

**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**



**Inversión del deslizamiento de la placa  
subductante en el Sur de Chile mediante datos  
GPS**

**Carlos Raúl Peña Hormazábal**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

**Marzo, 2014**

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

**Inversión del deslizamiento de la placa  
subductante en el Sur de Chile mediante datos  
GPS**

**Carlos Raúl Peña Hormazábal**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor Guía:  
Klaus Bataille B.

Comisión:  
Dr. Juan Carlos Baez, Dr. Matthew Miller



Marzo, 2014



---

# Agradecimientos

Esta Habilitación Profesional, además del logro académico obtenido, a significado una gran conquista en el ámbito personal debido a las constantes y holgadas horas invertidas, donde no hubiera sido posible sin la contribución de distintas e importantes personas. Es por esto que descataré a las siguientes personas que han sido esenciales durante el proceso de la Habilitación Profesional.

Antes que todo, agradecer todo el apoyo, motivación y amor incondicional que me han brindado mis padres siempre, donde esta ocasión no fue la excepción, confiando plenamente en mis habilidades para realizar este trabajo: Carmen y Victor, desde lo más profundo de mi corazón ¡muchas gracias!

Cuando llego el momento de decidir acerca del tema de investigación, el profesor guía Klaus Bataille siempre estuvo disponible para dilucidar mis dudas con el fin de elegir el camino correcto, además de la motivación, disposición y paciencia permanente para consumir los objetivos. Ha sido muy grato haber trabajado con él, sus prácticos y sencillos ejemplos a problemas un tanto complejos han ayudado a la obtención de un gran aprendizaje durante los ramos cursados y este trabajo, así también como consejos sobre el por venir. Este trabajo no hubiera sido posible sin la adquisición de observaciones GPS y en este ámbito el profesor Juan Carlos Baez jugó un rol fundamental en la disposición de las observaciones. También agradecer su apoyo y confianza al momento de realizar la práctica profesional, asimismo al proyecto Fondcyt CONPARSA con el cual se financio la práctica profesional y parte de la tesis.

Agradecer también a Roberto Benavente, su gran amabilidad para resolver las dudas respecto del proceso de inversión fueron vitales.

Por último, pero no por ello menos importante, dar las gracias al círculo de amigos que he adquirido durante la instancia en la universidad y vida: Hugo Soto, Hernán Martínez, Carlos Conejero, Natalia Carmona, Fabien Salgado, Paola Salazar, Natalia Opazo, entre otros, que han cooperado tanto en el aspecto personal como motivacional y académico... y a la Madre Tierra por convidarme la posibilidad de tratar de estudiarla y comprenderla.

¡Muchas gracias a todas y todos!

---

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>4</b>
<b>Resumen</b>	<b>10</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>12</b>
1.1. La Tierra como sistema dinámico. . . . .	13
1.2. Trabajos previos de inversión . . . . .	15
1.2.1. Inversión de datos Sismológicos . . . . .	15
1.2.2. Inversión de datos Geodésicos . . . . .	18
1.3. Objetivos . . . . .	22
1.3.1. Objetivos generales . . . . .	22
1.3.2. Objetivos específicos . . . . .	22
1.4. Hipótesis . . . . .	23
<b>2. Geometría de falla y ecuación de Okada (1985)</b>	<b>24</b>
2.1. Geometría de falla y sistema de referencia . . . . .	25
2.2. Ecuación de deformación en superficie debido a una dislocación rectangular en un semi-espacio elástico, Okada 1985 . . . . .	28
<b>3. Metodología de inversión</b>	<b>31</b>
3.1. Teoría de inversión . . . . .	32
3.2. Regularización del sistema . . . . .	34
3.2.1. Deslizamiento nulo en la fosa . . . . .	37
3.2.2. Minimización del deslizamiento . . . . .	37
3.2.3. Condición de suavidad para el deslizamiento. . . . .	38
3.3. Inversión . . . . .	40
3.3.1. Obteniendo $\lambda$ . . . . .	41
3.3.2. Resolución y tamaño de las subfallas . . . . .	44
3.4. Esquemas de modelación . . . . .	46

---

3.4.1. Ciclo Sísmico . . . . .	48
3.4.2. Modelo Cosísmico . . . . .	49
3.4.3. Modelo Intersísmico . . . . .	50
3.4.4. Back-Slip Model . . . . .	52
<b>4. Observaciones y Zona de estudio</b>	<b>55</b>
4.1. Observaciones GPS . . . . .	56
4.2. Zona de estudio . . . . .	57
4.3. Periodo Co-sísmico . . . . .	58
4.4. Periodo Inter-sísmico . . . . .	61
<b>5. Resultados</b>	<b>62</b>
5.1. Inversión de observaciones GPS para el periodo Cosísmico . . . . .	63
5.2. Inversión de observaciones GPS para el periodo Intersísmico: PM . .	70
5.2.1. PM: Problema Directo . . . . .	70
5.2.2. PM: Problema Inverso . . . . .	73
5.2.3. Back-Slip Model . . . . .	76
<b>6. Conclusión y discusión</b>	<b>79</b>
6.1. Conclusión . . . . .	80
6.2. Discusión . . . . .	82
<b>A. Test de resolución y tamaño de las subfallas</b>	<b>86</b>
<b>B. Observaciones</b>	<b>93</b>
B.1. Observaciones para el periodo cosísmico . . . . .	93
B.2. Observaciones para el periodo intersísmico . . . . .	98

---

# Índice de figuras

1.1. Distribución de las placas tectónicas. . . . .	14
1.2. Distribución de deslizamiento de Mendoza y Hartzell (2013) para el Terremoto de Turquía (2011) . . . . .	16
1.3. Distribución de deslizamiento de Benavente y Cummins (2013) para el Terremoto del Maule (2010) . . . . .	17
1.4. Distribución de deslizamiento de Benavente y Cummins para el Terremoto de Tohoku (2011) . . . . .	17
1.5. Distribución de deslizamiento de Ward y Barrientos para el Terremoto de Idaho, Borah Peak 1983. . . . .	18
1.6. Distribución de deslizamiento de Tong para el Terremoto del Maule (2010). . . . .	19
1.7. Distribución de deslizamiento de Vigny para el Terremoto del Maule (2010). . . . .	20
2.1. Geometría de falla . . . . .	25
2.2. Tipos de fallas. . . . .	26
2.3. Geometría de falla . . . . .	27
3.1. Problema inverso. . . . .	33
3.2. Distribución de subfallas. . . . .	35
3.3. Discretización del dominio para la ecuación de Laplace. . . . .	38
3.4. Distribución de deslizamiento sintético. . . . .	41
3.5. ECM versus $\lambda$ . . . . .	43
3.6. ECM versus $\lambda$ . . . . .	46
3.7. Esquema proceso de subducción . . . . .	47
3.8. Etapas del ciclo sísmico . . . . .	48
3.9. Esquema Modelo Cosísmico . . . . .	49
3.10. Esquema Modelo Intersísmico . . . . .	51

---

3.11. Esquema para el BSM . . . . .	53
4.1. Zona de estudio. . . . .	57
4.2. Vectores de desplazamiento horizontal durante el cosismico del Maule . . . . .	59
4.3. Vectores de desplazamiento vertical durante el cosismico del Maule . . . . .	60
4.4. Vectores de desplazamiento horizontal periodo intersísmico. . . . .	61
5.1. Elección de $\lambda_1$ y $\lambda_2$ . . . . .	64
5.2. Resultados para al distribución de deslizamiento para el Terremoto del Maule. . . . .	65
5.3. Perfiles de desplazamiento vertical y horizontal en superficie. . . . .	66
5.4. Perfil de deslizamiento a lo largo de la dirección del manteo. . . . .	68
5.5. Esquema para los desplazamientos individuales del PM . . . . .	70
5.6. Desplazamientos individuales debido a cada subfalla. . . . .	71
5.7. PM directo versus datos observados . . . . .	72
5.8. PM mejor ajuste . . . . .	74
5.9. Ajuste para el BSM . . . . .	76
5.10. PM con espesor cero . . . . .	77
5.11. PM final . . . . .	78
A.1. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	87
A.2. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	88
A.3. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	89
A.4. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	90
A.5. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	91
A.6. Test de resolución para el deslizamientos sintéticos. . . . .	92

---

# Índice de cuadros

3.1. Características deslizamiento sintético. . . . .	40
3.2. Obtención de $\lambda$ . . . . .	43
3.3. Tamaño de las subfallas . . . . .	45
4.1. Cantidad y autores datos GPS. . . . .	58
5.1. Características espaciales de la ruptura para el Terremoto del Maule $M_w$ 8.8 . . . . .	63
5.2. Parámetros de inversión y ECM. . . . .	63
5.3. Parámetros para el PM directo . . . . .	71
5.4. Parámetros de prueba del PM directo para la convergencia Nazca- Sudamerica . . . . .	72
5.5. Parámetros de prueba del PM directo para la convergencia Nazca- Sudamerica . . . . .	73
B.1. Tabla de valores para el periodo cosísmico de <i>Moreno</i> . . . . .	95
B.2. Tabla de valores para el periodo cosísmico de <i>Vigny</i> . . . . .	97
B.3. Tabla de valores para el periodo intersísmico . . . . .	98

---

# Resumen

La inversión del desplazamiento sísmico es una útil herramienta para caracterizar y entender las diferentes fases del ciclo sísmico. En el presente trabajo de Habilitación Profesional, se modeló el desplazamiento sísmico mediante la inversión a la Formulación de la ecuación de Okada para el campo de deformación elástico debido a una dislocación rectangular en un semi-espacio elástico (1985) usando una amplia cantidad de mediciones GPS en el área del Terremoto del Maule [ $\sim 33.5\text{--}38^\circ\text{S}$ ] (2010) e imponiendo restricciones de suavidad y minimización para lidiar con el típico aumento de la inestabilidad dado por las matrices sobredeterminadas en problemas inversos. El gran ajuste entre el desplazamiento modelado y observado, así también como el pequeño error (ECM) sugieren un excelente método de inversión. El modelo de inversión tiene dos principales partes: (1) caracterizar la distribución de deslizamiento durante el Terremoto del Maule usando un modelo de una elástica y simple dislocación, Modelo Cosísmico, y (2) caracterizar y estudiar las zonas *creeping* y acopladas durante el periodo intersísmico en la zona de Arauco [ $\sim 37.2\text{--}38^\circ\text{S}$ ] usando un modelo de placa subductante más realista de lo que propone el *Back-slip Model (BSM)*, Modelo Intersísmico.

En mejor ajuste para el Modelo Cosísmico fue con un ángulos de manteo, rumbo y deslizamiento de  $18^\circ$ ,  $19^\circ$  y  $113^\circ$  respectivamente; con un máximo de deslizamiento de  $\sim 18$  [m]. Para el Modelo Intersísmico, se consideró un espesor para la placa elástica subductante (oceánica) y una zona de transición entre la zona trabada y la *creeping*, deslizamiento libre. Si la zona de transición no es considerada, el desplazamiento modelado es muy similar al BSM, así como también se muestra que cuando el espesor de la placa tiende a cero el modelo es idéntico al BSM, sin embargo, el ajuste mejora con una zona de transición que va desde valores de cero (placa acoplada) a valores de la velocidad de la placa de Nazca ( $\sim 6.8$  cm/año). Se encontró un 100 % de acoplamiento mediante el Modelo Intersísmico para la zona de Arauco a 35-40 km de profundidad.

Con apropiados modelos para los periodos Intersísmicos y Cosísmicos en zonas de subducción, y sus determinados esquemas de inversión para determinar importantes parámetros cinemáticos describiendo periodos de libre deslizamiento lento (*creep*) y deslizamiento (*slip*) respectivamente, se puede aprender de muchas características de proceso de acoplamiento y desacoplamiento en las zonas de subducción.

---

# Capítulo 1

## Introducción

## 1.1. La Tierra como sistema dinámico.

La teoría de las Placas Tectónicas es sumamente útil al momento de caracterizar el movimiento relativo entre las placas tectónicas. Mediante este movimiento se pueden distinguir distintos tipos de márgenes entre las placas: transformantes, divergentes y convergentes. Cada uno de estos márgenes tiene la particularidad de estar siempre en movimiento dando origen a la formación de nuevas islas, modificando la geografía a través de los años, esculpiendo cadenas de volcanes o desencadenando grandes terremotos en zonas de subducción. Aunque si viene cierto la frecuencia de grandes terremotos ( $M_w > 8$ ) no es alta en comparación a eventos sísmicos más pequeños, el peligro que pueden provocar cuando suceden podría ser catastrófico, originando grandes desastres sobre el paisaje natural y urbano. Ejemplos de estos magnos eventos son el mega terremoto de Valdivia  $M_w 9.5$  (1960) el más grande registrado mediante instrumentación sismológica, el Terremoto de Sumatra  $M_w 9.1$  (2004) el cual provocó un devastador tsunami que causó la muerte de cientos de miles de personas y más recientemente el Terremoto del Maule  $M_w 8.8$  (2010) y Terremoto de Tohoku  $M_w 9.0$  (2011). Cada uno de estos terremotos a acontecido en zonas de convergencia entre las diferentes placas, es decir, en zonas de subducción, las cuales además, son las más atractivas para poder estudiar y entender el ciclo sísmico, en particular el cosísmico, donde es imprescindible ser capaz de caracterizar las propiedades geométricas, cinemáticas y dinámicas mediante observaciones sismológicas y geodésicas para llevar a cabo este fin.



Figura 1.1: Distribución de las placas tectónicas. Se puede apreciar que los terremotos más grandes ocurren en límites convergentes o zonas de subducción.

La magnitud de un terremoto puede ser medida mediante la cantidad de energía que se libera al momento de producirse la ruptura, la cual se denominará como Momento Sísmico. Esta energía es acumulada en forma de deformación elástica producto de la convergencia entre las placas durante el transcurso del tiempo entre un terremoto y otro.

El momento sísmico está dado por  $M_o = \mu SA_r$ , donde  $\mu$  es el módulo de rigidez del material rocoso,  $S$  es el deslizamiento promedio entre las placas y  $A_r$  el área de ruptura del terremoto. La distribución de deslizamiento en el plano de falla entre las placas es bastante provechoso para caracterizar posibles zonas de gran acoplamiento entre las placas o posibles tsunamis dada la gran cantidad de deformación que se ha acumulado a través de los años debido a la convergencia. Sin embargo, la obtención directa de la distribución del deslizamiento no se puede obtener directamente de las observaciones sismológicas o geodéticas, por lo cual es esencial llevar a cabo una inversión de tal forma de ser capaz de poder formular una relación matemática que se vincule con las observaciones que están disponibles para lograr la distribución de deslizamiento en el plano de falla.

## 1.2. Trabajos previos de inversión

La caracterización de las propiedades de grandes terremotos con fines de estudiar el ciclo sísmico y las posibles zonas de mayor estrés o acople entre las placas no es una materia nueva. Es posible encontrar estas propiedades mediante la inversión a observaciones del campo cercano de deformación o velocidades en superficie dadas por observaciones GPS o InSAR, o sismología estadística con el parámetro *b-value*. Ya que cada terremoto es un conglomerado de información peculiar y debido a sus distintas propiedades físicas, geológicas o geográficas, es que se han formulado diversas técnicas y métodos que han sido implementado para obtener y estudiar las propiedades de la ruptura durante el cosísmico, de las cuales se citarán algunas a continuación mediante observaciones geodésicas y sismológicas.

### 1.2.1. Inversión de datos Sismológicos

Detalles de la fuente del terremoto, así como también geometría, orientación y distribución espacial de la cantidad de deslizamiento o momento sísmico están en gran medida disponibles en las primeras fases de un evento sísmico. *Mendoza y Hartzell (2013)* determinaron la distribución de deslizamiento por medio de una simple parametrización y rápido análisis utilizando ondas telesísmicas P. Ellos utilizaron el esquema de inversión desarrollado por *Hartzell y Heaton (1983)*. Este método permite múltiples intervalos de deslizamiento consecutivos. La parametrización de la fuente consiste en la minimización del momento sísmico y el grado de suavidad de las soluciones de deslizamiento a lo largo de la falla, donde los pesos o valores pueden ser obtenidos empíricamente desde la L-curva con la regularización de Tikhonov. La siguiente imagen muestra una de sus soluciones para el Terremoto del Este Turquía el 23 de Octubre del 2011.

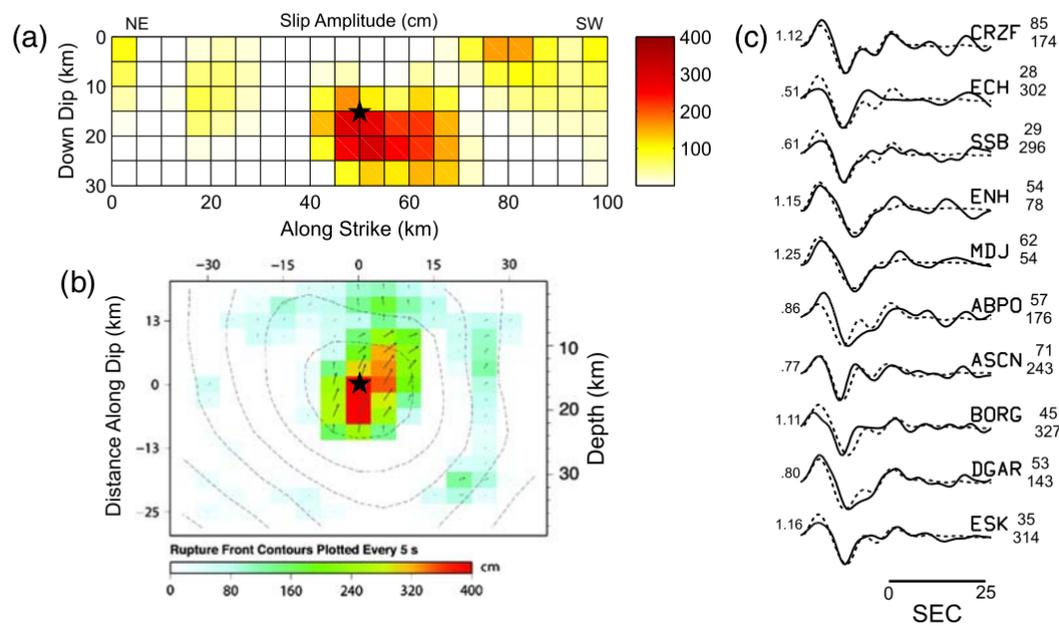


Figura 1.2: Distribución de deslizamiento de Mendoza y Hartzell (2013) para el Terremoto de Turquía (2011). a) Modelo de distribución de deslizamiento mediante Ondas Telesísmicas para el Terremoto del Este de Turquía el 23 de Octubre del 2011 usando un rumbo/manteo/ángulo de deslizamiento de  $248^{\circ}/36^{\circ}/60^{\circ}$  respectivamente. b) Solución para el modelo de distribución de deslizamiento de USGS/NEIC usando un rumbo/manteo de  $241^{\circ}/51^{\circ}$  respectivamente. c) Ajuste para las longitudes de onda del Modelo de deslizamiento obtenido con las observaciones. Línea continua representa el registro de las observaciones, línea punteada representa el registro obtenido con el modelo de inversión. El momento sísmico obtenido es de  $5.3 \times 10^{26}$  dyn cm ( $M_w$  7.1)

Otro ilustrativo trabajo es el realizado por *Benavente y Cummins (2013)*. Su trabajo es similar al de *Mendoza y Hartzell*. En su trabajo *Simple and reliable finite fault solutions for large earthquakes using the W-phase: The Maule ( $M_w=8.8$ ) and Tohoku ( $M_w=9.0$ ) earthquakes*, ellos regularizan el sistema de ecuaciones, el que está dado por el tensor de momento sísmico, mediante la obtención de los valores para los parámetros de minimización de deslizamiento y suavidad del momento sísmico utilizando *prueba y error*. La finalidad de la utilización de la fase-W es que no es sensible a las variaciones del medio, además de proveer un robusto y confiable método para la inversión de fuentes puntuales para grandes terremotos ( $M_w \geq 6.5$ ). Los resultados obtenidos fueron considerablemente aceptables y se pueden apreciar en las figuras 1.3 y 1.4.

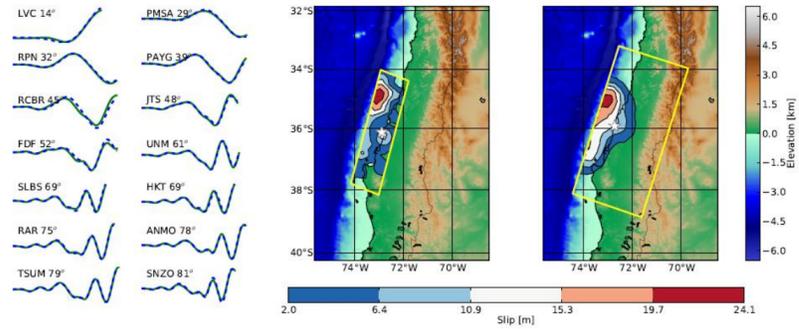


Figura 1.3: Distribución de deslizamiento de Benavente y Cummins (2013) para el Terremoto del Maule (2010). El  $M_w$  estimado fue de  $M_w 8.8$  ( $M_0 = 2.0 \cdot 10^{22} \text{Nm}$ ) y el mejor ajuste realizado es con un rumbo, manteo y ángulo de deslizamiento de  $18^\circ$ ,  $18^\circ$  y  $104^\circ$  respectivamente, arrojando un porcentaje de desajuste (norma  $L_1$ ) de un 12.5 %.

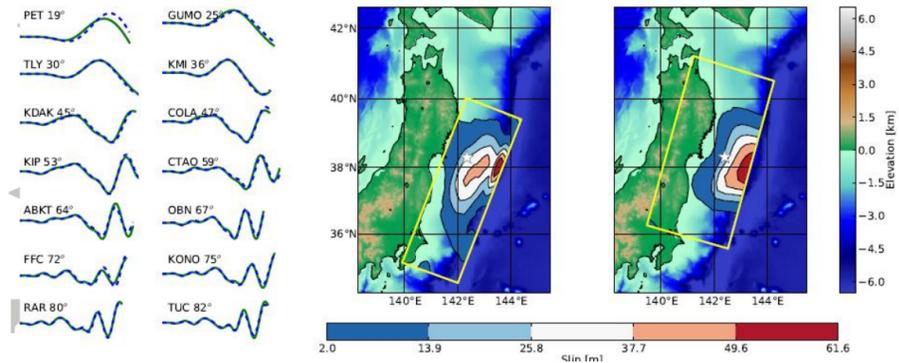


Figura 1.4: Distribución de deslizamiento de Benavente y Cummins para el Terremoto de Tohoku (2011). El  $M_w$  estimado fue de  $M_w 9.0$  ( $M_0 = 4.1 \cdot 10^{22} \text{Nm}$ ), con un ajuste óptimo de rumbo, manteo y ángulo de deslizamiento de  $196^\circ$ ,  $12^\circ$  y  $85^\circ$  respectivamente dando un desajuste porcentual de 14.7 %.

### 1.2.2. Inversión de datos Geodésicos

Al igual que en la inversión de datos sísmológicos, inversiones de datos GPS e InSAR para estudiar las propiedades de una determinada cantidad como el deslizamiento o momento sísmico durante el cosísmico hay variadas.

*Ward y Barrientos (1986)* usando mediciones geodésicas en los cambios de elevación pudieron resolver la orientación de la falla, dimensiones, forma y distribución de deslizamiento para el Terremoto de Borah Peak, Idaho 1983. Ellos utilizaron el *Método del Gradiente* con restricciones positivas (deslizamiento unidireccional). El método parece bastante bueno, sin embargo si el vector de entrada o inicial no es el adecuado, el proceso podría no converger a la solución correcta y/o tomaría demasiado tiempo en entregar una robusta solución. Además, en la práctica programar o darle condiciones de soluciones positivas al método del gradiente no es un proceso trivial.

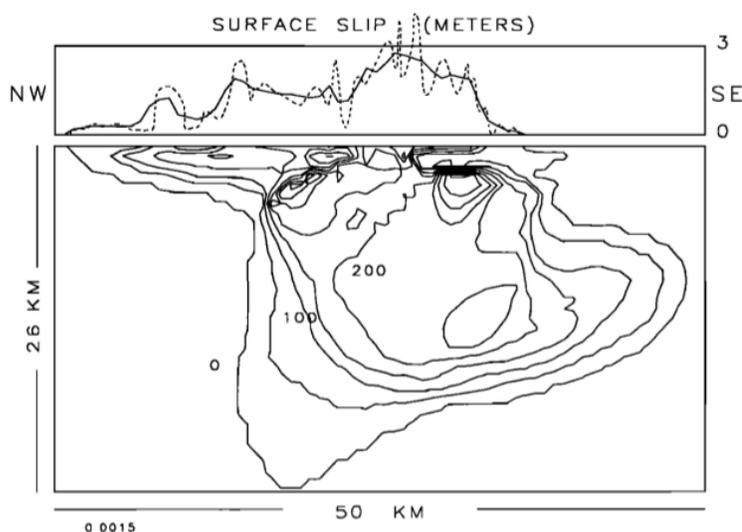


Figura 1.5: Distribución de deslizamiento de Ward y Barrientos para el Terremoto de Idaho, Borah Peak 1983. Gráfico superior indica el ajuste entre las mediciones, línea sólida representa el desplazamiento en superficie teórico y la línea punteada el desplazamiento superficial observado en una sección transversal. El gráfico inferior representa las líneas de contorno para el deslizamiento a medida que aumenta la profundidad.

Dado que uno de los últimos grandes terremotos de la historia de humanidad tuvo lugar en Chile, el Terremoto del Maule  $M_w$ 8.8 (2010) es que se han realizado diversos trabajos al respecto para caracterizar las propiedades de la ruptura, geometría falla y distribución de deslizamiento y/o momento sísmico. Los últimos dos trabajos que se exponen a continuación fueron realizados en base a la inversión de datos GPS e InSAR mediante la formulación de la ecuación de Okada para un campo de deforma-

ción debido a una dislocación en un semi-espacio elástico (1985). La mayoría de los autores coincide en que la ruptura tuvo un largo y ancho aproximado entre 500-600 km por 150 km respectivamente, una magnitud de momento geodésico de  $M_w 8,8$ , epicentro de coordenadas  $35.91^\circ\text{S}$ ,  $72.73^\circ\text{O}$  y con dos zonas de mayor concentración de deslizamiento. La primera es una gran concentración de deslizamiento al Noroeste de Constitución (al Noreste del epicentro,  $35^\circ\text{S}$ ,  $73^\circ\text{W}$ ) y el otro de menor intensidad frente la Península de Arauco ( $37.5^\circ\text{S}$ ,  $74.1^\circ\text{W}$ ) con un deslizamiento máximo entre 18-24 m.

A continuación se muestran dos buenos trabajos realizados por *Tong (2010)* y *Vigny (2011)* acerca de inversión mediante datos geodésicos.

*Tong et al. (2010)* mapeo la distribución de deslizamiento durante el cosísmico del Terremoto del Maule mediante observaciones InSAR entregadas por el Satélite ALOS y 13 GPS de campo cercano con las tres componentes (norte, este y vertical) obteniendo los siguientes resultados:

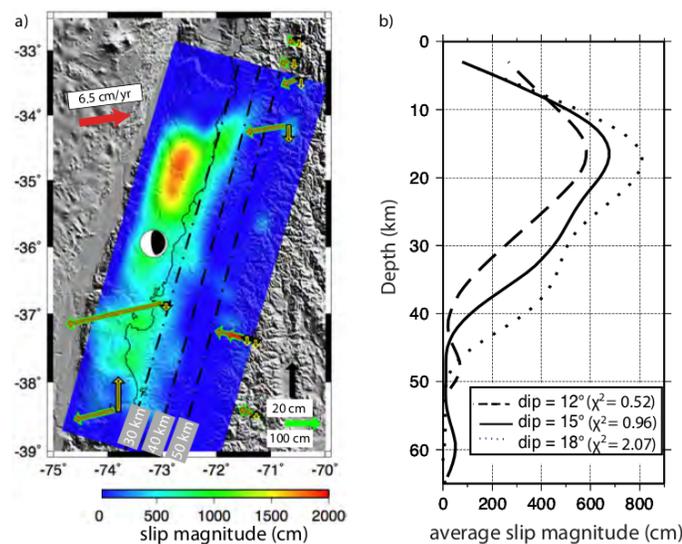


Figura 1.6: La fig. a) corresponde a la distribución de deslizamiento para el Terremoto del Maule (2010) realizada por Tong mediante observaciones GPS e InSAR. La fig. b) corresponde al deslizamiento promedio en función de la profundidad con diferentes ángulos de manteo.

Los resultados obtenidos muestran que el deslizamiento decae más o menos lineal con la profundidad, alcanzando su máximo a los 18 km y tornándose cercano a cero a profundidades entre los 43-48 km. A dicha profundidad se intersecta con la

profundidad a la que se encuentra el Moho. Además obtienen una longitud de ruptura de 600 km y el modelo de inversión sugiere que el deslizamiento es predominante en la dirección del manteo con una pequeña componente en la dirección del rumbo. *Vigny et al. (2011)* mediante el monitoreo de observaciones GPS cuantifico la distribución de deslizamiento de la falla. Sus resultados muestran que la zona de ruptura se extendió  $\sim 500$  km y un deslizamiento sobre los 15 m, con dos asperezas situadas a ambos lados del epicentro: una gran zona o *parche* de deslizamiento al noroeste del epicentro con un 62% de el momento geodético ( $1.09 \cdot 10^{22}$  Nm,  $M_w 8.62$ ) y otra hacia el sur con un 38% de la cantidad de momento geodético total. La propagación de la ruptura bilateral fue  $\sim 3.1$  km/s.

Sus resultados son expuestos en la siguiente figura:

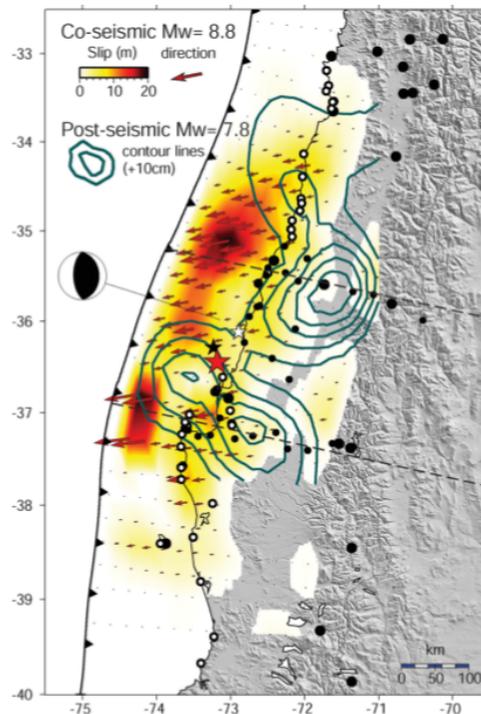


Figura 1.7: La escala corresponde entre 0-20 m de slip y las líneas azules representan al periodo post-sísmico de deslizamiento correspondiente a 12 días después del terremoto. Puntos negros son las estaciones GPS utilizados para la inversión. Además de observaciones GPS para llevar a cabo la inversión, se agregaron observaciones InSAR.

Al analizar los resultados obtenidos para el Terremoto del Maule  $M_w 8.8$  (2010) se puede ver el considerable grado de similitud entre los resultados logrados por los diversos autores, así como también las técnicas, los cuales concluyen que hay dos zonas predominante de deslizamiento, una gran zona al noroeste del epicentro y otra de

menor intensidad al suroeste del epicentro; también concluyen que los deslizamientos máximos alcanzan valores cercanos a los 20 m, donde la zona de ruptura abarca una región aproximada de 550 km de largo por 180 km de ancho y un momento sísmico  $M_w$  de 8.8.

La disponibilidad de observaciones es esencial para llevar a cabo estas inversiones, sin embargo, las ventajas y desventajas de ellas pueden facilitar el cálculo de los parámetros a obtener. Una de las mayores ventajas de las observaciones GPS sobre las observaciones sismológicas es que pueden dar una idea del campo de deformación durante el ciclo sísmico, sobre todo durante el cosísmico, no así mediante observaciones sismológicas ya que para poder estudiar el ciclo sísmico mediante sismología deben ocurrir eventos sísmicos de magnitud considerable. Sin embargo, no siempre se tiene una buena distribución de estaciones geodéticas y al ser observaciones de campo cercano, se pierde un poco de resolución para caracterizar el deslizamiento en zonas alejadas a las estaciones. Respecto de las observaciones sismológicas, su gran ventaja radica en la obtención en tiempo real de las observaciones para grandes terremotos mediante la red sismológica mundial, además de poder ser usados a pesar de corresponder a observaciones alejadas de la zona de ruptura y resolver las variaciones temporales de la ruptura.

Como se puede apreciar, cada técnica tiene sus ventajas y desventajas, donde el qué técnica ocupar estará en función de los intereses personales y/o académicos de cada persona.

## 1.3. Objetivos

La finalidad de este trabajo de Habilitación profesional es comprender el comportamiento del deslizamiento de la placa subductante durante el ciclo sísmico mediante el desarrollo de una herramienta matemática que permita una exitosa inversión geofísica para el deslizamiento sísmico, durante el intersísmico y cosísmico, con observaciones GPS. La importancia y utilidad de estudiar el deslizamiento sísmico es que se pueden obtener diversos parámetros que controlan el proceso de acoplamiento durante la etapa intersísmica y distribución de deslizamiento durante la etapa cosísmica, con una aplicación directa sobre el riesgo sísmico y tsunamigénico. Es por lo anterior que los objetivos a realizar los podemos dividir en dos secciones.

### 1.3.1. Objetivos generales

Comprender el comportamiento de la placa subductante durante el ciclo sísmico, donde se considerará la etapa intersísmica y cosísmica, mediante la preparación de una inversión geofísica con métodos matemáticos para obtener dichos parámetros.

### 1.3.2. Objetivos específicos

Producto de la inversión para el deslizamiento sísmico, surgen tres medulares interrogantes a contestar, las cuales se transforman en tres importantes objetivos a la vez.

- Encontrar y analizar los parámetros que caracterizaron la ruptura del mega evento tales como la geometría de la falla, las dimensiones de la zona de ruptura y la distribución de deslizamiento o momento sísmico, donde el evento seleccionado fue el Terremoto del Maule (2010).
- Realizar el proceso de inversión para modelar el desplazamiento intersísmico mediante un modelo más realista que el propuesto por el BSM para una sección transversal perpendicular a la fosa, en la región de la Península de Arauco ( $\sim 37^{\circ}$ – $38^{\circ}$  S).
- Comparar y discutir los resultados obtenidos mediante esta técnica de inversión aplicada al periodo cosísmico e intersísmico.

## 1.4. Hipótesis

Las observaciones geodésicas aportan valiosa información sobre los diversos procesos en zonas de subducción. Este punto puede ser desglosado en dos partes. Habrá una primera parte en la cual se llevará a cabo el proceso de inversión. La segunda parte, y la más importante, es modelar el desplazamiento cosísmico para el Terremoto del Maule y el desplazamiento intersísmico en la región de la Península de Arauco (zona de subducción).

Por cada de estas partes tenemos las siguientes hipótesis:

- Las técnicas de regularización sistemas de ecuaciones para llevar a cabo inversiones geofísicas son sumamente utilizadas para encontrar diversos parámetros durante los terremotos. Mediante ésto se podrán encontrar y discutir diversos parámetros asociados a los procesos de subducción.
- El periodo cosísmico puede ser modelado mediante una dislocación simple y elástica para obtener diversos detalles.
- ¿Es el BSM un buen método para estudiar el desplazamiento intersísmico?

Para comprender el periodo intersísmico, es necesario considerar una convergencia constante y lenta entre las placas, donde una forma físicamente aceptable y natural, en base a la Teoría de Tectónica de Placas, es mediante la placa subductante, generando también un aporte sobre el desplazamiento superficial debido a la interface placa oceánica-manto, no así como el propuesto por el BSM.

---

## Capítulo 2

### Geometría de falla y ecuación de Okada (1985)

## 2.1. Geometría de falla y sistema de referencia

Previo al análisis de la inversión en sí, es necesario elegir un marco de referencia para discretizar la falla geológica y describir la ecuación analítica que será usada para llevar a cabo la inversión con el fin de obtener la distribución de deslizamiento en el plano de falla. La formulación de la ecuación matemática que se utilizará para resolver el objetivo de esta Habilitación Profesional será la ecuación de Okada para una dislocación rectangular en un semi-espacio elástico propuesta en 1985.

Es necesario explicar los términos que caracterizan la falla, tales como los ángulos que componen la geometría, así como también las distintas fallas que se forman producto de la interacción entre las placas.

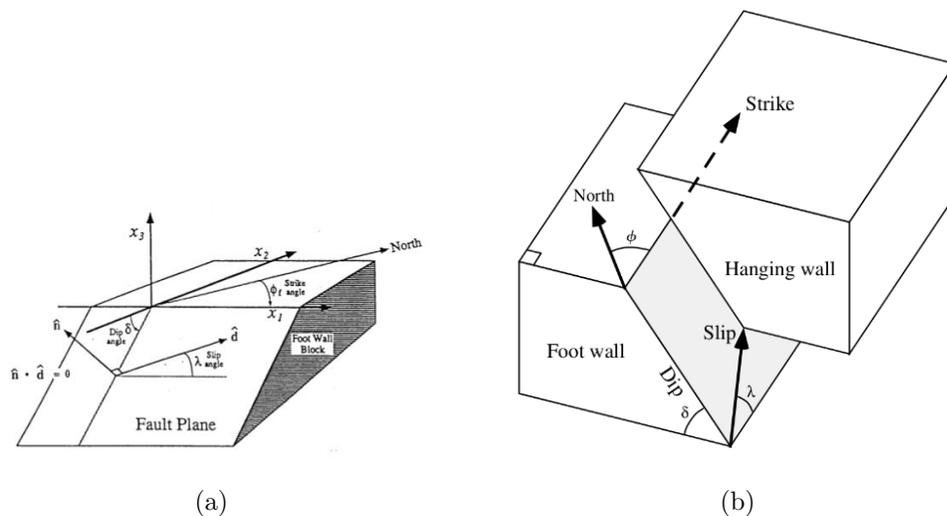


Figura 2.1: Geometría de falla. El sistema de coordenadas se orienta con respecto a la falla, de manera que  $x_1$  esté a lo largo del rumbo,  $x_2$  esté perpendicular al rumbo y  $x_3$  esté en la componente vertical. El plano de falla separa el bloque piso respecto del bloque techo.

La figura 2.1 muestra los ángulos que componen y definen la geometría de la falla, donde se pueden identificar los siguientes elementos:

- $\hat{n}$ , vector normal al plano de falla.
- $\hat{d}$ , vector de deslizamiento del bloque superior o (bloque techo) con respecto al bloque de inferior o (bloque piso).
- $\phi$ , rumbo de la falla el cual se mide en sentido horario desde el Norte (0-360°).

- $\delta$ , buzamiento o manteo de la falla. Notar que varía entre  $0$  y  $90^\circ$  a lo largo del eje- $x_2$ .
- $\lambda$ , ángulo de deslizamiento o *rake* del bloque techo respecto del bloque piso, el cual se encuentra entre el eje- $x_1$  y  $\hat{d}$  en el plano de falla. Toma valores entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$ .

Dependiente del valor que adquiera el ángulo de deslizamiento  $\lambda$ , el cual varía entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$ , es que se pueden identificar cuatro tipos básicas de fallas geológicas las que están dadas por la siguiente figura.

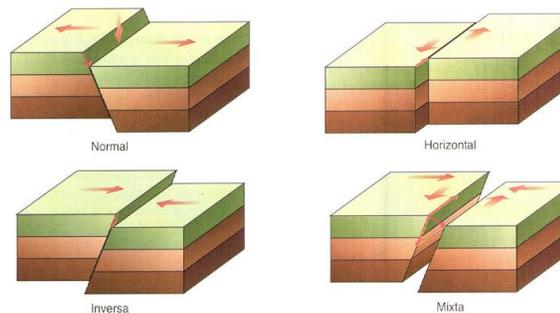


Figura 2.2: Tipos de fallas. El ángulo de deslizamiento puede variar entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$ .

- (1) Falla de desgarre o deslizamiento a lo largo del rumbo - los dos lados de la falla se mueven horizontalmente, uno con respecto al otro; cuando  $\lambda = 0^\circ$  el movimiento se llama lateral-izquierdo porque si estamos en un lado de la falla, el otro lado mueve hacia la izquierda; si  $\lambda = 180^\circ$  el movimiento es lateral-derecho.
- (2) Falla normal - el bloque de techo se desliza hacia abajo con  $\lambda = 270^\circ$ .
- (3) Falla inversa - el bloque de techo se desliza hacia arriba con  $\lambda = 90^\circ$ .
- (4) Falla mixta - el bloque de techo se desliza hacia arriba o hacia abajo, pero también con una componente a lo largo del rumbo, a diferencia de las fallas anteriores que solamente tienen movimiento en la componente del manteo o rumbo.

En base a la geometría descrita anteriormente, la formulación para la *Ecuación de Okada* (la cual analizaremos en la sección 2.2) estará regida por la siguiente geometría:

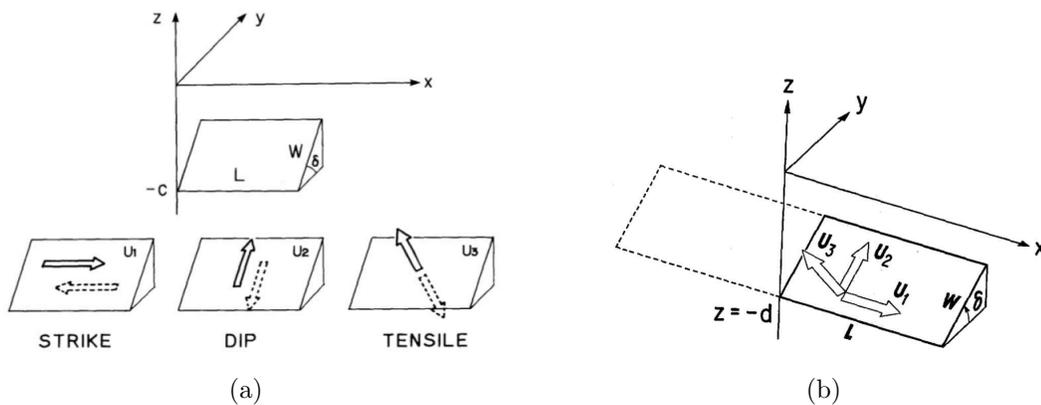


Figura 2.3: Geomtría de falla.

Se consideró un sistema de coordenadas cartesianas, donde se pueden destacar los siguientes conceptos:

- El medio elástico ocupa la región de  $z \leq 0$ .
- El *eje-x* es tomado paralelo a la dirección de *rumbo* en la falla.
- $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$  definen las componentes para un dislocación arbitraria y que correspondena a las componentes del deslizamiento a lo largo del rumbo, manteo y tensión.
- Cada vector representa el movimiento del bloque techo relativo al bloque piso.
- $L$  y  $W$  corresponden al largo y ancho de la falla respectivamente, a una profundidad  $z=-d$  y con un ángulo de manteo  $\delta$ .

## 2.2. Ecuación de deformación en superficie debido a una dislocación rectangular en un semi-espacio elástico, Okada 1985

La técnica de inversión desarrollada en este trabajo es formulada en base a la ecuación de deformación en la superficie que crea Yoshimitsu Okada (*Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, 1985*) para una falla finita y rectangular.

El campo de deformación en superficie está dado por las componentes del deslizamiento con componentes en la dirección del mateo y la componente en la dirección del rumbo. Luego el campo de deformación para una falla finita rectangular de largo  $L$  y ancho  $W$  está dada por las siguientes expresiones analíticas:

Para el desplazamiento con deslizamiento en la dirección del rumbo ( $S_1$ ),

$$\left. \begin{aligned} u_x &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right] \\ u_y &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \cos \delta}{R+\eta} + I_2 \sin \delta \right] \\ u_z &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

Para el desplazamiento con deslizamiento en la dirección del manteo ( $S_2$ ),

$$\left. \begin{aligned} u_x &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_y &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_z &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

Donde

$$\left. \begin{aligned}
 I_1 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[ \frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{(R + \tilde{d})} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\
 I_2 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \\
 I_3 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[ \frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{(R + \tilde{d})} - \ln(R + \eta) \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\
 I_4 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{-1}{\cos \delta} \left[ \ln(R + \tilde{d} - \sin \delta \ln(R + \eta)) \right] \\
 I_5 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta}
 \end{aligned} \right\} \quad (2.3)$$

y

$$\left. \begin{aligned}
 p &= y \cos \delta + d \sin \delta \\
 q &= y \sin \delta - d \cos \delta \\
 \tilde{y} &= \eta \cos \delta + q \sin \delta \\
 \tilde{d} &= \eta \sin \delta - q \cos \delta \\
 R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\
 X^2 &= \xi^2 + q^2
 \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

Como se desea obtener la distribución de deslizamiento (además para simplificar terminos de las ecuaciones (2.1) y (2.2)) será útil escribir el deslizamiento en la falla en términos de sus componentes en la dirección del rumbo ( $S_1$ ) y manteo ( $S_2$ ), de tal forma de escribir el vector deslizamiento como:  $S(S_1, S_2)$ ,

$$\left. \begin{aligned}
 S_1 &= S \cos \lambda \\
 S_2 &= S \sin \lambda
 \end{aligned} \right\} \quad (2.5)$$

Con  $\lambda$  ángulo de deslizamiento de la dislocación o rake.

Luego, reemplazando la ecuación (2.5) en las ecuaciones (2.1) y (2.2), el vector de deslizamiento se puede representar mediante el campo de desplazamiento en función del vector deslizamiento ( $S(S_1, S_2)$ ). También se pueden escribir las ecuaciones (2.1) y (2.2) en términos de dos funciones; una asociada al vector de deslizamiento y la otra relacionada con la caracterización de la falla, es decir, la posición de las

observaciones y geometría de la falla, la cual, dicho sea de paso, muchas veces es posible encontrar en diversos catálogos sismológicos, obteniendo entonces la ecuación de desplazamiento en superficie de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} u(x, y, z) &= -A^{strike}(x, y, z, W, L, dip)S^{strike} - A^{dip}(x, y, z, W, L, dip)S^{dip} \\ u(x, y, z) &= -A^{strike}(x, y, z, W, L, dip)S \cos \lambda - A^{dip}(x, y, z, W, L, dip)S \sin \lambda \end{aligned}$$

Entonces,

$$u(x, y, z) = A(x, y, z, W, L, dip, rake)S(S_1, S_2) \quad \} \quad (2.6)$$

La ecuación (2.6) representa el campo de desplazamiento producto de una dislocación con un vector de deslizamiento  $S(S_1, S_2)$  con un ángulo de deslizamiento  $\lambda$ , una geometría de falla de largo  $L$ , ancho  $W$ , ángulo de manto  $\delta$  a una profundidad  $z=-d$  y posición de las observaciones  $(x, y)$ . Esta ecuación es a la cual se le aplicará el método inversión para con la finalidad de obtener la distribución de deslizamiento en la falla.

Cabe mencionar que las dimensiones de cada uno de los términos en la ecuación (2.6) son las siguientes:

$$\mathbf{A}_{(M \times N)} \cdot \mathbf{S}_{(N \times 1)} = \mathbf{u}_{(M \times 1)}$$

Donde  $M$  representa la cantidad de observaciones,  $N$  la cantidad de parámetros a obtener,  $u$  es el vector de observaciones de dimensiones  $M \times 1$ ,  $A$  corresponde a la matriz que caracteriza a la falla de dimensiones  $M \times N$  y  $S$  representa el vector con los parámetros a obtener (deslizamiento en nuestro caso) mediante la inversión de dimensiones  $N \times 1$ .

---

## Capítulo 3

# Metodología de inversión

### 3.1. Teoría de inversión

La teoría de inversión es una herramienta matemática la cuál nos permite analizar e interpretar de forma indirecta las mediciones científicas. Esta herramienta es muy utilizada en bastas áreas de la ciencia. Por ejemplo, los sismólogos desean encontrar y analizar la estructura y composición interna de la Tierra, sin embargo ellos no pueden acceder personalmente a grandes profundidades para obtener mediciones pero ellos pueden tener una idea indirecta de estas materias de estudios mediante los registros en sismómetros producto de las vibraciones de la Tierra; así también la sismología de exploración necesita encontrar yacimientos mineros a profundidades someras en la Tierra, asimismo se puede realizar indirectamente mediante los distintos tipos de mediciones que otorgan los métodos gravimétricos, magnéticos, sísmicos, etc; o obtener características de la falla como la geometría, posición y distribución de deslizamiento en grandes terremotos a partir de mediciones en la superficie de la Tierra tales como datos GPS (Global Positioning System) o InSAR (Interferometry Synthetic Aperture Radar). En cualquiera de los ejemplos anteriores existen tres importantes aspectos: se necesita saber una cierta cantidad pero no se puede medir directamente o *in situ*, es posible que haya otro set de datos de mediciones ya hechas, y existe una relación matemática que podría enlazar y con la cuál se podría mapear el objetivo. Sin embargo el problema radica en que el mapeo generalmente no es perfecto debido al error que poseen las mediciones, debido a esto es indispensable estimar la cantidad de error, desajuste o incerteza y el límite de resolución necesaria para la cantidad que nosotros deseamos estimar con la finalidad de comprender el comportamiento de la relación matemática con las observaciones.

Con el fin de realizar un análisis detallado de la inversión, se definirán algunos términos útiles que competen al momento de para llevar a cabo la inversión.

Cómo ya se dijo, la teoría de problemas inversos o simplemente problemas inversos es una relación matemática que se relaciona la cantidad de mediciones (a lo cuál se llamará **observaciones**) o **datos** con alguna cantidad real que se desea saber (lo que se denominará **modelo**).

En problemas inversos en geofísica, el **modelo** es un término para una cantidad a ser estimada, no la relación matemática en sí. La relación matemática es llamada **problema directo**. Estas palabras serán sumamente utilizadas en adelante. De forma general, el problema directo está dado por la relación de la forma  $datos = funcion(modelo)$ ,

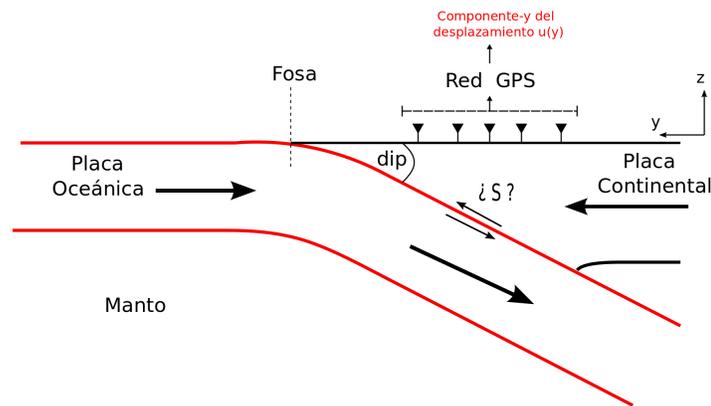


Figura 3.1: Problema inverso. Las observaciones en superficie están relacionados en el comportamiento del deslizamiento,  $S$ , de la placa subductante, este y otros parámetros puede ser obtenido mediante la correcta inversión geofísica.

de modo que si nosotros ya tenemos el modelo podemos calcular los datos. Sin embargo ocurre lo contrario, es decir, se tiene una relación matemática y datos, pero no así el modelo, entonces lo que realmente se necesita es una relación de la forma  $\text{modelo} = \text{funcion}^{-1}(\text{datos})$ . Desde esta última relación para el modelo y a partir de el problema directo, es la a cuál se llamará **problema inverso**.

Llevar a cabo la inversión en sí no es difícil, es decir, resolver el problema matemático. Desafortunadamente proceder a una buena inversión que sea consistente con el problema físico y poder realizar de forma correcta un mapeo, gráfico, perfil, etc de los resultados obtenidos por el problema inverso no es trivial, ya que como se dijo anteriormente, el problema es esto es la cantidad de error en las observaciones.

El modelo será estimado a partir del problema inverso con las observaciones y así se puede clarificar el siguiente término para la estimación de las diferentes clases de modelos y los diferentes nombres que reciben.

**Estimación de Parámetros** es la estimación de un número finito de parámetros discretos en el modelo desde el set de datos, esto podría ser desde un par de parámetros a cientos de parámetros.

El problema inverso posee un sin fin de problemas debido a que no existe un balance entre la resolución de las funciones que regulan el problema y la bondad del ajuste de el error en los datos, lo que se puede solucionar mediante un proceso llamado **Regularización**.

## 3.2. Regularización del sistema

Cabe recordar que el sistema de ecuaciones estará dado por la ecuación (2.6) la cuál está dada por:

$$A(x, y, z, W, L, dip, rake) \cdot S(S_1, S_2) = u(x, y, z)$$

$$\mathbf{A} \cdot \mathbf{S} = \mathbf{u}$$

Existen dos tipos de errores asociados a los datos:

- 1) Error sistemático. Este tipo de error corresponde al que se producen en todas las observaciones de una determinada magnitud. Es producido por algún desperfecto o falla del instrumento en el proceso de medición o el mal procesamiento de las observaciones por parte del operador.
- 2) Error aleatorio o casual. A diferencia del error sistemático es aquel error inevitable que se produce por eventos únicos imposibles de controlar durante el proceso de medición. Éstos errores se muestran al azar y se estudian mediante diversas técnicas estadísticas.

Si las obseraciones (dadas por el vector  $\mathbf{u}$ ) no tuvieran error, la regularización no sería necesaria ya que en teoría el modelo (vector  $\mathbf{S}$ ) sería consistente con los datos desde el punto de vista matemático. Sin embargo esto no es así, ya que los datos siempre poseen errores aleatorios y/o sistemáticos.

La solución para ésto es regularizar el sistema de ecuaciones mediante distintos métodos que de alguna u otra forma, además de resolver el problema matemático, también resuelven el problema desde el punto de vista físico, ya que otorgan una medida de la cantidad de error que poseen las observaciones, con la cuál se puede aminorar el error y realizar un balance entre las funciones que regulan el problema inverso y la bondad de ajuste del error en las observaciones.

El problema inverso será resuelto de forma similar al trabajo realizado por *Benavente y Cummins (2013)*. Sin embargo la diferencia radica en el tipo de datos: datos GPS y la función a ocupar (Ecuación de deformación de Okada (1985) para una falla finita debido a una dislocación rectangular en un semi-espacio elástica).

Se sabe que es el deslizamiento no es uniforme en el plano de falla por diversos factores entre ellos las irregularidades del plano de falla o ciertas porosidades, acumulación de fluidos y sedimentos en mayor proporción en los primeros 10 km y las

diferentes zonas de mayor estrés entre las placas. Por esto es necesario dividir el plano de falla (con un largo y ancho total de  $L$  y  $W$ , respectivamente) en subfallas para examinar cómo se comporta cada punto de la falla, a la cual denominaremos grilla y estará compuesta con  $n \times m$  subfallas o  $n \times m$  parámetros (deslizamientos) a obtener. Entonces cada subfalla tendrá un tamaño de  $\frac{L}{n} = l$  y  $\frac{W}{m} = w$  dimensiones. Las subfallas irán situando en cada espacio de la grilla comenzando a una profundidad  $d$  y  $x=y=0$ , a lo largo del eje- $x$  o largo  $L$ . Para una mejor visualización de la distribución de subfallas sobre la grilla ponemos como ejemplo un sistema de 3 subfallas a lo largo ( $3l$ ) y subfallas a lo ancho ( $3w$ ), es decir, un total de 9 subfallas.

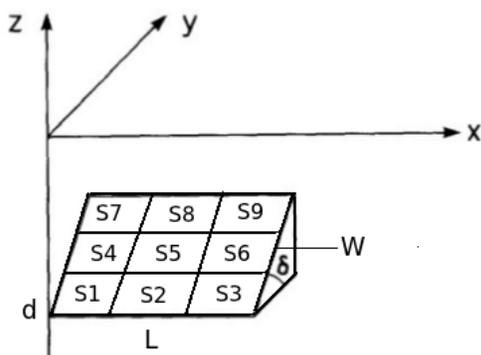


Figura 3.2: Distribución de subfallas para grilla dimensiones  $3lx3w$  en el plano de falla.

Notar que las subfallas  $S_7$ ,  $S_8$  y  $S_9$  son las fallas más superficiales y las que están en contacto con la fosa o la interface en superficie entre las placas.

Para regularizar el sistema de ecuaciones propuesto por la ecuación (2.6), es decir, el sistema de ecuaciones  $\mathbf{A} \cdot \mathbf{S} = \mathbf{u}$ , se parametrizará por las siguientes funciones: (1) deslizamiento nulo en la fosa, (2) minimizar la cantidad de deslizamiento y (3) suavizar deslizamiento. Entonces el sistema de ecuaciones regularizado estará dado por la ecuación (2.6) más las funciones que regularizan el sistema.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A}_{(M \times N)} \\ \mathbf{G}_{(1 \times N)} \\ \lambda_1 \mathbf{I}_{(N \times N)} \\ \lambda_2 \mathbf{F}_{(N \times N)} \end{bmatrix} \mathbf{S}_{(N \times 1)} = \begin{bmatrix} \mathbf{u}_{(M \times 1)} \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0}_{(N \times 1)} \\ \mathbf{0}_{(N \times 1)} \end{bmatrix} \quad (3.1)$$

Donde,

- $\mathbf{u}$  vector de dimensiones  $M \times 1$  con las observaciones, con  $M$  cantidad de observaciones.
- $\mathbf{0}$  vector de ceros con dimensiones  $N \times 1$ , con  $N$  parámetros a invertir.
- $\mathbf{A}$  matriz sintética con la caracterización de la falla de dimensiones  $M \times N$ .
- $\mathbf{G}$  corresponde a un vector de dimensiones  $1 \times N$ . Este vector está asociado a la restricción del modelo con deslizamiento nulo en la fosa.
- $\mathbf{I}$  matriz identidad de dimensiones  $N \times N$ .
- $\lambda_1$  escalar que regula la minimización del deslizamiento que aporta cada subfalla.
- $\mathbf{F}$  matriz operador laplaciano de diferencias finitas en 2-D aplicada a cada subfalla.
- $\lambda_2$  escalar que restringe la condición de suavidad.
- $\mathbf{S}$  vector con los parámetros a encontrar (deslizamiento) de dimensiones  $N \times 1$ .

Sobre el sistema de ecuaciones regularizado propuesto por la ecuación (3.1), se aplicará la restricción de *deslizamiento Unidireccional*. El objetivo de darle unidireccionalidad al deslizamiento corresponde a que para un mismo punto sobre la interface entre las placas no pueden haber dos direcciones. Esto es debido a que el bloque superior de nuestro sistema de fallas se mueve, en un punto, solamente para una sola dirección. Ésto además contribuye a buscar una solución realista y despreciar aquellas soluciones que volverían inconsistente el sistema de placas.

En general programar unidireccionalidad de un parámetro se torna un tanto difícil. En este trabajo ésto fue resuelto mediante una función ya programa en el lenguaje de programación *MatLab* llamada: *lsqnonneg*. Esta función resuelve sistemas de ecuaciones lineales mediante el método de *Mínimos cuadrados* con la restricción de que todas las soluciones sean “positivas”.

### 3.2.1. Deslizamiento nulo en la fosa

En el punto más superficial, en teoría según el modelo y la geometría de falla, el deslizamiento será nulo. La forma matricial estará dada de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} 0_1 & 0_2 & \cdots & 0_{N-n} & 1_{N-n+1} & 1_{N-n+2} & \cdots & 1_N \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_N \end{bmatrix} = 0$$

Donde  $N$  corresponde a la cantidad total de subfallas asociada a cada parámetro a invertir. Notar que por nuestro sistema de posición de las fallas, la última cantidad de subfallas a los largo  $n$  será la que esté en contacto con la fosa.

### 3.2.2. Minimización del deslizamiento

Restringir el sistema de ecuaciones dados por la ecuación (2.6) implica forzarlo a que el deslizamiento no aumente desmesuradamente en ciertas zonas o subfallas restringiendo al deslizamiento a crecer sólomente si es necesario para ajustar las obvervaciones.

La minimización del deslizamiento puede ser facilmente agregada al sistema de ecuaciones (2.6) mediante una matriz identidad  $\mathbf{I}$  y un escalar  $\lambda_1$  que regula la cantidad de minimización que requiere el proceso de inversión para ajustar correctamente las

observaciones. Entonces la minimización estará dada por:

$$\lambda_1 \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix}_{NxN} \cdot \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_N \end{bmatrix}_{Nx1} = \begin{bmatrix} 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}_{Nx1}$$

Por ejemplo si tomamos la primera fila la cual está dada por  $\lambda_1 S_1 = 0$ , es decir, buscamos que el deslizamiento individual en cada subfalla sea cero ( $\lambda_1 S_i = 0$  con  $i=1..N$ ). Sin embargo y como además estamos requiriendo que se cumplan todas las demás ecuaciones del sistema (ecuación (3.1)) uno esperaría que  $S_1$  sea cero sí y sólo sí no aumenta mucho el valor del error dado por  $\| A \cdot S - u \|$ .

### 3.2.3. Condición de suavidad para el deslizamiento.

Incluir condiciones de suavidad para regularizar el sistema de ecuaciones implica obligar a generar subfallas con deslizamientos “similares” y con ello hacer que las soluciones sean más “suaves” o que sus valores no cambien abruptamente entre fallas vecinas. Es necesario saber cómo se comporta cada subfalla de la grilla en relación a una subfalla central, donde las subfallas adyacentes tendrán deslizamientos “similares”. Esto lo podemos llevar a cabo mediante una matriz suavizadora  $\mathbf{F}$  dada por el laplaciano de diferencias finitas en 2-D representa cuánto deslizamiento aporta cada y un escalar dado por  $\lambda_2$  el cuál regula qué tan suave son las soluciones.

El operador laplaciano y la condición de suavidad estarán dadas por las siguientes expresiones:

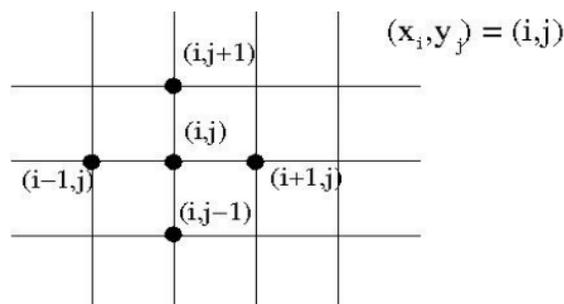


Figura 3.3: Discretización del dominio para la ecuación de Laplace.

El Laplaciano para diferencias finitas en 2-D estará dado por:

$$\nabla^2 S_{i,j} = \frac{S_{i+1,j} + S_{i-1,j} + S_{i,j+1} + S_{i,j-1} - 4S_{i,j}}{h^2} \quad (3.2)$$

Donde  $i$  es el número de subfallas a lo ancho  $w$ ,  $j$  es el número de subfallas a lo largo  $l$  y  $h=2$  ya que corresponde a la ecuación de Laplace en 2-D.

La ecuación (3.2) es la clave para crear la matriz  $\mathbf{F}$ . Si tomamos como ejemplo un sistema con 9 subfallas (3 de ancho por 3 de largo) la matriz  $\mathbf{F}$  estará dada por:

$$\lambda_2 \mathbf{F}_{9 \times 9} \cdot \mathbf{S}_{9 \times 1} = \mathbf{0}$$

$$\lambda_2 \begin{bmatrix} -1 & 0,25 & 0 & 0,25 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0,25 & -1 & 0,25 & 0 & 0,25 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0,25 & -1 & 0 & 0 & 0,25 & 0 & 0 & 0 \\ 0,25 & 0 & 0 & -1 & 0,25 & 0 & 0,25 & 0 & 0 \\ 0 & 0,25 & 0 & 0,25 & -1 & 0,25 & 0 & 0,25 & 0 \\ 0 & 0 & 0,25 & 0 & 0,25 & -1 & 0 & 0 & 0,25 \\ 0 & 0 & 0 & 0,25 & 0 & 0 & -1 & 0,25 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0,25 & 0 & 0,25 & -1 & 0,25 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0,25 & 0 & 0,25 & -1 \end{bmatrix}_{9 \times 9} \cdot \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_9 \end{bmatrix}_{9 \times 1} = \begin{bmatrix} 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}_{9 \times 1}$$

Para analizar como se comporta la condición de suavidad se escogerá la primera fila del sistema de suavidad (lo cuál es análogo para cada fila) que está dado por  $\lambda_2(-1S_1+0.25S_2+0.25S_4)=0$ . Se puede apreciar que la la primera subfalla con deslizamiento  $S_1$  tendrá como subfallas adyacentes a las subfallas cuyos deslizamientos serán  $S_2$  y  $S_4$ , donde el proceso de suavidad analizará el valor de las subfallas adyacentes  $S_2$  y  $S_4$  en función de una subfalla central  $S_1$ . Este sistema de ecuación se cumple sí y sólo sí  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_4$  son ceros. sin embargo, al igual que para el caso de minimización del deslizamiento para que se cumplan todas las demás ecuaciones del sistema (ecuación (3.1)) uno esperaría que  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_4$  sean sólo cero sí y sólo sí no aumenta mucho el valor del desajuste entre el valor calculado mediante el modelo y el valor observado.

### 3.3. Inversión

Ahora que el sistema está regularizado, podemos llevar a cabo la inversión para el desplazamiento sísmico mediante observaciones GPS. En necesario explicar el mecanismo para la obtención de los parámetros  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  que regulan la cantidad de minimización y suavidad, respectivamente y junto con ello los principales problemas asociados al modelo de inversión que restringen la resolución y provocan diversos errores.

Para poder cumplir el anterior objetivo, se generará un deslizamiento sintético para obtener un desplazamiento sintético. A este deslizamiento sintético se le agregará un error aleatorio con el fin de poder simular lo que ocurre en la realidad con las observaciones y sus incertezas. Junto con ello se podrá crear un “Tablero de Ajedrez”, es decir, una grilla de  $n \times m$  dimensiones donde a cada espacio de la grilla se le asignará un valor deslizamiento determinado con el objetivo de poder obtener el deslizamiento sintético.

El “Tablero de Ajedrez” simulará una falla con las siguientes características de ruptura:

Largo L [km]	Ancho W [km]	prof. d [km]	rake $\lambda$ [°]	dip $\delta$ [°]	n	m
600	194.2	60	45	18	10	10

Cuadro 3.1: Características deslizamiento sintético.

Generando la siguiente distribución sintética de deslizamiento sin error aleatorio.

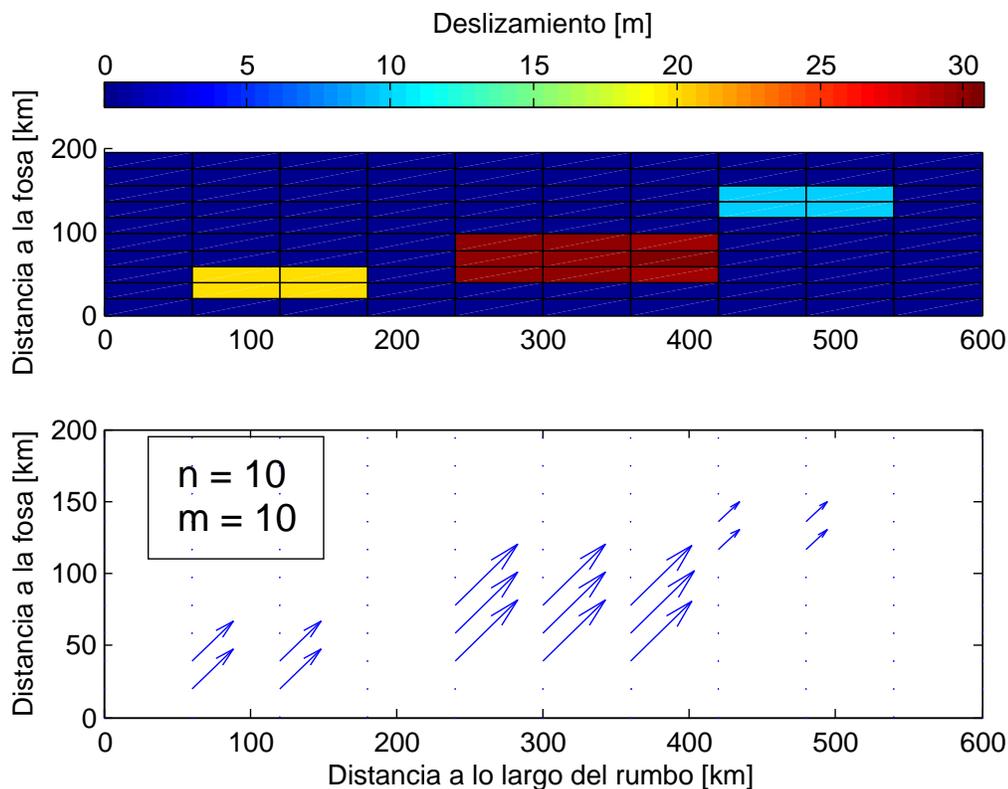


Figura 3.4: Distribución de deslizamiento sintético para generar el Tablero de Ajedrez.

Este deslizamiento provoca un campo de desplazamiento en superficie el cuál simulará a las observaciones GPS con las cuales se llevará a cabo la inversión. Dado que en la realidad toda observación posee un grado de ruido es que a cada una de las observaciones se le aplico un error aleatorio y con ello poder estudiar el comportamiento de las distintas funciones y escalares que regularizan el sistema de ecuaciones (2.6). Las observaciones sintéticas fueron sometidas a diversas pruebas para definir los diversos parámetros que ajustan en menor medida (RMS más pequeño) tales cómo los valores para cada  $\lambda$  y el tamaño y forma óptimo para cada subfallas. Ésto tópicos se analizarán en mejor medida en las siguientes secciones.

### 3.3.1. Obteniendo $\lambda$

El método escogido para obtener  $\lambda$  ( $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ ) es mediante “Prueba y error”, esto es, ir provando diversos valores para  $\lambda$  hasta que el error sea el menor posible. Se puede apreciar que luego de diversos valores para  $\lambda$  hay un valor crítico a partir del cuál el error comienza a ascender. El error mediante el cuál se analizará la medida

de desajuste será el *Error Cuadrático Medio (ECM)* y está dado por:

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k e_i^2}{M}}$$

con

$$e_i = u_i^{obs} - u_i^{mod}$$

Esto es,  $e_i$  representa el desajuste que existe entre el desplazamiento medido mediante las observaciones y el desplazamiento obtenido mediante el modelo de inversión, y  $M$  representa la cantidad total de observaciones.

Para poder obtener cada  $\lambda$ , asumiremos que el tamaño y forma de las fallas es despreciable. Es por esto que se considerará un sistema de  $n = m = 20$  subfallas, es decir, subfallas de dimensiones  $30 \times 9.71$  km ( $l \times w$ ) donde se puede apreciar que al hacer variar  $\lambda_1$  y dejar fijo  $\lambda_2$ , y viceversa, llega un punto crítico en donde el error comienza a aumentar.

Las siguientes y gráficos visualizan en mayor medida lo anteriormente dicho.

$\lambda_1$ : minimización	ECM [m]	$\lambda_2$ : suavidad	ECM [m]
0	0.000811	0	0.000851
1e-8	0.000812	1e-8	0.000851
1e-7	0.000812	1e-7	0.000851
1e-6	0.000812	1e-6	0.000851
1e-5	0.000813	1e-5	0.000851
1e-4	0.000851	1e-4	0.000858
1e-3	0.001859	1e-3	0.001218
1e-2	0.031270	1e-2	0.008740
1e-1	0.499590	1e-1	0.068761

Cuadro 3.2: Obtención de  $\lambda$  ( $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ ). Para el caso de  $\lambda_1$  se dejó constante a  $\lambda_2 = 1e-5$  y para obtener  $\lambda_2$ ,  $\lambda_2$  como el valor de  $1e-4$  invariable.

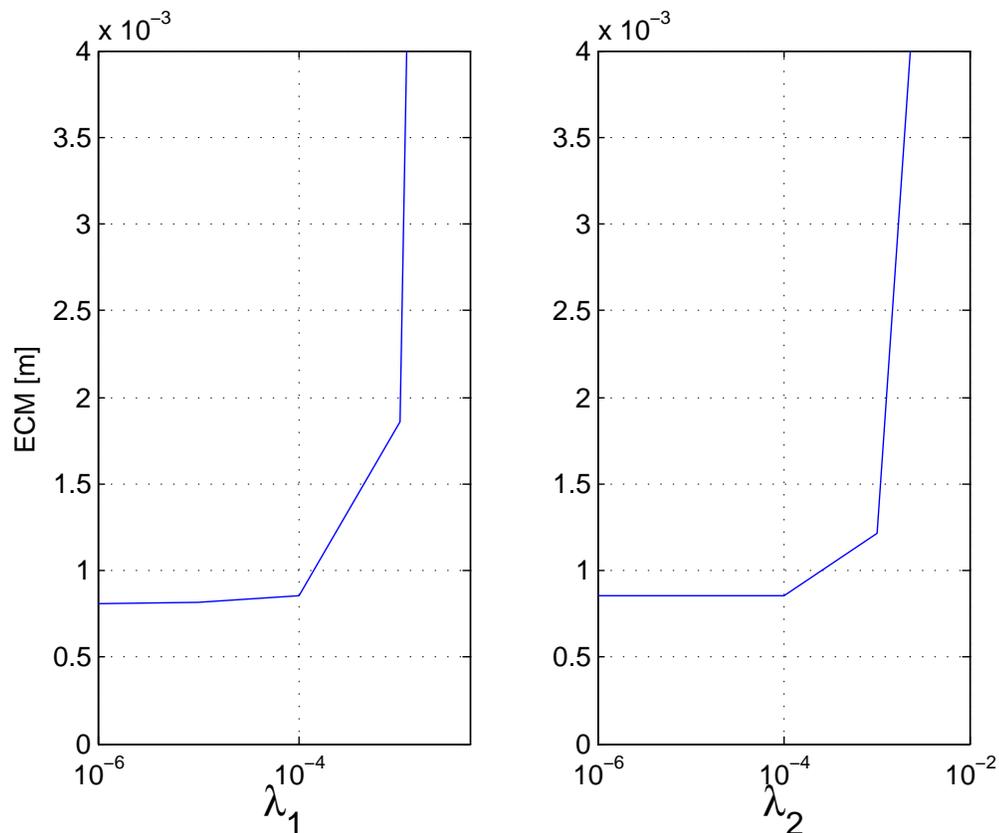


Figura 3.5: a) ECM versus  $\lambda_1$  con  $\lambda_2 = 1e-5$  constante. b) ECM versus  $\lambda_2$  constante con  $\lambda_1 = 1e-4$  constante.

Podemos concluir que los valores para  $\lambda$  que mejor resuelven el problema inverso son  $\lambda_1 = \lambda_2 = 1e-4$ . No siempre coincidirán los valores para  $\lambda$ , aunque por lo general es normal que posean valores similares ya que debemos recordar que cada  $\lambda$  es una medida del error en las observaciones. Además, es medular resaltar que si se ocupan valores muy elevados para  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  se corre el riesgo de no incluir contribuciones que podrían ser importantes a la hora de llevar a cabo la inversión y concentrar erróneamente el deslizamiento en alguna de las subfallas.

En el anexo B hay una tabla con diversos valores para  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ . Esto tiene por objetivo mostrar de que el valor que se mantiene constante para calcular  $\lambda$  no influye en demasía.

### 3.3.2. Resolución y tamaño de las subfallas

La resolución del modelo estará dada por el tamaño de las subfallas. Se debe recordar que para la sección anterior, para obtener los valores para  $\lambda$  se utilizaron subfallas rectangulares de dimensiones 30 x 97.08 km y donde a simple vista se puede apreciar de el modelo tiene buena resolución para estas subfallas rectangulares. Sin embargo, ¿qué sucederá si disminuyen las dimensiones de las fallas o si se escogen subfallas casi cuadradas?

Con la finalidad de responder a estas interrogantes es que se formulo la siguiente tabla para estudiar cómo se comporta el ECM a medida que aumenta el número de subfallas a lo largo  $n$  y a lo ancho  $m$ . El calculo se llevo a cabo con  $\lambda_1 = 1e-4$  y  $\lambda_2 = 1e-4$ , ya que eran fueron los valores obtenidos previamente, donde los resultados fueron los siguientes:

<b>n</b>	<b>m</b>	<b>l x w [km]</b>	<b>ECM [m]</b>
1	1	600 x 194.16	0.744000
10	10	60 x 19.42	0.00092
20	20	30 x 9.71	0.00085
30	30	20 x 6.47	0.00087
40	40	15 x 4.85	0.00090
20	10	30 x 19.42	0.00085
30	10	20 x 19.42	0.00086
40	10	15 x 19.42	0.00086
90	10	6.67 x 19.42	0.00088
10	20	60 x 9.71	0.00088
30	20	20 x 9.71	0.00087
40	20	15 x 9.71	0.00087
90	20	6.67 x 9.71	0.00093
10	30	60 x 6.47	0.00088
20	30	30 x 6.46	0.00086
40	30	15 x 6.47	0.00088
90	30	6.67 x 6.47	0.00095
10	40	60 x 4.85	0.00088
20	40	30 x 4.85	0.00087
30	40	20 x 4.85	0.00088
90	40	6.67 x 4.85	0.00099
60	20	10 x 9.71	0.00089

Cuadro 3.3: Tamaño de las subfallas.  $n$  es el número de subfallas a lo largo del rumbo de tamaño  $l$  [km] y  $m$  es el número de fallas a los largo del manteo de tamaño  $w$  [km].

De al tabla anterior podemos apreciar que el tamaño y forma de las subfallas no influye en el ECM a partir de un número de 200 subfallas en adelante. Tener subfallas lo más pequeñas posibles para tener una buena discretización y resolución del plano de falla es lo ideal, sin embargo el costo computacional para calcular un número muy grande de subfallas, por ejemplo 10000 subfallas es sumamente grande. En nuestro caso, se tomarán 1200 subfallas distribuidas de la forma  $n = 60$ ,  $m = 20$  y dimensiones  $l = 10$  km por  $w = 9.71$  km ya que subfallas de este tamaño muestran una buena resolución y el costo computacional es razonable.

La figura que se obtiene con las previas características se puede apreciar abajo:

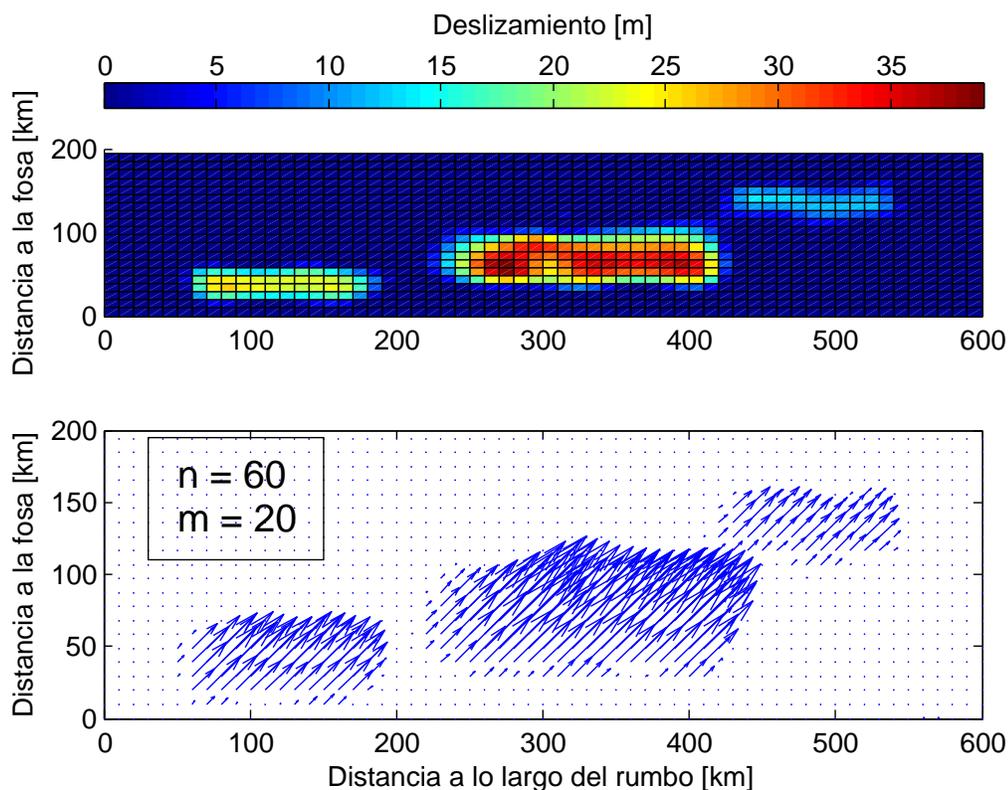


Figura 3.6: a) ECM versus  $\lambda_1$  con  $\lambda_2 = 1e-5$  constante. b) ECM versus  $\lambda_2$  constante con  $\lambda_1 = 1e-4$  constante.

El campo de deslizamiento obtenido es muy similar al campo de deslizamiento sintético, además el ECM es considerablemente ínfimo 0.00089 m.

Las otras combinaciones de  $n$  y  $m$  se pueden apreciar gráficamente en el *apéndice A: Test de resolución y tamaño de subfallas*.

### 3.4. Esquemas de modelación

Para tener una buena visualización de que lo ocurre en la realidad (al menos lo que la mayoría de los geocientistas está de acuerdo) es necesario esquematizar los dos escenarios con los cuales se realizó el proceso de inversión. Estos dos escenarios, cósmico e intersísmico, como ya se dijo previamente en la sección 1.4 (*Hipótesis*), serán distintos en cuanto a su cálculo, debido a sus distintas escalas de tiempo,

así como también a los distintos procesos físicos-geológicos que los regulan. En síntesis, una esquematización de lo que ocurre en zonas de subducción está dado por la siguiente figura.

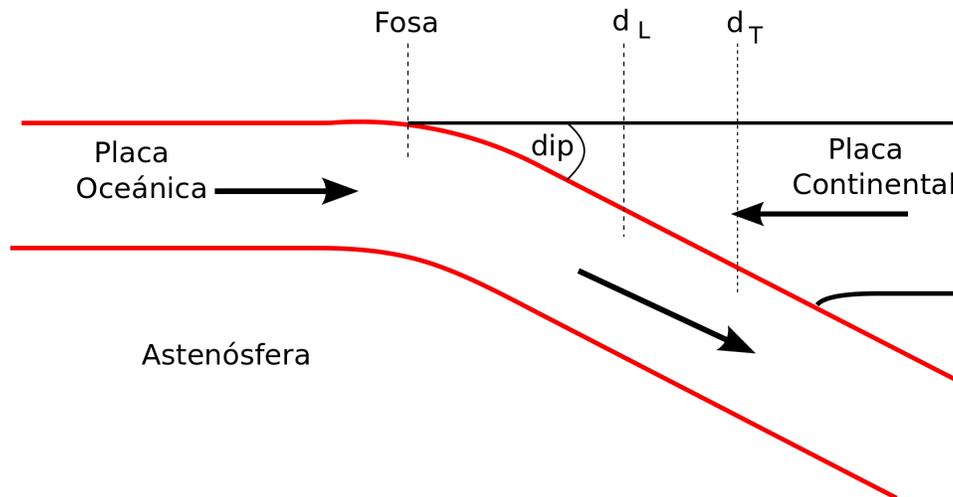


Figura 3.7: Esquema no escalado del proceso de subducción.  $d_L$  representa la profundidad de la zona trabada o acoplada (*Locking*),  $d_T$  profundidad de la zona de transición y dip ángulo de manteo.

En base a esta figura se esquematizarán los modelos para el Cosísmico e Intersísmico.

### 3.4.1. Ciclo Sísmico

El ciclo sísmico consiste en el proceso mediante el cual los márgenes tectónicos acumulan y liberan energía en procesos relativamente cíclicos. La acumulación de la energía y con ello deformación elástica es un proceso largo y complejo, llamado intersísmico. Esta energía acumulada durante el intersísmico es liberada durante el proceso llamado cosísmico y postsísmico. Este ciclo lo podemos visualizar en la siguiente ilustración:

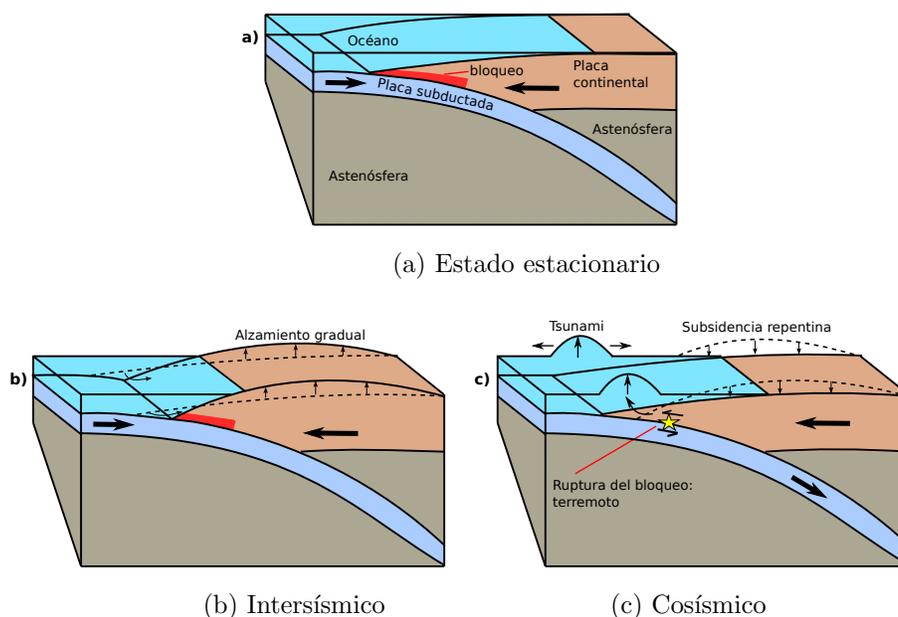


Figura 3.8: Etapas del ciclo sísmico. (a) Proceso de estado estacionario, (b) Intersísmico, proceso de acumulación de energía elástica y deformación elástica en la zona bloqueada, zona roja y (c) cosísmico + postsísmico, liberación de la energía acumulada durante el intersísmico.

Durante el intersísmico, hay un acomplamiento entre las placas, en nuestro el acomplamiento se produce entre las placas de Nazca-Sudamericana. Este acomplamiento se puede medir debido a la deformación en superficie que se observa y es sumamente importante para saber el grado de estrés al cuál están sometidas las placas, así como también, las posibles zonas de nucleación de un terremoto y podrían liberar más energía durante el cosísmico debido a su gran estrés (alto porcentaje de acomplamiento) y con ello generar mapas de riesgo sísmico y tsunamigénicos.

El desplazamiento sísmico durante el ciclo sísmico se resume entonces a que la suma

total de sus fases corresponde al estado estacionario, es decir,

$$\text{intesismico} + \text{cosismico} + \text{postsismico} = \text{estacionario}$$

$$\implies \text{intersismico} = \text{cosismico} + \text{postsismico}$$

Sin embargo, toda la energía acumulada durante el ciclo sísmico no del todo liberada durante el cosísmico, parte de esta deformación es permanente y se puede visualizar procesos de orogénesis o formación de montañas. Sin embargo, para nuestros fines, la escala de tiempo geológico que se necesita para estudiar el ciclo sísmico es despreciable a la que se necesitaría para estudiar los procesos orogénesis de los Andes.

### 3.4.2. Modelo Cosísmico

El Modelo Cosísmico estará dado por una dislocación simple y elástica a la cuál se le aplicará el método descrito anteriormente para poder obtener las distintas características y parámetros cinemáticos del Terremoto del Maule, dado por la siguiente figura:

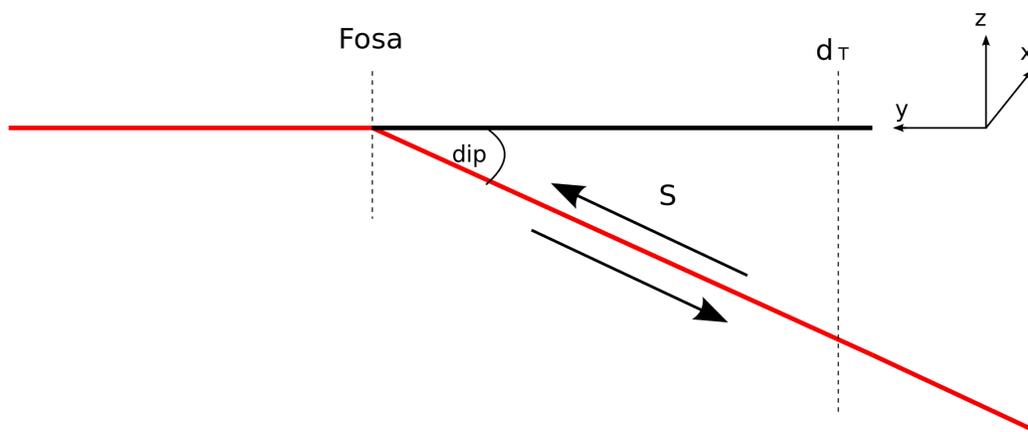


Figura 3.9: Esquema no escalado para el Modelo Cosismico usando una simple dislocación elástica.  $d_T$  a la profundidad de la zona trabada, con un ángulo de manteo dip. S corresponde al deslizamiento a obtener mediante el proceso de inversión.

El Modelo Cosísmico será aplicado mediante la anterior formulación para el proceso de inversión mediante regularización del sistema de ecuaciones.

### 3.4.3. Modelo Intersísmico

Debido a que la inversión de datos geodéticos estudiar el Terremoto del Maule no es algo muy innovador, es que el fuerte de esta Habilitación Profesional se centrará en estudiar la componente Intersísmica del ciclo sísmico. Cabe destacar que el Intersísmico es un proceso complejo y lento, donde hay muchos factores que intervienen de los cuales aún no se tiene absoluto dominio sobre los influencias en los diversos procesos que caracterizan el periodo intersísmico y el ciclo sísmico, tales como el acoplamiento o *locking* (en inglés) entre las placas y qué influencias tienen los fluidos, velocidad de convergencia de la placa subductante y entre otros factores sobre el acoplamientos. Además el periodo intersísmico a diferencia del cosísmico no es un proceso en un plano, sino que podría ser en un volumen o en todo el espacio. Los métodos que se han utilizado para poder estudiar el periodo Intersísmico, a pesar de obtener buenos resultados (buen ajuste o error entre los datos observados y los datos modelados) no han sido los más adecuados desde el punto de vista físico o geofísico, que al fin y al cabo, es lo describe la naturaleza y la teoría de tectónica de placas.

Es imprescindible entonces explicar y tratar brevemente la teoría de Savage sobre el BSM y compararlo con el modelo obtenido en este trabajo. Pero antes que esto, analizaremos el esquema para estudiar el intersísmico.

Para modelar el proceso Intersísmico es necesario formular distintas zonas de fallamiento para aplicar la Ecuación de Okada. Es por esto que habrán dos interfaces y con ello dos tipos de fallas: (1) interface placa continental-oceánica formará una falla inversa y (2) interface placa oceánica-astenosfera una falla de comportamiento normal. A continuación se grafica de mejor manera lo expuesto anteriormente.

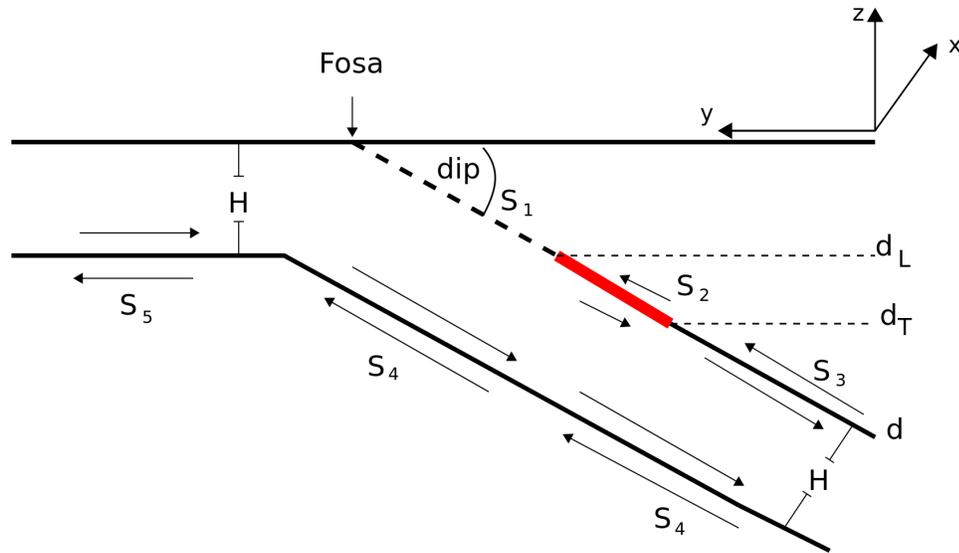


Figura 3.10: Esquema no escalado para el Modelo Intersísmico usando una placa subductante (oceánica) con un espesor  $H$ , una zona trabada con deslizamiento dada la línea segmentada y una zona de transición dada por la línea gruesa roja.  $d_L$  corresponde a la profundidad de la zonas trabada,  $d_T$  a la profundidad de la zona trabada y  $d$  a la profundidad origen del sistema (con  $z=-d$ ), y con un ángulo de manteo  $dip$ .  $S_i$  (con  $i=1,2,..5$ ) corresponde al deslizamiento en cada zona del modelo.

Este proceso da origen al modelo expuesto en este trabajo denominado modelo de **Modelo de Placa Subductante PM** (por sus siglas en inglés, Plate Model). Este nombre tomará en las siguientes secciones para analizar la inversión para el intersísmico.

A diferencia del proceso cosísmico, ahora se debe encontrar el deslizamiento en cinco zonas distintas dadas por  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $S_4$  y  $S_5$ , dando origen al siguiente sistema de ecuaciones:

$$A_1 S_1 + A_2 S_2 + A_3 S_3 + A_4 S_4 + A_5 S_5 = u$$

Debido a que el periodo intersísmico en proceso complejo y con una escala de tiempo mucho menor cosísmico, es que se considerará a  $S_3 = S_4 = S_5 = S$ , es decir,

que la velocidad de la placa subductante en cada uno de los puntos para las zonas correspondientes a esos deslizamientos será el mismo con un valor  $S$ , además, en primera instancia se considerará al deslizamiento en la zona trabada ( $S_1$ ) despreciable  $\sim 0$ . En base a lo anterior es que se genera el siguiente planteamiento a resolver mediante el método de inversión.

$$A_2S_2 + (A_3 + A_4 + A_5)S = u \quad (3.3)$$

La ecuación (3,3) representa entonces la ecuación a invertir. Notar que para esta ecuación no son incluidos las condiciones de suavidad y minimización, esto es debido que no es necesario regularizar cuando el parámetro a obtener es un escalar. En nuestro caso  $S$ , velocidad de la placa subductante, será un parámetro escalar, como primera instancia del proceso de inversión.

En segunda instancia, el objetivo de la inversión será obtener el deslizamiento en la zona trabada, en función de los previos cálculos de la velocidad de la placa subductante, dando origen a la siguiente ecuación:

$$A_1S_1 + A_2S_2 + (A_3 + A_4 + A_5)S = u \quad (3.4)$$

Con  $S$  conocido y dado por el valor de la tasa de convergencia de la Placa de Nazca con respecto a Sudamérica.

#### 3.4.4. Back-Slip Model

Propuesto como una buena solución para poder entender el ciclo sísmico por Savage (*A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone (1983)*), donde básicamente expresa de que el ciclo sísmico esta basado en dos periodos dominantes inversamente proporcionales: cosísmico e intersísmico, donde la suma de ellos es el estado estacionario del ciclo sísmico. Esto genera una fácil formulación para estudiar el intersísmico, la cual es mediante una simple dislocación elástica, pero de forma inversa a la que domina al cosísmico, a modo de ejemplo, si tenemos la convergencia entre las placas Nazca y Sudamérica, ellas forman una zona de subducción dominada por una falla inversa, es decir, la placa de Nazca subducta (baja) a la placa de Sudamérica (sube), este proceso es ampliamente dominante en el periodo cosísmico. Luego, para estudiar el proceso intersísmico, según el BSM,

deberíamos estudiarlo como el inverso del cosísmico o mejor dicho, como una falla normal entre las placas de Nazca y Sudamérica. Desde el punto de vista matemático este proceso puede tener mucha congruencia, pero físicamente esto no puede suceder, ya que ni la teoría de Tectónica de Placas ni el comportamiento superficial medido por datos GPS o InSAR así lo siguieren. Además, este proceso asumiría que toda la energía es acumulada durante el proceso intersísmico y liberada durante el cosísmico, dando así incongruencias con la orogénesis en los Andes Sudamericanos. Esto es:

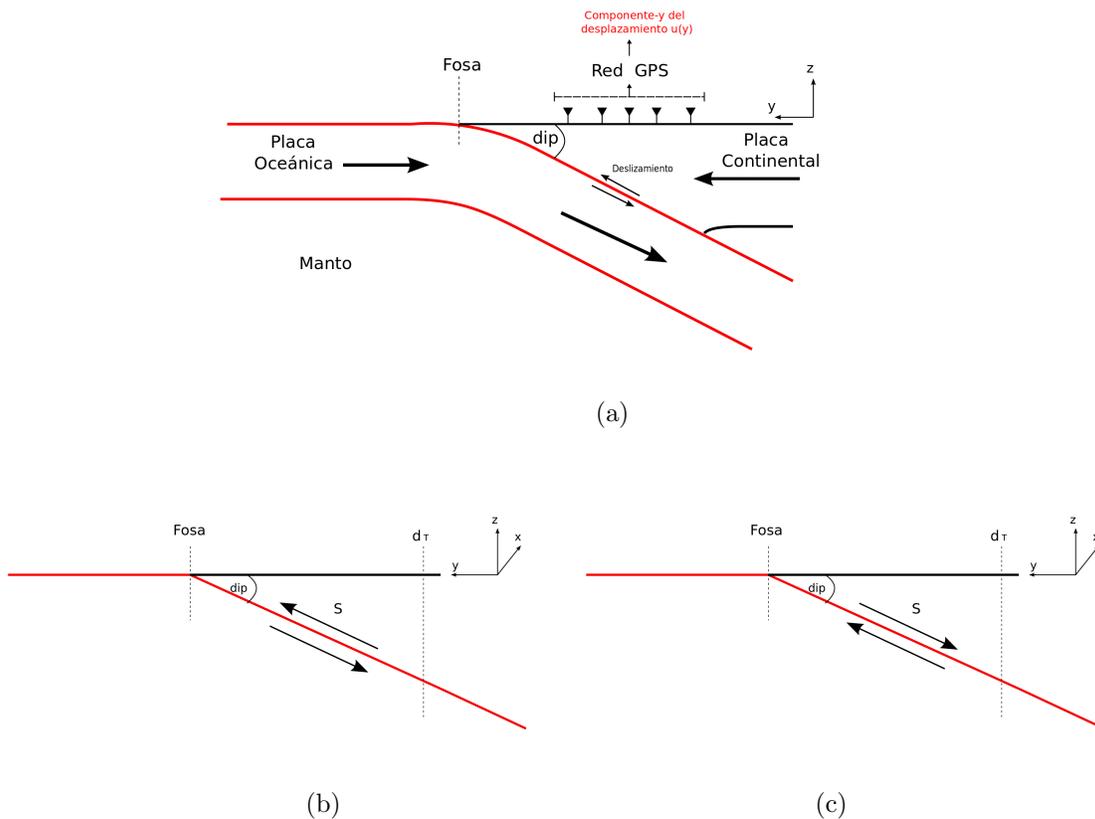


Figura 3.11: Esquema para el BSM. a) Corresponde a la subducción producto de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamerica, b) esquema para el cosísmico sobre la simple dislocación elástica y c) esquema para el intersísmico según el BSM dando origen a una falla inversa.

Entonces la formulación para el desplazamiento intersísmico según el BSM queda expresada según la siguiente relación:

$$u_{Intersismico} = u_{cosismico}^{-1}$$

Mediante estos esquemas, para el periodo cosísmico, intersísmico y BSM es que se modelarán estos distintos periodos del ciclo sísmico, los cuales se estudiarán en el capítulo 5.

---

## Capítulo 4

# Observaciones y Zona de estudio

## 4.1. Observaciones GPS

Para poder llevar a cabo la inversión, es imprescindible un tener set de observaciones. Las observaciones disponibles a ocupar son mediciones geodéticas, GPS, facilitados por el Doctor Juan Carlos Baez (Departamento de Geomática y Geodesia, Universidad de Concepción, Los Angeles, Chile). Los autores y los detalles de las mediciones se pueden encontrar en el *apéndice B: Observaciones*.

El presente trabajo se centrará en el periodo Cosísmico e Intersismico del Ciclo Sísmico. Esto en función de la gran disponibilidad de las observaciones geodéticas.

La inversión para el periodo cosísmico tendrá como objetivo mapear la distribución de deslizamiento durante el Terremoto del Maule  $M_w$ 8.8 el 2010 y para el periodo intersísmico se realizará una inversión de observaciones GPS en un perfil perpendicular a la fosa, cercano a la Península de Arauco. Estas zonas de estudios se pueden ver en las siguientes secciones.

## 4.2. Zona de estudio

La zona de estudio se especifica mediante al siguiente figura.

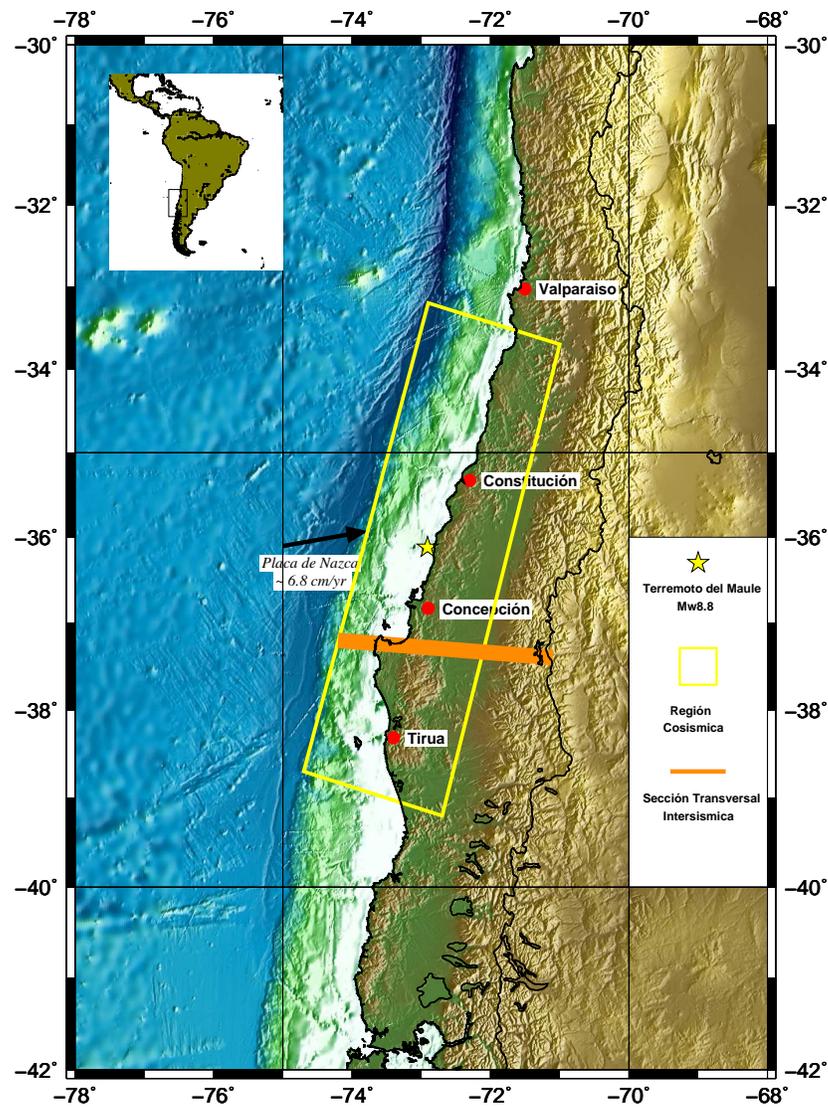


Figura 4.1: Zona de estudio. El rectángulo amarillo corresponde a la región de estudio para analizar la distribución de deslizamiento en el cosísmico del Maule, la línea naranja es la zona aproximada donde se realizó el perfil para estudiar el intersísmico y la estrella amarilla es el epicentro para el Terremoto del Maule  $M_w$ 8.8.

### 4.3. Periodo Co-sísmico

Los datos ocupados para realizar la inversión el Cosísmico del Terremoto del Maule fueron los siguientes:

Fuente	Cantidad de GPS
Marcos	42
Vigny	55
Total	97

Cuadro 4.1: Cantidad de datos GPS.

Las observaciones fueron seleccionadas para la región comprendida entre los 29°S-42°S y 75°O-66°O correspondiente a la región de seleccionada en la *Fig. 4.1*. Cada punto de observación corresponde a tres observaciones en realidad, ya que por cada observación se están utilizando cada una de las componentes de las mediciones (norte, este y vertical), es decir, en total hay  $97 \times 3 = 291$  observaciones GPS.

Los desplazamientos relativos de la placa de Sudamérica en las zonas de estudio se pueden apreciar en las siguientes figuras:

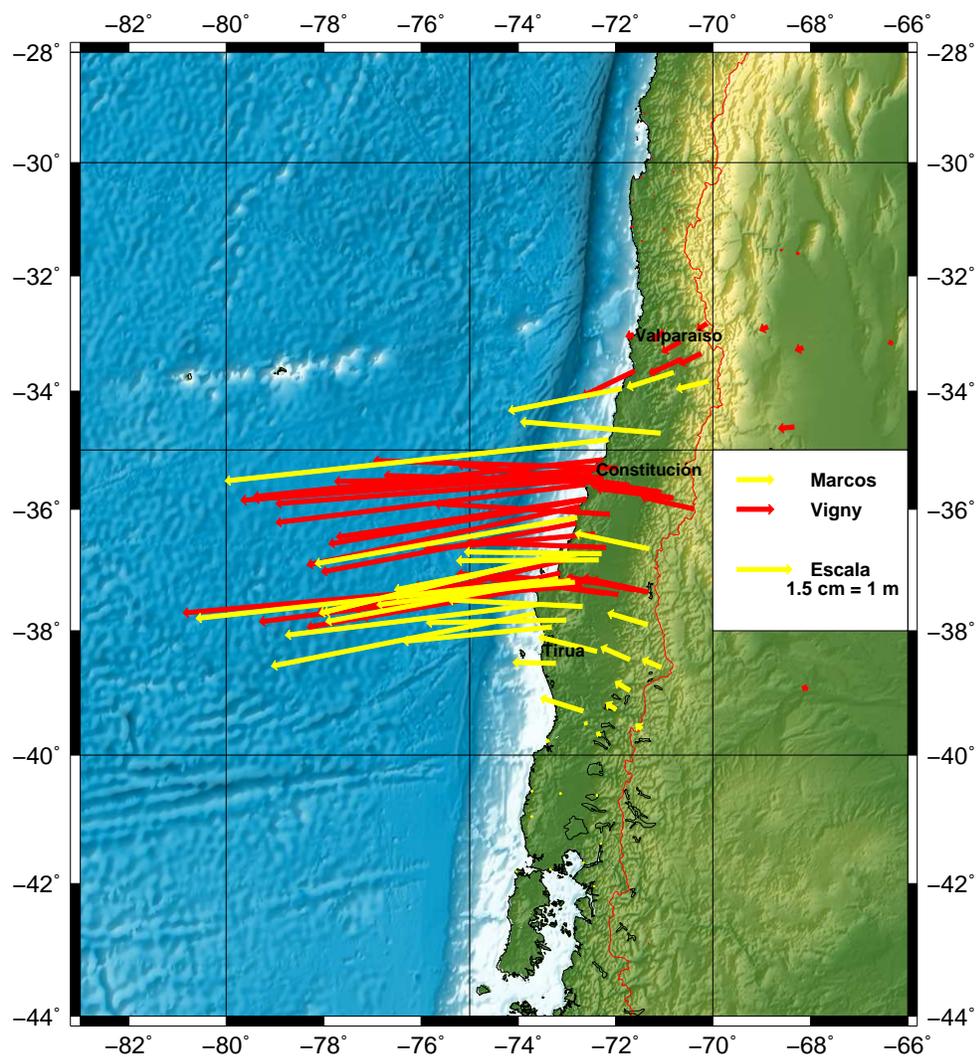


Figura 4.2: Vectores de desplazamiento horizontal para el cosísmico del Maule. La escala para los vectores corresponde a 1 m de desplazamiento. Los colores representan las observaciones de cada autor, amarillo para M. Moreno y rojo para C. Vigny.

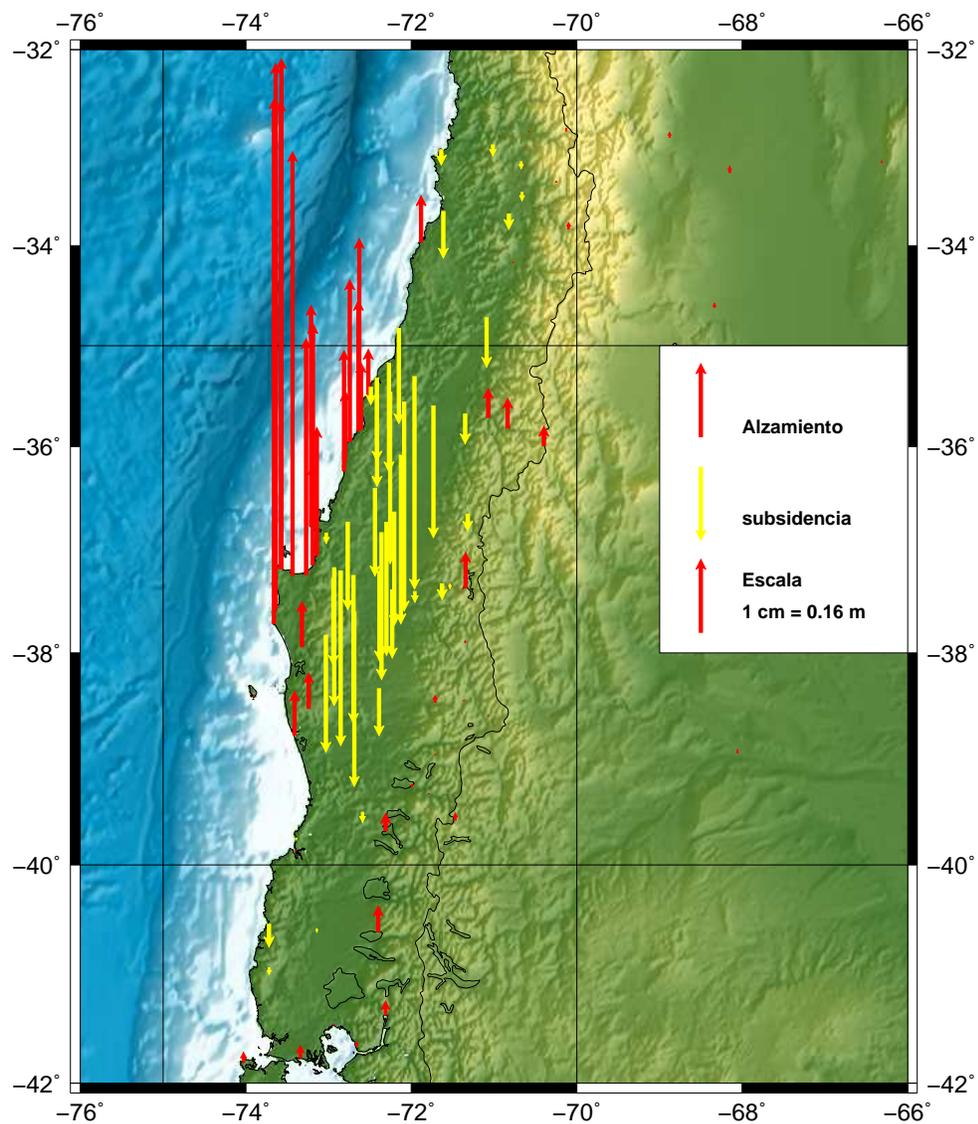


Figura 4.3: Vectores de desplazamiento vertical para el cosismo del Maule. La escala para los vectores corresponde a 0.25 m de desplazamiento. Los colores representan el alzamiento (rojo) y subsidencia (amarillo) durante el terremoto.

## 4.4. Periodo Inter-sísmico

Las observaciones disponibles para llevar a cabo la inversión es un set de datos de Ruegg et. al. (2009) con un total de 11 GPS seleccionados para llevar a cabo el perfil, ocupando solamente la componente horizontal Este.

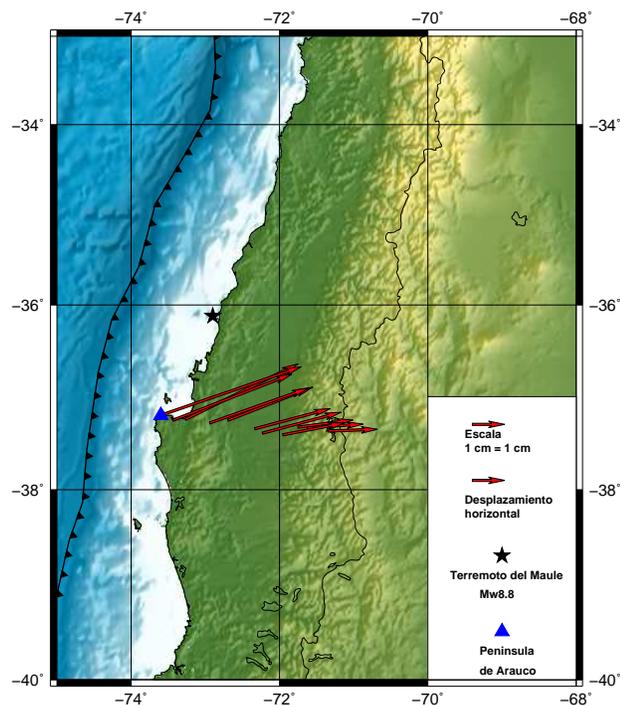


Figura 4.4: Vectores de desplazamiento horizontal para periodo intersísmico. Los vectores rojos son las mediciones correspondientes para el desplazamiento intersísmico para realizar la inversión en un perfil frente la Península de Arauco. La estrella negra simboliza el epicentro del Terremoto del Maule y el triángulo azul la Península de Arauco.

---

# Capítulo 5

## Resultados

## 5.1. Inversión de observaciones GPS para el periodo Cosísmico

Como se mencionó previamente en el capítulo 4, *Observaciones y Zona de Estudio*, la inversión se realizó para el cosísmico del Terremoto del Maule. Los parámetros que mejor se ajustan mediante la inversión producto del terremoto están especificados en los siguientes cuadros:

Largo $L$ [km]	Ancho $W$ [km]	Prof. $d$ [km]	manteo [°]	rumbo [°]	deslizamiento [°]
600	194.16	60	18	16	113

Cuadro 5.1: Características espaciales de la ruptura para el Terremoto del Maule  $M_w$  8.8 con un largo  $L$ , ancho  $W$  y profundidad  $d$  en kilómetros. Geometría de la ruptura dadas por el manteo, rumbo y ángulo de deslizamiento en grados.

$n$	$m$	$l \times w$ [km]	$\lambda_1$	$\lambda_2$	ECM [m]
60	20	10 x 9.71	1e-3	1e-1	0.098

Cuadro 5.2: Parámetros de inversión.  $n$  es la cantidad de subfallas en la dirección del rumbo,  $m$  cantidad de subfallas en la dirección del manteo,  $l \times w$  dimensiones de cada subfalla en kilómetros (largo x ancho).  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  representan las condiciones de minimización y suavidad del deslizamiento respectivamente y  $ECM$  corresponde al Error Cuadrático Medio en metros.

La elección de los valores para las condiciones de minimización ( $\lambda_1$ ) y suavidad ( $\lambda_2$ ) corresponden a  $1 \times 10^{-3}$  y  $1 \times 10^{-1}$  respectivamente y fueron escogidos aquellos valores a partir del cual el ECM comienza a aumentar.

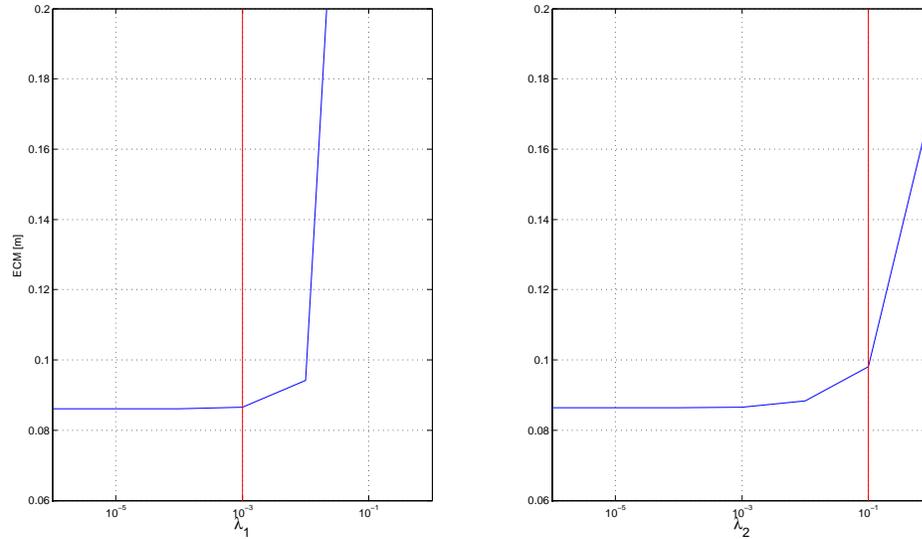


Figura 5.1: Obtención de los parámetros de suavidad ( $\lambda_1$ ) y minimización ( $\lambda_2$ ) para el deslizamiento.

Con estos parámetros se consiguió mapear la distribución de deslizamiento en el plano de falla producto del “mega-empuje” que ejerce la placa oceánica (Nazca) respecto de la continental (Sudamericana) y con ello el gran terremoto, obteniendo la siguiente imagen:

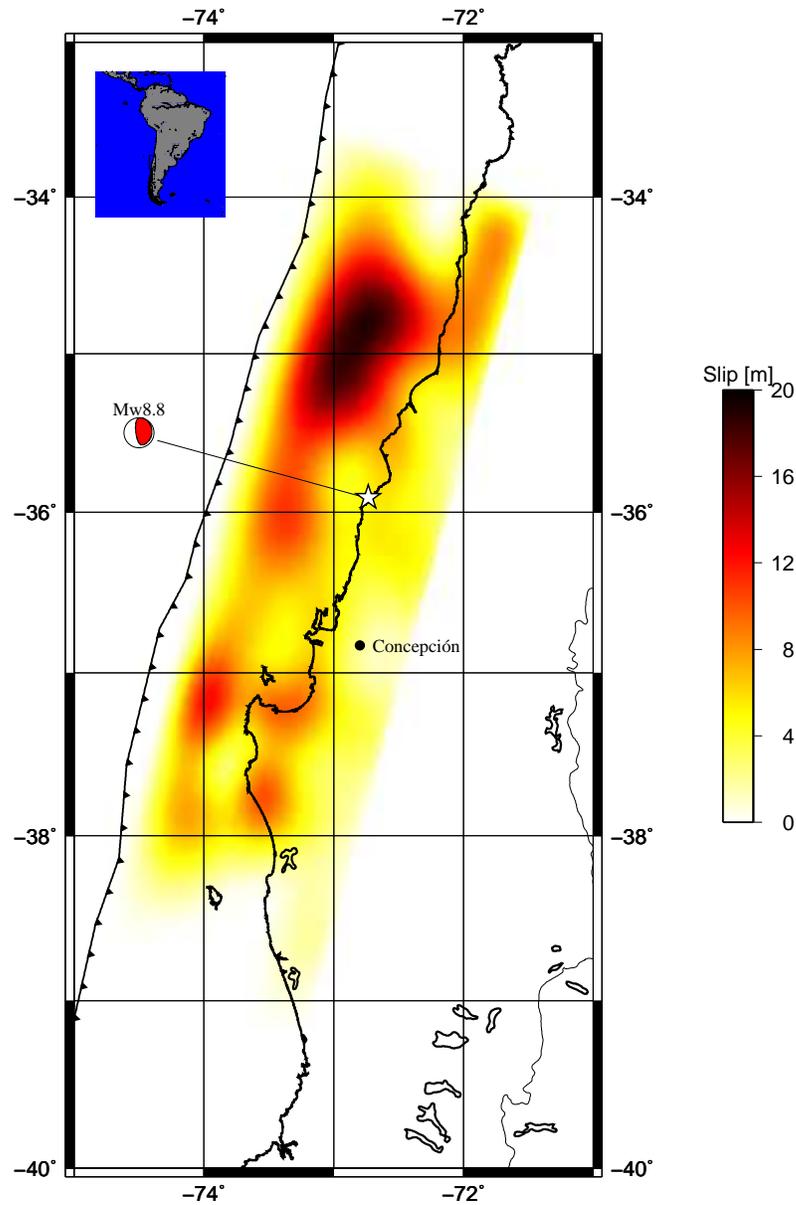


Figura 5.2: Resultados para la distribución de deslizamiento para el terremoto del Maule. El mecanismo focal está dado por la *pelota de playa blanca-azul* y la escala de colores representa la magnitud del deslizamiento en cada punto de el plano de falla, alcanzando un deslizamiento máximo de  $\sim 18$  [m].

A modo de comparar los resultados obtenidos mediante el modelo de deslizamiento respecto de las observaciones se realizó un perfil, en la componente vertical y horizontal del desplazamiento, en la zona de la Península de Arauco. Esto es importante porque nos permite estudiar como es la distribución del desplazamiento

durante el terremoto, identificar y estudiar las zonas de subsidencia y alzamiento y tratar de establecer los límites entre los cuales el deslizamiento es máximo y mínimo.

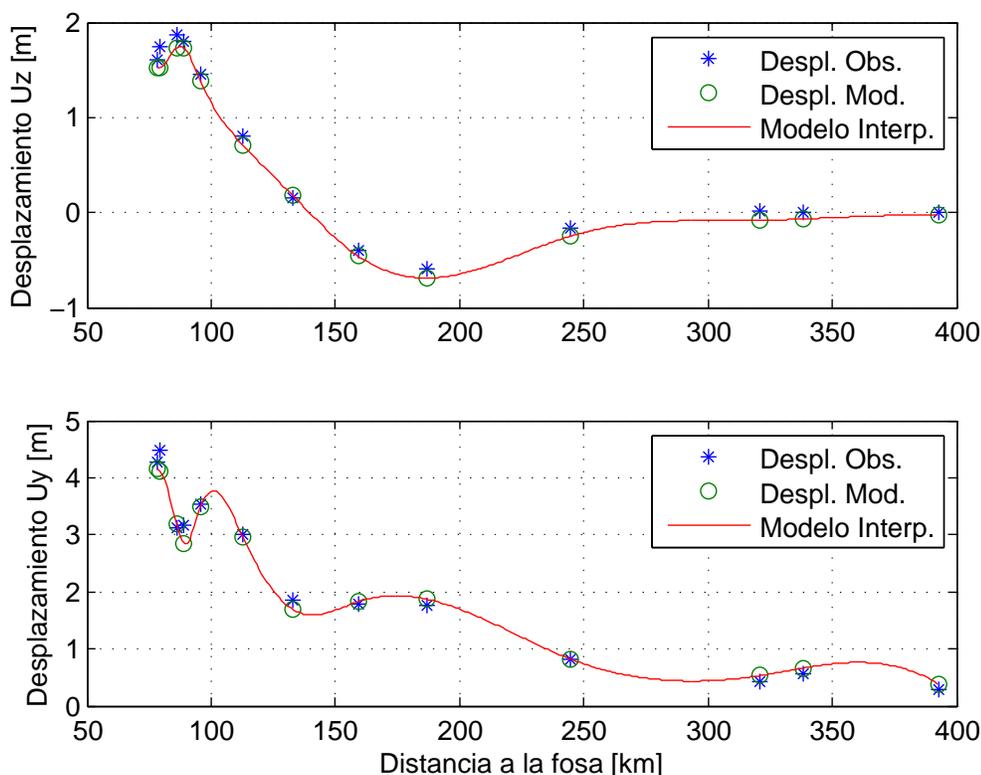


Figura 5.3: Perfiles de desplazamiento vertical y horizontal para la zona de la Península de Arauco (ver sección *Zona de estudio Intersísmico*, fig. 4.1). Gráfico superior representa el desplazamiento superficial en la componente vertical y el gráfico inferior el desplazamiento superficial en la componente horizontal versus la distancia a la fosa. Los *asteriscos* azules simbolizan a los desplazamientos observados, los *círculos* verdes a los desplazamientos teóricos y la *línea continua* la interpolación de los desplazamientos teóricos.

La figura 5.3 muestra un gran ajuste entre las observaciones obtenidas mediante el modelo (círculos verdes) y las observaciones medidas por los instrumentos (asteriscos azules). Los perfiles muestran un cambio en la magnitud del desplazamiento que podría estar relacionado con la profundidad a la cuál se encuentra la discontinuidad de Mohorovic (Moho) y partir del cuál los desplazamientos comienzan a caer casi lineal, también se puede apreciar en el gráfico superior las zonas de subsidencia y alzamiento producto del terremoto, donde la zona de alzamiento alcanza una distancia de  $\sim 140$  km desde la fosa seguida por una zona de bajo desplazamiento en la componente vertical  $\sim 140$ -350 km y continuando con una zona de paulatino

aumento de la subsidencia a partir de los  $\sim 350$  km.

La distribución de deslizamiento no es uniforme a lo largo del plano de falla, donde la zona de ruptura alcanza los 600 km de largo y 180 km de ancho, extendiéndose entre las ciudades de Tirúa ( $73.5^{\circ}\text{O}$ ,  $38.32^{\circ}\text{S}$ ) y Valparaíso ( $71.6^{\circ}\text{O}$ ,  $33.03^{\circ}\text{S}$ ). Esta distribución no uniforme de deslizamiento no dice que de la deformación tampoco lo es, existiendo zonas de mayor y menor deformación producto de la convergencia entre las placas, dando origen a zonas con desigual cantidad de deslizamiento durante la ruptura, donde el grado de deformación o acoplamiento entre las placas jugará un rol fundamental en la distribución del deslizamiento durante la ruptura. Existen dos zonas predominantes de deslizamiento, la primera y sobresaliente está ubicada al noroeste del epicentro ( $\sim 34.5^{\circ}$ - $35.5^{\circ}\text{S}$ ), frente de la costa de Constitución. En esta zona el deslizamiento llega a su máximo con una magnitud de 18.5 metros a  $\sim 19$  km de profundidad, esto podría responder las interrogantes sobre el gran tsunami ocurrido en las costas de la VII Región de Chile posterior al Terremoto. La segunda zona, pero de menor intensidad está situada frente de la Península de Arauco ( $73.3^{\circ}\text{O}$ ,  $37.75^{\circ}\text{S}$ ), con un máximo de 11.2 metros (a  $\sim 11.5$  km de profundidad).

Con el propósito de analizar el comportamiento del deslizamiento a medida que aumenta la profundidad de la placa subductante se realizó un perfil para la distribución de deslizamiento en la zona de mayor concentración de deslizamiento durante el terremoto versus la profundidad a lo largo de la dirección del manto (también llamada *downdip* en inglés).

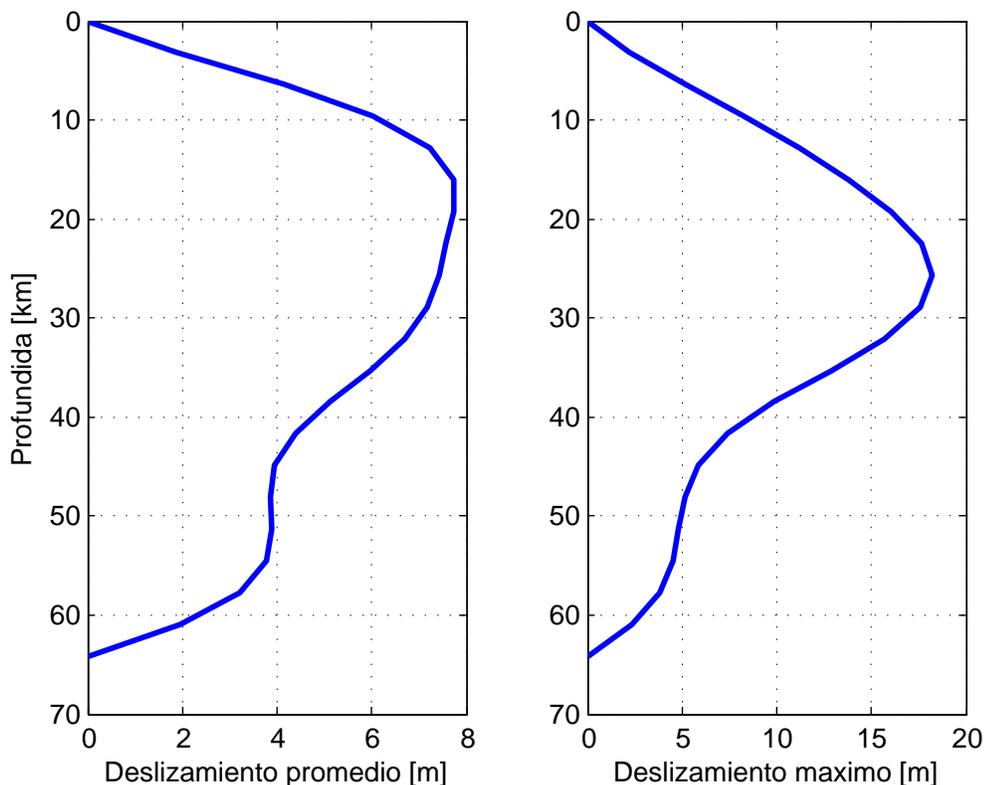


Figura 5.4: Perfil de deslizamiento a lo largo de la dirección del manto.

En general, se pueden distinguir tres tramos (A, B, y C) en la distribución de deslizamiento. En el *tramo A* comprende los primeros 10-15 km en el plano de plana en la dirección del manto y está compuesto con bajos valores de deslizamiento debido a los sedimentos sin consolidar y fluidos que trae consigo el prisma de acreción, y bajos valores de rigidez y bajo decaimiento de la deformación, los que podrían causar una disminución en la velocidad de la ruptura y provocar zonas asísmicas o de deslizamientos episódicos, además de ser la zona donde se forman los tsunamis; el *tramo B* de 15-40 km de profundidad es una región de deslizamiento estable en la cuál se pueden producir grandes deslizamientos y es la zona donde mayor acoplamiento hay entre las placas y una última zona, *tramo C*, que abarca entre los 40-60 km de profundidad dominada por zonas asísmicas pero con pequeñas partes que podrían romper en eventos sísmicos de bajo deslizamiento. Esto es congruente con el trabajo publicado por Lay et. al (2012), donde ellos caracterizan la distribución de deslizamiento en función de la profundidad.

Con respecto a la magnitud del evento sísmico, el resultado fue calculado en base a la escala del momento sísmico obteniendo un momento escalar total de  $1.95 \cdot 10^{22}$  [Nm] y con ello una magnitud de 8.82. La distribución de deslizamiento durante el terremoto se aprecia en dos principales zonas, (1) al noroeste del epicentro, con un momento escalar  $M_o = 1.18 \cdot 10^{22}$  Nm, representando un 60.63 % del momento geodético total y (2) al suroeste del epicentro, frente de la Península de Arauco, con un momento escalar  $M_o = 0.77 \cdot 10^{22}$  Nm con un 39.37 % del momento geodético neto.

## 5.2. Inversión de observaciones GPS para el periodo Intersísmico: PM

Para un cabal entendimiento el PM realizado en este trabajo, es necesario analizar nuestro modelo mediante el problema directo e inverso y comparar sus soluciones con por el BSM. Estos se detallan en las siguientes secciones.

### 5.2.1. PM: Problema Directo

Así como muestra la siguiente figura, cada deslizamiento en las subfallas  $S_3$ ,  $S_4$  y  $S_5$  aportan un determinado desplazamiento en en superficie.

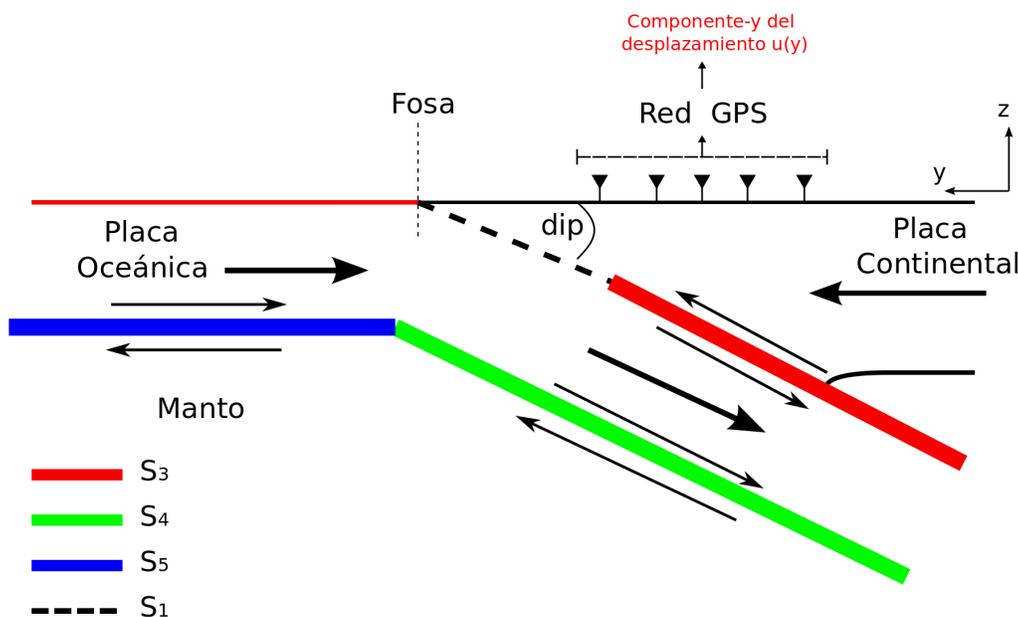


Figura 5.5: Esquema para los desplazamientos individuales del PM. Las subfallas de color rojo, verde y azul son provocadas por los deslizamientos  $S_3$ ,  $S_4$  y  $S_5$  respectivamente.

Luego, si al PM le agregamos los siguientes parámetros para obtener el proceso directo, obtenemos los siguientes desplazamientos para cada subfalla, en base a la figura anterior y manteniendo el orden de los colores para cada desplazamiento asociado a cada subfalla. Como es un simple testeo, no se considerará la zona de transición por ahora, para el problema directo.

L [km]	manteo [°]	deslizamiento [°]	S [cm/año]	H [km]	$d_L$ [km]
1000	18	90	6.6	25	61

Cuadro 5.3: Parámetros para el PM directo.  $L$  tendrá una gran extensión para suprimir los efectos de borde.

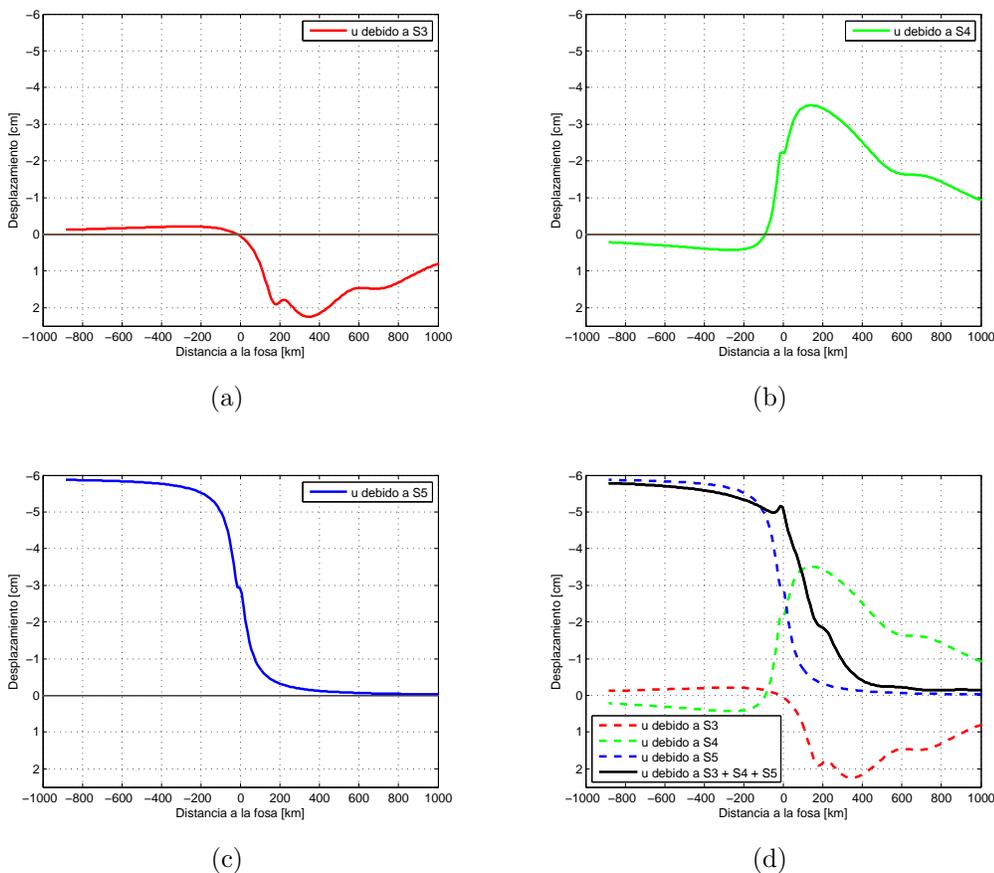


Figura 5.6: Desplazamientos individuales debido a cada subfalla. (a) desplazamiento debido a la subfalla con deslizamiento  $S_3$ , (b) desplazamiento debido a la subfalla con deslizamiento  $S_4$ , (c) desplazamiento debido a la subfalla con deslizamiento  $S_5$  y (d) línea discontinua corresponde a los desplazamientos individuales debido a cada subfalla (conservando los mismos colores) y la línea negra es el desplazamiento neto debido a la suma de todos los deslizamientos.

Sin embargo, con el objetivo de comparar como se comporta el PM directo con los datos observados, aplicaremos de forma rápida algunos parámetros conocidos para la convergencia Nazca-Sudamética, estos son:

L [km]	manteo [°]	deslizamiento [°]	S [cm/año]	H [km]	$d_L$ [km]	rumbo [°]
1000	18	110	6.6	25	61	19

Cuadro 5.4: Parámetros de prueba del PM directo para la convergencia Nazca-Sudamericana

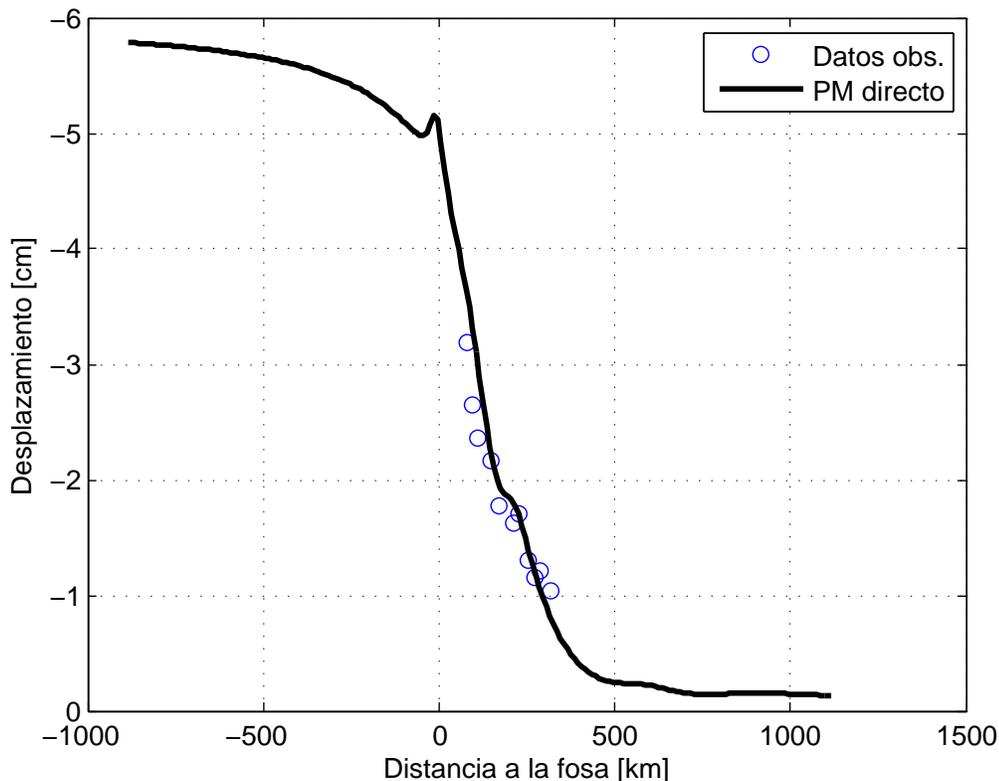


Figura 5.7: PM directo versus datos observados. La línea sólida negra representa al PM directo con los parámetros de la anterior tabla. Los círculos azules son las observaciones con la componente y del desplazamiento.

Como se puede apreciar en la figura 5.7, hay un gran ajuste a simple vista entre el PM directo con las observaciones. Esto muestra que el PM es capaz de modelar en buena forma el desplazamiento intersísmico. Cabe destacar que al ser un problema directo, hay muchos parámetros que aún debemos encontrar. Estos parámetros serán medidos en función del error obtenido, así también como diversas consideraciones física y geológicamente aceptables, dando origen al problema inverso con el objetivo de obtener la mejor solución posible.

### 5.2.2. PM: Problema Inverso

Es necesario tener una referencia sobre el modelo, PM. Además, desde trabajos previos sobre el intersísmico es que se saben diversas características geológicas de la subducción en margen Chileno. Se tomará como referencia el trabajo de Ruegg et. at. (2009) con el fin de comparar los resultados del PM con sus datos obtenidos mediante el BSM, para una sección transversal en la zona de la Península de Arauco.

L [km]	manteo [°]	deslizamiento [°]	H [km]	$d_T$	rumbo [°]
1000	18	121	20	61	19

Cuadro 5.5: Parámetros de prueba del PM directo para la convergencia Nazca-Sudamericana

Con estos parámetros se realizó la inversión para obtener: (1) el deslizamiento de la placa subductante con respecto a la placa continental y (2) obtención del grado de acoplamiento entre las placas. Este último punto fue encontrado al demostrar, mediante el PM, que la velocidad de la placa subductante es consistente con diversos modelos geológicos y geodéticos (GEODVEL 2010 por ejemplo) para obtener la velocidad de Nazca con respecto a Sudamérica, con un valor  $\sim 6.8$  cm/año. El mejor ajuste obtenido es el siguiente:

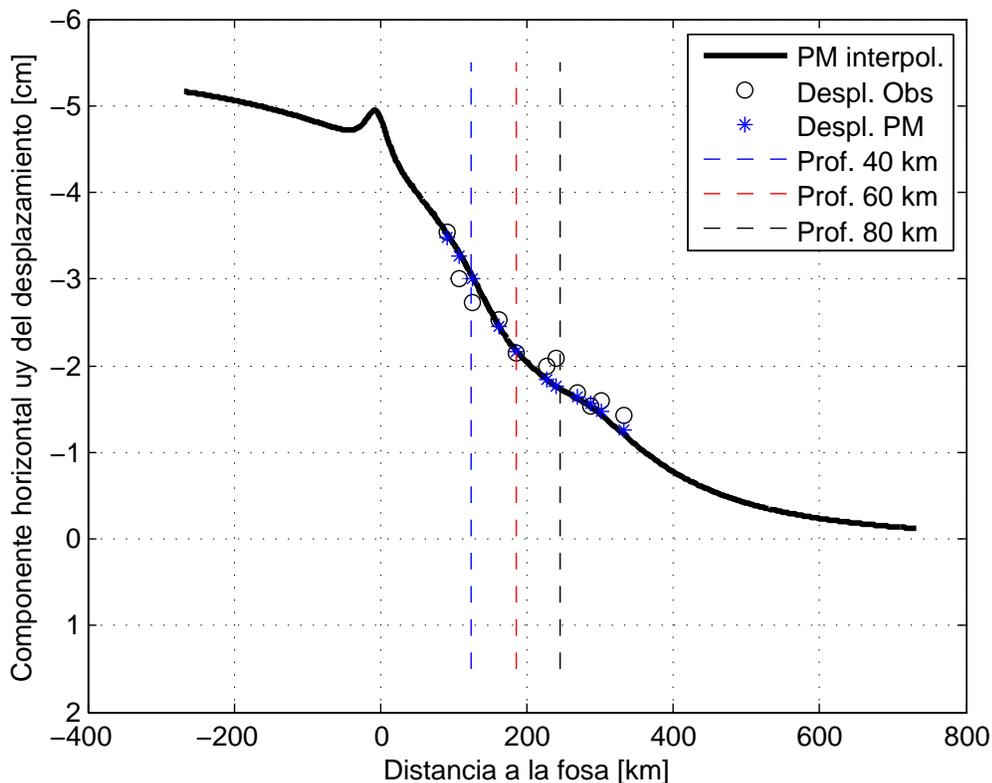


Figura 5.8: PM mejor ajuste. La línea sólida negra representa el desplazamiento obtenido mediante el PM interpolado. Los círculos negros y asteriscos azules son los desplazamientos observados y modelados mediante el PM respectivamente. Las líneas discontinuas representa la profundidad proyectada en superficie para 40 km (azul), 60 km (rojo) y 80 km (negro).

La figura 5.8 representa el mejor ajuste para los datos del intersísmico mediante el PM. La velocidad de convergencia de la Placa de Nazca con respecto de la placa de Sudamérica fue de 6.83 cm/año, con un ECM de 0.17. Notar que para el proceso directo para el PM se ocupó una velocidad de convergencia de 6.6 cm/año y se apreciaba un buen ajuste. Sin embargo, con la adecuada inversión y la zona de transición, la cual toma valores ascendentes entre 0 (*locking*) y  $\sim 6.8$  cm/año (*creeping*) y está ubicada entre los 40-80 km, mejora solución mediante el PM. Si ahora realizamos el proceso inverso, asumiendo una velocidad de convergencia de 6.8 cm/año, la cual dicho sea de paso es asumida por Ruegg et. al. (2009) para obtener su modelo de acoplamiento, se obtiene un deslizamiento  $S_1$  de 0.0036 cm/año. Esto sugiere un acoplamiento del 99.999%  $\sim 100\%$  en la zona comprendida entre los 0-40 km de profundidad. Este resultado además es congruente con el modelo de

acoplamiento de Moreno, Rosenau y Oncken ( Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone) los cuales obtienen un acoplamiento del 100 % también a esas profundidades, sin embargo, la forma de obtención de dicho acoplamiento es diferente, ya que ellos los realizan por el BSM.

### 5.2.3. Back-Slip Model

Como se dijo previamente en la sección 3.4.4, el modelamiento del desplazamiento intersísmico mediante el BSM se reduce a una simple dislocación elástica, en sentido inverso a la obtenida mediante el desplazamiento cosísmico. En base al esquema explicado en esta misma sección, se obtiene el siguiente ajuste mediante el BSM para los datos observados.

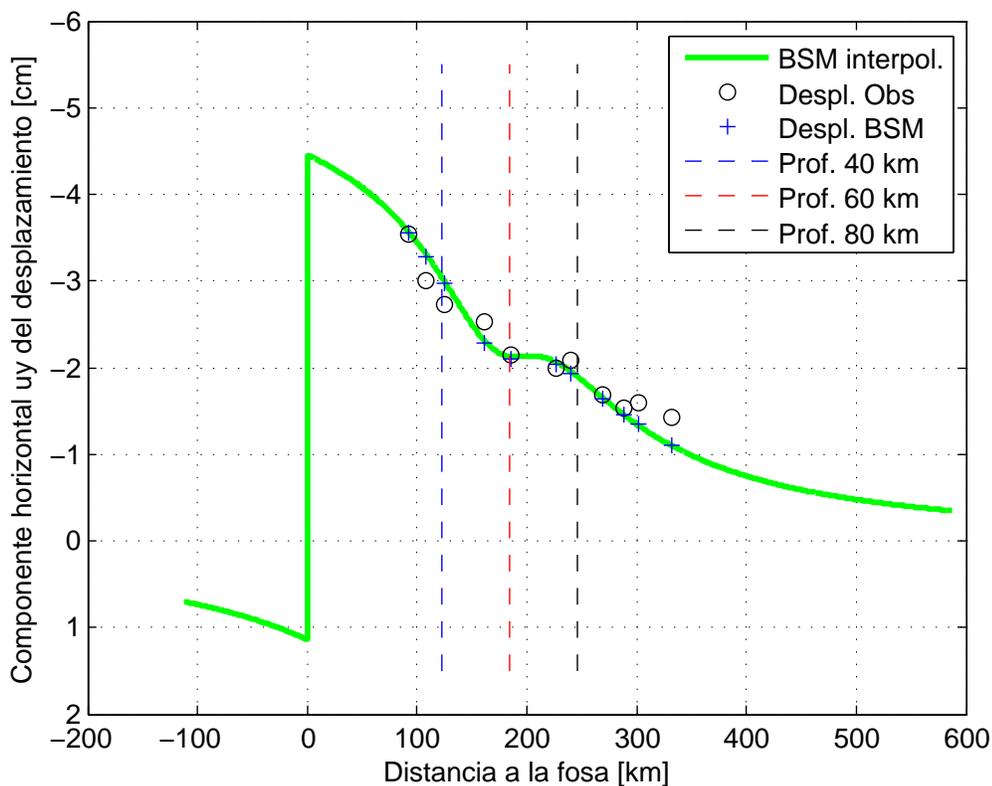


Figura 5.9: Ajuste para el BSM. La línea sólida verde representa el desplazamiento obtenido mediante el BSM interpolado. Los círculos negros y cruces azules son los desplazamientos observados y modelados mediante el BSM respectivamente. Las líneas discontinuas representa la profundidad proyectada en superficie para 40 km (azul), 60 km (rojo) y 80 km (negro).

Los resultados obtenidos mediante el BSM sugieren un acoplamiento del 100 % (deslizamiento de 6.8 cm/año), como el obtenido Ruegg mediante su modelo, con un ECM de 0.18, con una zona trabada hasta los 61 km de profundidad. Sin embargo una segunda y mejor solución con un ECM de 0.15 y una profundidad de zona trabada de 65 km arrojan un deslizamiento de 6.56 cm/año lo significa un 96 % de

acomplamiento entre las placas.

Es importante destacar también que el PM es igual que el BSM cuando el espesor de la placa es cero. Esto sin considerar la zona de transición y como forma de testeo del modelo desarrollado en este presente trabajo.

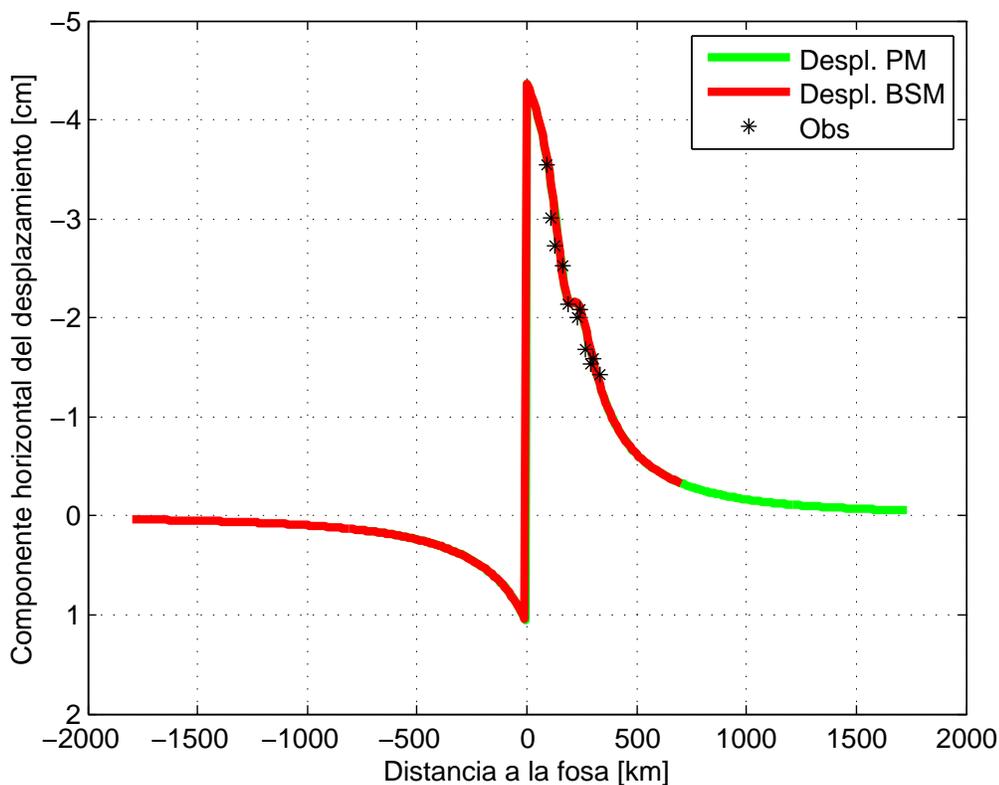


Figura 5.10: PM con espesor de la placa subductante igual a cero. Las líneas sólidas verde y roja representan los desplazamientos modelados mediante el PM y el BSM respectivamente. Los asteriscos negros corresponden a las observaciones.

Este simple ejercicio deja en manifiesto que cuando el espesor de la placa subductante tiende a cero ambos modelos, PM y BSM, son bastante similares. La razón de este resultado es debido a que las componentes de los deslizamientos se van anulando:  $S_3$  se anula con  $S_4$ , quedando una componente de fallamiento normal en la zona trabada (BSM) y  $S_5$  es cero debido a que esta en la superficie libre.

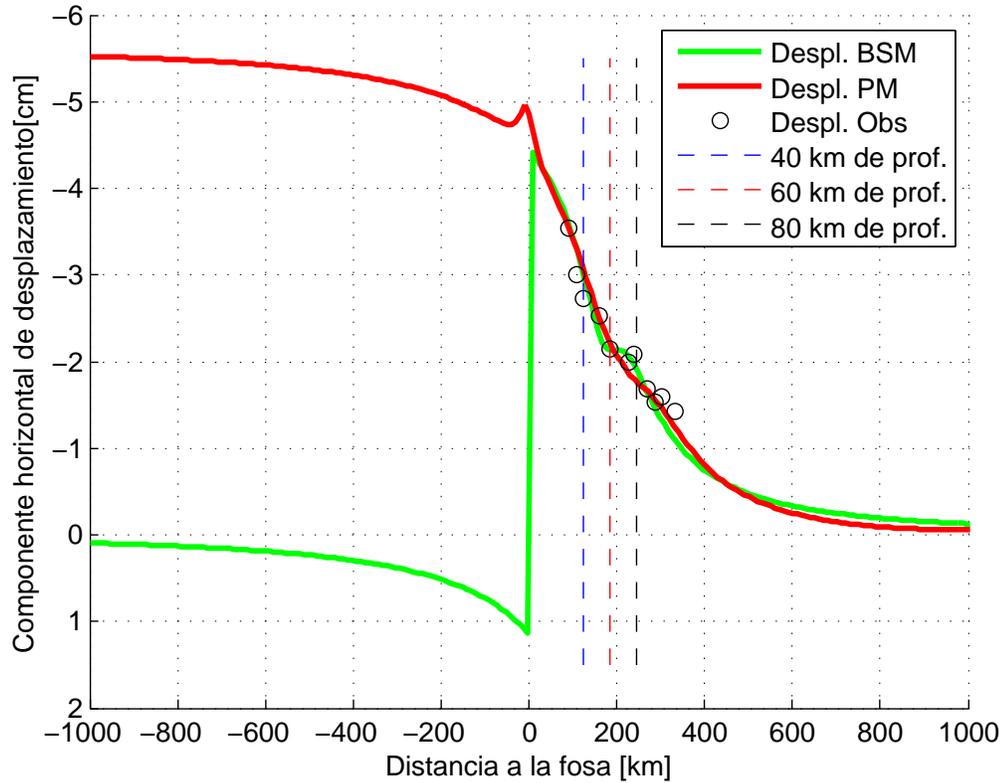


Figura 5.11: PM final. Las líneas sólidas verde y roja representan los desplazamientos modelados mediante el PM y el BSM respectivamente. Los círculos negros corresponden a las observaciones. Las líneas discontinuas azul, roja y negra representan las distintas profundidades de la interface entre las placas proyectada en superficie.

La figura 5.11 representa al mejor ajuste mediante el BSM y el PM.

---

## Capítulo 6

### Conclusión y discusión

## 6.1. Conclusión

Las observaciones en superficie ya sean geodéticas, sismológicas o de terreno de campo son sumamente útiles para poder entender los diversos procesos tectónicos por la cuál la Tierra pasa constantemente. Estos procesos son relativamente cíclicos y los podemos dividir en tres periodos: intersísmico, cosísmico y postsísmico. Estos procesos, de carga y descarga de energía acumulada durante el ciclo sísmico generan diversos fenómenos naturales tales como los terremotos y tsunamies, acoplamiento entre las placas, periodos asísmico, entre otros y el poder entenderlos cabalmente está en función de la cantidad y calidad de las observaciones y el adecuado uso de modelos geofísicos/geológicos.

El periodo cosísmico es relativamente fácil de modelar al ser asumido como un simple y elástica dislocación. Los resultados obtenidos (fig. 5.2) para el Terremoto del Maule (2010) son bastante razonables debido al gran ajuste obtenido (bajo ECM  $\sim 0.09$  [m]), y además por campo de deslizamiento obtenido. Esto puede ser comparado al extrapolar la velocidad de la placa de Nazca con  $\sim 6.8$  [cm/año] a un periodo de 175 años (periodo del gap sísmico) obteniendo un deslizamiento acumulado de  $\sim 12$  [m]. Si embargo este resultado es con un deslizamiento planar, homogéneo y constante en el tiempo, por tal razón la diferencia con los resultados obtenidos mediante este estudio.

La ruptura bilateral mostrada y las zonas de gran deslizamiento son acordes a las zonas de gran coeficiente de acople (*Moreno et al. [2010]*), sin embargo un interesante tema no tratado en este trabajo son las barreras naturales las cuales moldean las dimensiones de la zona de ruptura.

A diferencia del periodo cosísmico, el periodo intersísmico es un periodo de acumulación de energía elástica durante la convergencia entre las placas. Es un periodo complejo, el cuál está caracterizado por un lento y libre deslizamiento, que podría variar en tiempo y espacio, no pudiendo así ser resuelto completamente como una simple dislocación en un plano. A pesar de esta limitante, este trabajo demostro que este complejo periodo sísmico puede ser modelado de manera bastante adecuada con una dislocación en un plano de forma realista, esto es, mediante una falla inversa producto de una constante convergencia de la placa de Nazca (subductante) y la placa de Sudamerica (subductada). Este modelamiento obtenido (fig. 5.11) en el

desarrollo de esta técnica de inversión, el PM, arroja buenos resultados: un residual ECM de 0.17, un deslizamiento relativo de la placa Nazca con respecto a Sudamérica de 6.8 [cm/año] y un acomplamiento del 100% para la Zona de la Península de Arauco. Estos resultados son bastante congruentes con previos trabajos sobre acomplamiento entre ellos los resultados obtenidos por *Moreno et al. (2010)* y *Ruegg et al. (2009)*, además, los resultados obtenidos de la tasa de convergencia de 6.8 [cm/año] es congruente con el modelo geodético GEODVEL ( *Argus, Gordon, Heflin, Ma, Eanes, Willis, Peltier, and Owen [2010]*), así como la velocidad de convergencia usada por *Ruegg et al. (2009)* de 6.8 [cm/año] en su trabajo.

Estos calculos son similares a los modelados mediante el BSM, los cuales sugieren además que los resultados modelados por ambos métodos van siendo similares en la medida en la cuál el espesor de la placa tiende a cero. Sin embargo la gran diferencia radica en el desplazamiento más allá de la fosa (hacia el oeste en nuestro caso geográfico). EL BSM no es capaz de modelar el comportamiento de la placa de Nazca, no así el PM, que puede modelar en gran medida el comportamiento de la placa subductante más allá de la fosa tal como la estación EISL con una velocidad horizontal en la componente- $y$  de 6.5 [cm/año] a  $\sim 4000$  km de distancia de la fosa, asumiendo una velocidad de convergencia uniforme en toda la placa. El valor sobreestimado de nuestros calculos son debidos al ángulo de deslizamiento ocupado, ya que a estas distancias el ángulo de deslizamiento no necesariamente debería ser  $-59^\circ$ .

El PM es apto también para poder entender otros parámetros para poder entender el acomplamiento, tales como el espesor de la placa subductante y la profundidad y longitud de la zona trabada y cómo es esta transición.

El BSM tiene resultados muy similares al PM, sin embargo el sentido físico de su formulación es distinto al PM. Este modelo, el BSM, tiene la desventaja respecto del PM de no ser apto para dar respuestas o otros parámetros que también podrían influir en el acomplamiento nombrado previamente ni comprender el deslizamiento de la placa en todo su dominio. A pesar de lo anterior, posee un gran ajuste, bajo ECM ( $\sim 0.18$  [m]).

## 6.2. Discusión

Obtener diversos parámetros durante el ciclo sísmico no es una tarea trivial, se necesita de datos y buenos modelos que sean capaces de representar la realidad. Como ya se mencionó previamente en la sección Conclusión sobre los resultados y ventajas del método cabe realizar algunas cortas discusiones:

- El modelamiento mediante el método de inversión para el periodo cosísmico representa un excelente modelo físico y matemático debido al bajo ECM obtenido, así como también a la representación realista del proceso de convergencia.
- El modelamiento debido a la inversión para el periodo intersísmico con el PM a pesar de ser un modelo sumamente simple, es capaz de representar en gran medida el comportamiento del intersísmico mediante un proceso físicamente aceptable y realista, además de un buen proceso matemático para poder llevar a cabo la inversión.
- El modelamiento para el intersísmico con el BSM representa un buen modelo matemático, sin embargo falla al explicar el proceso de convergencia como una falla normal. Esto no representa la realidad de la subducción Nazca-Sudamerica, pudiendo generar errores variados al momento de realizar inversiones con este principio.

En resumidas cuentas, el modelamiento para el cosísmico es un buen método físico y matemático, así también para el PM. Sin embargo, el BSM representa un buen modelo matemático, pero irreal y mal modelo físico.

Con todas las restricciones posibles, así también como la simpleza del PM, él es capaz de modelar el periodo intersísmico con un criterio mucho más realista del planteado por el BSM. El PM puede ser claramente mejorado con la incorporación de otros modelos como fluidos, elementos finitos, una topografía realista, inclusión de reología, entre otras.

Para el modelamiento del intersísmico es necesario incluir a toda la placa subductante para analizar el comportamiento de los diversos procesos que ocurren en la interface entre las placas, así también como en la superficie libre. Este modelamiento no basta con obtener buenos o bajos errores en las inversiones, sino que un modelamiento cabal es considerar además modelos geofísicamente aceptables o que se aproximen a la realidad del comportamiento de la naturaleza.

---

# Bibliografía

- [1] Allmendinger R., Reilinger R., Loveless J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, **26**, TC3013 (2007).
- [2] Béjar-Pizarro M., Socquet A., Armijo R., Carrizo D. , Genrich J., Simons M. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature*, DOI: 10.1038 (2013).
- [3] Benavente R., Cummins P. Simple and reliable finite fault solutions for large earthquakes using the W-phase: the Maule ( $M_w = 8.8$ ) and Tohoku ( $M_w = 9.0$ ) earthquakes. *A. Geophys. Union*, doi: 10.1002 (2013).
- [4] Crowell B., Bock Y., Melgar D. Real-time inversion of GPS data for finite fault modeling and rapid hazard assessment. *J. Geophys. Res.*, **39**, L09305 (2012).
- [5] Gutscher M., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and topography constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814-833 (2000).
- [6] Heki K., Matsuo K. Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L24306 (2010).
- [7] Hu Y., Wang K., He J., Klotz J., Khazaradze G. Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *J. Geophys. Res.*, **109**, B12403 (2004).
- [8] Kanda R., Simons M. Practical implications of the geometrical sensitivity of elastic dislocation models for field geologic surveys. *Tectonophysics*, **560–561**, 94-104 (2012).
- [9] Kanda, R. V. S. & Simons, M. An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **115**, B03405 (2010).

- [10] Khazaradze, G. & Klotz, J. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *J. Geophys. Res.*, **108**, p. 2289, B6 (2003).
- [11] Lay T., *et al.* Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *J. Geophys. Res.*, **117**, B04311 (2012).
- [12] Mendoza, C., Hartzell S. Finite-Fault Source Inversion Using Teleseismic P Waves: Simple Parameterization and Rapid Analysis. *Bulletin of the Seismol. Soc. Amer.*, **103**, pp. 834–844 (2013).
- [13] Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., Oncken, O. Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planet. Science Lett.*, **305**, pp. 413-424 (2011).
- [14] 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. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planet. Science Lett.*, **321-322**, pp. 152-165 (2012).
- [15] Moreno M., Rosenau M., Oncken O. Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, **467**, 198-202 (2010).
- [16] Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismol. Soc. Amer.*, **75**, pp. 1135-1154 (1985).
- [17] Pollitz F., *et al.* Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake. *J. Geophys. Res.*, **38**, L09309 (2011).
- [18] Quezada J., Jaque, E., Belmonte, A., Fernández, A., Vásquez, D., Martínez, C. Vertical coseismic movements and geomorphological changes generated by the Mw=8.8 earthquake, february 27<sup>th</sup> 2010 in south-central Chile. *Rev. Geo. Sur.*, **2**, pp. 11-45 (2010).
- [19] Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabalier, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Phys. Earth Planet Inter.*, **175**, pp. 78–85 (2009).

- [20] Savage, J. C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **88**, pp. 4984-4996 (1983).
- [21] Scholz C.H., Campos j. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones *J. Geophys. Res.*, **100**, 22,103–22,115 (1995)
- [22] Scholz C.H., Campos J. The seismic coupling of subduction zones revisited. *J. Geophys. Res.*, **117**, B05310 (2012).
- [23] Tassara A., Gotze H., Schmidt S., Hackney R. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. Geophys. Res.*, **111**, B09404 (2006).
- [24] Tassara A., Echaurren A. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophys. J. Inter.*, doi: 10.1111 (2012).
- [25] Tong X., *et al.* The 2010 Maule, Chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy. *J. Geophys. Res.*, **37**, L24311 (2010).
- [26] Vergne J., Cattin R., Avouac P.J. On the use of dislocations to model inter-seismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults. *Geophys. J. Int.*, **147**, 155-162 (2001).
- [27] Vigny C., *et al.* The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS *Science*, **332**, 1417–1421 (2011).
- [28] Wang L., Shum C.K., Simons F.J., Tassara A., Erkan K., Jekeli C., Braun A., Kuo C., Lee H., Yuan D. Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile, earthquake quantified by the inversion of GRACE observations. *Earth and Planet. Science Lett.*, **335–336**, pp. 167–179 (2012).
- [29] Ward S., Barrientos S. An Inversion for Slip Distribution and Fault Shape from Geodetic Observations of the 1983, Borah Peak, Idaho, Earthquake. *J. Geophys. Res.*, **91**, 4909-4919 (1986).

---

# Apéndice A

## Test de resolución y tamaño de las subfallas

Cómo se dijo en la *Sección 3.3: Inversión*, para llevar a cabo el test de resolución se calculo el desliamiento para diferentes tamaños de subfalla  $l \times w$  respecto de un desliamiento sintético al cual se le agrego error aleatorio con el fin de simular la realidad de las observaciones. Los resultados obtenidos en base a la *Cuadro 3.3* serán mostrados en esta sección.

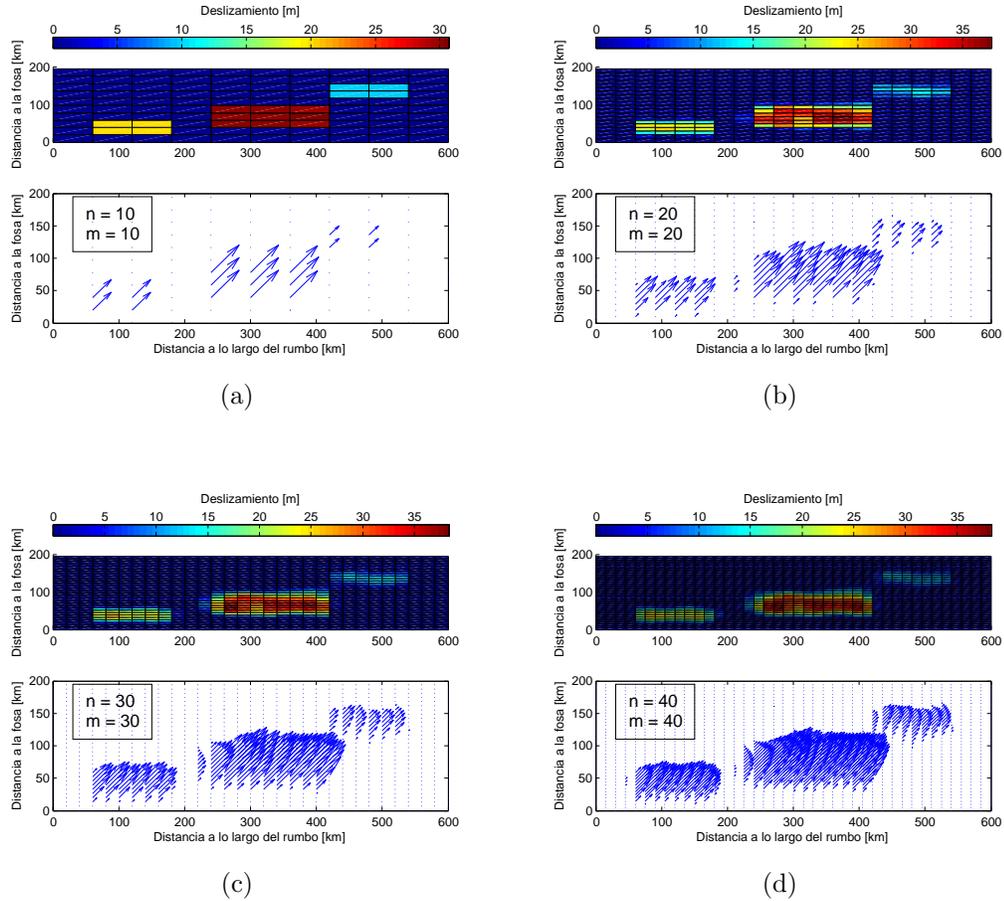


Figura A.1: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 20$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 30$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 40$  y  $m = 40$  subfallas.

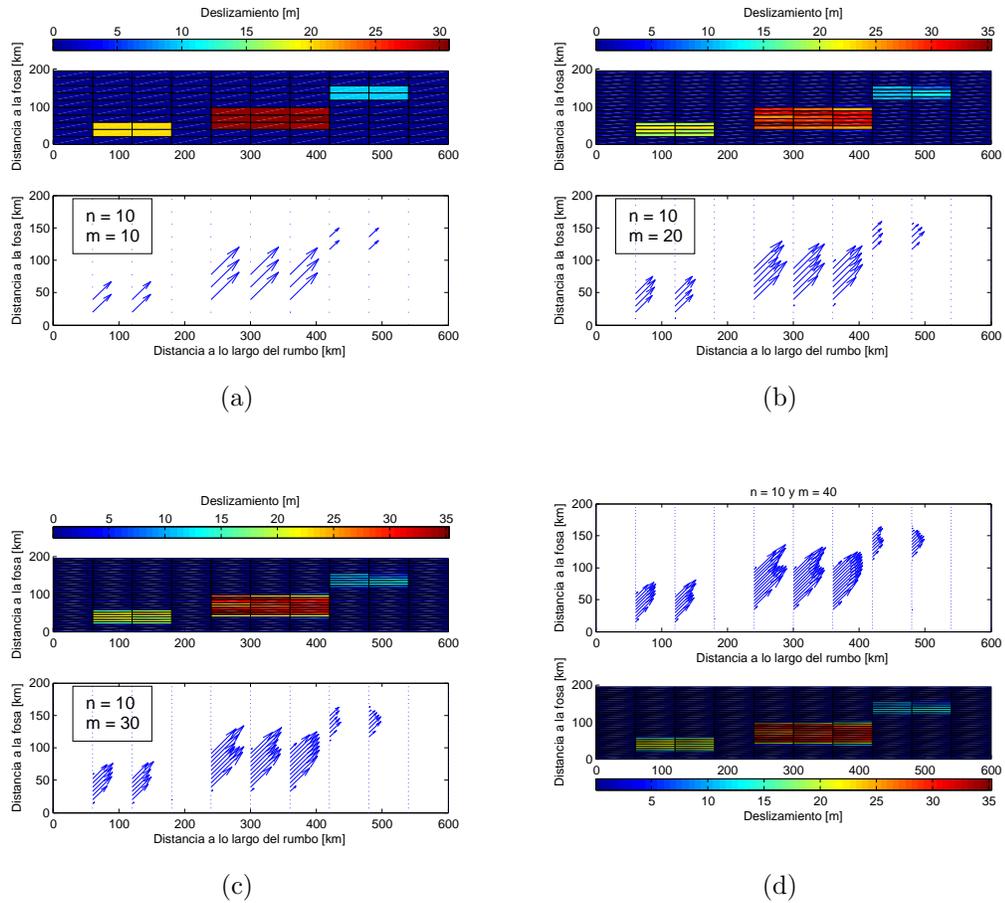


Figura A.2: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 10$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 10$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 10$  y  $m = 40$  subfallas.

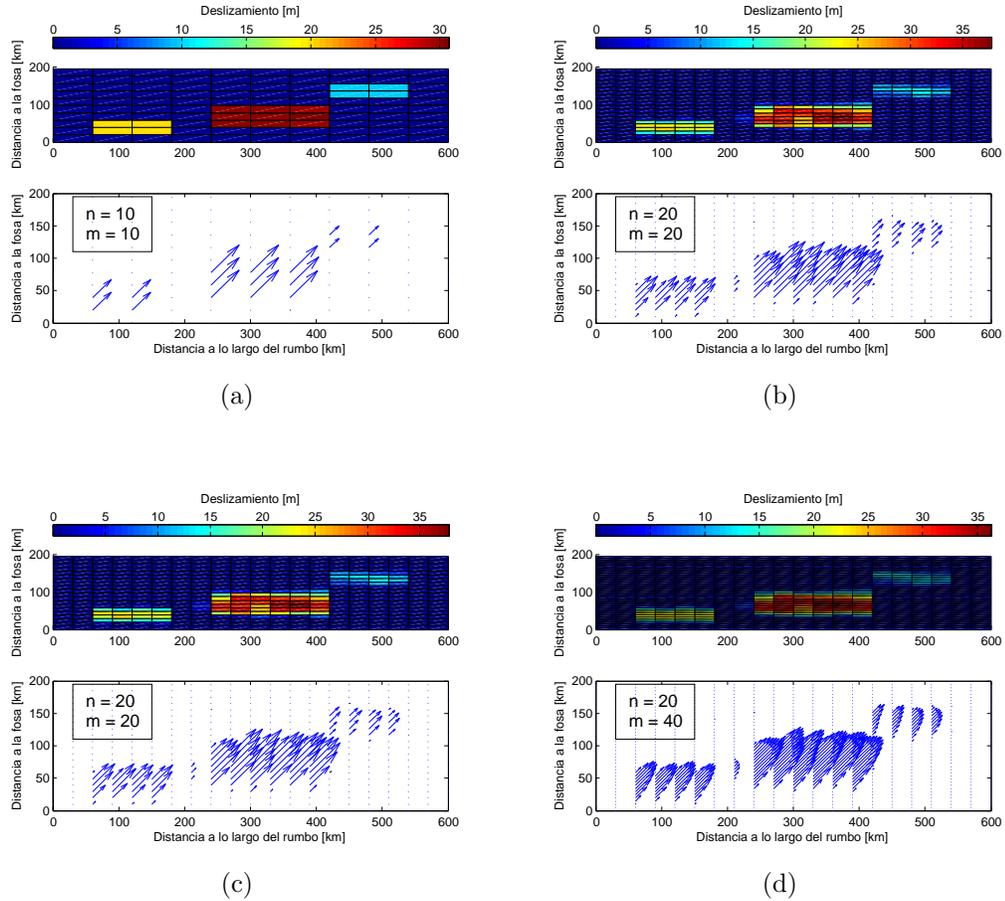


Figura A.3: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 20$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 20$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 20$  y  $m = 40$  subfallas.

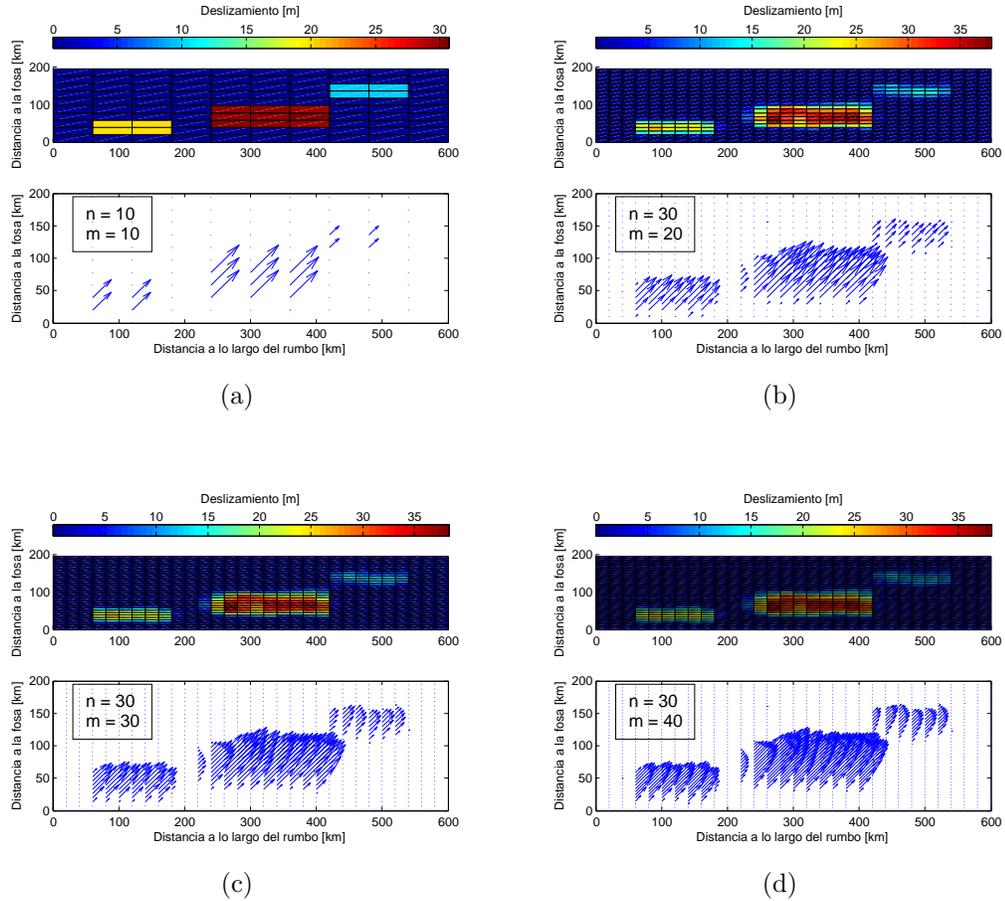


Figura A.4: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 30$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 30$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 30$  y  $m = 40$  subfallas.

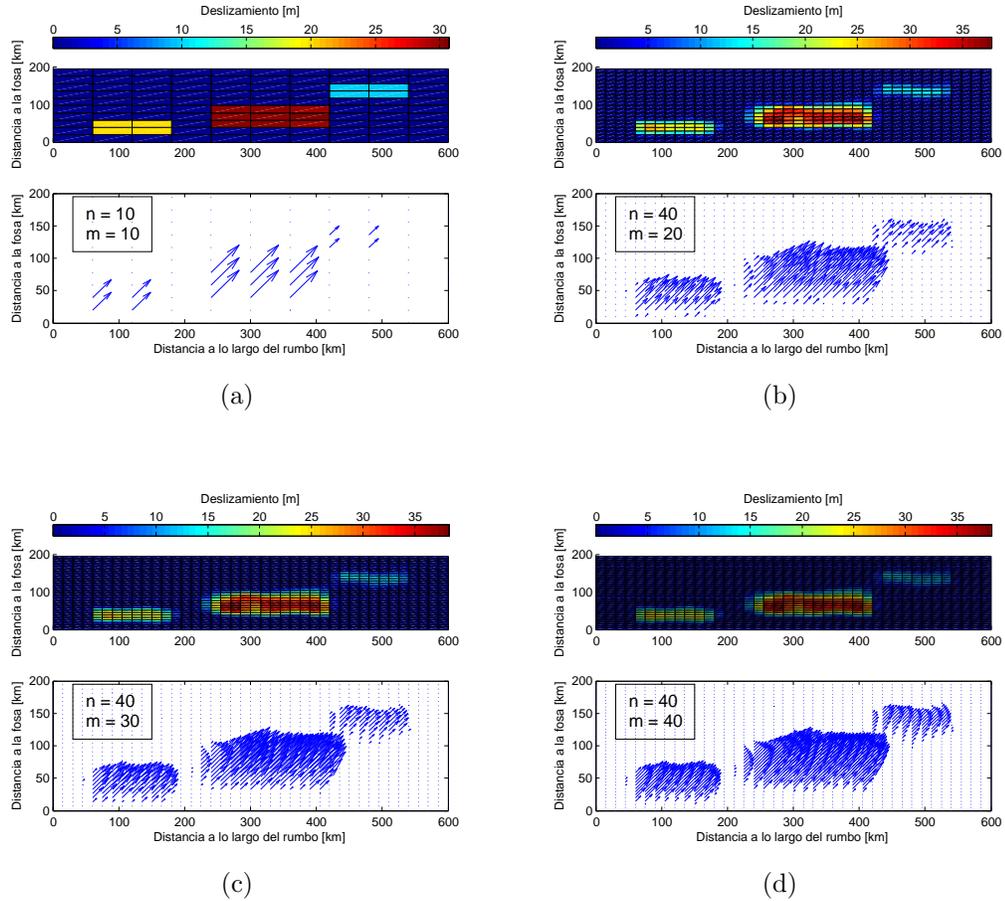


Figura A.5: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 40$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 40$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 40$  y  $m = 40$  subfallas.

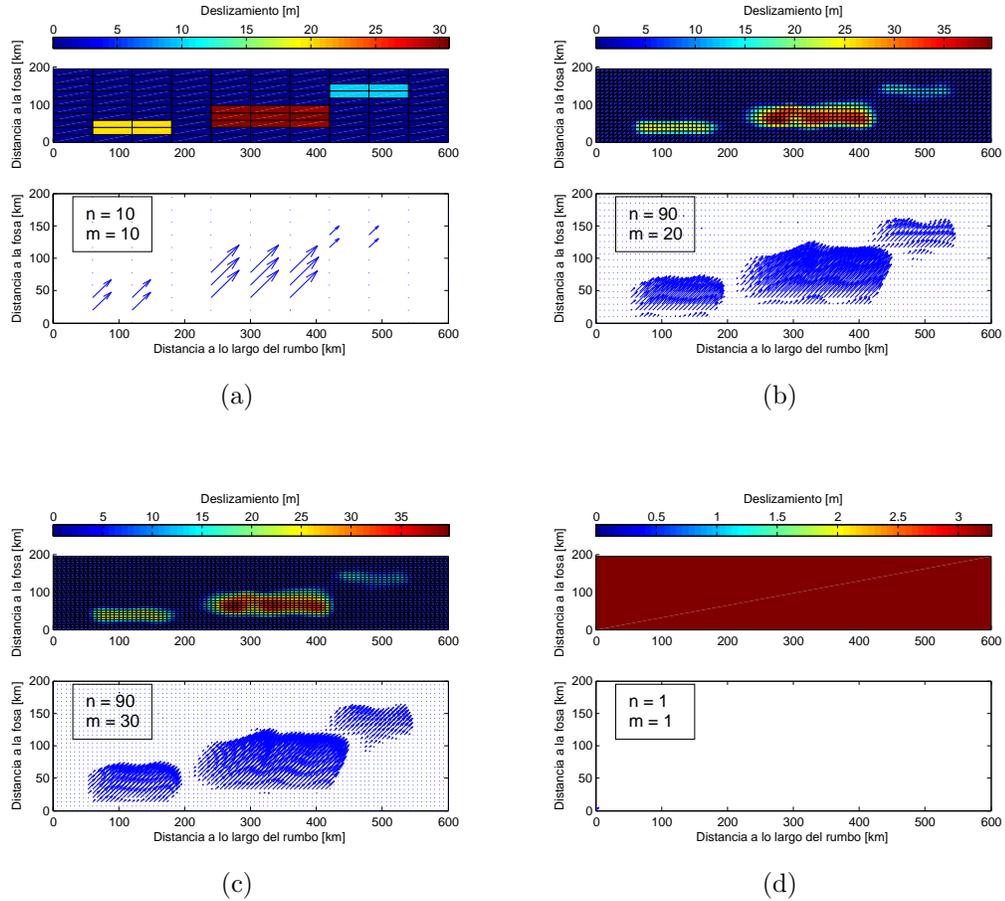


Figura A.6: Test de resolución I para el deslizamientos sintéticos. a) Deslizamiento sintético original, con  $n = m = 10$ , (b) Deslizamiento sintético con  $n = 90$  y  $m = 20$ , (c) Deslizamiento sintético con  $n = 90$  y  $m = 30$ , (d) Deslizamiento sintético con  $n = 1$  y  $m = 1$  subfallas.

---

# Apéndice B

## Observaciones

## B.1. Observaciones para el periodo cosmóxico

Datos disponibles de las mediciones de *Moreno M.* y *Vigny C.* en relación al Cuadro 4.1.

Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	$u_e$ [m]	$u_n$ [m]	$u_{up}$ [m]
	-73.3400	-41.7700	-0.0008	-0.0239	0.0403
	-72.6600	-41.6700	-0.0033	-0.0201	0.0156
	-72.7700	-36.7400	-2.5120	-0.4962	-0.2986
	-72.5900	-39.5100	-0.0372	0.0232	-0.0347
	-70.1000	-33.8300	-0.4361	-0.1090	0.0216
	-72.3000	-36.7400	-1.8713	0.0251	-0.4553
	-73.2100	-36.7700	-3.2528	-0.7945	0.7549
	-73.3900	-39.7500	-0.0108	-0.0425	-0.0059
	-72.8000	-36.1400	-3.5823	-0.6336	0.2395
	-70.8200	-33.6800	-0.6340	-0.2041	-0.0526
	-73.1900	-37.1500	-3.1790	-0.5926	0.3420
	-71.0900	-34.7200	-1.9113	0.1560	-0.1694
	-72.6700	-39.3000	-0.5831	0.1824	0.0008
	-74.0300	-41.8100	-0.0107	-0.0128	0.0339
	-73.1900	-36.7500	-3.2133	-0.7931	0.6852
	-73.6600	-37.7200	-3.6108	-0.7240	1.7979
	-73.3200	-37.9400	-2.0341	-0.1975	0.1545
	-73.6400	-37.5800	-3.4369	-0.4181	1.8696
	-72.4000	-40.6200	0.0213	-0.0165	0.0873
	-73.5800	-37.1900	-4.6968	-0.5142	1.6032
	-73.7200	-40.9500	-0.0082	-0.0292	-0.0226

-71.7100	-38.4700	-0.3913	0.1724	0.0220
-71.8800	-33.9600	-1.5427	-0.3037	0.1580
-71.3500	-37.9000	-0.5429	0.1613	0.0063
-72.6900	-37.6100	-1.8381	0.0897	-0.5962
-73.0300	-37.8300	-1.9093	-0.0366	-0.4012
-73.1400	-40.5900	0.0036	-0.0254	-0.0106
-72.3100	-39.6800	-0.0606	0.0266	0.0593
-71.4700	-39.5800	-0.0791	0.0621	0.0233
-71.0700	-38.6000	-0.2546	0.1107	0.0030
-73.4100	-38.7800	-0.2198	-0.2161	0.1501
-72.3900	-38.3400	-0.7952	0.1986	-0.1612
-73.7200	-40.5500	0.0027	-0.0308	-0.0779
-71.9900	-39.2700	-0.1350	0.0893	0.0082
-72.3100	-41.3800	0.0051	-0.0133	0.0463
-72.9300	-37.1800	-2.6500	-0.3348	-0.4732
-71.3200	-36.6600	-1.0105	0.2144	-0.0578
-72.3600	-36.8400	-1.9442	-0.0105	-0.5026
-72.8500	-37.2100	-2.4698	-0.1997	-0.5979
-71.7100	-38.9700	-0.1995	0.1211	0.0029
-73.2400	-38.5300	-0.5815	0.0120	0.1218
-72.1500	-34.8300	-5.2479	-0.5661	-0.3258

Cuadro B.1: Tabla de valores para el periodo cosímico de *Moreno*

Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	$u_e$ [m]	$u_n$ [m]	$u_{up}$ [m]
	-70.6690	-33.1500	-0.2500	-0.1430	-0.0240
	-73.0250	-36.8440	-2.8920	-0.6900	-0.0350
	-71.5320	-37.3390	-0.7610	0.1710	-0.0160
	-71.4870	-30.2630	0.0030	0.0100	-0.0020
	-70.9990	-31.1880	-0.0070	0.0070	-0.0010
	-71.4580	-31.3980	-0.0020	0.0090	-0.0030
	-72.4120	-35.3310	-4.6960	-0.3850	-0.3670
	-71.4100	-29.1020	0.0010	0.0080	0.0070
	-70.6620	-33.4570	-0.4300	-0.1990	-0.0300
	-71.6630	-31.1470	-0.0020	0.0140	-0.0090
	-70.0940	-29.9770	-0.0010	0.0040	-0.0020
	-71.2460	-29.9080	0	0.0080	-0.0030
	-70.8210	-35.8100	-1.0470	0.1260	0.0050
	-71.2040	-30.6040	0.0040	0.0100	-0.0040
	-70.6890	-30.8390	-0.0030	0.0010	-0.0030
	-71.6350	-30.6750	-0.0010	0.0120	-0.0070
	-70.1300	-32.8350	-0.1330	-0.0890	0.0080
	-71.6130	-33.6540	-0.7120	-0.3450	-0.1600
	-71.0150	-32.9760	-0.1690	-0.1130	-0.0380
	-70.7390	-29.2550	0.0010	0.0060	-0.0030
	-71.7330	-35.5950	-2.3400	0.2770	-0.4510
	-70.8060	-30.1700	-0.0040	0.0090	0
	-71.6350	-33.0280	-0.1040	-0.0270	-0.0520
	-70.2490	-33.3540	-0.2920	-0.1430	0.0010
	-71.9620	-35.3070	-3.3470	0.1020	-0.7280
	-73.2720	-37.2450	-3.3790	-0.5910	0.8080
	-72.2050	-36.6390	-1.8960	0.0740	-0.3880

-72.8120	-36.2360	-3.4880	-0.6680	0.4120
-71.6250	-37.3360	-0.9210	0.1800	-0.0530
-72.4150	-35.3180	-4.8580	-0.4380	-0.2850
-72.4910	-35.4120	-4.6280	-0.3410	-0.0590
-72.5190	-35.4930	-4.3080	-0.3350	0.1580
-72.6260	-35.5860	-4.2340	-0.5220	0.5680
-72.6060	-35.8280	-3.4260	-0.5250	0.2280
-72.6390	-35.8430	-3.5050	-0.6070	0.4480
-72.7440	-35.9490	-3.7300	-0.8050	0.5550
-71.3470	-35.6770	-1.7430	0.2490	-0.1020
-72.2550	-35.4640	-3.6780	-0.0580	-0.5870
-72.0860	-35.5580	-3.1160	0.1030	-0.7160
-71.0690	-35.7090	-1.3820	0.1910	0.0990
-70.8340	-35.8150	-1.1240	0.1990	0.1020
-70.3990	-35.9910	-0.7130	0.1640	0.0660
-72.6970	-37.2550	-2.3000	-0.0110	-0.5070
-71.3440	-37.3690	-0.7650	0.1690	0.1200
-73.5690	-37.1920	-4.8790	-0.4340	1.7480
-73.1420	-37.0590	-2.7170	-0.6080	0.4380
-71.9550	-37.4110	-1.1720	0.1680	-0.0370
-72.4370	-36.4100	-2.3360	-0.2120	-0.2990
-72.2690	-35.1720	-4.7770	-0.5050	-0.3730
-72.9420	-37.2850	-2.6630	-0.2040	-0.2960
-72.1250	-36.0850	-2.3950	0.1450	-0.5770
-73.4360	-37.2560	-3.9220	-0.5040	1.4520
-72.2310	-37.3930	-1.5750	0.2090	-0.2330
-72.3840	-37.2160	-1.9190	0.1230	-0.3060
-73.1930	-36.7730	-3.2960	-0.7890	0.69

Cuadro B.2: Tabla de valores para el periodo cósmico de *Vigny*

## B.2. Observaciones para el periodo intersísmico

En base al set de datos de *Ruegg et al.* (2009), los datos seleccionados para el perfil fueron los siguientes. En este set también es agregado la estación EISL con el fin de dar una noción de la velocidad de la placa de Nazca a distancias sumamente grandes de la fosa, sin embargo, esta estación no es utilizada para llevar a cabo la inversión.

Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	$V_e$ [cm/año]
CAP	-73.2720	-37.2450	3.4740
CLP	-71.6250	-37.3360	1.7210
GUA	-72.3330	-37.3460	2.3280
LAJ	-72.6970	-37.2550	2.6190
LLA	-71.3440	-37.3690	1.5260
LLI	-73.5690	-37.1920	4.2540
MIR	-71.7500	-37.3300	1.6970
MRC	-71.9550	-37.4110	1.9010
PUL	-72.9420	-37.2850	3.0460
RAQ	-73.4360	-37.2560	3.6690
SGE	-72.2310	-37.3930	2.4270
EISL	-109.3830	-27.1480	6.5270

Cuadro B.3: Tabla de valores de la sección transversal para periodo intersísmico de la tabla de posiciones y velocidades de *Ruegg et al.* (2009)