Métois, M., Socquet, A., & Vigny, C. 2012. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **117**(B3), B03406–.
- Nishenko, S. P. 1985. Seismic Potential for Large and Great Interplate Earthquakes along Chilean and Southern Peruvian Margins of South America: A Quantitative Reappraisal. *J. Geophys. Res.*, **90**, 3589 – 3615.
- Nishenko, S. P., & McCann, W. R. 1981. Seismic potential for the world’s major plate boundaries. *Maurice Ewing Ser.*, **4**, 20 – 28.



- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I., Ocola, L., & Ellis, M. 1998. Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. *Science*, **279**(5349), 358 – 362.
- Norabuena, E., Dixon, T. H., Stein, S., & Harrison, C. G. A. 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(22), 3405 – 3408.
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(4), 1135 – 1154.
- 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**(B7), 14965–14991.
- Ortlieb, L. 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23oS) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 819 – 831. 32.
- Pacci, D., Hervé, F., Munizaga, F., Kawashita, K., & Cordani, U. 1980. Acerca de la edad Rb/Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota, Chile. *Rev. Geol. Chile*, **11**, 43 – 50.
- Pacheco, Javier F., Sykes, Lynn R., & Scholz, Christopher H. 1993. Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type. *J. Geophys. Res.*, **98**(B8), 14133–14159.
- Page, Morgan T., Custódio, Susana, Archuleta, Ralph J., & Carlson, J. M. 2009. Constraining earthquake source inversions with GPS data: 1. Resolution-based removal of artifacts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**(B1), n/a–n/a.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**(3), 233 – 248.
- Parsons, Tom, Stein, Ross S., Simpson, Robert W., & Reasenber, Paul A. 1999. Stress sensitivity of fault seismicity: A comparison between limited-offset oblique and major strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, **104**(B9), 20183–20202.
- Paskoff, R. P. 1977. Quaternary of Chile: The state of research. *Quaternary Research*, **8**(1), 2 – 31.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., & Giese, P. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *J. Geophys. Res.*, **104**(B4), 7293 – 7317.
- Peacock, Simon M., & Hyndman, Roy D. 1999. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(16), 2517–2520.
- Peltzer, Gilles, Rosen, Paul, Rogez, Francois, & Hudnut, K. 1998. Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *J. Geophys. Res.*, **103**(B12), 30131–30145.
- Perfettini, Hugo, Avouac, Jean-Philippe, Tavera, Hernando, Kositsky, Andrew, Nocquet, Jean-Mathieu, Bondoux, Francis, Chlieh, Mohamed, Sladen, Anthony, Audin, Laurence, Farber, Daniel L., & Soler, Pierre. 2010. Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, **465**(7294), 78–81.
- Peyrat, S., & Favreau, P. 2010. Kinematic and spontaneous rupture models of the 2005 Tarapacá intermediate depth earthquake. *Geophysical Journal International*, **181**(1), 369–381.

- Peyrat, S., Campos, J., DeChabalier, J.B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M. P., Legrand, D., Necessian, A., Charade, O., Patau, G., Clévédé, E., Kausel, E., Bernard, P., & Vilotte, J. P. 2006. Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(22), L22308–.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., & Vilotte, J. P. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1411–1430.
- Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, norte de Chile). *Rev. Geol. Chile*, **31**(07), 19–44.
- Pritchard, M. E., Norabuena, E. O., Ji, C., Boroschek, R., Comte, D., Simons, M., Dixon, T. H., & Rosen, P. A. 2007. Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **112**(B3), B03307–.
- Pritchard, M.E., Ji, C., & Simons, M. 2006. Distribution of slip from 11 Mw >6 earthquakes in the northern Chile subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **111**(B10), B10302–.
- Radiguet, Mathilde, Cotton, Fabrice, Vergnolle, M, Campillo, Michel, Valette, Bernard, Kostoglodov, V, & Cotte, Nathalie. 2011. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophysical Journal International*, **184**(2), 816–828.
- Randall, D., Taylor, G., & Grocott, J. 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *J. Geophys. Res.*, **101**(B7), 15783–15798.
- Ranero, C. R., & von Huene, R. 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, **404**(6779), 748–752.
- Reasenber, P. A., & Simpson, R. W. 1992. Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Science*, **255**(5052), 1687–1690.
- Reid, H.F. 1910. The mechanism of the earthquake. *The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission*, **2**, 1–192. Washington D.C.: Carnegie Institution.
- Reinen, Linda A., Tullis, Terry E., & Weeks, John D. 1992. Two-mechanism model for frictional sliding of serpentinite. *Geophys. Res. Lett.*, **19**(15), 1535–1538.
- Reutter, K. J., Scheuber, E., & Chong, G. 1996. The Precordilleran fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, **259**(1–3), 213–228.
- Riller, U., & Oncken, O. 2003. Growth of the Central Andean Plateau by Tectonic Segmentation Is Controlled by the Gradient in Crustal Shortening. *The Journal of Geology*, **111**(3), 367–384.
- Riquelme, R. 1998. *Evolución tectosedimentaria Post-Oligocénica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire*. Ph.D. thesis, Univ. de Chile, Santiago.
- Rogers, Garry, & Dragert, Herb. 2003. Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip. *Science*, **300**(5627), 1942–1943.

- Roperch, P., & Carrier, 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**(B12), 17223–17249.
- Rosenbaum, Gideon, Giles, David, Saxon, Mark, Betts, Peter G, Weinberg, Roberto F, & Duboz, Cecile. 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, **239**(1), 18–32.
- Ruegg, J. C. 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, **6**, 201–243. Editorial Complutense, Madrid.
- Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J. C., & Serrurier, L. 1996. The MW=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(9), 917–920.
- Ruegg, J. C., Olcay, M., & Lazo, D. 2001. Co-, Post- and Pre(?) seismic Displacements Associated with the Mw 8.4 Southern Peru Earthquake of 23 June 2001 from Continuous GPS Measurements. *Maurice Ewing Ser.*, **72**(6), 673–678.
- Ruina, Andy. 1983. Slip Instability and State Variable Friction Laws. *J. Geophys. Res.*, **88**(B12), 10359–10370.
- Ruiz, S. 2012. *Kinematic and Dynamic Inversions of Subduction Earthquakes Using Strong Motion and cGPS Data*. Ph.D. thesis, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Rutland, RW. 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, **233**(5317), 252.
- Sallarès, V., & Ranero, C. R. 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S). *J. Geophys. Res.*, **110**(B6), B06101–.
- Savage, J. C. 1983. A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone. *J. Geophys. Res.*, **88**(B6), 4984–4996.
- Savage, James C., & Plafker, George. 1991. Tide Gage Measurements of Uplift Along the South Coast of Alaska. *J. Geophys. Res.*, **96**(B3), 4325–4335.
- Scheuber, E., & Reutter, K. J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, **205**(1–3), 127–140.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., & Jensen, A. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *Tectonics of the Southern Central Andes*, -, 121–139.
- Schmedes, Jan, Archuleta, Ralph J, & Lavallée, Daniel. 2010. Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations. *Journal of Geophysical Research*, **115**(B3), B03304.
- Scholz, C H. 1989. Mechanics of Faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **17**(1), 309–334.
- Scholz, C. H. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*.
- Scholz, C. H. 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**(6662), 37–42.

- Scholz, C.H., & Engelder, J.T. 1976. The role of asperity indentation and ploughing in rock friction — I: Asperity creep and stick-slip. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **13**(5), 149 – 154.
- Scholz, Christopher H. 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, **15**(6), 493–495.
- Scholz, Christopher H., & Campos, Jaime. 2012. The seismic coupling of subduction zones revisited. *J. Geophys. Res.*, **117**(B5), B05310–.
- Scholz, Christopher H., & Small, Christopher. 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, **25**(6), 487–490.
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., & Vilotte, J.-P. 2012. The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *J. Geophys. Res.*, **117**(B5), B05305–.
- Schwartz, Susan Y., & Rokosky, Juliana M. 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Rev. Geophys.*, **45**(3), RG3004–.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., & Bonhomme, M. G. 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, **18**(10), 946 – 949.
- Seno, Tetsuzo. 2005. Variation of downdip limit of the seismogenic zone near the Japanese islands: implications for the serpentinization mechanism of the forearc mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**(3–4), 249 – 262.
- Simoës, Martine, Avouac, Jean Philippe, Cattin, Rodolphe, & Henry, Pierre. 2004. The Sumatra subduction zone: A case for a locked fault zone extending into the mantle. *J. Geophys. Res.*, **109**(B10), B10402–.
- Simons, Mark, Minson, Sarah E, Sladen, Anthony, Ortega, Francisco, Jiang, Junle, Owen, Susan E, Meng, Lingsen, Ampuero, Jean-Paul, Wei, Shengji, Chu, Risheng, *et al.* 2011. The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *science*, **332**(6036), 1421–1425.
- Simpson, Robert W, & Reasenber, Paul A. 1994. Earthquake-induced static stress changes on central California faults. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, **55**, 89.
- Somoza, R. 1998. Updated azca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(3), 211 – 215.
- Soto, R., Martinod, J., Riquelme, R., Hérail, G., & Audin, L. 2005. Using geomorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity in the Precordillera of North Chilean forearc (24° - 25° S). *Tectonophysics*, **411**(1 - 4), 41 – 55.
- Spies, Fred N, Chadwell, C David, Hildebrand, John A, Young, Larry E, Purcell Jr, George H, & Dragert, Herb. 1998. Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. *Physics of the earth and planetary interiors*, **108**(2), 101–112.
- Stein, Ross S., King, Geoffrey C. P., & Lin, Jian. 1994. Stress Triggering of the 1994 M = 6.7 Northridge, California, Earthquake by Its Predecessors. *Science*, **265**(5177), 1432–1435.

- Stein, Ross S., Barka, Aykut A., & Dieterich, James H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, **128**(3), 594–604.
- Steketee, J. A. 1958. On Volterra’s Dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, **36**(2), 192–205.
- Suarez, Gerardo, & Comte, Diana. 1993. Comment on “Seismic coupling along the Chilean subduction zone” by BW Tichelaar and LR Ruff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **98**(B9), 15825–15828.
- Tarantola, Albert. 2005. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for Industrial Mathematics.
- Tarantola, Albert, & Valette, Bernard. 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, **20**(2), 219–232.
- Tassara, Andrés. 2010. Control of forearc density structure on megathrust shear strength along the Chilean subduction zone. *Tectonophysics*, **495**(1), 34–47.
- Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. 1991. Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone. *J. Geophys. Res.*, **96**(B7), 11997 – 12022.
- Tichelaar, Bart W., & Ruff, Larry J. 1993. Depth of Seismic Coupling Along Subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, **98**(B2), 2017–2037.
- Toda, Shinji, Stein, Ross S., Richards-Dinger, Keith, & Bozkurt, Serkan B. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J. Geophys. Res.*, **110**(B5), B05S16–.
- Trenkamp, Robert, Kellogg, James N, Freymueller, Jeffrey T, & Mora, Hector P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(2), 157–171.
- Tse, Simon T., & Rice, James R. 1986. Crustal Earthquake Instability in Relation to the Depth Variation of Frictional Slip Properties. *J. Geophys. Res.*, **91**(B9), 9452–9472.
- Turner, J. C., & Mendez, V. 1979. Puna. *Pages 13–56 of: Segundo Simp. Geol. Reg. Argent., Córdoba, Acad. Nac. Cienc.*, vol. 1.
- Turner, J.C., & Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. *In: Segundo Simp. Geol. reg. Argent.*, vol. 1.
- Uchida, Naoki, Matsuzawa, Toru, Hasegawa, Akira, & Igarashi, Toshihiro. 2003. Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1801–.
- Vargas, Gabriel, Ortlieb, Luc, Chapron, Emmanuel, Valdes, Jorge, & Marquardt, Carlos. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S). *Tectonophysics*, **399**(1), 381–398.
- Victor, P., Oncken, O., & Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, **23**(4), TC4004–.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., & Oncken, O. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *J. Geophys. Res.*, **116**(B2), B02402–.

- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., & Kendrick, E. 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, **332**(6036), 1417–1421.
- von Huene, R., & Pecher, I.A. 1999. Vertical tectonics and the origins of BSRs along the Peru margin. *Earth and Planetary Science Letters*, **166**(1-2), 47 – 55.
- 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**(B2), 2079.
- von Huene, R., Weinrebe, W, & Heeren, F. 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of geodynamics*, **27**(3), 345–358.
- von Huene, Roland, & Scholl, David W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, **29**(3), 279–316.
- Vrolijk, Peter. 1990. On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology*, **18**(8), 703–707.
- Wang, K. 2007. Elastic and Viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. In: Dixon, T. H., & Moore, J. C. (eds), *The Seismogenic Zone Subduction Thrust Faults*.
- Wang, Kelin, & Dixon, Timothy. 2004. “Coupling”; Semantics and science in earthquake research. *Eos Trans. AGU*, **85**(18), –.
- Wang, Kelin, Hyndman, Roy D., & Yamano, Makoto. 1995. Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, **248**(1–2), 53 – 69.
- Wang, Kelin, Hu, Yan, Bevis, Michael, Kendrick, Eric, Smalley, Robert, Jr., Vargas, Rodrigo Barriga, & Lauría, E. 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(10), Q10010–.
- Wesnousky, Steven G. 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature*, **444**(7117), 358–360.
- Wong, Ivan G., & Chapman, David S. 1990. Deep intraplate earthquakes in the western United States and their relationship to lithospheric temperatures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**(3), 589–599.
- Woodcock, N. H., & Daly, M. C. 1986. The Role of Strike-Slip Fault Systems at Plate Boundaries [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **317**(1539), 13 – 29.
- Wörner, G, Lezaun, J, Beck, A, Heber, V, Lucassen, F, Zinngrebe, E, Rössling, R, & Wilke, HG. 2000. Precambrian and early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belen (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(8), 717–737.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., & Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**(3-4), 389 – 402.

## Apéndice A

# Modelización de la Deformación de la Corteza

### A.1. Marco Teórico

Para entender el proceso físico detrás del campo de desplazamientos y deformaciones asociados a los terremotos, se deben describir las ecuaciones básicas de la Teoría de Dislocación Elástica, partiendo por la ecuación de movimiento debido a una fuerza puntual (Ec. A.1), donde  $\rho$  es la densidad,  $t$  el tiempo,  $u_i$  es la  $i$ -ésima componente del desplazamiento,  $f_i$  es la  $i$ -ésima componente de las fuerzas de cuerpo por unidad de volumen y  $x_i$  es la  $i$ -ésima componente de la posición.

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (\text{A.1})$$

El esfuerzo ( $\tau_{ij}$ ) se puede relacionar con la deformación ( $\varepsilon_{pq}$ ) por (Ec. A.2):

$$\tau_{ij} = c_{ijpq} \varepsilon_{pq} \quad (\text{A.2})$$

En donde para un medio isótropo, los parámetros elásticos ( $c_{ijpq}$ ) se pueden escribir como (Ec. A.3)

$$c_{ijpq} = \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp}) \quad (\text{A.3})$$

Donde  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamè y  $\delta_{ij}$  es el delta de Kronecker, con lo cual la Ec. (A.1) queda (Ec. A.4):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (\text{A.4})$$

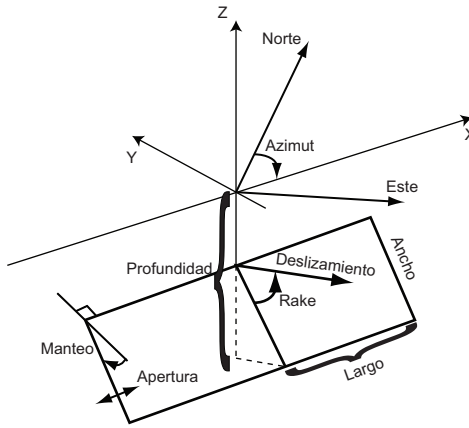
La Ec. A.4, fue resuelta por Steketee [1958], en el caso estático, para un campo de desplazamiento  $u_i(x_1, x_2, x_3)$  debido a una dislocación  $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  a través de una superficie  $\Sigma$  en un semi

espacio elástico (Ec. A.5).

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left( \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (\text{A.5})$$

En la Ec A.5 los términos son:  $\lambda$  y  $\mu$  constantes de Lamè,  $\delta_{jk}$  delta de Kronecker,  $\nu_k$  es el coseno director de la normal al elemento de superficie  $d\Sigma$ ,  $u_i^j$  es la  $i$ -ésima componente del desplazamiento en  $(x_1, x_2, x_3)$ , debido a la  $j$ -ésima dirección de la fuerza puntual de magnitud  $F$  en  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ .

Okada [1985], desarrolló las expresiones analíticas tanto para una fuente puntual como para un plano finito (Figura A.1). En el caso de este trabajo, se utilizan sólo las ecuaciones del segundo caso tanto para una falla *strike-slip* y *dip-slip*.



**Figura A.1:** Geometría utilizada para la modelización directa del campo de deformación superficial. Figura modificada de Okada [1985]

Para la presentación más compacta de los resultados, se utiliza la notación de Chinnery para una falla de largo  $2L$ , la cual viene descrita por :

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x + L, p) - f(x + L, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (\text{A.6})$$

En donde  $W$  es el ancho de la falla,  $L$  el largo de la misma y  $p$  es un cambio de variable ( $p = y \cos(\delta) + d \sin(\delta)$ ). Con lo anterior las expresiones analíticas para el desplazamiento son [Okada, 1985]:

- Para falla *strike-slip*

$$u_x = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_1 \sin(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.7})$$

$$u_y = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R + \xi)} + \frac{q \cos(\delta)}{R + \eta} + I_2 \sin(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.8})$$



$$u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\eta)} + \frac{q \text{sen}(\delta)}{R+\eta} + I_4 \text{sen}(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.9})$$

- Para falla *dip-slip*

$$u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.10})$$

$$u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos(\delta) \tan^{-1} \left( \frac{\xi\eta}{qR} \right) - I_1 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.11})$$

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \text{sen}(\delta) \tan^{-1} \left( \frac{\xi\eta}{qR} \right) - I_5 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right] \parallel \quad (\text{A.12})$$

Donde:

- Si  $\cos(\delta) \neq 0$

$$I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{-1}{\cos(\delta)} \frac{\xi}{R + \tilde{d}} \right] - \frac{\text{sen}(\delta)}{\cos(\delta)} I_5 \quad (\text{A.13})$$

$$I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \quad (\text{A.14})$$

$$I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{\cos(\delta)} \frac{\tilde{y}}{R + \tilde{d}} - \ln(R + \eta) \right] + \frac{\text{sen}(\delta)}{\cos(\delta)} I_4 \quad (\text{A.15})$$

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos(\delta)} [\ln(R + \tilde{d}) - \text{sen}(\delta) \ln(R + \eta)] \quad (\text{A.16})$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos(\delta)} \frac{2}{\cos(\delta)} \tan^{-1} \left( \frac{\eta(X + q \cos(\delta)) + X(R + X) \text{sen}(\delta)}{\xi(R + X) \cos(\delta)} \right) \quad (\text{A.17})$$

- Si  $\cos(\delta) = 0$

$$I_1 = -\frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \frac{\xi q}{(R + \tilde{d})^2} \quad (\text{A.18})$$

$$I_3 = \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[ \frac{\eta}{R + \tilde{d}} + \frac{\tilde{y}q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \quad (\text{A.19})$$

$$I_4 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \quad (\text{A.20})$$

$$I_5 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \text{sen}(\delta)}{R + \tilde{d}} \quad (\text{A.21})$$

Y con las siguientes variables:

$$p = y\cos(\delta) + d\sin(\delta) \quad (\text{A.22})$$

$$q = y\sin(\delta) - d\cos(\delta) \quad (\text{A.23})$$

$$\tilde{y} = \eta\cos(\delta) + q\sin(\delta) \quad (\text{A.24})$$

$$\tilde{d} = \eta\sin(\delta) - q\cos(\delta) \quad (\text{A.25})$$

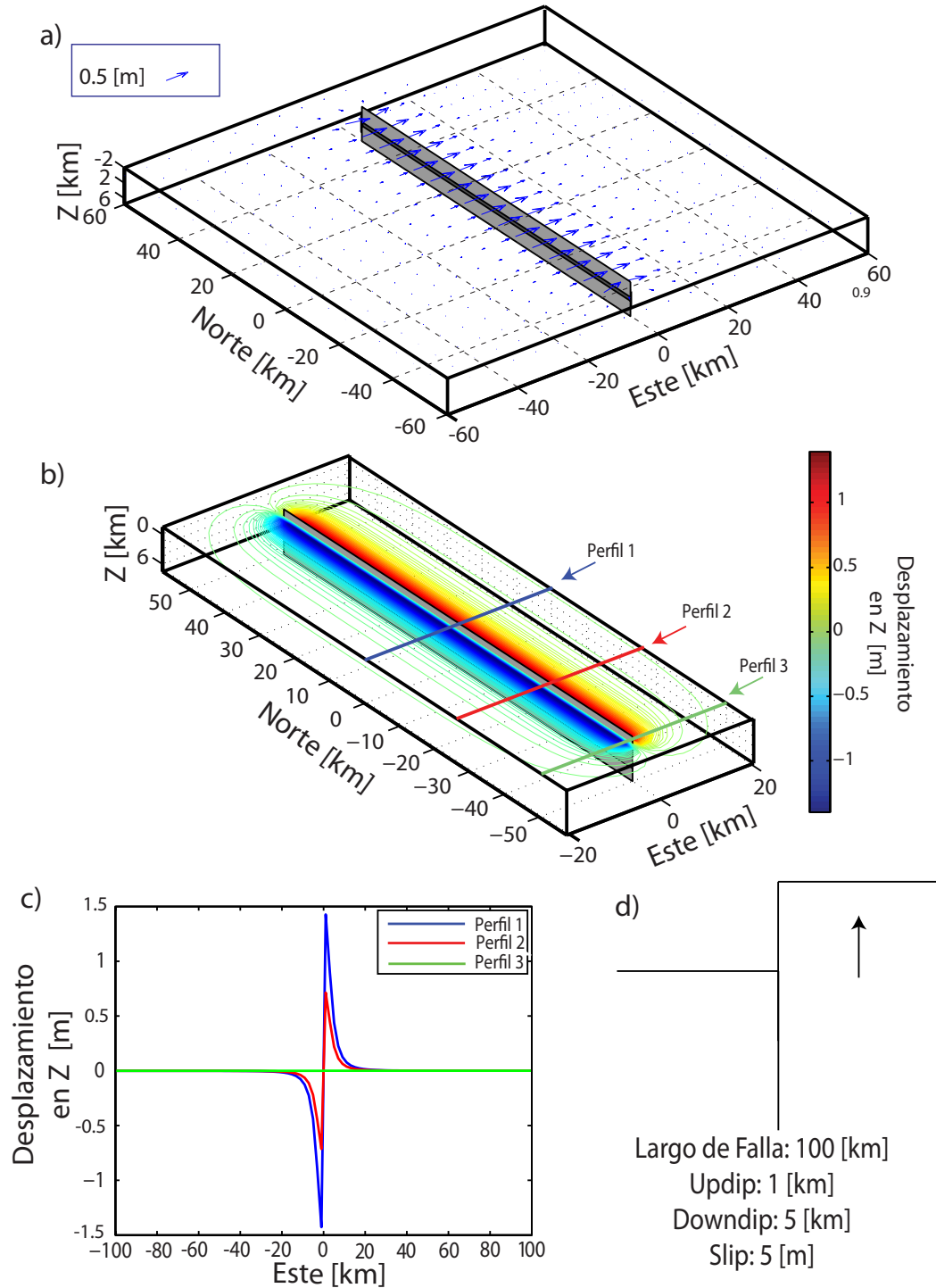
$$R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \quad (\text{A.26})$$

$$X^2 = \xi^2 + q^2 \quad (\text{A.27})$$

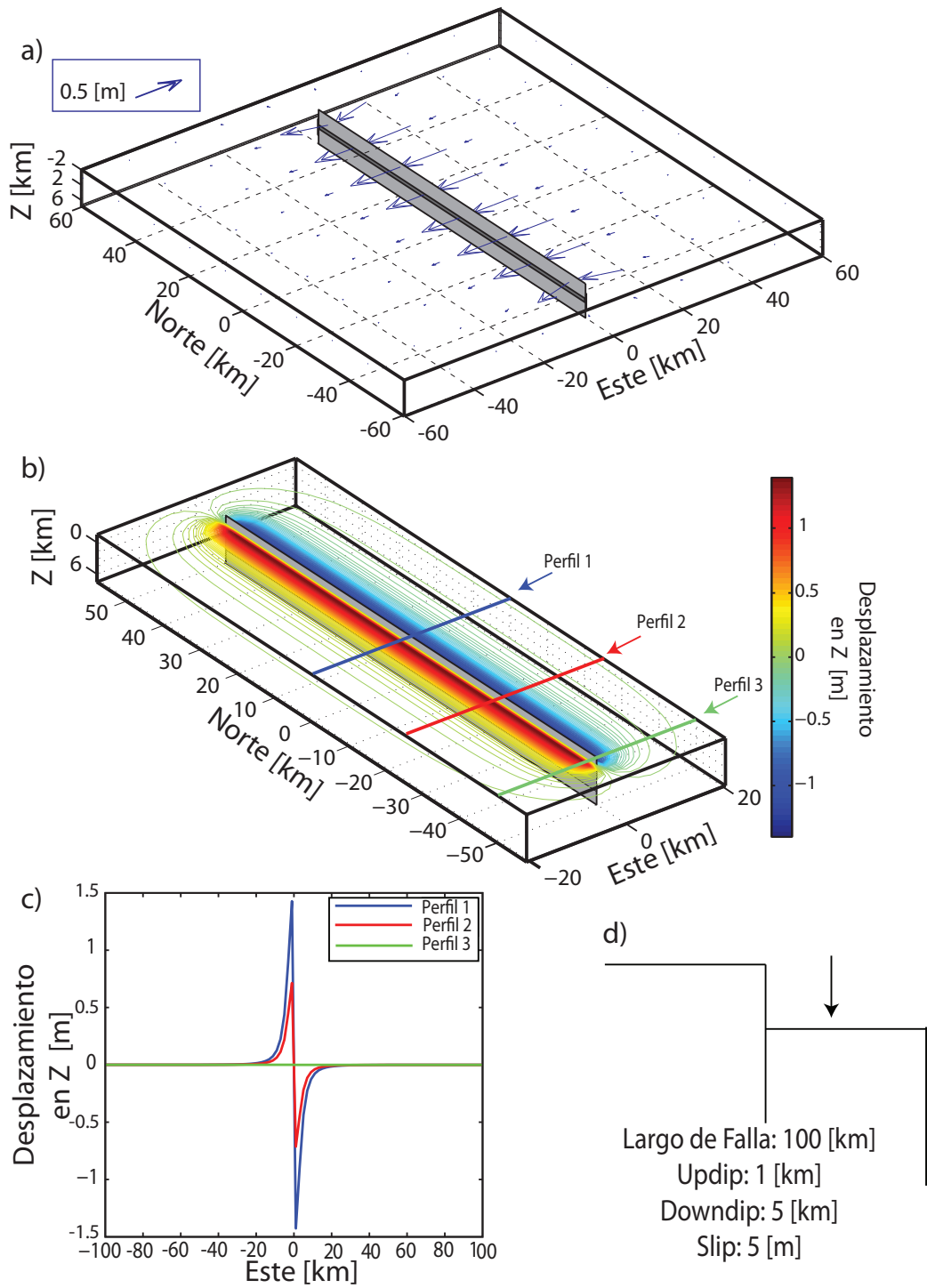
Cabe destacar, que las expresiones desarrolladas por Okada [1985] expresan también analíticamente una fuerza para una falla de tensión ( $U_3$ ), la cual es útil en el caso del estudio de volcanes para la simulación de intrusiones de lava [Ruegg, 1994], como también es posible observar el tensor de deformación y las inclinaciones del suelo.  $U_1$  representa la componente de rumbo de la dislocación, mientras que  $U_2$  representa la componente de buzamiento. Por otro lado,  $\delta$  representa el manteo de la falla y se ha utilizado la convención de Aki & Richards [2002] con respecto a las definiciones del rumbo, manteo y ángulo de deslizamiento para la modelización directa.

## A.2. Ejemplos Ilustrativos de Okada [1985]

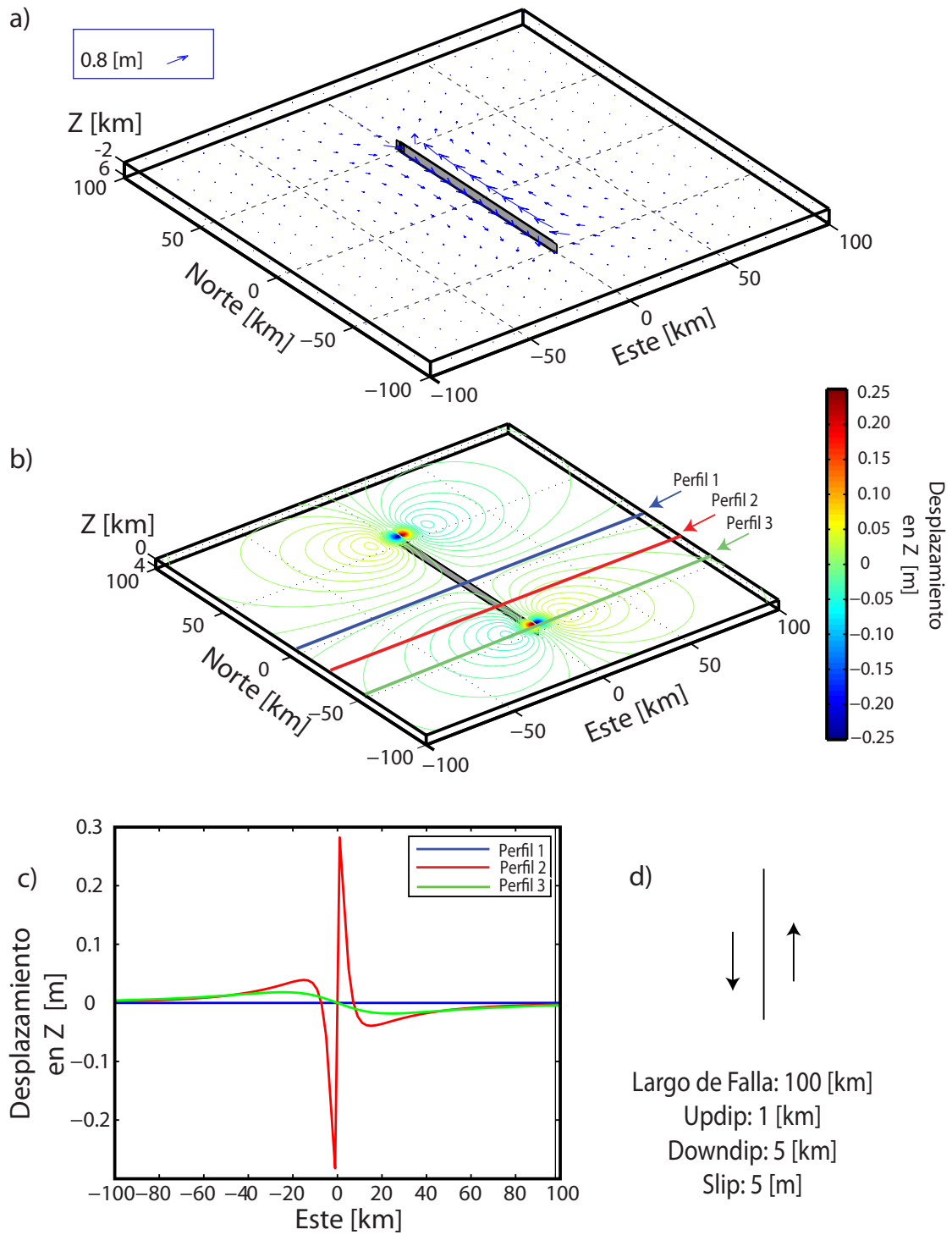
En las siguientes figuras, es posible apreciar los desplazamientos en superficie, productos de la dislocación de un plano para distintos tipos de fallas.



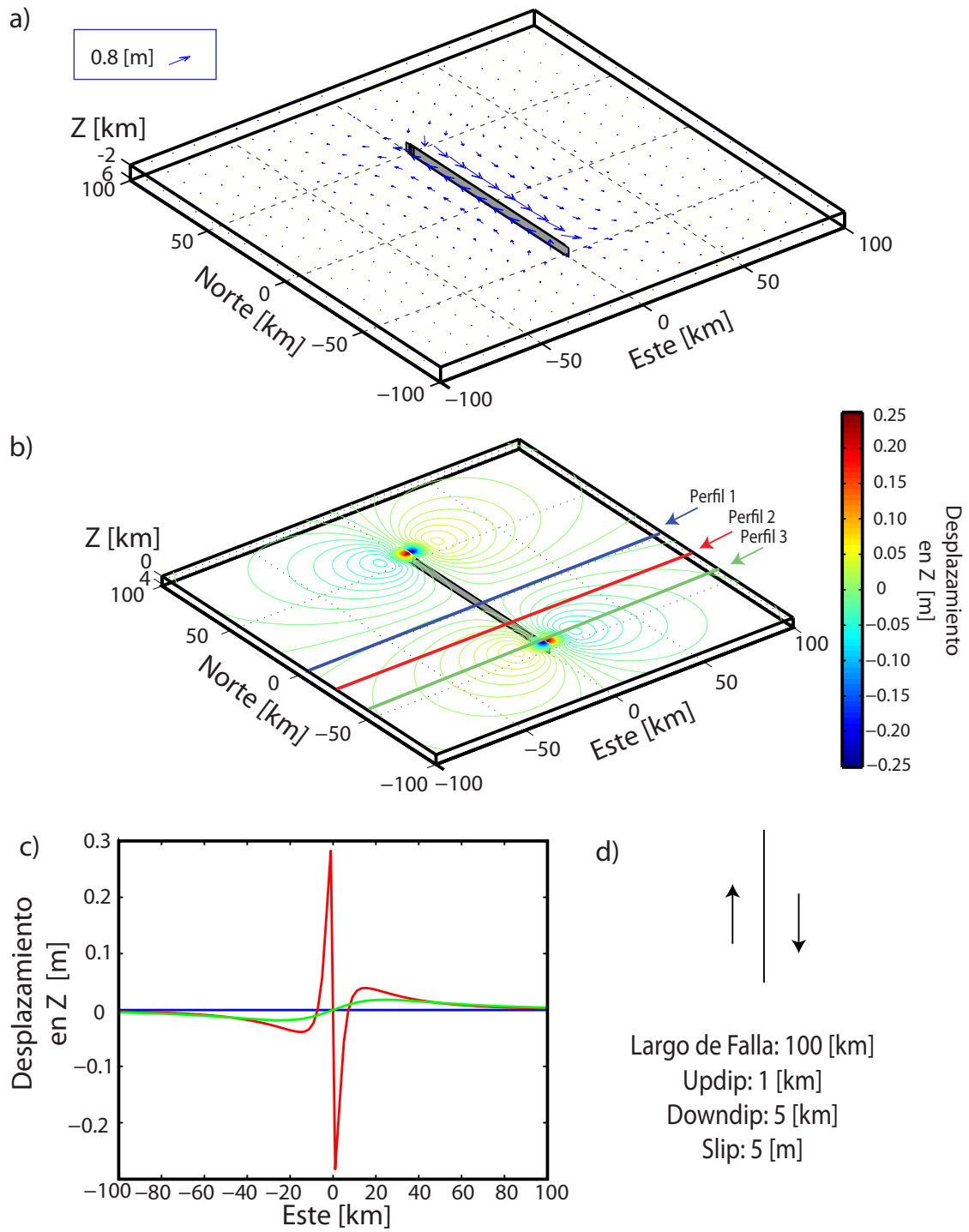
**Figura A.2:** Ejemplo de Falla Normal Pura. En la figura es posible apreciar los efectos de un plano de 100 km de largo y 4 km de ancho que se disloca 5 m en forma de una falla normal pura con un rumbo de  $0^\circ$ . En a) se tiene el campo de desplazamientos horizontal y en b) el desplazamiento en la vertical, producto de una falla que se disloca con los parámetros descritos por el esquema d). En c) es posible apreciar perfiles en la dirección Este, los cuales se diferencian entre sí, debido a su distancia al origen atravesando la falla de forma perpendicular. El Perfil 1 pasa por el centro de la falla, el Perfil 2 a 25 km del origen de la falla y el Perfil 3 a 50 km del origen (ambos resultados son equivalente tanto para el norte o sur, debido a la simetría del problema).



**Figura A.3:** Ejemplo de Falla Inversa Pura. Misma leyenda que Figura A.1, pero para una falla inversa pura.



**Figura A.4:** Ejemplo de Falla Sinistral Pura. Misma leyenda que Figura A.1, pero para una falla sinistral pura.



**Figura A.5:** Ejemplo de Falla Dextral Pura. Misma leyenda que Figura A.1, pero para una falla dextral pura.

## Apéndice B

# Exploración de Parámetros Modelización Directa del Campo de Deformación Superficial

A continuación se presenta la exploración de parámetros realizada tanto para la etapa intersísmica, como cosísmica.

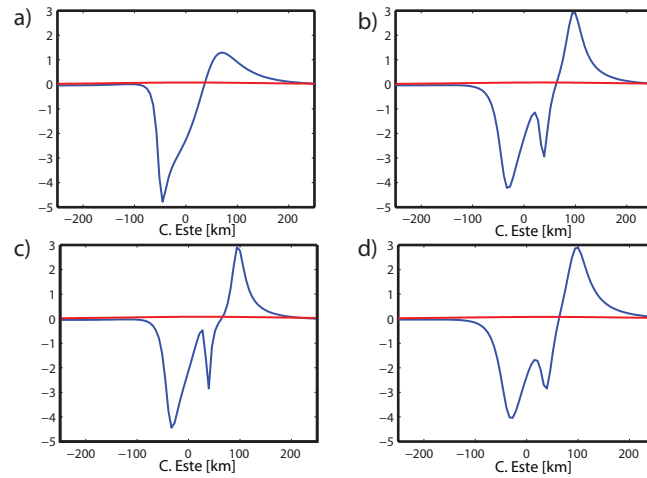
### B.1. Etapa Intersísmica

#### B.1.1. Exploración de Parámetros

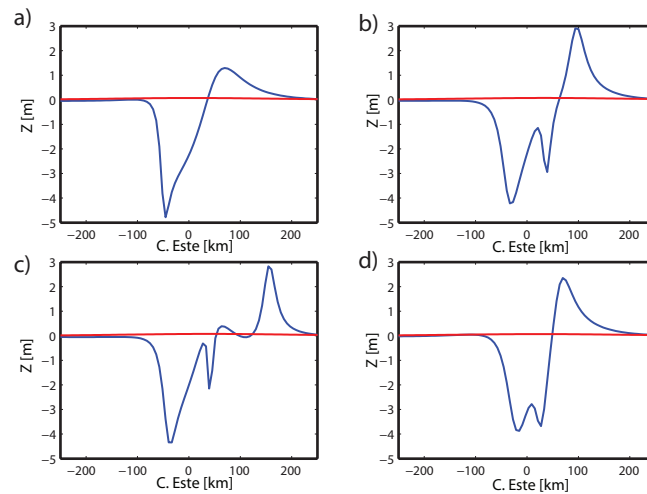
A continuación se presentan los distintos resultados obtenidos para la variación de parámetros, tomando como base un modelo de uno y dos planos. Las figuras muestran perfiles de corte perpendiculares a la falla en la coordenada este con resultados de los desplazamientos verticales para la etapa intersísmica. Los parámetros iniciales son los indicados en la Tabla B.1, variando según se indica en la leyenda de cada figura.

	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	0°	0°	0°
Manteo	22°	10°	22°
<i>Rake</i>	-90°	-90°	-90°
Límite Superior del Plano	10 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	50 km	20 km	40 km
Módulo de Poisson	0.25	0.25	0.25
Largo	420 km	420 km	420 km
Ancho	107 km	58 km	53 km
<i>Slip</i>	10 m	10 m	10 m

**Tabla B.1:** Parámetros Base Exploración de Parámetros Etapa Intersísmica..

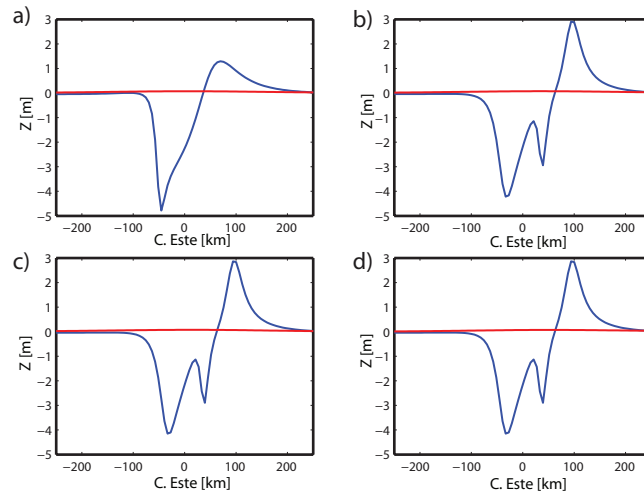


**Figura B.1:** Exploración de Parámetros para *updip* y *downdip*. En la figura se pueden apreciar los resultados obtenidos de variar la localización del *updip* y *downdip* para perfiles en corte perpendiculares a la falla en la coordenada este. El perfil de color azul representa un corte por el medio de la falla, mientras que el rojo un corte que pasa por el fin de la falla. a) Modelo de un plano, con *updip* a los 10 km y *downdip* a los 50km. b) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 10 km y 50km. c) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 5 km y 45km. d) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 15 km y 55km.

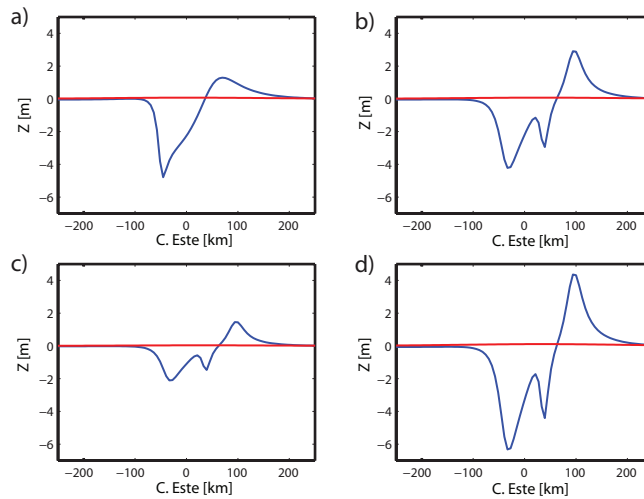


**Figura B.2:** Misma leyenda que Figura B.1, pero variación de manteo. a) Modelo de un plano, con manteo de  $22^\circ$ . b) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $10^\circ$  e inferior de  $22^\circ$ . c) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $5^\circ$  e inferior de  $20^\circ$ . d) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $15^\circ$  e inferior de  $30^\circ$ .

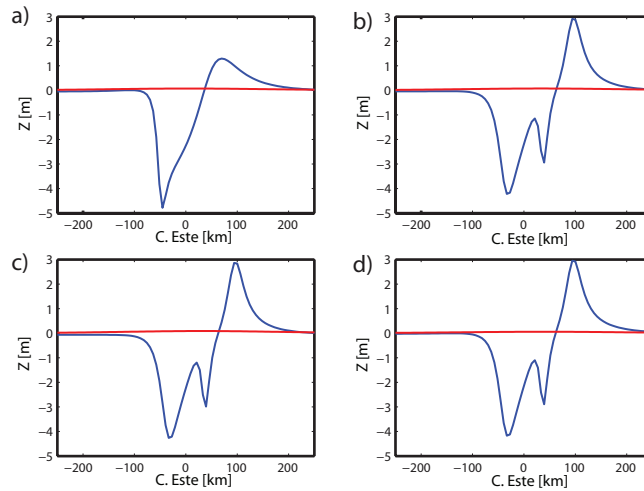




**Figura B.3:** Misma leyenda que Figura B.1, pero variación de *rake*. a) Modelo de un plano con *rake* de  $-90^\circ$ . b) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $-90^\circ$ . c) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $-80^\circ$ . d) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $-100^\circ$ .



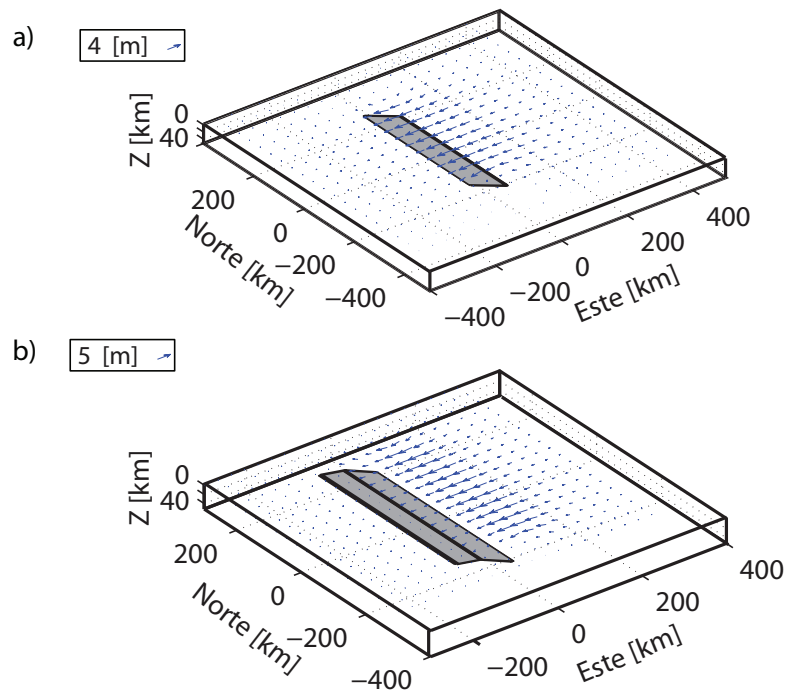
**Figura B.4:** Misma leyenda que Figura B.1, pero variación de *slip*. a) Modelo de un plano con *slip* de 10 m. b) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 10 m. c) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 5 m. d) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 15 m.



**Figura B.5:** Misma leyenda que Figura B.1, pero variación de  $\nu$ . a) Modelo de un plano con  $\nu$  de 0.25. b) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.25. c) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.20. d) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.30.

### B.1.2. Ejemplo de Cosísmico con Parámetros de Intersísmico

A continuación se observan los resultados de cambiar el ángulo de deslizamiento (*rake*) a  $90^\circ$ , como si los planos de falla se comportaran de la misma forma que en la etapa cosísmica, con los mismos parámetros de la Tabla 4.1



**Figura B.6:** Comparación entre los campos de desplazamientos superficiales. En a) se observa el campo producto de un plano con los parámetros descritos en la Tabla 4.1, mientras que en b) es lo mismo descrito anteriormente para dos planos.

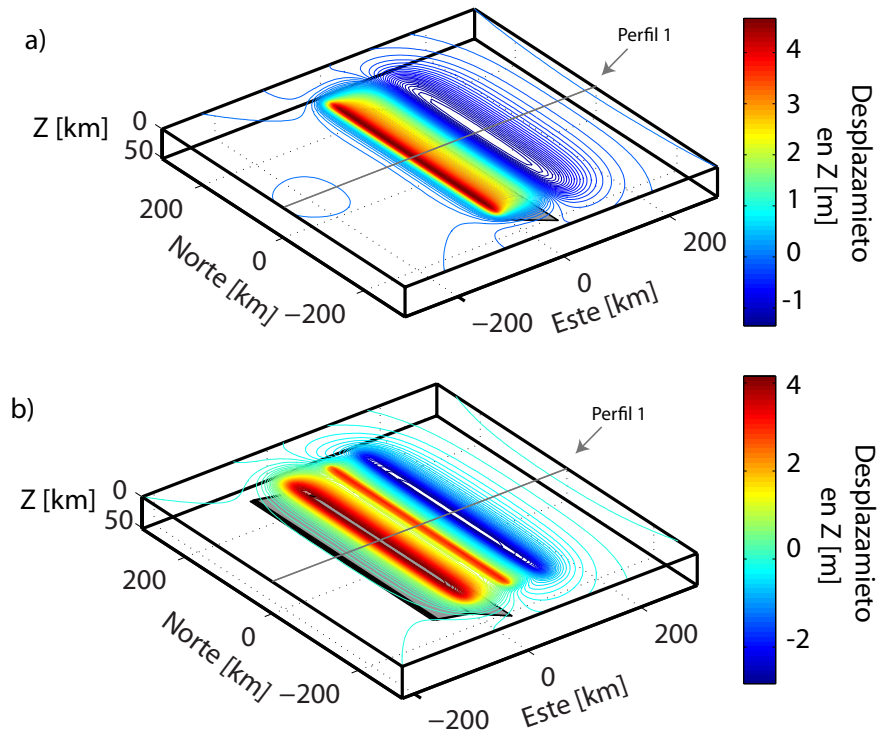


Figura B.7: Misma leyenda que Figura B.6, pero para el desplazamiento vertical.

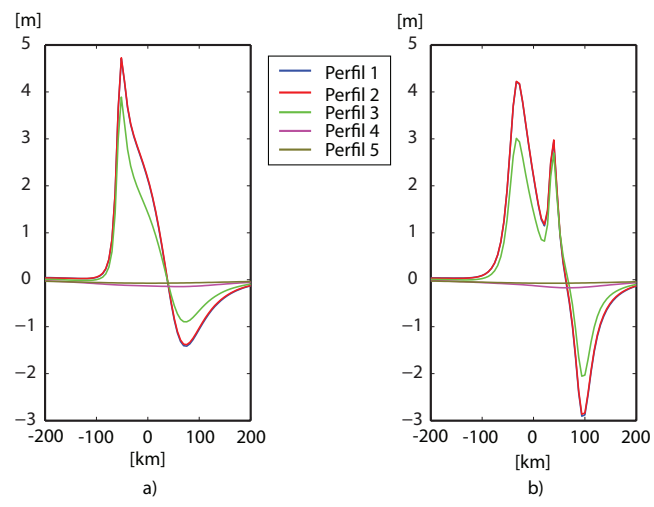


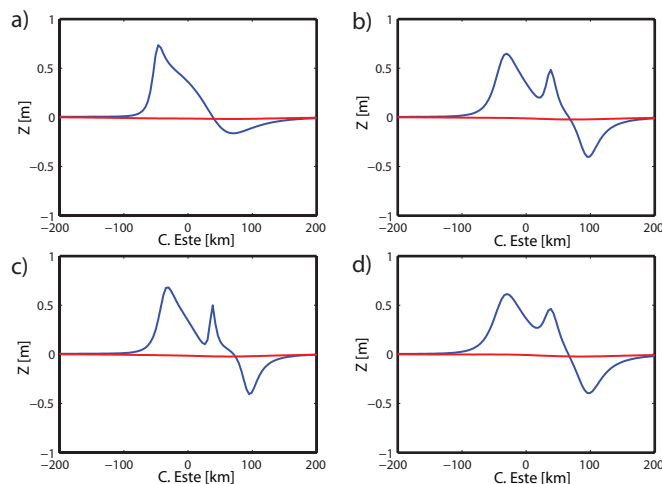
Figura B.8: Cortes Desplazamiento Vertical de forma Perpendicular al Plano de Falla. En la figura se puede observar distintos perfiles, de los cuales se puede desprender como varía el desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla. En el Perfil 1 (azul), se muestra un corte que pasa por el centro de la falla mientras que en los Perfiles 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (magenta) se aumenta cada 50 km la distancia desde el centro de la falla, para finalizar con el Perfil 5 (café), el cual pasa a 210 km del centro de la falla. En a) se representa un plano, mientras que en b) el efecto de dos planos.

## B.2. Etapa Cosística

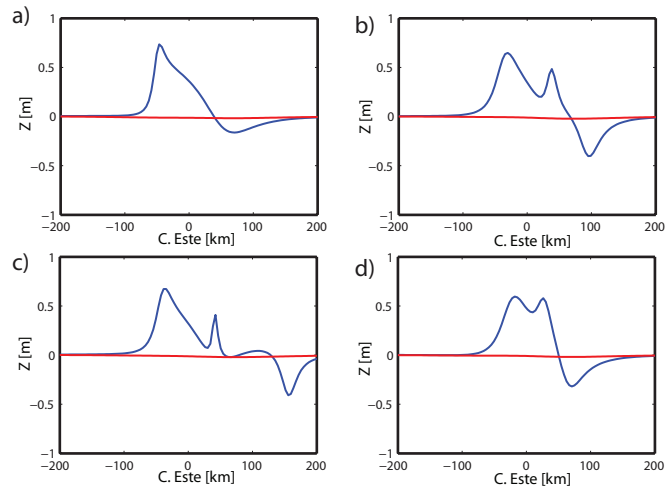
A continuación se presentan los distintos resultados obtenidos para la variación de parámetros, tomando como base un modelo de uno y dos planos. Las figuras muestran perfiles de corte perpendiculares a la falla en la coordenada este con resultados de los desplazamientos verticales para la etapa cosística. Los parámetros iniciales son los indicados en la Tabla B.2, variando según se indica en la leyenda de cada figura.

	Un Plano	Dos Planos	
		Superior	Inferior
Rumbo	0°	0°	0°
Manteo	20°	10°	22°
<i>Rake</i>	105°	105°	105°
Límite Superior del Plano	10 km	10 km	20 km
Límite Inferior del Plano	50 km	42.5 km	42.5 km
Módulo de Poisson	0.27	0.27	0.27
Largo	156 km	156 km	156 km
Ancho	117 km	58 km	60 km
<i>Slip</i>	1.2 m	1.2 m	1.2 m

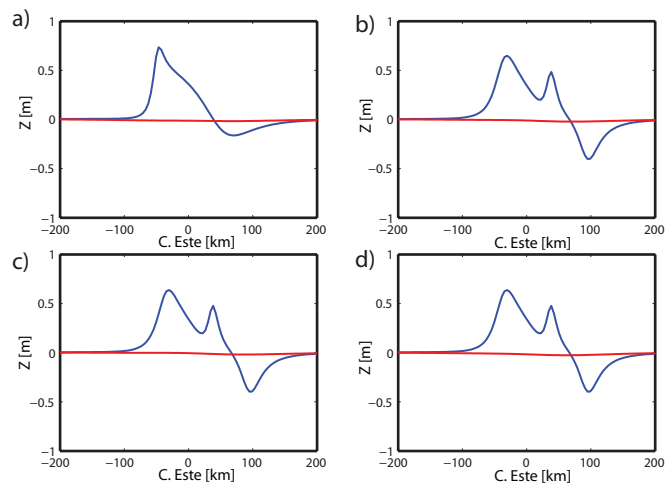
**Tabla B.2:** Parámetros Base Exploración de Parámetros Etapa Cosística.



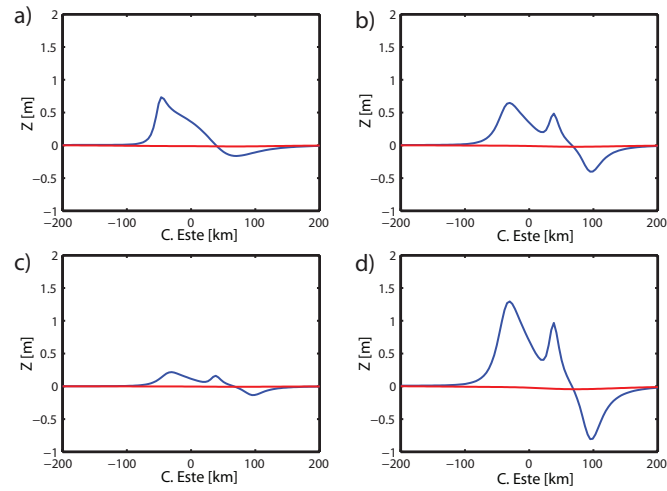
**Figura B.9:** Exploración de Parámetros para *updip* y *downdip*. En la figura se pueden apreciar los resultados obtenidos de variar la localización del *updip* y *downdip* para perfiles en corte perpendiculares a la falla en la coordenada este. El perfil de color azul representa un corte por el medio de la falla, mientras que el rojo un corte que pasa por el fin de la falla. a) Modelo de un plano, con *updip* a los 10 km y *downdip* a los 50km. b) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 10 km y 50km. c) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 5 km y 45km. d) Modelo de dos planos, con *updip* y *downdip* del plano como un todo a 15 km y 55km.



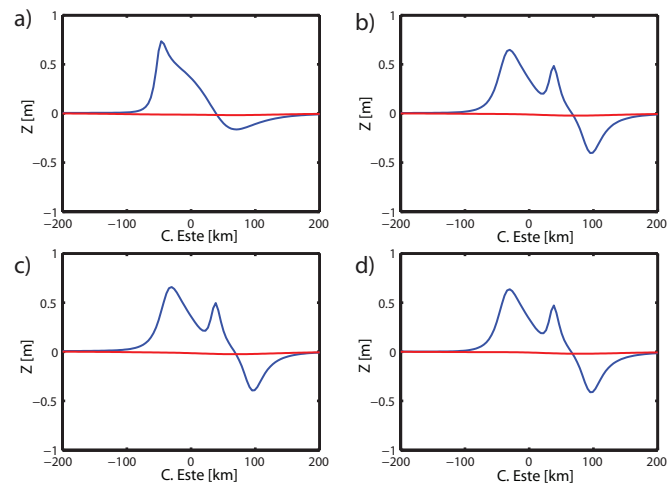
**Figura B.10:** Misma leyenda que Figura B.9, pero variación de manteo. a) Modelo de un plano, con manteo de  $22^\circ$ . b) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $10^\circ$  e inferior de  $22^\circ$ . c) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $5^\circ$  e inferior de  $20^\circ$ . d) Modelo de dos planos, plano superior manteo de  $15^\circ$  e inferior de  $30^\circ$ .



**Figura B.11:** Misma leyenda que Figura B.9, pero variación de *rake*. a) Modelo de un plano con *rake* de  $90^\circ$ . b) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $90^\circ$ . c) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $80^\circ$ . d) Modelo de dos planos, ambos con *rake* de  $100^\circ$ .



**Figura B.12:** Misma leyenda que Figura B.9, pero variación de *slip*. a) Modelo de un plano con *slip* de 10 m. b) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 10 m. c) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 5 m. d) Modelo de dos planos, ambos con *slip* de 15 m.



**Figura B.13:** Misma leyenda que Figura B.9, pero variación de  $\nu$ . a) Modelo de un plano con  $\nu$  de 0.25. b) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.25. c) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.20. d) Modelo de dos planos, ambos con  $\nu$  de 0.30.

# Apéndice C

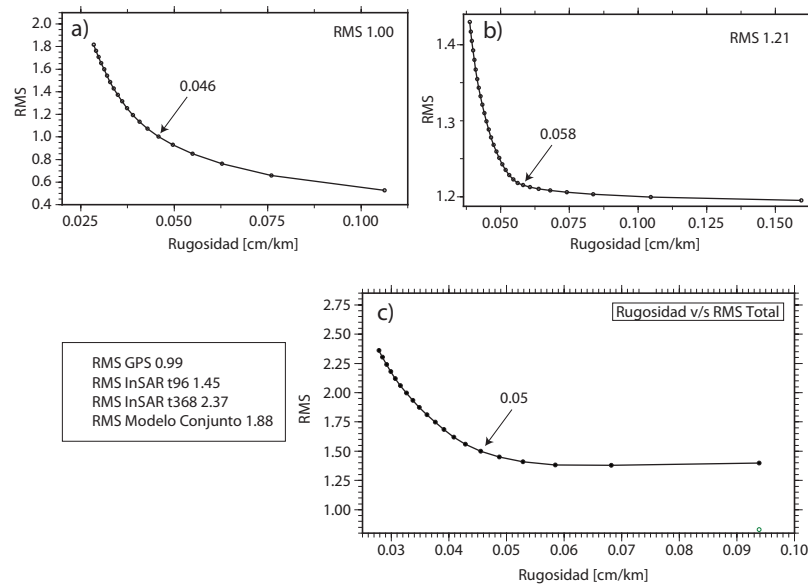
## Anexos Modelos de Inversión Terremoto de Tocopilla

En las siguientes Figuras se pueden observar distintos resultados anexos de los modelos de inversión que se realizan en esta tesis.

### C.1. Anexos Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Okada [1985]

#### C.1.1. Modelos de Inversión para un Plano

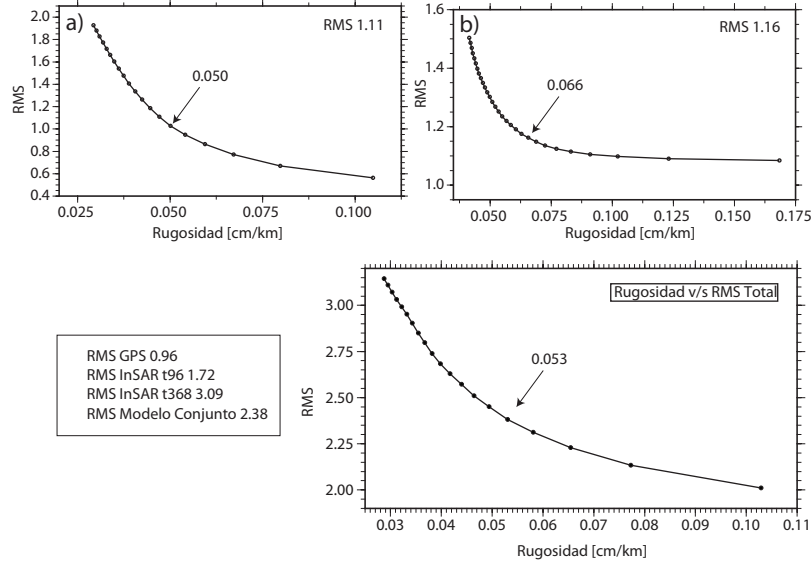
En las siguientes figuras se observan: la forma de elección del modelo de inversión y sus respectivos RMS.



**Figura C.1:** Rugosidad y RMS para cada uno de los Modelos de Inversión Basados en Okada [1985]. En a) se observa el gráfico con la solución óptima entre la rugosidad y el RMS del modelo [Menke, 2012; Jonsson *et al.*, 2002]. En a) se observa lo anterior para la inversión de solo cGPS, en b) para la inversión de solo InSAR y en c) los datos completos del modelo de inversión Conjunta.

### C.1.2. Modelos de Inversión para un Quiebre en el *Slab*

En las siguientes figuras se observan: los modelos y residuales para cada una de las inversiones, además de la rugosidad y rms de cada uno de los modelos.

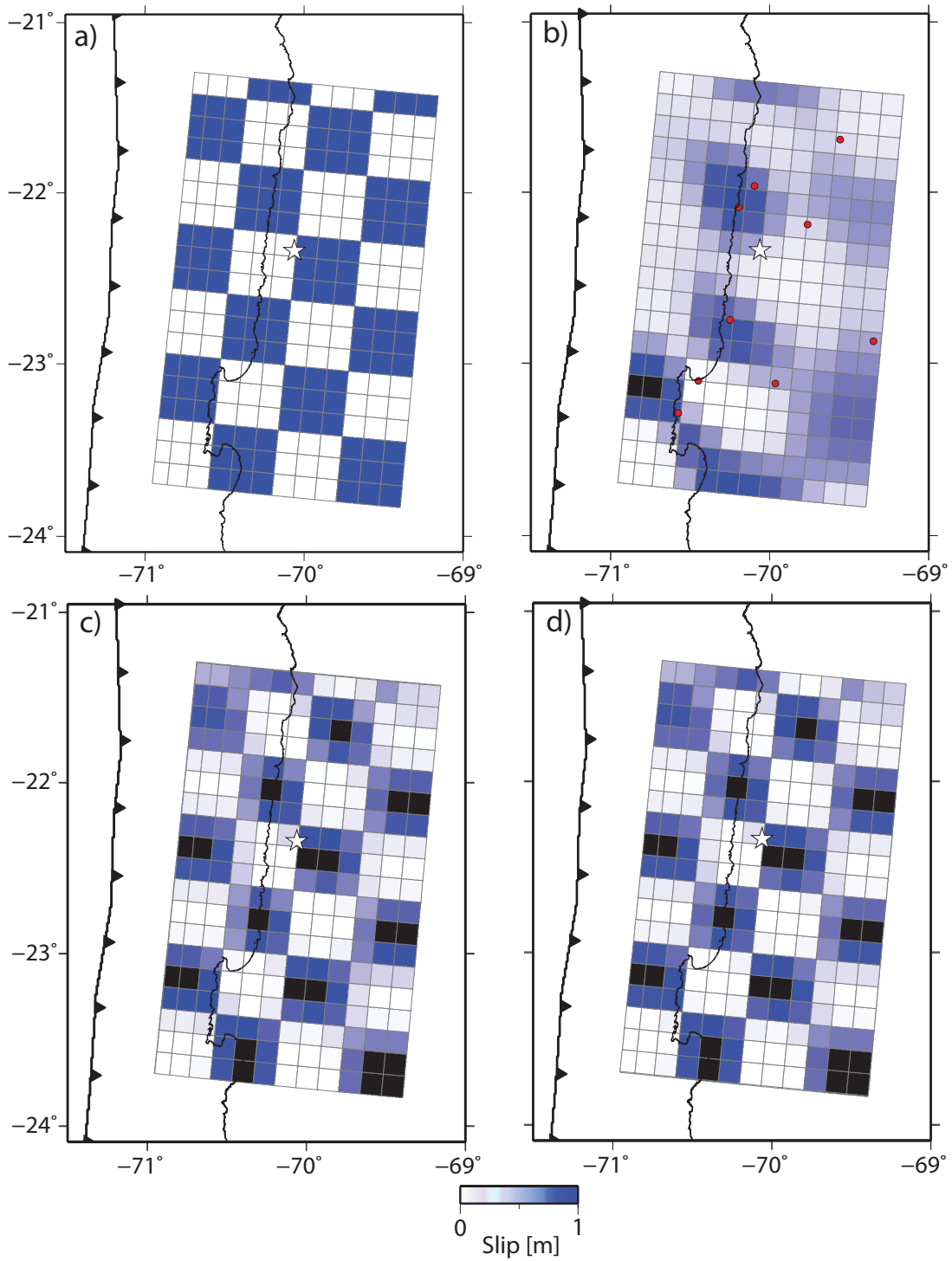


**Figura C.2:** Rugosidad y RMS para cada uno de los Modelos de Inversión Basados en Okada [1985]. En a) se observa el gráfico con la solución óptima entre la rugosidad y el RMS del modelo [Menke, 2012; Jonsson *et al.*, 2002]. En a) se observa lo anterior para la inversión de solo cGPS, en b) para la inversión de solo InSAR y en c) los datos completos del modelo de inversión Conjunta. Las flechas indican en valor de la rugosidad del modelo.

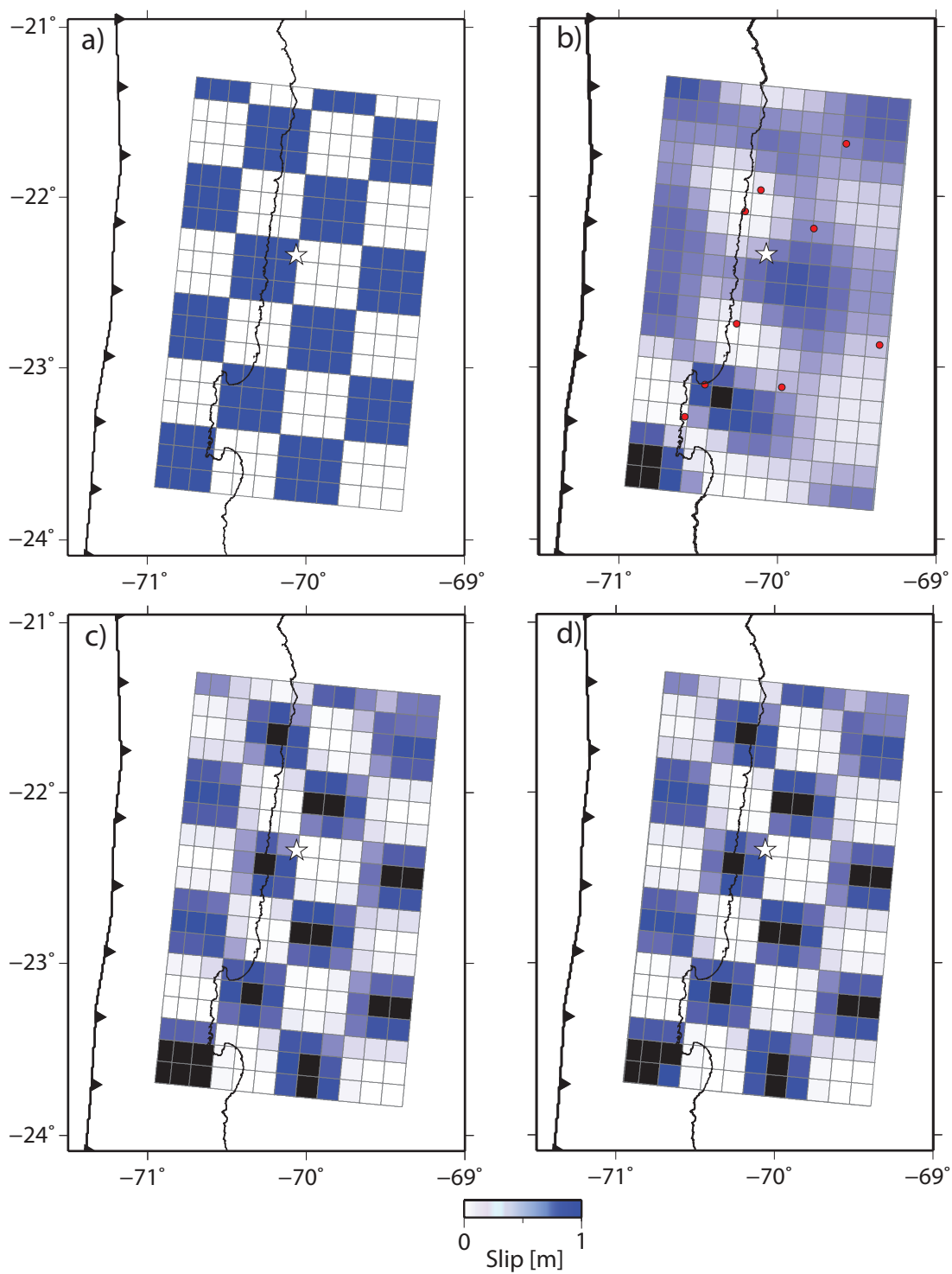
### C.1.3. Resolución Modelos de Inversión

En las siguientes figuras es posible apreciar los test de resolución para los modelos de las inversiones con ambas geometrías (plano y *kink*). Para el caso del modelo 1, se toma un modelo de deslizamiento de 0 ó 1 m, partiendo en el cuadrado inferior izquierdo del plano, mientras que para el modelo 2, se toma un modelo de deslizamiento de 1 ó 0 m partiendo en el cuadrado inferior izquierdo del plano. Con ambos modelos se calculan los desplazamientos sintéticos y luego se invierten, para ver donde se tiene resolución de los resultados de los modelos de inversión.

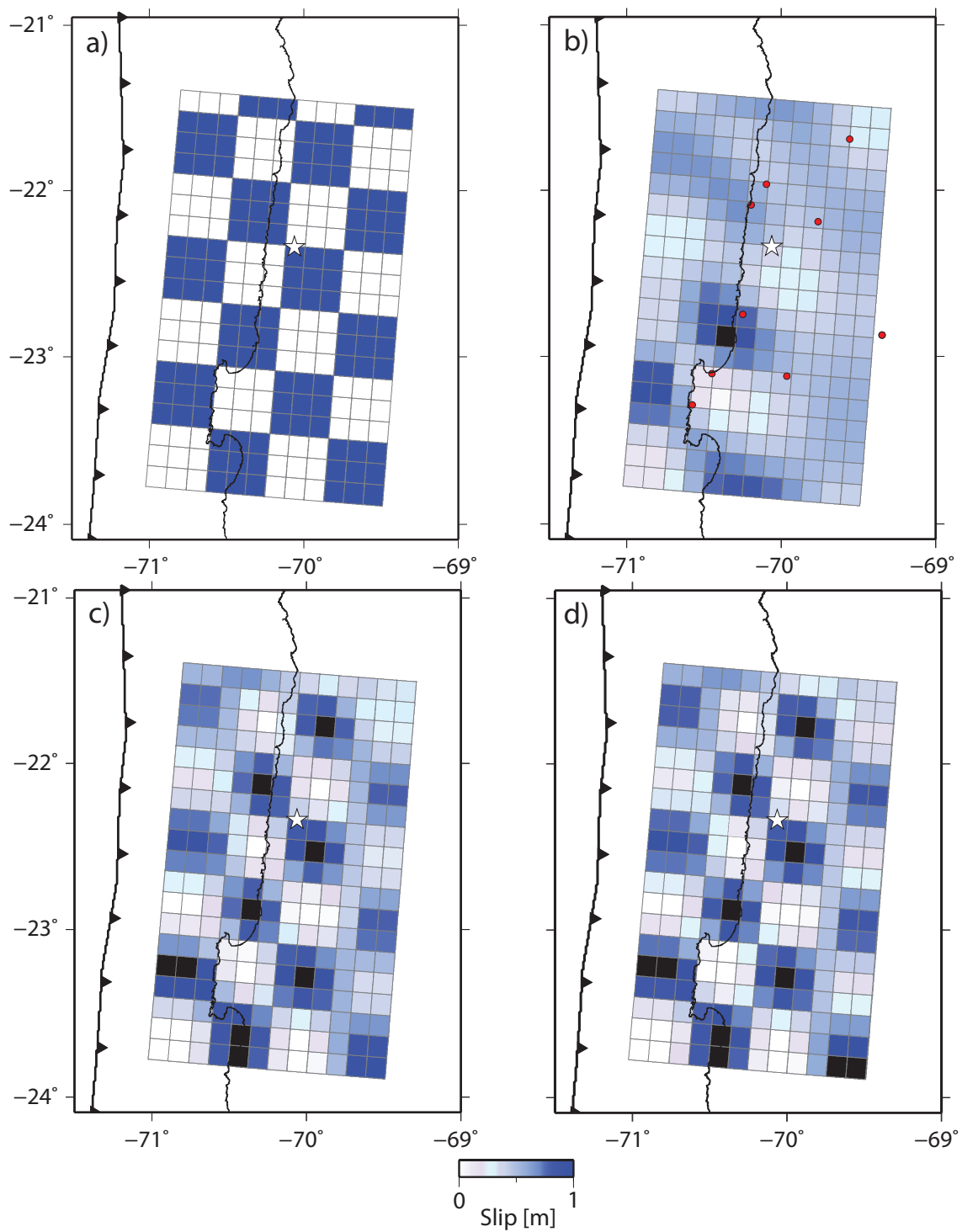




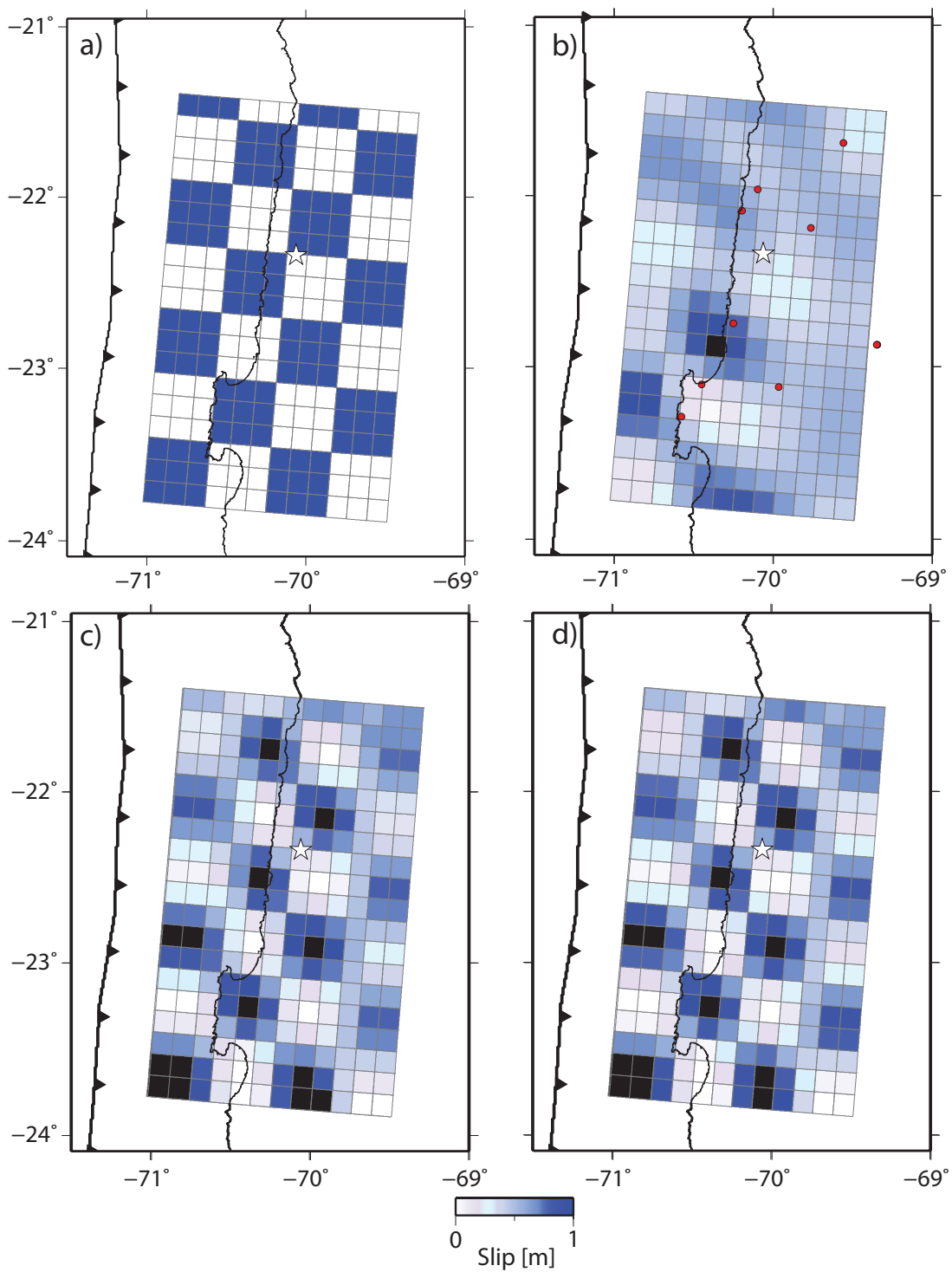
**Figura C.3:** Resolución Modelo 1 de Inversión con un Plano. En a) se observa el modelo 1 para el cálculo de los desplazamientos sintéticos. En b) se tienen los resultados de la inversión de solo cGPS, en c) los resultados de la inversión de solo InSAR y en d) los resultados de la inversión Conjunta. Los círculos rojos en b) indican la posición de los cGPS.



**Figura C.4:** [Resolución Modelo 2 de Inversión con un Plano. En a) se observa el modelo 2 para el cálculo de los desplazamientos sintéticos. En b) se tienen los resultados de la inversión de solo cGPS, en c) los resultados de la inversión de solo InSAR y en d) los resultados de la inversión Conjunta. Los círculos rojos en b) indican la posición de los cGPS.



**Figura C.5:** Resolución Modelo 1 de Inversión con un *Kink* en el *Slab*. En a) se observa el modelo 1 para el cálculo de los desplazamientos sintéticos. En b) se tienen los resultados de la inversión de solo cGPS, en c) los resultados de la inversión de solo InSAR y en d) los resultados de la inversión Conjunta. Los círculos rojos en b) indican la posición de los cGPS.



**Figura C.6:** Resolución Modelo 2 de Inversión con un *Kink* en el *Slab*. En a) se observa el modelo 2 para el cálculo de los desplazamientos sintéticos. En b) se tienen los resultados de la inversión de solo cGPS, en c) los resultados de la inversión de solo InSAR y en d) los resultados de la inversión Conjunta. Los círculos rojos en b) indican la posición de los cGPS.

## C.2. Anexos Inversión Estática (Deslizamiento) Terremoto de Tocopilla 2007 basado en Bouchon [1981]

### C.2.1. Modelo de Velocidades Utilizado en la Inversión Estática basada en Bouchon [1981]

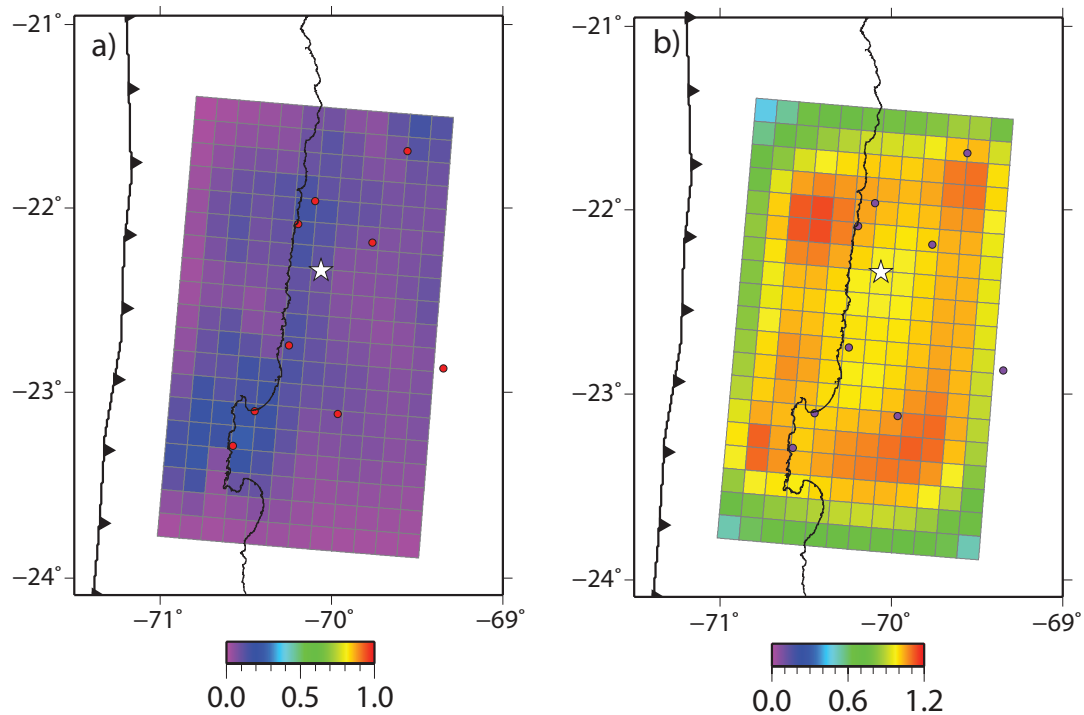
En la siguiente tabla se puede ver el modelo de velocidades empleado para la inversión, el cual es tomado de Peyrat *et al.* [2010] (Simplificado de Husen *et al.* [1999]).

Profundidad (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Densidad ( $\text{gm/cm}^3$ )
0	5.30	3.10	2.5
4	5.30	3.10	2.5
10	6.00	3.45	2.7
15	6.90	3.95	2.8
40	7.60	4.40	3.3
60	8.45	4.80	3.4

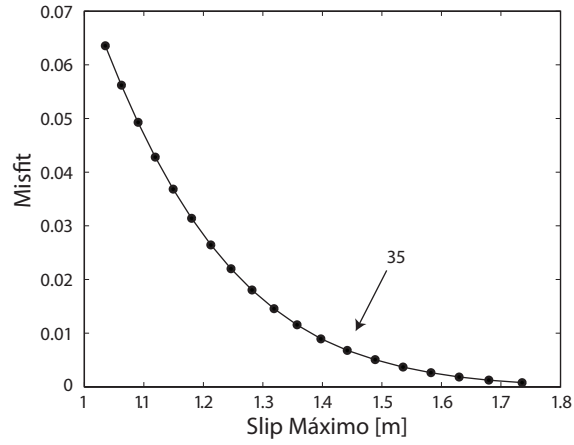
**Tabla C.1:** Modelo de Velocidades Utilizado en las Inversiones Basadas en Bouchon [1981] y para la Modelización Directa de la Cinemática de la Ruptura.

### C.2.2. Resultados de Inversión con un Plano

A continuación se pueden observar los resultados de la elección del mejor modelo y resolución de la inversión de datos de cGPS para un plano.



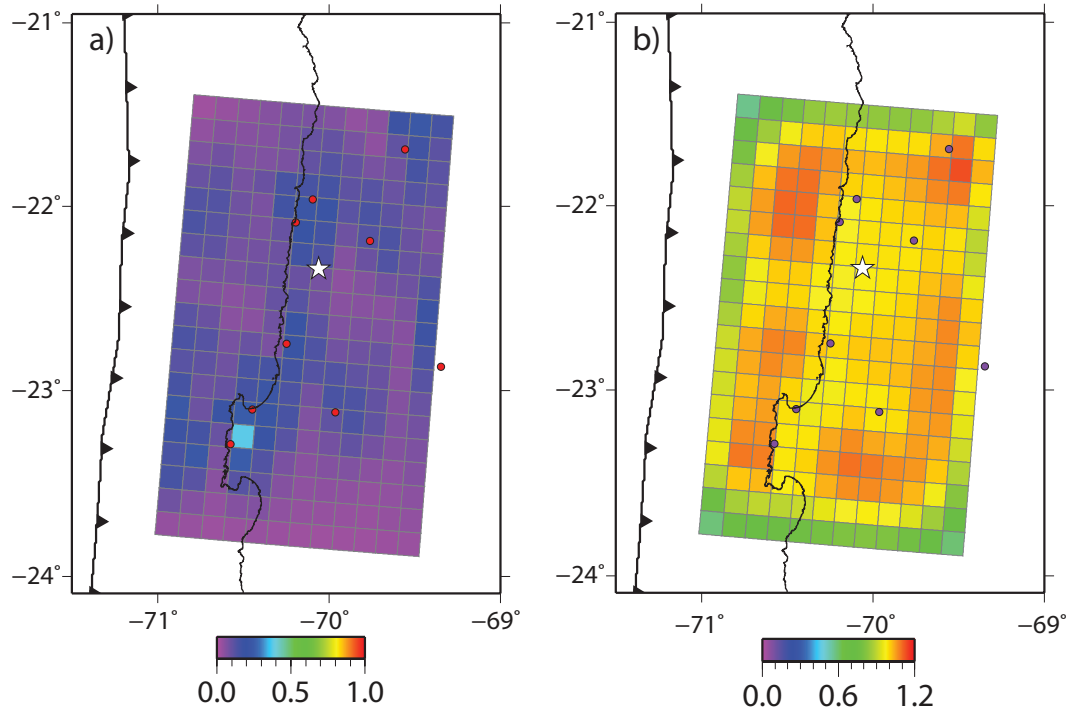
**Figura C.7:** Resolución de Inversión para un Plano Basada en Bouchon [1981]. En a) es posible apreciar la diagonal de la matriz de resolución, mientras que en b) índice de restitución.



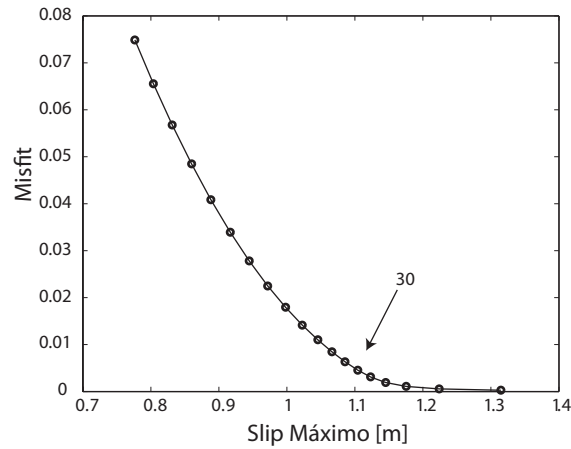
**Figura C.8:** Elección  $\lambda$  para Modelo Preferido, para Inversión Basada en Bouchon [1981]. En la figura es posible apreciar el *misfit* del modelo en función del deslizamiento máximo, con la respectiva indicación del valor del  $\lambda$  del modelo preferido.

### C.2.3. Resultados de Inversión con un Quiebre en el *Slab*

A continuación se pueden observar los resultados de la elección del mejor modelo y resolución de la inversión de datos de cGPS para un *kink* en el *slab*.



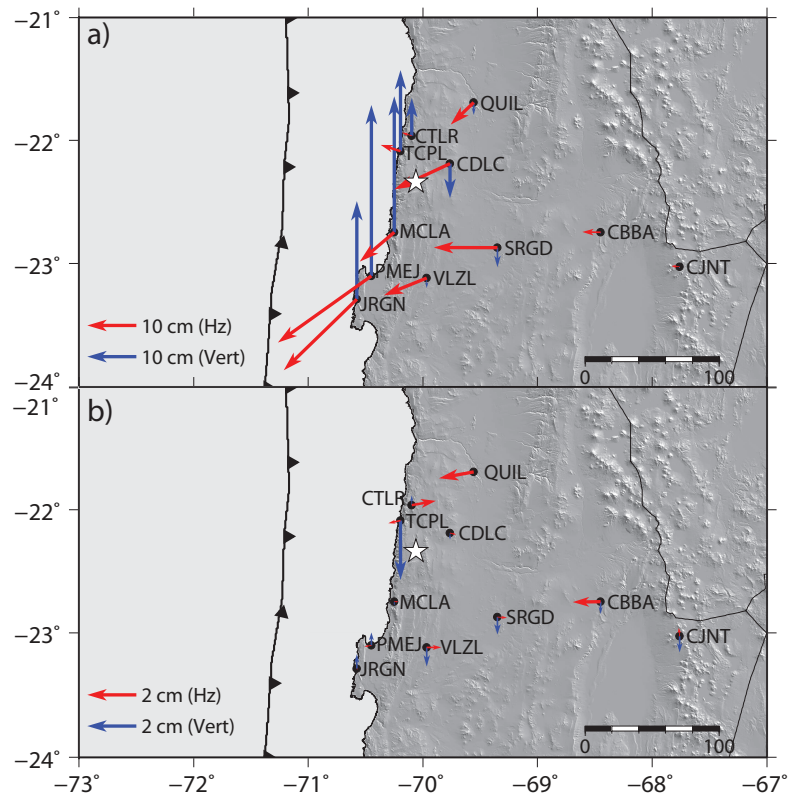
**Figura C.9:** Resolución de Inversión para un *Kink* en el *Slab* Basada en Bouchon [1981]. En a) es posible apreciar la diagonal de la matriz de resolución, mientras que en b) índice de restitución.



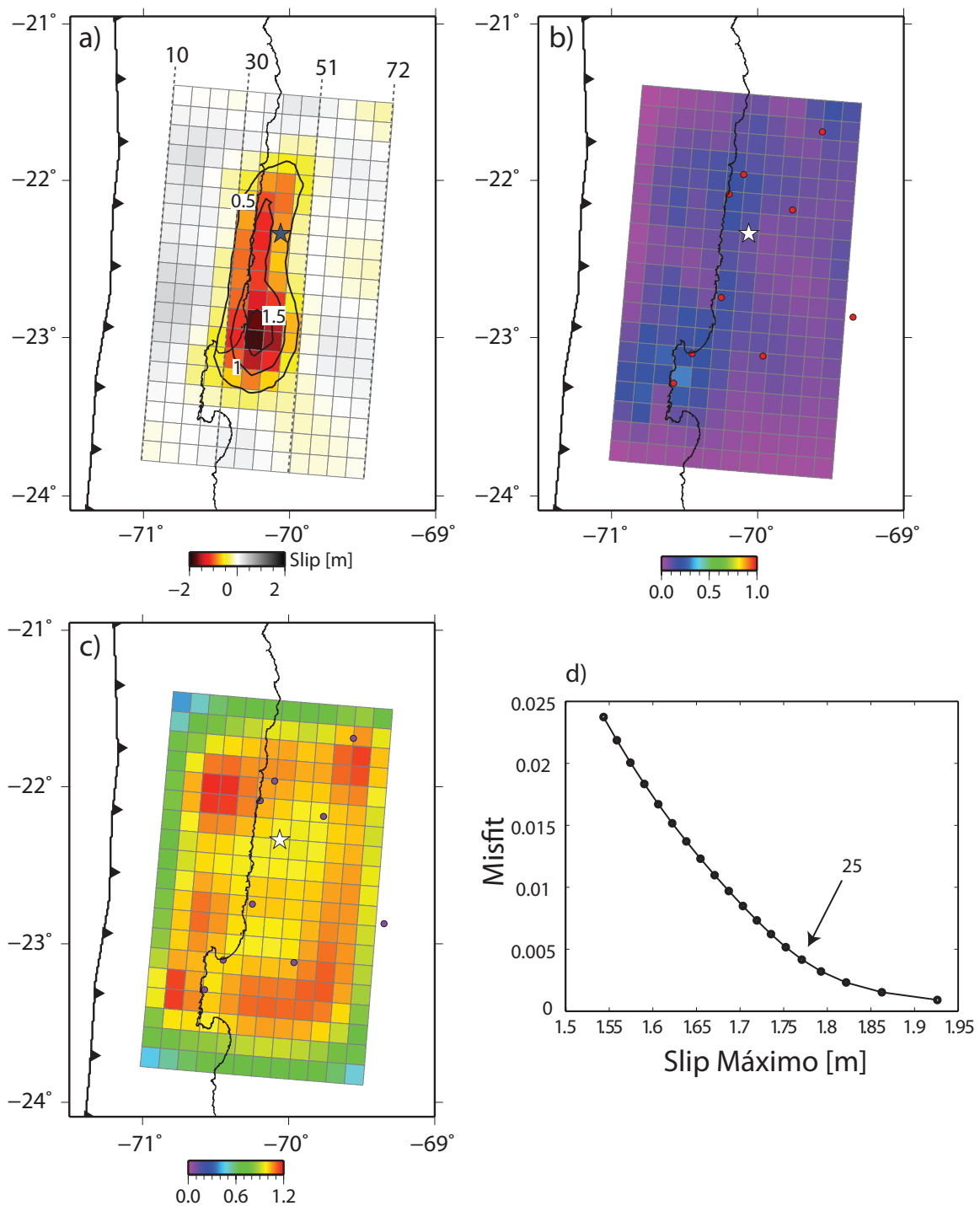
**Figura C.10:** Elección  $\lambda$  para Modelo Preferido, para Inversión con *Kink* en el *Slab* Basada en Bouchon [1981]. En la figura es posible apreciar el *misfit* del modelo, en función del deslizamiento máximo, con la respectiva indicación del valor del  $\lambda$  del modelo preferido.

#### C.2.4. Resultados de Inversión con un Plano Modelo Inicial Distinto de Nulo

A continuación se pueden observar los resultados de la modelación, residuales, elección del mejor modelo y resolución de la inversión de datos de cGPS para un plano, con un modelo inicial tomado de la inversión de datos de cGPS basado en Okada [1985].



**Figura C.11:** Datos Modelados y Residuales para Geometría de un Plano, Modelo Inicial no Nulo basado en Okada [1985], Inversión Plano Basada en Bouchon [1981]. En a) es posible apreciar los datos modelados, mientras que en b) los residuales de la modelación.

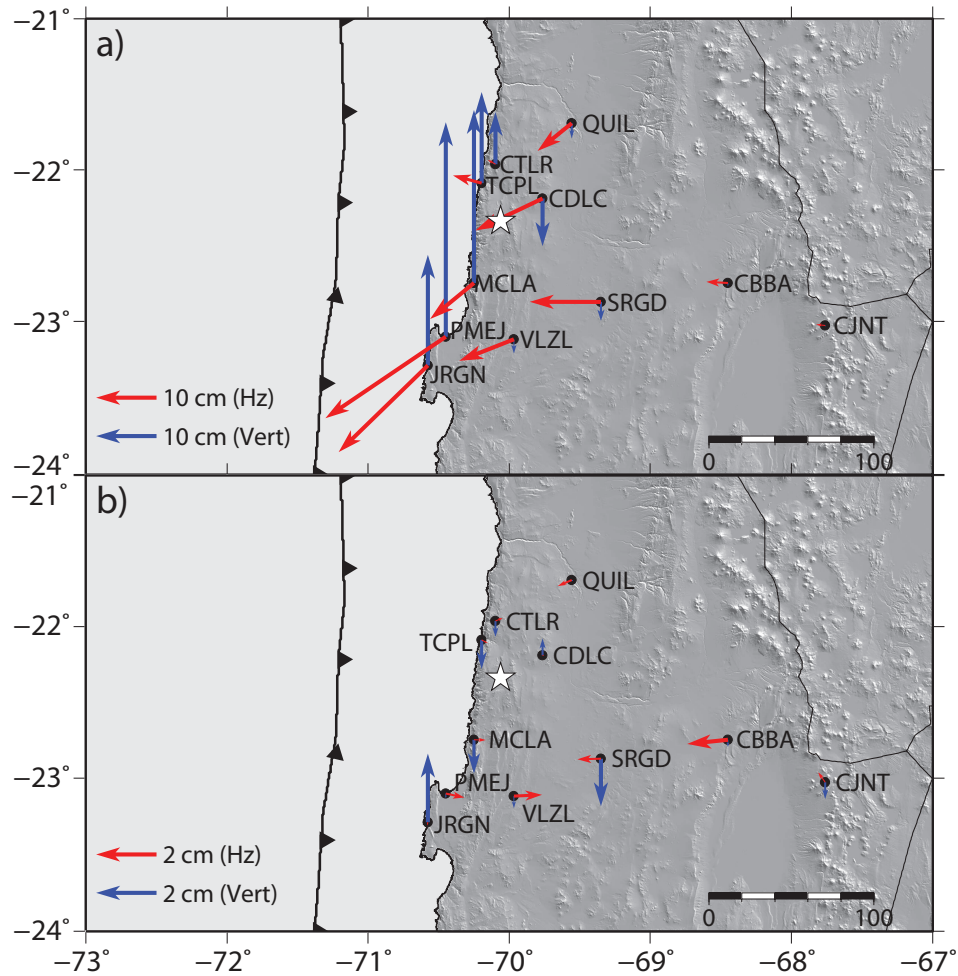


**Figura C.12:** Resultados de Deslizamiento, Resolución y Elección de  $\lambda$  para Plano Modelo Inicial no Nulo basado en Okada [1985], Inversión Plano Basada en Bouchon [1981]. En a) se observa el modelo de deslizamiento preferido. En b) se observa la diagonal de la matriz de resolución y en c) el índice de restitución. d) indica el *misfit* en función del máximo deslizamiento y el valor escogido para el modelo preferido.

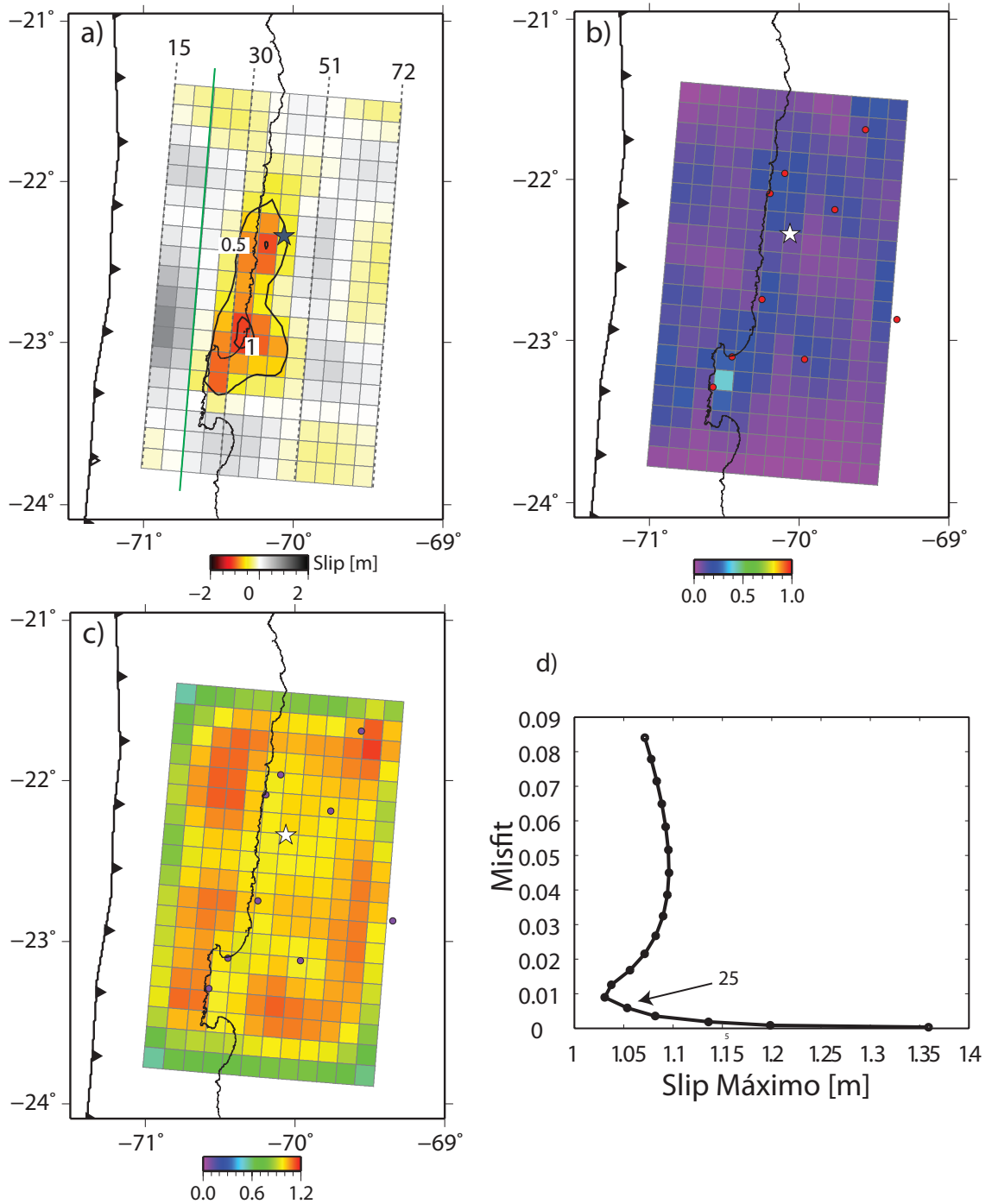


### C.2.5. Resultados de Inversión con un Plano con *kink* en el *slab*, Modelo Inicial Distinto de Nulo

A continuación se pueden observar los resultados de la modelación, residuales, elección del mejor modelo y resolución de la inversión de datos de cGPS para una geometría con un *kink* en el *slab*, con un modelo inicial tomado de la inversión de datos de cGPS basado en Okada [1985].



**Figura C.13:** Datos Modelados y Residuales para Geometría con un *Kink* en el *Slab*, Modelo Inicial no Nulo Basado en Okada [1985], Inversión *Kink* en el *Slab* Basada en Bouchon [1981]. En a) es posible apreciar los datos modelados, mientras que en b) los residuales de la modelación.



**Figura C.14:** Resultados de Deslizamiento, Resolución y Elección de  $\lambda$  para Geometría con un *Kink* en el *Slab*, Modelo Inicial no Nulo Basado en Okada [1985], Inversión *Kink* en el *Slab* Basada en Bouchon [1981]. En a) se observa el modelo de deslizamiento preferido. En b) se observa la diagonal de la matriz de resolución y en c) el índice de restitución. d) indica el *misfit* en función del máximo deslizamiento y el valor escogido para el modelo preferido.

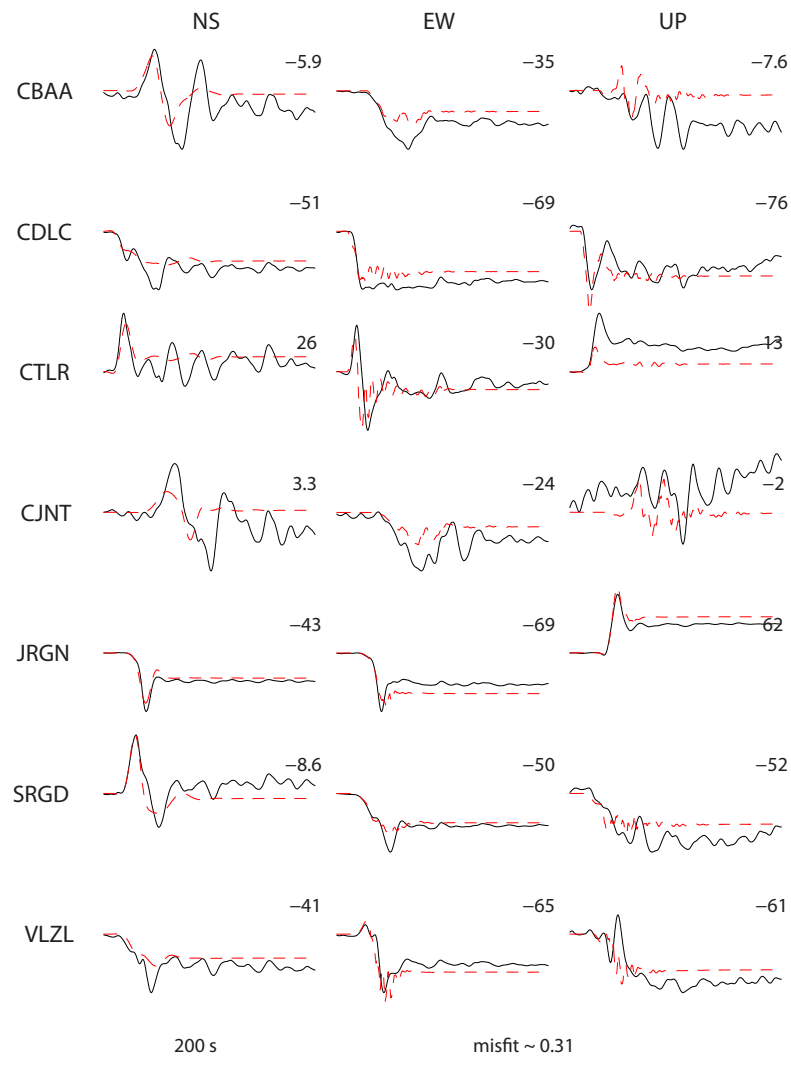
## Apéndice D

# Modelos Anexos de la Cinemática de la Ruptura

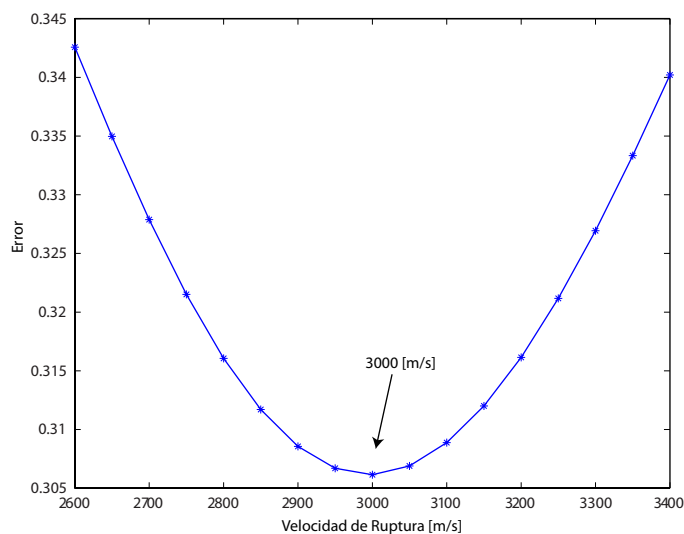
En las siguientes figuras, se puede apreciar la modelación de la cinemática para los modelos de desplazamientos obtenidos desde las inversiones con datos de cGPS e InSAR, basados en Okada [1985].

### D.1. Modelos Cinemático Directo para Geometría de Plano con cGPS e InSAR

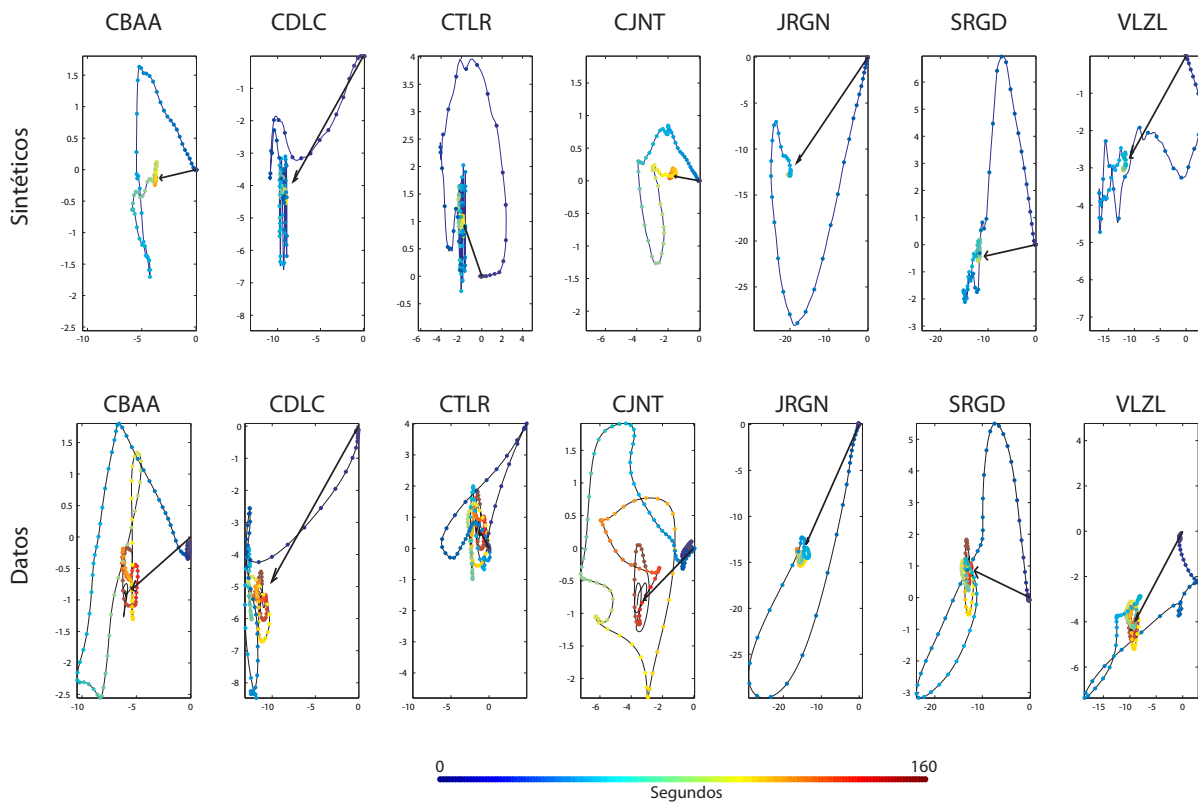
En las siguientes figuras, se pueden observar los resultados obtenidos para la cinemática desde el modelo de deslizamiento de la Figura 5.6 c, cuyos datos son cGPS e InSAR, basado en Okada [1985]. Las velocidades de ruptura que se testean van entre 2600 - 3400 m/s ( $0.63 - 0.82 \bar{V}_s$ , utilizando el mismo valor de  $\bar{V}_s$  que se menciona en el Capítulo 6), obteniéndose como modelo preferido, el con velocidad de 3000 m/s ( $0.72\bar{V}_s$ ), bajo el criterio de minimización del error. La geometría del plano es la misma utilizada en el modelo de inversión antes mencionado. Para el cálculo del RMS, se utilizan 200 s y en lo que respecta a los valores del *rise time* y la función de *slip*, estos se mantienen constante y son los mismos que se mencionan en el Capítulo 6, explorando únicamente valores de velocidad de ruptura.



**Figura D.1:** Resultados Modelación Directa Cinemática para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. En la figura es posible apreciar los resultados obtenidos para la modelación directa de la cinemática de la ruptura con una velocidad de 3000 m/s ( $0.72\bar{V}_s$ ), para el caso de la geometría de un plano. Las formas de onda de color negro indican los datos reales de las estaciones cGPS, mientras que las formas de onda de color rojo indican los resultados sintéticos obtenidos. El modelo de deslizamiento utilizado es el que se observa en la Figura 5.6 c), basado en Okada [1985]. El número a la derecha de cada componente de las estaciones, indica el valor del desplazamiento estático de los datos sintéticos en mm. Es posible apreciar el error del modelo (*misfit*) junto con una indicación de la duración de los sismogramas, tanto sintéticos como reales (200 s).



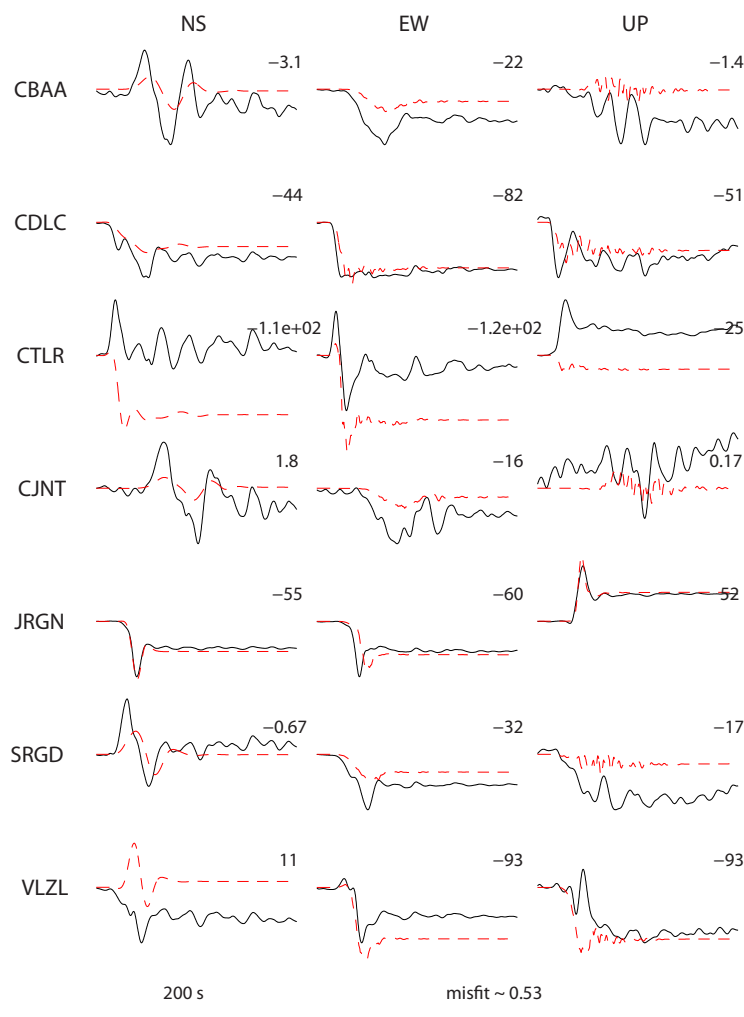
**Figura D.2:** Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. En el gráfico es posible apreciar el criterio de elección de la velocidad de ruptura, bajo el mínimo *RMS* ( $\sim 0.31$ ). Es indicado el valor de la velocidad de ruptura escogida para el modelo preferido en la geometría de un plano (3000 m/s,  $0.72\bar{V}_s$ ).



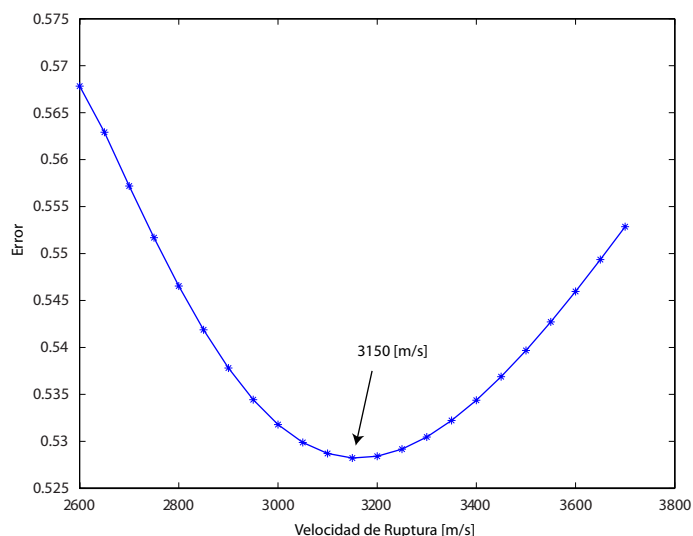
**Figura D.3:** Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un Plano con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. La figura muestra los resultados de los desplazamientos horizontales de las estaciones cGPS durante el tiempo, donde es posible observar los datos y los sintéticos obtenidos con el modelo preferido.

## D.2. Modelos Cinemático Directo para Geometría de un Quiebre en el *Slab* con cGPS e InSAR

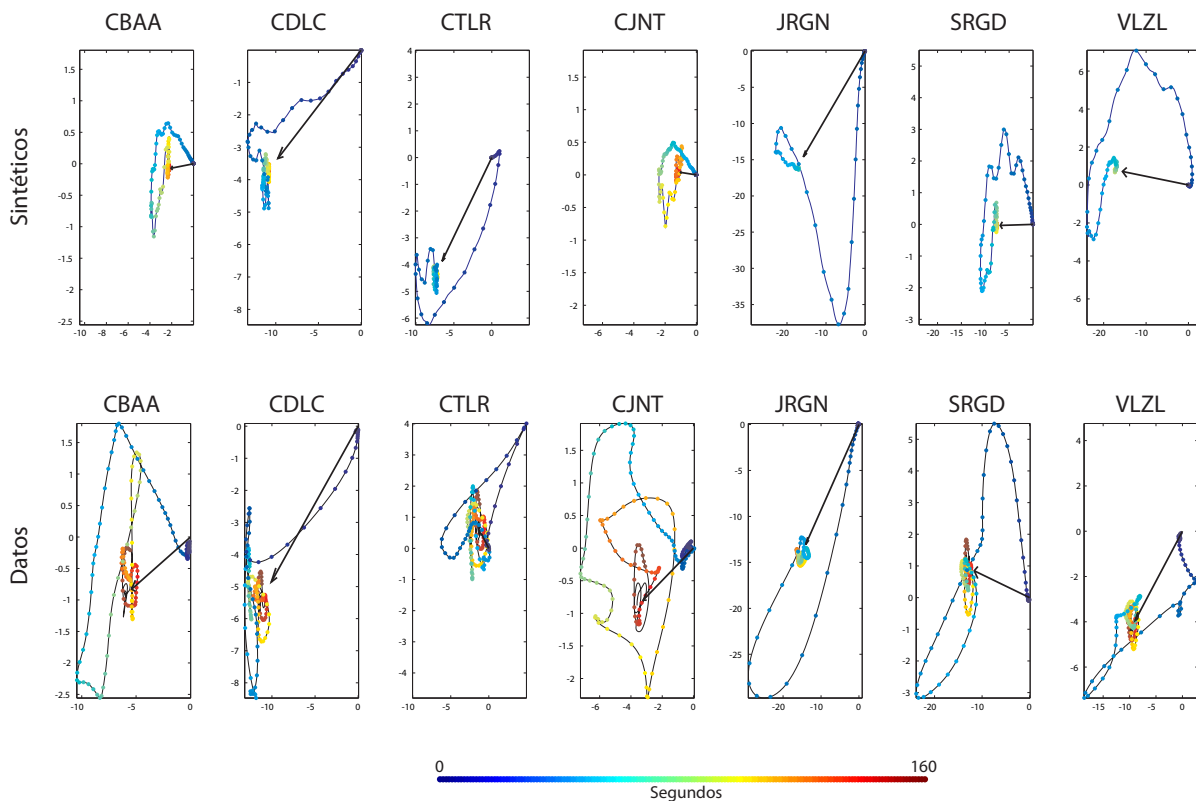
En las siguientes figuras, se pueden observar los resultados obtenidos para la cinemática desde el modelo de deslizamiento de la Figura 5.10 c, cuyos datos son cGPS e InSAR y se basa en Okada [1985]. Las velocidades de ruptura que testean van entre 2600 - 3700 m/s ( $0.63 - 0.89 \bar{V}_s$ , utilizando el mismo valor de  $\bar{V}_s$  que se menciona en el Capítulo 6), obteniéndose como modelo preferido, el con velocidad de 3150 m/s ( $0.76\bar{V}_s$ ), bajo el criterio de minimización del error. La geometría del plano es la misma utilizada en el modelo de inversión antes mencionado. Para el cálculo del RMS, se utilizan 200 s y en lo que respecta a los valores del *rise time* y la función de *slip*, estos se mantienen constante y son los mismos que se mencionan en el Capítulo 6, explorando únicamente valores de velocidad de ruptura.



**Figura D.4:** Resultados Modelación Directa Cinemática para Geometría de un *Kink* en el *Slab* con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. En la figura es posible apreciar los resultados obtenidos para la modelación directa de la cinemática de la ruptura con una velocidad de 3150 m/s ( $0.76\bar{V}_s$ ), para el caso de la geometría de un *kink* en el *slab*. Las formas de onda de color negro indican los datos reales de las estaciones cGPS, mientras que las formas de onda de color rojo indican los resultados sintéticos obtenidos. El modelo de deslizamiento utilizado es el que se observa en la Figura 5.6 c), basado en Okada [1985]. El número a la derecha de cada componente de las estaciones, indica el valor del desplazamiento estático de los datos sintéticos en mm. Es posible apreciar el error del modelo (*misfit*) junto con una indicación de la duración de los sismogramas, tanto sintéticos como reales (200 s).



**Figura D.5:** Error del Modelo en Función de la Velocidad de Ruptura para Geometría de un *Kink* en el *Slab* con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. En el gráfico es posible apreciar el criterio de elección de la velocidad de ruptura, bajo el mínimo *RMS* ( $\sim 0.53$ ). Es indicado el valor de la velocidad de ruptura escogida para el modelo preferido en la geometría de un plano (3150 m/s,  $0.76\bar{V}_s$ ).



**Figura D.6:** Desplazamientos Horizontales y Movimiento de Partículas, Modelados y Sintéticos de la Cinemática de la Ruptura para Geometría de un *Kink* en el *Slab* con Modelo de Deslizamiento Basado en Okada [1985]. La figura muestra los resultados de los desplazamientos horizontales de las estaciones cGPS durante el tiempo, donde es posible observar los datos y los sintéticos obtenidos con el modelo preferido.

### D.3. Discusión

Al observar los resultados de la cinemática de la ruptura con estos modelos de deslizamiento basados en Okada [1985], es factible notar algunas diferencias sustanciales. En la geometría de plano, las formas de onda ajustan mejor que los modelos obtenidos en el Capítulo 6, sin observar los problemas de las estaciones CTLR y VLZL de forma tan notoria. En lo que respecta al modelo con geometría de *kink* en el *slab*, los resultados muestran las mismas diferencias que se pueden observar del modelo para esta geometría del Capítulo 6, ajustando algunas estaciones de mejor forma y otras no tanto.

Lo anterior se debe a dos características. La primera tiene relación con que los modelos de deslizamiento obtenidos con Okada [1985], se basan en el cálculo de las funciones de Green en un semiespacio infinito. La segunda característica, se debe que al realizar la comparación entre los modelos de deslizamiento obtenidos con Okada [1985] y Bouchon [1981] (ver Capítulo 5), los primeros presentan una mayor cantidad de deslizamiento, con lo cual no se presenta el problema de alcanzar los niveles estáticos, pese a los residuales obtenidos desde el modelo. Cabe señalar, que los problemas de polaridad también se ven presentes en estos modelos y se deben a problemas con la definición de la geometría del plano de falla, lo que conlleva a mejorar los modelos para la estimación de la velocidad de ruptura o derechamente, a realizar inversiones para la obtención de modelos de deslizamiento y propiedades de la cinemática de la ruptura de forma conjunta, tal como se explica en el Capítulo 6.

También es posible observar, que las velocidades escogidas como preferidas, son *subshear* en estos modelos, con lo cual se desestima la hipótesis de Peyrat *et al.* [2010] de evidencia de velocidades *supershear*. Para la comprobación de esta idea, se debe proponer realizar lo mismo expuesto en el Capítulo 6 con relación a las definiciones de la velocidad de ruptura para diversas geometrías.



## Apéndice E

# Teoría de Cambios en el Esfuerzo de Coulomb Estático

Existen variadas formas de aproximación para caracterizar el fallamiento en las rocas, pero una de las técnicas más ampliamente utilizadas es el criterio de fallamiento de Coulomb. Este requiere que el esfuerzo de corte y el esfuerzo normal sobre un plano de falla satisfagan condiciones análogas a la fricción sobre un plano de falla preexistente [King *et al.*, 1994]. Para que ocurra fallamiento sobre un plano, el esfuerzo de Coulomb ( $\sigma_f$ ), debe exceder un valor específico en la Ecuación E.1:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p) \quad (\text{E.1})$$

Donde:

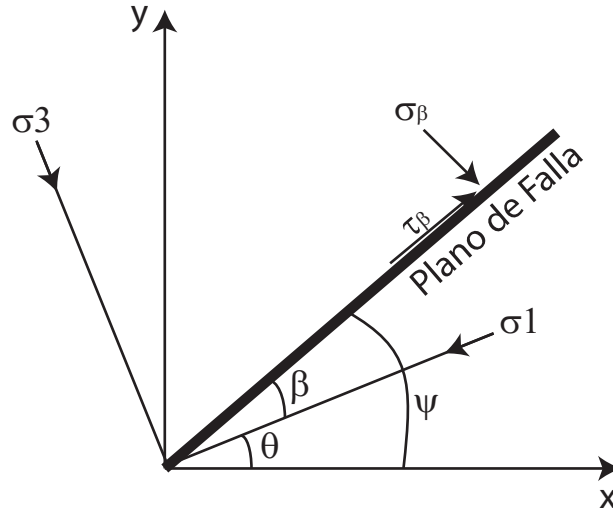
- $\tau_\beta$  es el esfuerzo de corte.
- $\sigma_\beta$  es el esfuerzo normal.
- $p$  es la presión de poro.
- $\mu$  es el coeficiente de fricción.

En la Ecuación E.1 se debe tener que el valor de  $\tau_\beta$  debe ser siempre positivo, , mientras que el proceso de resolver los esfuerzos dentro del plano dependen del deslizamiento sobre el plano de falla es hacia la derecha o hacia la izquierda.

Si el plano está orientado en un ángulo  $\beta$  del eje de  $\sigma_1$ , se pueden expresar las componentes de los esfuerzos en término de las componentes de los esfuerzos principales, como es posible apreciar en la Figura E.1:

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos(2\beta) \quad (\text{E.2})$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sen(2\beta) \quad (\text{E.3})$$



**Figura E.1:** Sistemas de Coordenadas para el Cálculo de Esfuerzos de Coulomb Estático. Este es el caso para el cual se tiene planos óptimamente orientados. Figura modificada de King *et al.* [1994].

En las Ecuaciones E.2 y E.3,  $\sigma_1$  representa el mayor esfuerzo principal, mientras que  $\sigma_3$  al menor esfuerzo principal. Con las ecuaciones anteriores, la Ecuación E.1 queda:

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\text{sen}(2\beta) - \mu\text{cos}(2\beta)) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu p \quad (\text{E.4})$$

Al diferenciar la Ecuación E.4 con respecto a  $\beta$ , se encuentra que el esfuerzo de Coulomb máximo ocurre en:

$$\text{cot}(2\beta) = \pm \frac{1}{\mu} \quad (\text{E.5})$$

Por otra parte, la presión de poros modifica el esfuerzo normal efectivo en el plano de falla (Ecuación E.1), por lo tanto si el esfuerzo en las rocas se cambia más rápido que lo que la presión de fluidos puede cambiar a través de un flujo,  $p$  se puede relacionar con el esfuerzo confinante en las rocas por el Coeficiente de Skemtons ( $B$ ) y que varía entre 0 y 1. Si se asume que  $\sigma_f$  representa el esfuerzo confinante [Simpson & Reasenberg, 1994], la Ecuación E.1:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu'(\sigma_\beta - p) \quad (\text{E.6})$$

En donde  $\mu' = \mu(1 - B)$ . Con este desarrollo, se llega a la expresión que se utiliza por el programa Coulomb 3.3 [Lin & Stein, 2004; Toda *et al.*, 2005] para el cálculo de los CECE que se realizan en el Capítulo 7.

## Apéndice F

# Publicación Científica durante el Magíster

Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S. & Carrizo, D., Abrupt Change in the Dip of the Subducting Plate Beneath North Chile, *Nature Geosci.*, 2012, 5, 342 - 345.

# Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile

E. Contreras-Reyes<sup>1\*</sup>, J. Jara<sup>1,2</sup>, I. Grevemeyer<sup>3</sup>, S. Ruiz<sup>1\*</sup> and D. Carrizo<sup>1,2</sup>

**No large tsunamigenic earthquake has occurred in north Chile since 1877 and the region has been largely recognized as a mature seismic gap<sup>1–9</sup>. At the southern end of the seismic gap, the 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake ruptured the deeper seismogenic interface, whereas the coupled upper interface remained unbroken<sup>4,6,7</sup>. Seismological studies onshore show a gently varying dip of 20° to 30° of the downgoing Nazca plate<sup>3,6</sup>, which extends from the trench down to depths of 40–50 km. Here, we study the lithospheric structure of the subduction zone of north Chile at about 22° S, using wide-angle seismic refraction and reflection data from land and sea, complemented by hypocentre data recorded during the 2007 Tocopilla aftershocks<sup>7</sup>. Our data document an abrupt increase in the dip of the subducting plate, from less than 10° to about 22°, at a depth of approximately 20 km. The distribution of the 2007 aftershocks indicates that the change in dip acted as a barrier for the propagation of the 2007 earthquake towards the trench, which, in turn, indicates that the subduction megathrust is not only segmented along the trench, but also in the direction of the dip. We propose that large-magnitude tsunamigenic earthquakes must cross the barrier and rupture the entire seismogenic zone.**

The Chilean subduction zone is an extremely active convergent margin producing large earthquakes ( $M_w > 8$ ) about every ten years and capable of generating at least one tsunamigenic megathrust earthquake per century. These earthquakes occur in the seismogenic contact between the subducting oceanic Nazca and overriding continental South American plates. In particular, north Chile (19°–23° S) has been identified as a mature seismic gap not having experienced a tsunamigenic megathrust earthquake since the Iquique event in 1877 ( $M_w$  8.8; refs 1–9). The rupture zone of this historic event is bounded in the north and south by the 1868 ( $M_w$  8.8; ref. 2) and 1995 ( $M_w$  8.1; ref. 3) earthquake rupture areas, respectively (Fig. 1a). An important portion of the southern Peru 1868 earthquake rupture area broke in 2001 with the Arequipa megathrust earthquake ( $M_w$  8.4; ref. 10) releasing a considerable amount of slip accumulated during >130 years. In contrast, only a few events with  $7 < M_w < 8$  have occurred in north Chile since 1877, and they were not large enough to release a significant part of the slip accumulated in the region during the past ~130 years, which is at present largely or completely coupled<sup>4,5,9</sup>. This was the case of the 2007 Tocopilla event ( $M_w$  7.7) which ruptured the southern region of the seismic gap (Fig. 1). Seismological and geodetic data indicate that the earthquake rupture is confined in the deeper part (30–55 km) of the thrust interface<sup>4,6,7</sup> whereas the upper plate contact remains unbroken. Furthermore, the Tocopilla event presents low coseismic slip (<3 m) and released only 2–4% of the moment deficit accumulated in the

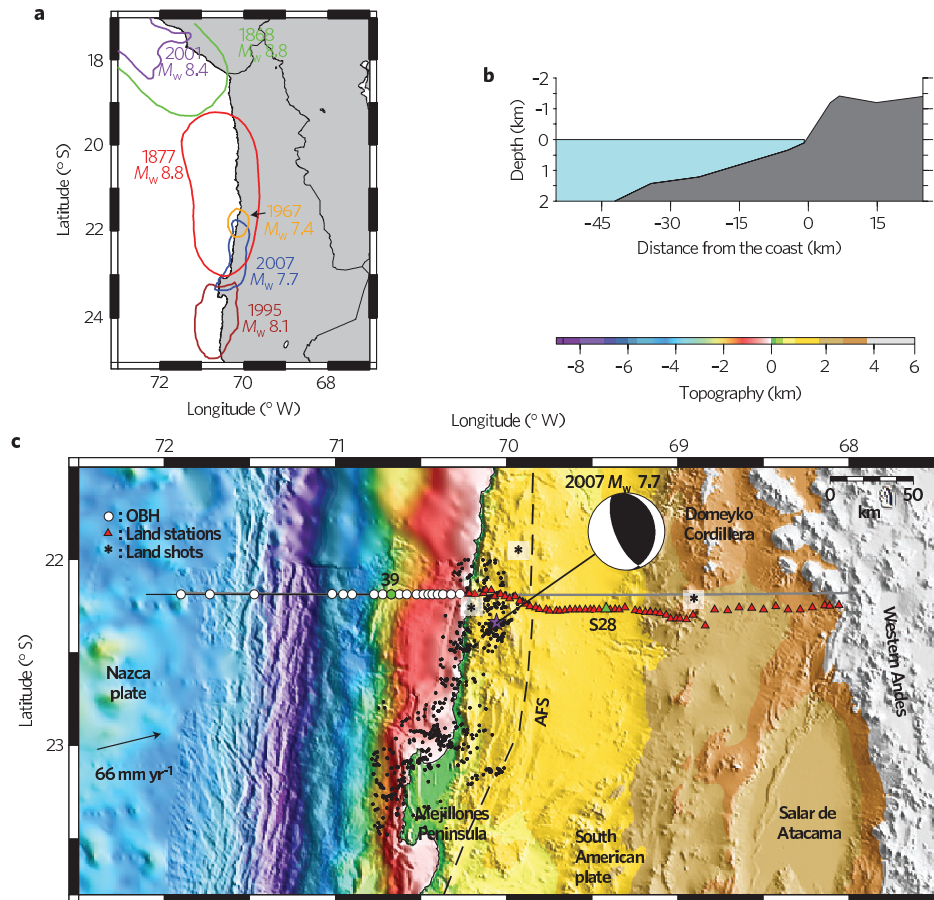
thrust interface during the past ~130 years<sup>4,9</sup>. An earthquake with similar characteristics occurred in 1967 ( $M_w$  7.4), which ruptured at 46–48 km depth just north of the 2007 event<sup>8</sup>. Both the 1967 and 2007 events should be considered as precursors of an expected larger tsunamigenic earthquake that could partially or completely rupture the ~550-km-long seismic gap in north Chile.

The Tocopilla epicentre underlies a spectacular coastal scarp, a major trench-parallel morphological feature of the leading edge of the forearc, which extends >1,000 km along the northern Chilean coast with an average height of 1,000 m. This coastal scarp forms part of the Coastal Cordillera; a trench-parallel morphological province formed mainly by an extinct, exhumed and uplifted Mesozoic palaeomagnetic arc. Some authors have suggested that underplating at the base of the continental crust caused by subduction erosion may be responsible for the tectonic evolution of the leading edge of the forearc<sup>11–17</sup>.

Neotectonic studies reveal that the coastal scarp is a young and active feature formed during the past three to six million years<sup>12,15,18</sup>. However, there are controversial hypotheses explaining its origin and there is no consensus at present. Hypotheses include that the coastal scarp was formed by crustal extensional faulting and coastal uplift<sup>15</sup>, that this feature is not tectonic related but is the result of marine erosion related to coastal subsidence<sup>16</sup>, or that it has a tectonic-erosive origin associated with coastal active faulting and fault scarp retreat owing to marine erosion<sup>17</sup>. Owing to the large scale and the trench-parallel geometry of the coastal scarp, it is likely that this major feature must be related to the zone of coupling between the oceanic Nazca and continental South American plates<sup>12,15</sup>. However, the genesis of the coastal scarp still remains under debate due mainly to the lack of marine data.

To better understand the seismogenic contact zone and its link with the overriding crustal deformation, we studied the upper lithospheric structure of the subduction zone of north Chile at ~22° S using amphibious wide-angle refraction and reflection data. This data set is complemented by accurate hypocentre data of the 2007 Tocopilla aftershocks recorded by a local network installed in the region<sup>7</sup> (Fig. 1). The wide-angle seismic data were acquired in 1995 during the Crustal Investigations on- and offshore Nazca/Central Andes (CINCA) project with the German RV SONNE (refs 19–21). The gross seismic structure of the margin was modelled from land explosions and air gun shots recorded only at land stations<sup>19</sup>. However, the data from the ocean bottom hydrophones (OBHs) deployed offshore Tocopilla were not included in that modelling. Here, we included 19 OBHs deployed along the trench region and continental slope, which enabled us to image in great detail the subduction interface and inner structure of the marine forearc. Thus, we jointly used sea shots recorded in 19 marine and 30

<sup>1</sup>Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile, <sup>2</sup>Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile, <sup>3</sup>GEOMAR, Helmholtz Centre of Ocean Research, Wischhofstraße 1-3, D-24148 Kiel, Germany. \*e-mail: econtreras@dgf.uchile.cl; sruiz@dgf.uchile.cl



**Figure 1 | Seismotectonic setting of north Chile and seismic experiment.** **a**, Rupture areas of historic and recent earthquakes. **b**, Coastal topography along the studied seismic line. **c**, Swath bathymetry and topography<sup>22,25</sup>, and location of the seismic experiment. The green dot and triangle indicate the seismic stations shown in Fig. 2. The purple star indicates the epicentre of the 2007 earthquake and the surrounding black dots indicate the aftershocks<sup>7</sup>. The dashed line denotes the Atacama fault system (AFS) that stretches linearly for ~1,100 km at an average distance of 30–50 km from the shore line<sup>15</sup>.

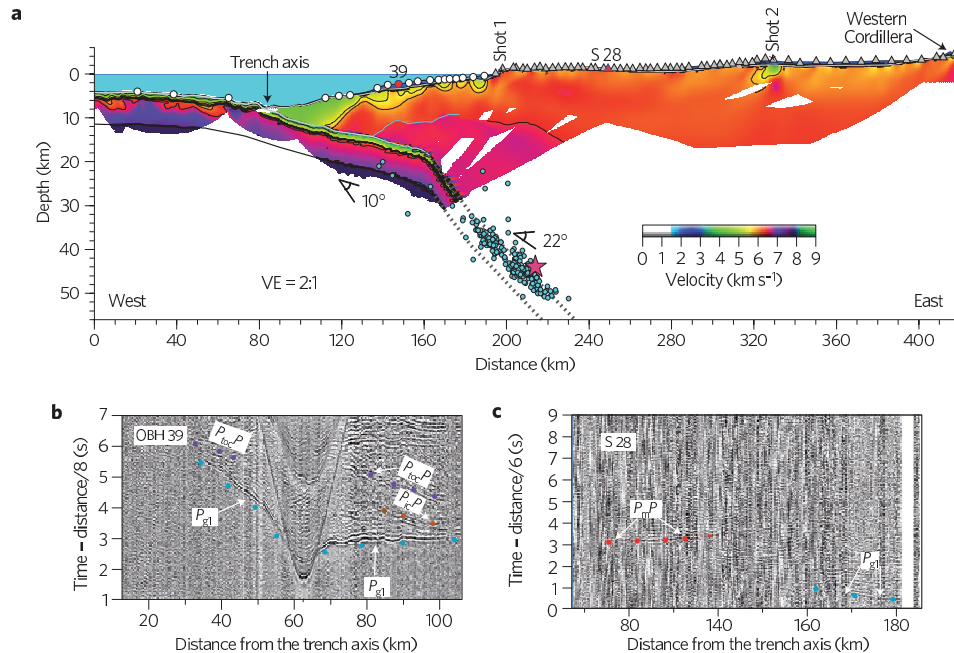
land seismic stations, and additionally we included two land shots (Fig. 1c). The total length of the seismic profile is ~420 km and samples the trench outer rise, fore- and magmatic arcs. Continental crustal reflections ( $P_{g1}$ ), reflections from the top of the oceanic crust ( $P_{ocP}$ ), intracrustal continental reflections ( $P_{icP}$ ), oceanic crustal reflections ( $P_{o2}$ ) and oceanic Moho wide-angle reflections ( $P_mP$ ), were recorded with excellent quality, from which a two-dimensional velocity model was derived by tomographic inversion (Fig. 2a). Figure 2b,c shows representative examples of seismic record sections including the identified seismic phases (see Supplementary Information for modelling, uncertainties and model assessment).

The two-dimensional final velocity–depth model shows the internal structure of the erosive margin of north Chile, which is characterized by a ~30–km-wide wedge-shaped body, with velocities ranging between 4.0 and 6.0 km s<sup>-1</sup>. This body is interpreted as the front of the margin, fluid saturated, metamorphosed and disaggregated by fracturing as a consequence of subduction erosion<sup>20</sup>. Landward of this body, a pronounced horizontal velocity gradient is detected 30–50 km from the trench axis, from which velocities increase landward. This indicates that vigorous subduction erosion has ceased and the igneous framework is not very fractured or hydrated. Most likely, the subduction interface below the wedge-shaped body of reduced velocities is weakly

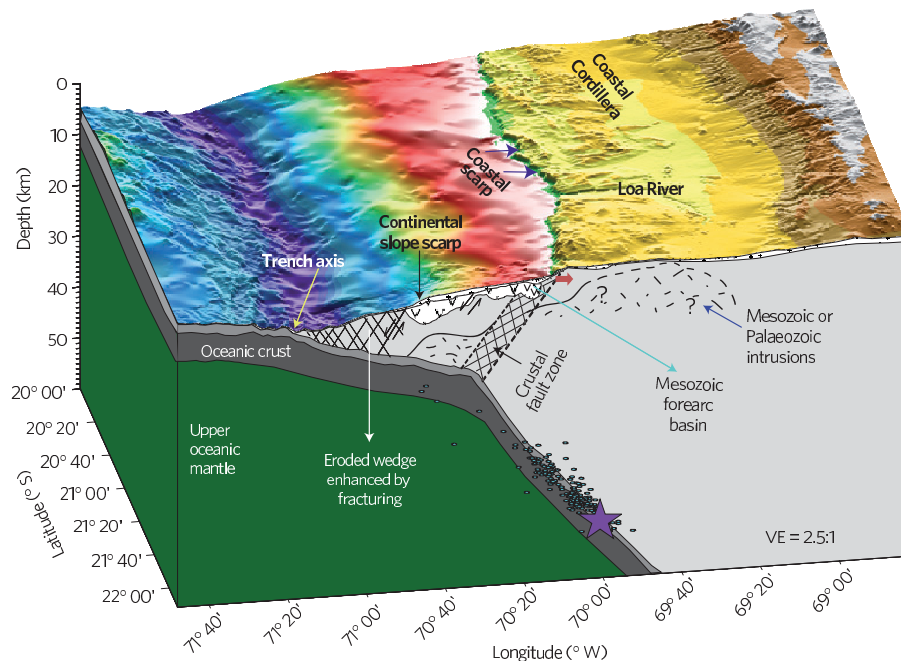
coupled owing to the high fracturing degree and fluid pore pressure caused by subduction erosion<sup>20,22</sup>.

As observed in Fig. 2a, the plate geometry landward of ~170 km and for depths >30 km is unconstrained by the wide-angle seismic data alone. We have therefore continued the geometry of the plate boundary landward by fitting it to hypocentre data of the Tocopilla 2007 aftershocks<sup>7</sup>. The results show that the slab dip increases abruptly from 10° to about 22° at ~85 km from the trench axis.  $P_{ocP}$  reflections recorded in both marine and land stations deployed in the coastal region constrain the upper slab dip to about 10°. Near the slab-dip change,  $P_mP$  reflections recorded at land stations are consistent with the dip change (see Supplementary Information), although the resolution is low due to the lack of rays. Nevertheless, the best constraint for the slab dip at depths of 55 km <  $z$  < 20 km is the accurate hypocentre data of the 2007 earthquake<sup>7</sup>, which in combination with the wide-angle seismic data, supports the abrupt change in slab dip. Owing to the lack of offshore–onshore seismic experiments complemented with seismological data, evidence for abrupt dip changes in other subduction zones are scarce. An exception is the Japanese subduction zone, where more than one bending point along the plate interface has been detected<sup>23,24</sup>.

The dip change is located 25–30 km seaward of the coastal scarp and probably marks the transition from the subsided



**Figure 2 | Seismic velocity structure of the upper subduction zone of Tocopilla, north Chile and data example.** **a**, Two-dimensional velocity–depth model obtained from tomographic inversion of travel times. Pink star denotes the Tocopilla 2007 hypocentre; white dots and grey triangles represent the sea and land stations, respectively. VE, vertical exaggeration. The light blue circles indicate the seismicity distribution of the Tocopilla earthquake (21.5°–22.5° S; ref. 7). **b,c**, Examples of wide-angle seismic data with identified travel times: **b**, OBH 39 and **c**, land station 28 (S 28). Purple, orange and red dots are example of travel-time picks.



**Figure 3 | Summarized interpretation of the tomographic velocity–depth model.** The front of the margin is fluid saturated, metamorphosed and disaggregated by fracturing as a consequence of subduction erosion. This region spatially correlates with the continental slope scarp implying gravitational collapse of the trenchward part of the margin. The red arrow near the coast denotes the eastward scarp retreat enhanced by marine erosion<sup>13</sup>. The coastal zone of the upper plate is dominated by crustal faults, which are probably related to the change of plate-coupling degree around the abrupt subducting plate-dip change. The purple star denotes the Tocopilla 2007 hypocentre. VE, vertical exaggeration.

leading edge of the upper plate (marine block) to the uplifted Coastal Cordillera (coastal block; see Fig. 3). We interpret the coastal scarp as the surface expression of a crustal fault zone caused by anomalous stresses in the overriding crust generated by the strong plate-coupling gradient around the abrupt slab-dip change. An east–west extension in the marine block is evidenced by trenchward-dipping normal faulting inferred from high-resolution seismic reflection and bathymetry data<sup>20,22,25</sup>, the morphology of the marine basins (Fig. 2a) and reported trenchward gravitational collapse of the seaward continental plate edge<sup>14</sup>. However, the coastal block presents less-developed extensional tectonics<sup>12,15,18,26–29</sup>, which is expressed as faults that have been active at least since the Pleistocene epoch<sup>26,29</sup>. Palaeoseismological records also indicate active faulting related to shallow intraplate events  $M_w \sim 6.0–7.0$  (ref. 15). Thus, the coastal scarp marks a boundary in the magnitude of deformation between the marine (gravitational collapse and high extension) and coastal (uplift and moderate extension) blocks.

The strong plate-coupling gradient caused by the abrupt slab-dip change also has important implications for interplate seismicity. The area around the dip change could be either a region of high stress, with an abrupt increase of plate coupling, or low stress owing to high fracturing. In both cases, this region corresponds to a barrier for trenchward propagation of earthquakes ( $M_w < 8$ ) nucleated below the Coastal Cordillera such as the 2007  $M_w$  7.7 and 1967  $M_w$  7.4 events. This situation should be different, however, for a large tsunamigenic megathrust earthquake, which depending on where it is nucleated, would rupture either trenchward or landward of the dip change. Alternatively, a tsunamigenic earthquake might also occur by rupturing only the upper plate contact (trenchward of the slab-dip change). If a future event breaks the upper plate contact and approaches the trench, coseismic rupture would perturb deep water (>6,000 m) and produce a large tsunami.

The configuration of the forearc and plate boundary geometry discussed above also has implications for the shallow intraplate faulting triggering shallow earthquakes of moderate magnitude. Slab-dip changes play a key role in the dynamics of the plate boundary processes interfering with both interplate and intraplate earthquake ruptures, which must be considered in the assessment of seismic hazard along subduction zones. Finally, as dip changes along subducting slabs have a key influence on megathrust rupture and tsunami processes, they must be considered in new numerical modelling approaches.

Received 16 November 2011; accepted 13 March 2012;  
published online 8 April 2012

## References

- Comte, D. & Pardo, M. Reappraisal of great historical earthquakes in northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Nat. Hazards* **4**, 23–44 (1991).
- Dorbath, L., Cisternas, A. & Dorbath, C. Quantitative assessment of great earthquakes in Peru. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80**, 551–576 (1990).
- Husen, S., Kissling, E. & Flueh, E. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *J. Geophys. Res.* **105**, 28183–28198 (2000).
- Béjar-Pizarro, M. *et al.* Asperities and barriers on the seismogenic zone in north Chile: State-of-the-art after the 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophys. J. Int.* **183**, 390–406 (2010).
- Klotz, J. *et al.* Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **193**, 437–446 (2001).
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. & Monfret, T. The  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99**, 87–94 (2009).
- Peyrat, S. *et al.* Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophys. J. Int.* **182**, 1411–1430 (2010).

- Malgrange, M. & Madariaga, R. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **73**, 489–505 (1983).
- Chlieh, *et al.* Interseismic coupling and seismic potential along the central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.* **116**, B12405 (2011).
- Robinson, D. P., Das, S. & Watts, A. B. Earthquake rupture stalled by a subducting fracture zone. *Science* **312**, 1203–1205 (2006).
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. & Reutter, K.-J. *Tectonics of the Southern Central Andes* 121–139 (Springer, 1994).
- Allmendinger, R. & Gonzalez, G. Neogene to Quaternary tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* **495**, 93–110 (2010).
- Allmendinger, *et al.* Trench-parallel shortening in the northern Chilean forearc: Tectonic and climatic implications. *GSA Bull.* **117**, 89–104 (2005).
- Hartley, A. J. *et al.* Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the central Andes, northern Chile. *Geology* **28**, 331–334 (2000).
- Armijo, R. & Thiele, R. Active faulting in northern Chile: Ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**, 40–61 (1990).
- Mortimer, C. & Saric, N. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geologische Rundschau* **64**, 395–420 (1975).
- Paskoff, R. *Sobre la Evolución Geomorfológica del Gran Acañilado Costero del Norte Grande de Chile* PhD thesis, Univ. Católica de Chile (1979).
- Gonzalez, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. & Schneider, H. The link between forearc tectonics and Pliocene Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* **16**, 321–342 (2003).
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A. & Giese, P. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5° S and 25° S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *J. Geophys. Res.* **104**, 7293–7317 (1999).
- Sallares, V. & Ranero, C. R. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23° 30' S). *J. Geophys. Res.* **110**, B06101 (2005).
- ANCORP Working Group Seismic reflection image revealing offset of Andean subduction-zone earthquake locations into oceanic mantle. *Nature* **397**, 341–344 (1999).
- Von Huene, R. & Ranero, C. R. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.* **108**, 2079 (2003).
- Ito, A. *et al.* Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan trench subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L05310 (2005).
- Fujie, G. *et al.* Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a traveltimes mapping method. *Phys. Earth Planet. Int.* **157**, 72–85 (2006).
- Von Huene, R., Weinrebe, W. & Heeren, F. Subduction erosion along the north Chile margin. *J. Geodynam.* **27**, 345–358 (1999).
- Gonzalez, L., Dunai, G. T., Carrizo, D. & Allmendinger, R. Young displacements on the Atacama fault system, northern Chile from field observations and cosmogenic <sup>21</sup>Ne concentrations. *Tectonics* **25**, TC3006 (2006).
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. & Cisternas, A. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophys. J. Int.* **132**, 302–338 (1998).
- Gonzalez, G. & Carrizo, D. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas Atacama, (23° 40' S), norte de Chile. *R. Geol. Chile* **30**, 223–244 (2003).
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoya, E. & Comte, D. Coastal neotectonics in southern central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in northern Chile (27° S). *Tectonophysics* **394**, 193–219 (2004).

## Acknowledgements

E.C.-R. acknowledges the support of the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) project 11090009. S.R. and D.C. acknowledge the support of FONDECYT project 1100429. We thank A. Fuenzalida, M. Lancieri and R. Madariaga for providing the hypocentre data. Marine data acquisition was financially supported by the German Ministry of Education, Science and Research. We also thank GeoForschungZentrum, Potsdam and the International Plate Boundary Observatory Chile for sharing the data.

## Author contributions

E.C.-R., J.J. and I.G. analysed and processed the wide-angle seismic data. E.C.-R., S.R., D.C. and I.G. interpreted and wrote the paper.

## Additional information

The authors declare no competing financial interests. Supplementary information accompanies this paper on [www.nature.com/naturegeoscience](http://www.nature.com/naturegeoscience). Reprints and permissions information is available online at [www.nature.com/reprints](http://www.nature.com/reprints). Correspondence and requests for materials should be addressed to E.C.-R. or S.R.