

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



**Inversión de deslizamiento en la falla para el
terremoto de Maule 27 de Febrero 2010, 8.8Mw**

Pablo Aravena Moraga

Habilitación profesional

Docente a cargo:

Dr. Klaus Bataille

Comisión:

Dr. Marcos Moreno, Dra. Ignacia Calisto

03 de Abril de 2019

Dedicado a mis padres, amigos y pareja

Agradecimientos

- Datos cGPS con muestreo 1Hz de 8 estaciones fueron suministrados por el Centro Sismológico Nacional para el evento del Maule 2010.
- Modelo para desplazamiento en el tiempo incluyendo campo permanente dada una fuente puntual suministrado por Thomas O'Toole y modificado por Klaus Bataille para aceptar múltiples estaciones e implementación en Python 2.7.

Índice

| | |
|---|-----------|
| Agradecimientos | 3 |
| Resumen | 6 |
| Introducción | 8 |
| Hipótesis y Objetivos | 11 |
| 4.1 Hipótesis | 11 |
| 4.2 Objetivo principal | 11 |
| 4.2.1 Objetivos secundarios | 11 |
| Marco Teórico | 12 |
| 5.1 Desplazamiento en el tiempo dada una fuente puntual | 12 |
| 5.2 Modelo de falla finita y el problema directo | 18 |
| 5.3 Ejemplos problema directo | 19 |
| Metodología | 22 |
| 6.1 Teoría de inversión | 22 |
| 6.1.1 Minimización del deslizamiento | 25 |
| 6.1.2 Suavidad del deslizamiento | 25 |
| 6.2 Área de Estudio | 27 |

| | | |
|---------------------|--|-----------|
| 6.2.1 | Estaciones y registros | 27 |
| 6.2.2 | Slab Model | 29 |
| 6.3 | Modelo de velocidades | 30 |
| Resultados | | 33 |
| 7.1 | Velocidad de ruptura | 33 |
| 7.2 | Solución acoplada Inversa y Normal | 36 |
| 7.3 | Test de resolución | 40 |
| 7.4 | Test de ruido | 42 |
| Discusión | | 44 |
| 8.1 | Comparación de solución de 2 interfaces versus 1 interfaz | 44 |
| 8.2 | Mínimos locales en la función Desfase para la determinación de la velocidad de ruptura vertical | 47 |
| 8.3 | Implicancias de la distribución de slip | 49 |
| Conclusiones | | 51 |
| Bibliografía | | 53 |

Resumen

El proceso de ruptura de grandes terremotos es en general complejo y su inferencia aporta a la generación de modelos de carga. Las observaciones geodésicas satelitales (GNSS) y en especial las de 1 Hz de muestreo, registran las ondas sísmicas de alta frecuencia u ondas de cuerpo y el campo estático en el sitio de las estaciones. Con varios de estos registros se puede inferir la distribución espacial y temporal del deslizamiento en la falla, o zona de contacto entre las placas. En este trabajo desarrollamos un mecanismo de inversión, a partir de datos de 8 estaciones continuous Global Positioning System (cGPS), considerando un modelo de corteza con interfaz doble, geometría de la subducción plana, y el cálculo de problema directo basado en el método de los propagadores. Para la inversión aplicamos condiciones adicionales, como por ejemplo un grado de suavidad de la solución. Aplicamos este análisis al terremoto del Maule, del 27 de febrero del año 2010, magnitud de momento 8.8, con registros de cGPS en 8 estaciones donde se observan claramente ambos desplazamientos (componentes norte y este). Se encuentran slips máximos de 19 y 2,7 metros en cada interfaz con una velocidad de ruptura de 1,6 km/s con posibles variaciones no resueltas y un desfase de 12 s que apunta a una actividad previa de la segunda interfaz. Se obtienen ajustes

de alta fidelidad especialmente en el campo permanente, además se encuentran deslizamientos al norte del Maule, entre -30° a -35° grados de latitud, región en la cual ocurrió el sismo de Illapel el año 2015 de magnitud de momento 8,3 para la cual se discute una posible conexión.

Introducción

El incremento de la cantidad y calidad de instrumentos geodésicos satelitales instalados en Chile durante los últimos años, permite analizar la fuente de grandes terremotos como los ocurridos en el Maule en 2010, USGS (2010) e Illapel en 2015, USGS (2015). El análisis de la fuente consiste en inferir la ubicación, geometría, y distribución espacial y temporal del deslizamiento en la falla.

Para la obtención de los parámetros que definen la distribución espacial del deslizamiento para los grandes eventos sísmicos se utiliza un modelo de falla finita distribuido de manera coherente con un modelo de slab. En este estudio se utilizó una aproximación mediante un slab plano con un ángulo de subducción constante de 14° y profundidad inicial en las coordenadas de la fosa de 8 km, a modo de ser coherentes con la solución de fuente única entregada por el USGS (2010). La zona de estudio comprende desde los 28° Sur hasta los 39° Sur desde la fosa hasta la costa chilena.

Se propone además, mediante herramientas tanto numéricas como físicas, una segunda interface inferior a la mencionada anteriormente, ubicada a 28 km de pro-

fundidad desde la fosa, aproximando el grosor de la placa de Nazca con las mismas otras características de ángulo de subducción, zona de estudio y distribución espacial para la obtención de deslizamiento. Un número de estudios han reportado un comportamiento de doble fuente en eventos sísmicos, tales como Vera (2016) quien realizó una inversión de doble interfaz para el evento de Tohoku-Oki del año 2011, Hicks y Rietbrock (2015) además mostraron la existencia de una segunda fuente de mecanismo normal para un terremoto 7,1 Mw en la Araucanía el año 2011, Chen et.al. (2019) utilizando modelamiento térmico en conjunto con catálogos sísmicos mostró la existencia de un comportamiento de doble fuente, Nealy y Hayes (2015) presentando una inversión de doble fuente de fase-W, entre otros, por lo que la utilización de una segunda interfaz puede aportar a la comprensión del evento. Se observa el modelo en la figura (3.1).

Como se observa en la figura 3.1, la interfaz normal posee los ángulos de dip y strike iguales a la interfaz inversa, sin embargo el rake es diferente. Esto se debe a la definición de rake, Shearer (2009)

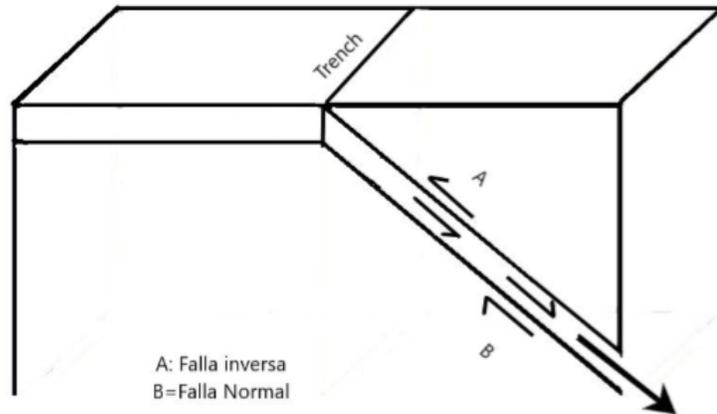


Figura 3.1. Modelo de falla propuesto para el análisis de la subducción durante el período cosísmico, la interfaz A subducta de manera inversa, y la interfaz B de manera normal, se propone un espesor para la placa de Nazca constante de 20 km, profundidad inicial de la interfaz A de 8 km en la fosa y una subducción plana de geometría uniforme, con 19° , 14° y 108° de strike, dip y rake respectivamente para la interfaz inversa, USGS (2010) y 19° , 14° y -72° de strike, dip y rake para la interfaz normal.

Hipótesis y Objetivos

4.1. Hipótesis

Los grandes terremotos de subducción se producen mediante la ruptura de dos interfaces paralelas con mecanismos distintos. Dichos mecanismos pueden ser aproximados mediante vectores con la misma dirección pero diferente sentido y magnitud.

4.2. Objetivo principal

Obtener la distribución de los vectores de desplazamiento en la falla para las dos interfaces paralelas, que mejor describe el movimiento de la corteza durante el terremoto del Maule dentro de los parámetros del modelo de Slab.

4.2.1. Objetivos secundarios

Determinar los ajustes del desplazamiento superficial para las 8 estaciones en sus componentes horizontales.

Comparar el modelo de doble interfaz con uno de interfaz singular y establecer las diferentes implicancias que conlleva utilizar un modelo doble.

Marco Teórico

5.1. Desplazamiento en el tiempo dada una fuente puntual

Se deben obtener los desplazamientos sobre la superficie en función del tiempo, debido a una fuente puntual con geometría conocida, según la metodología presentada por Kennett (2012) se plantea primeramente la ecuación de movimiento.

$$\partial_j \tau_{ij} = \rho \partial_{tt} u_i - f_i \quad (5.1)$$

Donde τ_{ij} es el tensor esfuerzo, f_i es una representación de la fuente sísmica y ρ la densidad del medio, dada la definición de deformación:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} (\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (5.2)$$

El sistema coordenado a usar serán coordenadas cilíndricas, representado en la Figura 5.1.

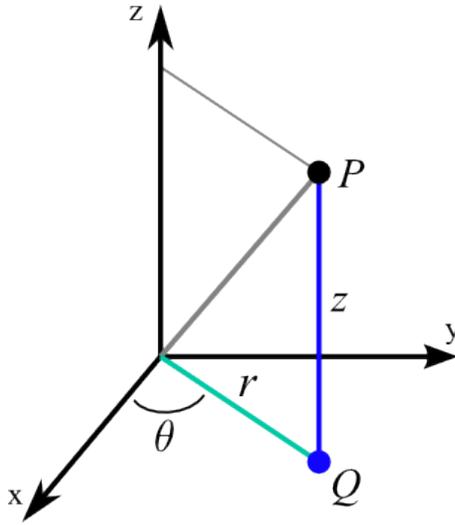


Figura 5.1. Sistema coordenado cilíndrico, dónde $r \times \theta = z$, $x = r \cos(\theta)$, $y = r \sin(\theta)$.

Además, para dicho sistema la definición de deformación (5.2) no es trivial, por lo cual se debe definir por componentes:

$$\begin{aligned}
 \epsilon_{rr} &= \partial_r u_r \\
 \epsilon_{\theta\theta} &= \frac{1}{r} (\partial_\theta u_\theta + u_r) \\
 \epsilon_{zz} &= \partial_z u_z \\
 \epsilon_{r\theta} &= \frac{1}{2} \left(\frac{1}{r} \partial_\theta u_r - \frac{1}{r} u_\theta + \partial_r u_\theta \right) \\
 \epsilon_{rz} &= \frac{1}{2} (\partial_z u_r + \partial_r u_z) \\
 \epsilon_{\theta z} &= \frac{1}{2} \left(\partial_z u_\theta + \frac{1}{r} \partial_\theta u_z \right)
 \end{aligned} \tag{5.3}$$

Teniendo la definición de las deformaciones, es posible obtener las expresiones

de los esfuerzos sobre un medio elástico, isotrópico, homogéneo y lineal como:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (5.4)$$

Donde los factores λ y μ son parámetros de Lamé, Shearer (2009). Y por componentes,

$$\begin{aligned} \tau_{rr} &= (\lambda + 2\mu)(\partial_r u_r) + \lambda \left(\frac{1}{r} (\partial_\theta u_\theta + u_r) + \partial_z u_z \right) \\ \tau_{\theta\theta} &= (\lambda + 2\mu) \left(\frac{1}{r} (\partial_\theta u_\theta + u_r) \right) + \lambda (\partial_r u_r + \partial_z u_z) \\ \tau_{zz} &= (\lambda + 2\mu)(\partial_z u_z) + \lambda \left(\frac{1}{r} (\partial_\theta u_\theta + u_r) + \partial_r u_r \right) \\ \tau_{r\theta} &= \frac{1}{2} \left(\frac{1}{r} \partial_\theta u_r - \frac{1}{r} u_\theta + \partial_r u_\theta \right) \\ \tau_{rz} &= \frac{1}{2} (\partial_z u_r + \partial_r u_z) \\ \tau_{\theta z} &= \frac{1}{2} (\partial_z u_\theta + \frac{1}{r} \partial_\theta u_z) \end{aligned} \quad (5.5)$$

Si consideramos tracción en superficie, tenemos que la siguiente igualdad se cumple para el vector tracción \mathbf{T} y vector unitario \mathbf{n} :

$$T_i = \tau_{ij} \cdot n_j \quad (5.6)$$

Y por consiguiente, las expresiones para (5.1) también se debe expresar por componentes,

$$\begin{aligned} \rho \partial_{tt} u_r &= \partial_z \tau_{rz} + \partial_r \tau_{rr} + \frac{1}{r} \partial_\theta \tau_{r\theta} + \frac{1}{r} (\tau_{rr} - \tau_{\theta\theta}) + \rho f_r \\ \rho \partial_{tt} u_\theta &= \partial_z \tau_{\theta z} + \partial_r \tau_{\theta r} + \frac{2}{r} \tau_{\theta r} + \frac{1}{r} \partial_{\theta\theta} \tau_{\theta\theta} + \rho f_\theta \\ \rho \partial_{tt} u_z &= \partial_r \tau_{zr} + \frac{1}{r} \tau_{zr} + \frac{1}{r} \partial_\theta \tau_{z\theta} + \partial_z \tau_{zz} + \rho f_z \end{aligned} \quad (5.7)$$

A modo de simplificar las expresiones se introducen los siguientes términos adicionales, sugeridos por Kennet (2012)

$$\begin{aligned}
u_V &= \frac{1}{r}(\partial_r(ru_r) + \partial_\theta u_\theta) \\
\tau_{Vz} &= \frac{1}{r}(\partial_r(r\tau_{rz}) + \partial_\theta \tau_{\theta z}) \\
u_H &= \frac{1}{r}(\partial_r(ru_\theta) - \partial_\theta u_r) \\
\tau_{Hz} &= \frac{1}{r}(\partial_r(r\tau_{\theta z}) - \partial_\theta \tau_{rz})
\end{aligned} \tag{5.8}$$

Además del operador laplaciano horizontal y el módulo compuesto:

$$\begin{aligned}
\nabla_h^2 f &= \partial_r^2 f + \frac{1}{r^2} \partial_\theta^2 f + \frac{1}{r} f \\
\rho_V &= (\lambda + 2\mu) - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu}
\end{aligned} \tag{5.9}$$

Dada la ecuación (5.6) podemos decir que las ecuaciones relevantes de (5.5) para la tracción en superficie corresponden a los términos τ_{rz} , $\tau_{\theta z}$ y τ_{zz} que junto a las expresiones de (5.7) se pueden expresar en dos sistemas:

$$\begin{aligned}
\partial_z u_z &= \frac{\tau_{zz}}{\lambda + 2\mu} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} u_V \\
\partial_z u_V &= \frac{1}{\mu} \tau_{Vz} - \nabla_h^2 u_z \\
\partial_z \tau_{zz} &= \rho \partial_{tt} u_z - \tau_{Vz} - \rho f_z \\
\partial_z \tau_{Vz} &= (\rho \partial_{tt} - \rho_V \nabla_h^2) u_V - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \nabla_h^2 \tau_{zz} - \rho f_V
\end{aligned} \tag{5.10}$$

El primero (5.10) muestra un movimiento acoplado de las ondas $P - SV$ y el segundo (5.11) nos muestra el movimiento SH

$$\begin{aligned}\partial_z u_H &= \frac{\tau_{Hz}}{\mu} \\ \partial_z \tau_{Hz} &= (\rho \partial_{tt} - \mu \nabla_h^2) u_H - \rho f_H\end{aligned}\tag{5.11}$$

Con el fin de reducir los dos sistemas anteriores a sistemas de ecuaciones diferenciales ordinarias sobre la coordenada vertical (z) se introduce la transformada de Fourier en el tiempo, y una transformada de Hankel para los espacios radial (r) y azimutal (θ), del mismo modo como lo presenta Kennet (2012):

$$\begin{aligned}\mathcal{F}(\psi(r, \theta, t)) &= \hat{\psi}(k, m, \omega) \\ \mathcal{F}(\psi(r, \theta, t)) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} \int_0^{\infty} dr r J_m(kr) \int_{-\pi}^{\pi} d\theta e^{im\theta} \psi(r, \theta, t)\end{aligned}\tag{5.12}$$

Donde J_m es la función de Bessel de orden m . Se proponen a continuación los siguientes cambios de variable dado ω frecuencia angular y k número de onda:

$$\begin{aligned}
U &= \hat{u}_z \\
P &= \frac{1}{\omega} \hat{\tau}_{zz} \\
V &= -\frac{1}{k} \hat{u}_v \\
S &= -\frac{1}{\omega k} \hat{\tau}_{Vz} \\
W &= -\frac{1}{k} \hat{u}_H \\
T &= -\frac{1}{\omega k} \hat{\tau}_{Hz} \\
F_z &= \frac{\rho}{\omega} \hat{f}_z \\
F_V &= -\frac{\rho}{\omega k} \hat{f}_V \\
F_H &= -\frac{\rho}{\omega k} \hat{f}_H
\end{aligned} \tag{5.13}$$

Y las siguientes definiciones:

$$\begin{aligned}
p &= \frac{k}{\omega} \\
\alpha^2 &= \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \\
\beta^2 &= \frac{2\mu}{\rho} \\
\nu &= 4\beta^2 \left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2}\right)
\end{aligned} \tag{5.14}$$

Realizando la transformada de Fourier-Hankel (5.12) sobre los sistemas de ecuaciones (5.10) y (5.11) y aplicando los cambios de variable propuestos en (5.13) llegamos a las siguientes expresiones para los sistemas $P - SV$ y SH

$$\partial_z \begin{pmatrix} U \\ V \\ P \\ S \end{pmatrix} = \omega \begin{pmatrix} 0 & p(1 - 2\frac{\beta^2}{\alpha^2}) & \frac{1}{\rho\alpha^2} & 0 \\ -p & 0 & 0 & \frac{1}{p\beta^2} \\ -\rho & 0 & 0 & p \\ 0 & \rho(\nu p^2 - 1) & -p(1 - 2\frac{\beta^2}{\alpha^2}) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U \\ V \\ P \\ S \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ F_z \\ F_V \end{pmatrix} \quad (5.15)$$

$$\partial_z \begin{pmatrix} W \\ T \end{pmatrix} = \omega \begin{pmatrix} 0 & (\frac{1}{\rho\beta^2}) \\ \rho(\beta^2 p^2 - 1) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} W \\ T \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} 0 \\ F_H \end{pmatrix} \quad (5.16)$$

La solución del sistema conformado por (5.15) y (5.16) no es trivial, O'Toole y Woodhouse (2011) desarrollaron un método de resolución del sistema sin pérdidas de precisión, el cual se utilizará para la obtención del desplazamiento superficial en el tiempo a partir de una fuente puntual.

5.2. Modelo de falla finita y el problema directo

El vector de deslizamiento (u_r, u_θ, u_z) está en un sistema coordenado (*Radial, Transversal, Z*) por lo cual es necesario pasar el vector u a componentes locales (*Este, Norte, Vertical*) para el eventual planteamiento del problema directo, por ende se aplica la siguiente matriz de rotación para pasar del actual sistema cilíndrico a uno local:

$$\begin{pmatrix} N \\ E \\ V \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\alpha) & -\text{sen}(\alpha) & 0 \\ \text{sen}(\alpha) & \cos(\alpha) & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} \quad (5.17)$$

Siendo α el azimut de \mathbf{u} medido en sentido horario desde el norte. Obteniendo así el vector \mathbf{u} en componentes (*Norte, Este, Vertical*) para una fuente puntual, es posible hacer esto de manera iterativa para una serie de fuentes distribuidas sobre un plano y construir un modelo de falla finita mediante superposición de ondas:

$$\begin{pmatrix} S_{0,0} & S_{0,1} & \dots & S_{0,f} \\ S_{1,0} & S_{1,1} & \dots & S_{1,f} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_{d,0} & S_{d,1} & \dots & S_{d,f} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} m_0 \\ m_1 \\ \vdots \\ m_f \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{u}_0 \\ \mathbf{u}_1 \\ \vdots \\ \mathbf{u}_d \end{pmatrix} \quad (5.18)$$

Expresión del problema directo para f funciones de Green (S) con momento sísmico m_i a fin de obtener d vectores de deslizamiento (\mathbf{u})

5.3. Ejemplos problema directo

El programa suministrado por O'Toole y Woodhouse (2011) y modificado por el Dr. Klaus Bataille permite obtener los desplazamientos en el tiempo para una estación a partir de una fuente puntual, los ejemplos de las figuras 5.2 y 5.3 muestran resultados para una fuente ubicada lejana a la estación y otra más cercana.

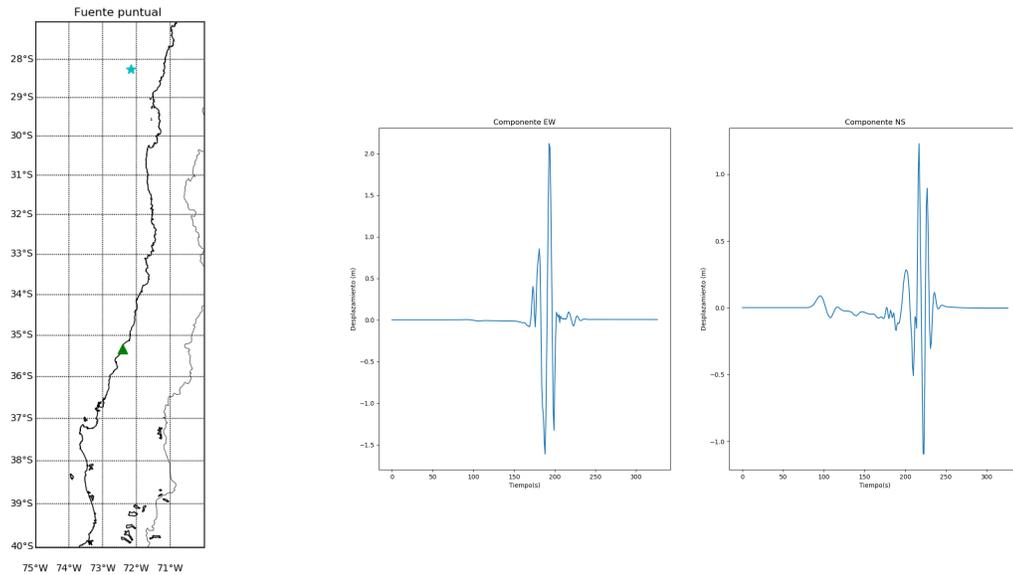


Figura 5.2. Problema directo resuelto para una fuente lejana. Se observa en la componente norte que existen las llegadas de 2 ondas, y en la componente este se observa sólo una llegada clara. La fuente sísmica posee $2,26 \times 10^{22}$ Nm de momento sísmico. Se analizaron las ondas entre $[0,0-0,5]$ Hz incluyendo el campo permanente. El triángulo representa la estación, y la estrella el epicentro de una fuente puntual de momento sísmico $2,26 \times 10^{22}$ Nm

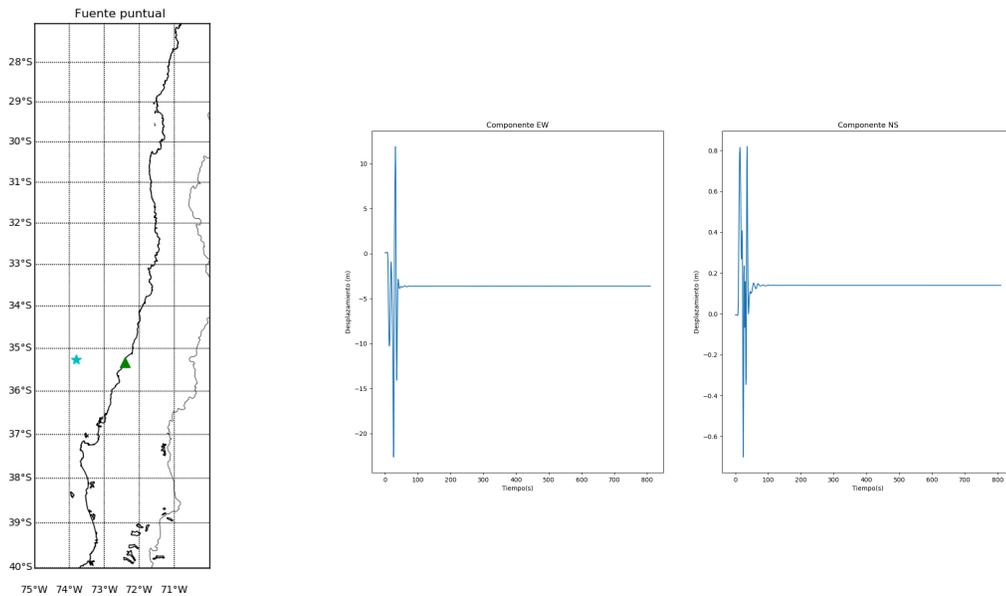


Figura 5.3. Problema directo resuelto para una fuente cercana. La fuente sísmica posee $2,26 \times 10^{22}$ Nm de momento sísmico. Se analizaron las ondas entre $[0,0 - 0,5]$ Hz incluyendo el campo permanente. El triángulo representa la estación, y la estrella el epicentro de una fuente puntual de momento sísmico $2,26 \times 10^{22}$ Nm

Para las figuras 5.2 y 5.3 se entiende como desplazamiento permanente la diferencia entre la posición inicial y la final para la estación en cualquiera de sus dos componentes horizontales.

Metodología

6.1. Teoría de inversión

Dado que el problema directo resuelve los deslizamientos superficiales debido a una falla puntual, como se observa en las figuras 5.2 y 5.3, se debe establecer un modelo de falla finita para que sea posible resolver sobre un área de deslizamiento. Con ese fin se distribuyen sub fallas puntuales en ambas interfaces de manera coherente con la figura 3.1, es decir todas las sub fallas tendrán los mismos parámetros angulares, con sólo sus profundidades siendo distintas. Cada una de ellas representa un área cuadrada en la vecindad de su ubicación

La propiedad física a obtener es la cantidad de deslizamiento, o slip de cada sub falla con el fin de obtener la distribución de este en la zona de estudio. La magnitud de slip s está relacionado de manera lineal con el momento sísmico M_0 de la siguiente manera, descrito por Shearer (2009):

$$s = \frac{M_0}{A \cdot \mu} \quad (6.1)$$

Siendo A el área que representa la subfalla y μ la rigidez en las vecindades de ésta, a su vez el momento sísmico se relaciona de manera lineal con los desliza-

mientos en superficie y representa su amplitud en situación normalizada:

$$S = M_0 \hat{S} \quad (6.2)$$

Las características lineales del momento sísmico, permiten establecer un problema inverso matricial lineal. Dado que el algoritmo directo requiere un momento sísmico inicial de input, es conveniente incluir un modificador m al momento sísmico input M_i , relacionados mediante la siguiente ecuación:

$$M_0 = m M_i \quad (6.3)$$

Por lo tanto la cantidad a invertir corresponderá a m , del cual mediante las relaciones expresadas por las ecuaciones (6.1), (6.2) y (6.3) es posible obtener el deslizamiento cosísmico.

Considerando lo anterior, se puede plantear el siguiente problema matricial,

$$\begin{pmatrix} S_{0,0} & S_{0,1} & \dots & S_{0,f} \\ S_{1,0} & S_{1,1} & \dots & S_{1,f} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_{599,0} & S_{599,1} & \dots & S_{599,f} \\ S_{600,0} & S_{600,1} & \dots & S_{600,f} \\ S_{601,0} & S_{601,1} & \dots & S_{601,f} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_{1199,0} & S_{1199,1} & \dots & S_{1199,f} \\ S_{1200,0} & S_{1200,1} & \dots & S_{1200,f} \\ S_{1201,0} & S_{1201,1} & \dots & S_{1201,f} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_{2399,0} & S_{2399,1} & \dots & S_{2399,f} \\ S_{2400,0} & S_{2400,1} & \dots & S_{2400,f} \\ S_{2401,0} & S_{2401,1} & \dots & S_{2401,f} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ S_{3 \times e \times r,0} & S_{3 \times e \times r,1} & \dots & S_{3 \times e \times r,f} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} m_0 \\ m_1 \\ \vdots \\ m_f \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_0 \\ d_1 \\ \vdots \\ d_{599} \\ d_{600} \\ d_{601} \\ \vdots \\ d_{1199} \\ d_{1200} \\ d_{1201} \\ \vdots \\ d_{2399} \\ d_{2400} \\ d_{2401} \\ \vdots \\ d_{3 \times e \times r} \end{pmatrix} \quad (6.4)$$

Donde $S_{p,q}$ es el desplazamiento simulado en el tiempo p (en segundos) dada la fuente q de un total de $f + 1$ fuentes, m_i es el modificador de momento sísmico especificado en la ecuación (6.3) correspondiente a cada una de las fuentes y d_j es el desplazamiento en superficie (en metros) en función tiempo j , la separación en

colores representa las distintas estaciones, por lo tanto el total de observaciones dado 3 componentes, e estaciones y r segundos observados es $(3 \times e \times r) + 1$.

6.1.1. Minimización del deslizamiento

Como menciona Vera (2016) el deslizamiento no debe aumentar de manera desproporcionada, se introduce el parámetro de minimización λ_1 , distinto del parámetro de Lamé anteriormente mostrado. Es una regularización del tipo $L1$ que busca obtener soluciones con un rms similar, reduciendo el deslizamiento de cada sub falla. La ecuación que se debe acoplar al sistema es es:

$$(\lambda_1 \mathbf{I}) \cdot \mathbf{m} = 0 \quad (6.5)$$

6.1.2. Suavidad del deslizamiento

Otro parámetro necesario para obtener una solución regularizada es aquel de suavidad, λ_2 , también señalado por Vera (2016), el cual genera distribuciones de deslizamientos más suaves distribuyendo los máximos de deslizamiento hacia los vecinos penalizando las grandes diferencias entre subfallas cercanas, al igual que el parámetro anterior se debe acoplar una nueva ecuación a resolver:

$$\lambda_2 \nabla^2 \mathbf{m} = 0 \quad (6.6)$$

La resolución de la ecuación (6.6) de manera numérica se debe hacer mediante diferencias finitas, tal como expresa Vera (2016) se tiene:

$$\nabla^2 \mathbf{m} = \partial_x^2 m_{ij} + \partial_y^2 m_{ij} \quad (6.7)$$

Las derivadas expresadas en (6.7) se expresan de manera diferente si la subfalla se encuentra en una esquina, a que si se encuentra rodeada de otras subfallas, para esos efectos se definen las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}\partial_x^2 m_{ij} &= \frac{m_{(i+1)j} + m_{(i-1)j} - 2m_{ij}}{h_x^2} \\ \partial_y^2 m_{ij} &= \frac{m_{i(j+1)} + m_{i(j-1)} - 2m_{ij}}{h_y^2}\end{aligned}\tag{6.8}$$

$$\begin{aligned}\partial_x^2 m_{ij} &= \frac{m_{ij} - 2m_{(i+1)j} + m_{(i+2)j}}{h_x^2} \\ \partial_y^2 m_{ij} &= \frac{m_{ij} - 2m_{i(j+1)} + m_{i(j+2)}}{h_y^2}\end{aligned}\tag{6.9}$$

Donde h corresponde la distancia entre el centro de las subfallas en la coordenada correspondiente. Las ecuaciones (6.8) describe las segundas derivadas de una subfalla ubicada en una posición que posee otras subfallas vecinas , y el sistema (6.9) corresponden a las derivadas de una subfalla ubicada de tal manera que no tiene subfalla vecina en la coordenada correspondiente.

Para obtener correctamente los valores de λ_1 y λ_2 se debe resolver un sistema de multiplicadores de Lagrange, sin embargo para efectos de este estudio se utilizará la técnica de la curva L para obtener ambos parámetros regularizadores, P.C. Hansen (2005).

Lo cual nos introduce a la función costo de la inversión:

$$L(\lambda_1, \lambda_2, \mathbf{m}) = \|\mathbf{S} \cdot \mathbf{m} - \mathbf{d}\| + \lambda_1 \|\mathbf{m}\| + \lambda_2 \nabla^2 \mathbf{m}\tag{6.10}$$

6.2. Área de Estudio

6.2.1. Estaciones y registros

Se tienen datos de 8 estaciones cGPS, suministrados por el Centro Sismológico Nacional, las cuales pasaron por un proceso de selección el cual consistió en eliminar todas aquellas estaciones que tuviesen un ruido de un orden de magnitud considerable en comparación al movimiento en el campo cercano debido al terremoto del Maule, ya que en muchos de estos casos se crea un problema de sensibilidad que podría causar un error en la determinación de la naturaleza del movimiento, e.g. una estación podría haberse movido levemente al Este u Oeste y es imposible determinarlo debido al ruido, lo cual causaría una inestabilidad en la resolución del problema inverso. Las figuras 6.1 y 6.2 muestran la posición de las estaciones y sus registros de desplazamiento en metros para los 900 s posteriores a la hora de inicio del evento, 3:34:11 hora local UTC-3, según la solución de USGS (2010).

| Estación | Lat. (°) | Lon. (°) | Alt. (m) |
|----------|----------|----------|----------|
| CONZ | -38.85 | -73 | 60 |
| CONS | -35.33 | -72.41 | 15 |
| RCSD | -33.65 | -71.61 | 69 |
| SJAV | -35.58 | -71.72 | 100.6 |
| MAUL | -35.81 | -70.82 | 1094 |
| ROBL | -32.96 | -71.02 | 2180 |
| CNBA | -31.38 | -71.45 | 600 |
| OVLL | -30.6 | -71.2 | 245 |

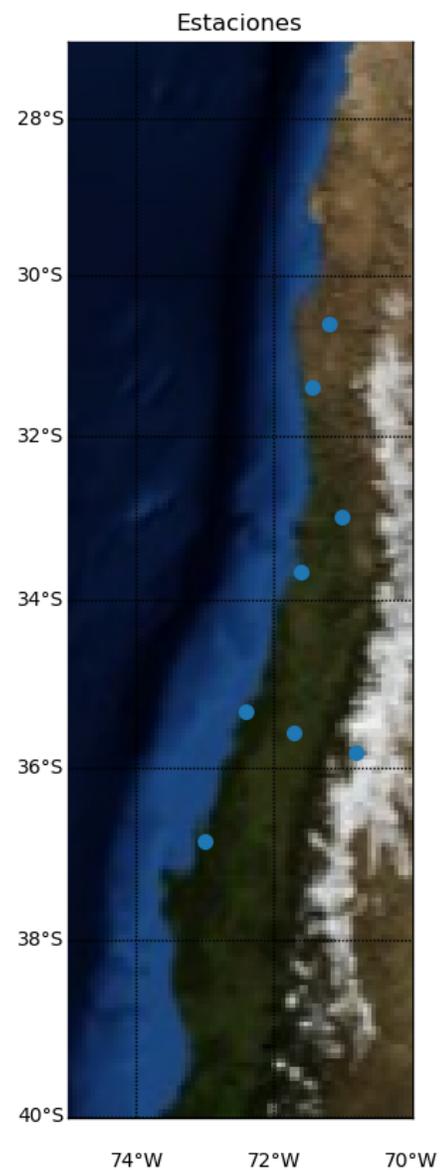


Figura 6.1. Distribución de las 8 estaciones cGPS seleccionadas para el estudio del terremoto del Maule, se consideró que poseen un bajo impacto del ruido al comparar con la magnitud del desplazamiento debido al evento. Se consideraron sólo sus componentes horizontales, debido a que las verticales poseen error intolerable, es decir del mismo orden de magnitud que aquel de los desplazamientos.

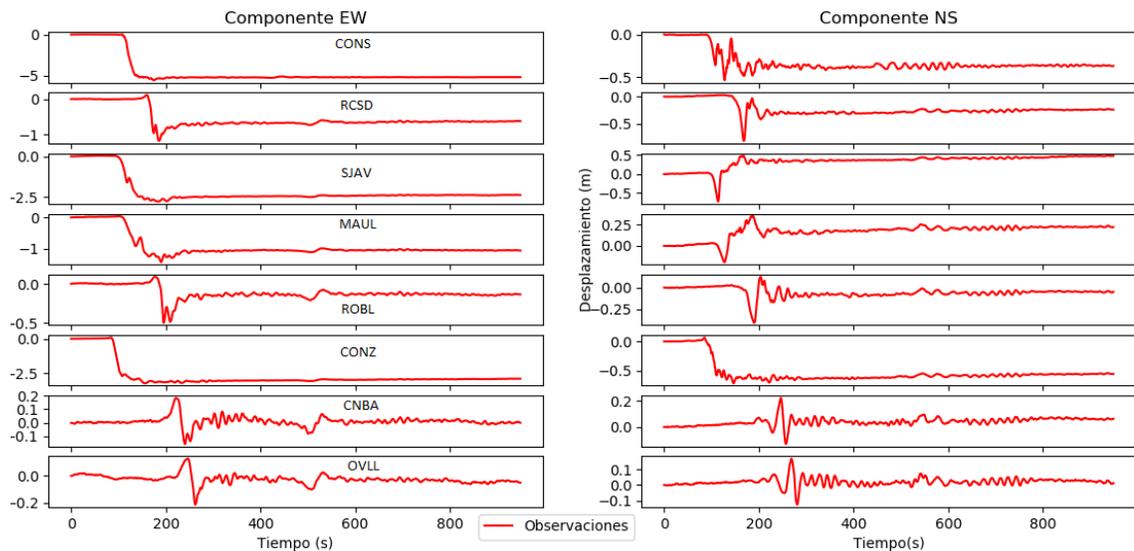


Figura 6.2. Desplazamientos en superficie detectados por cGPS de muestreo 1 Hz desde el inicio del evento del Maule , 6:34:11 UTC USGS (2010).

6.2.2. Slab Model

El slab model propuesto corresponde a una primera aproximación basada en la solución de fuente única suministrada por USGS (2010). Se utilizó un slab plano a dip constante de 14° , un rake de 108° y un rumbo de 17° para el terremoto del 2010 estudiado. Las fuentes de mecanismo inverso fueron distribuidas coherentemente con este plano utilizando una profundidad inicial en la fosa de 8 km, escogido en base al modelo Slab 2.0 propuesto por Hayes (2018).

Se postula además la existencia de un segundo plano de falla, con características idénticas en dip y rumbo, un rake de -72° que es coherente con un fallamiento tipo normal, Shearer (2009) y un ancho de slab de 20 km, una aproximación del

modelo Slab 2.0, Hayes (2018).

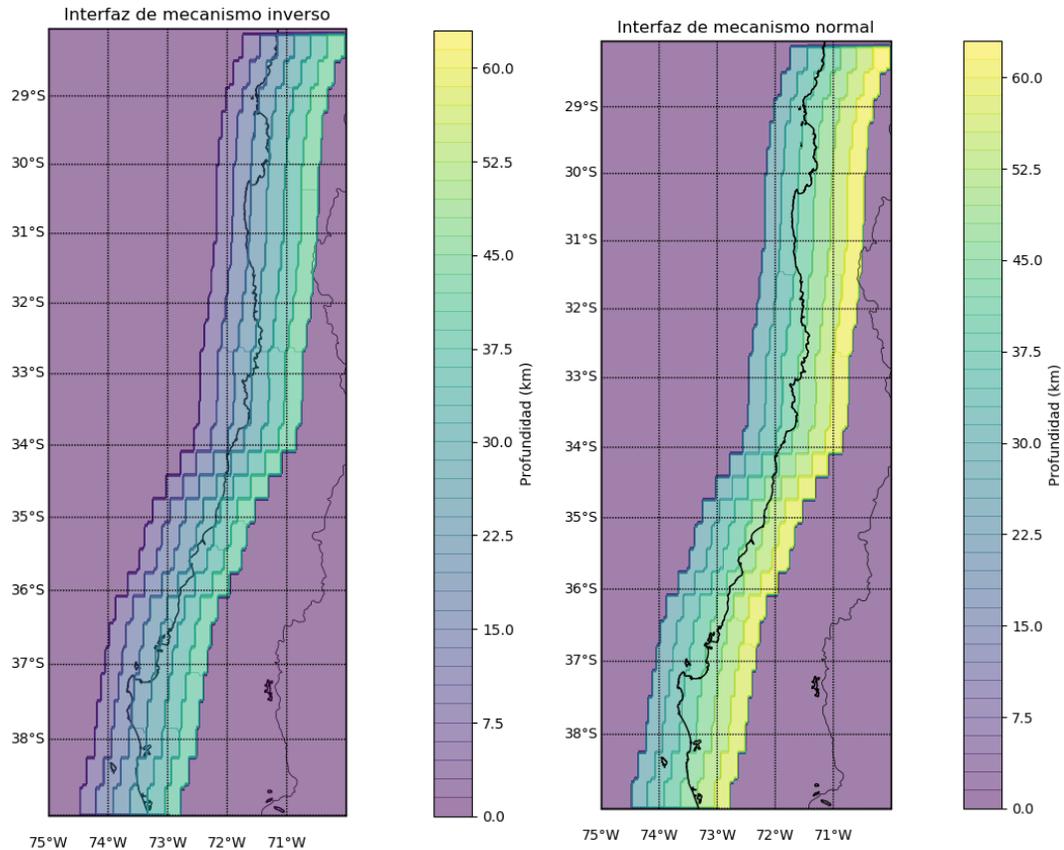


Figura 6.3. Slabs planos y paralelos representando ambos mecanismos de fuente.

6.3. Modelo de velocidades

La resolución del problema directo admite un modelo de velocidades unidimensional como input. El modelo usado fue suministrado por el Centro Sismológico Nacional utilizado para la localización de sismos en la zona del Maule. El modelo

de densidades se obtuvo de una aproximación de dos fuentes, Araneda (2003) y Fromm (2003).

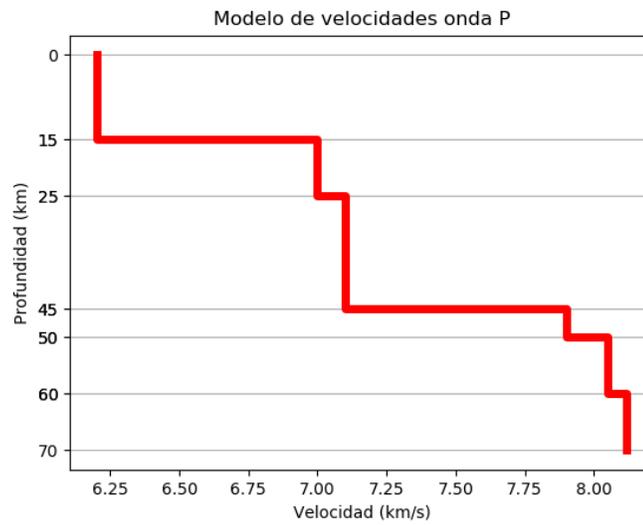


Figura 6.4. Modelo de velocidades onda P

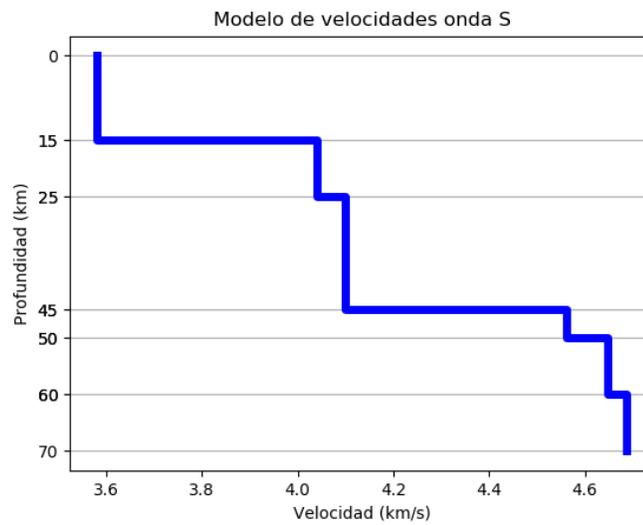


Figura 6.5. Modelo de velocidades onda S.

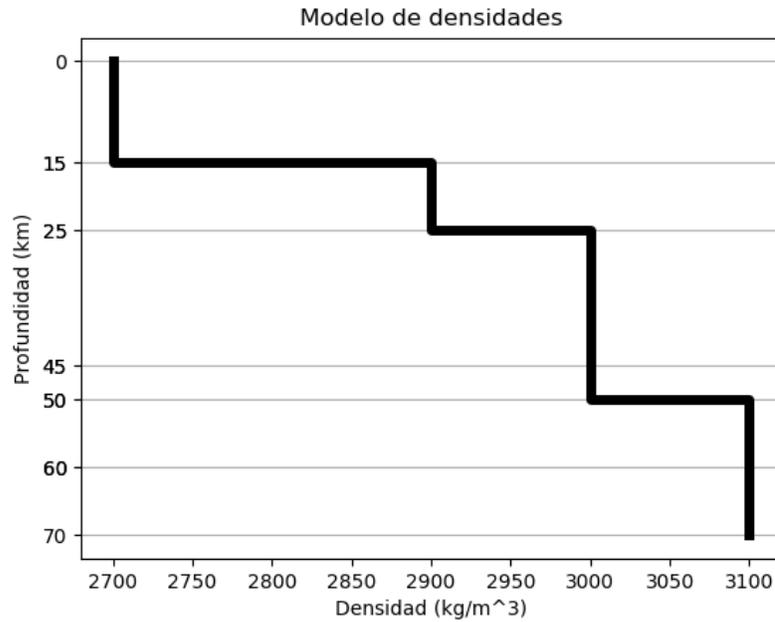


Figura 6.6. Modelo de densidades por capas utilizado.

Para las figuras 6.4 y 6.5 se utilizó la relación de sólido de Poisson $V_p = \sqrt{3}V_s$ expresado en Shearer (2009). La figura 6.6 es una aproximación proveniente de dos autores, dicha densidad fue utilizada para calcular rigidez μ utilizando la relación $V_s^2 \rho = \mu$ expresado igualmente por Shearer (2009)

Resultados

7.1. Velocidad de ruptura

La velocidad de ruptura se define como la velocidad de propagación del slip sobre la superficie del fallamiento, clásicamente dichas velocidades no son iguales a la velocidad de propagación de las ondas, Vigny (2012), por lo que deben ser numéricamente obtenidas. Existen dos velocidades de ruptura que se deben ajustar, la primera es en la dirección del fallamiento, llamada horizontal en este estudio, la segunda es la velocidad vertical de ruptura lo cual implica un cierto desfase entre ambas interfaces. Se busca por ende minimizar el rms de las velocidades de ruptura para seleccionar los valores correspondientes. Primero se buscó ajustar la velocidad de ruptura horizontal, obteniendo la figura 7.1:

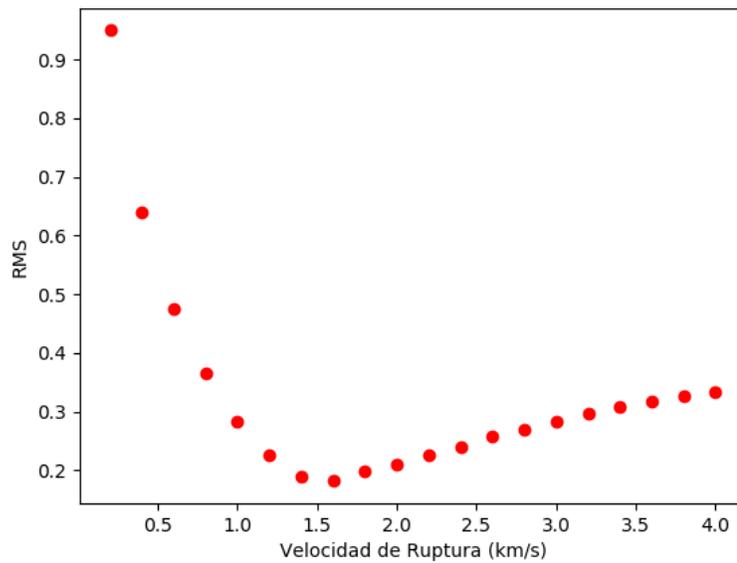


Figura 7.1. Inversiones sucesivas utilizando distintas velocidades de ruptura, aquella que minimiza el RMS de la solución es de 1,6 km/s. Se utilizó ese valor para ambas interfaces

El segundo valor a determinar es la velocidad de ruptura vertical, una vez ya fijada la velocidad de ruptura horizontal se obtienen las imágenes de la figura 7.2 para obtener el desfase relativo del fallamiento normal respecto al inverso:

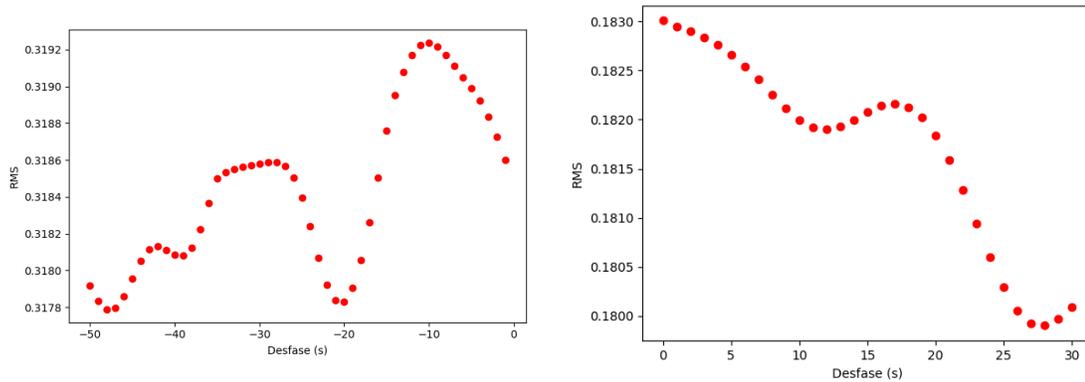


Figura 7.2. Movimiento relativo de la interfaz inversa con respecto a la normal, e.g. si el valor es 5s entonces el fallamiento normal ocurrió 5 segundos previo al inverso (el movimiento inverso no fue desplazado temporalmente para estas imágenes, sólo el normal).

Si bien la figura 7.1 es concluyente, debido a que existe un mínimo absoluto, no se repite el caso en la figura 7.2, ya que existen varios mínimos locales para ambos tipos de desfase, ya sea positivo o negativo. Se observa un RMS oscilante, y un RMS 60% mayor para un desfase negativo, por lo tanto se concluye que el fallamiento normal ocurre previo al movimiento inverso (desde un punto de referencia en común: el epicentro). Los mínimos locales más considerables para dicho desfase están a los 12 y 28 segundos, en este estudio se eligió el menor de ellos debido a ser una buena proporción presente en otras publicaciones, como Huang (2016), con respecto a la velocidad de propagación de la onda S.

7.2. Solución acoplada Inversa y Normal

Al utilizar ahora dos interfaces, una interfaz adicional inferior con fallamiento normal aumenta la exactitud de la solución, reduciendo el rms de los ajustes con respecto a aquellos que sólo utilizan un fallamiento inverso y presentando ciertos indicios de actividad cosísmica al norte del Maule. El epicentro es compartido por ambas interfaces, utilizando la solución de USGS (2010) en las coordenadas $-36,12$, $-72,90$ a la profundidad correspondiente a cada plano, activada cada una por separado en función de un desfase de 12s.

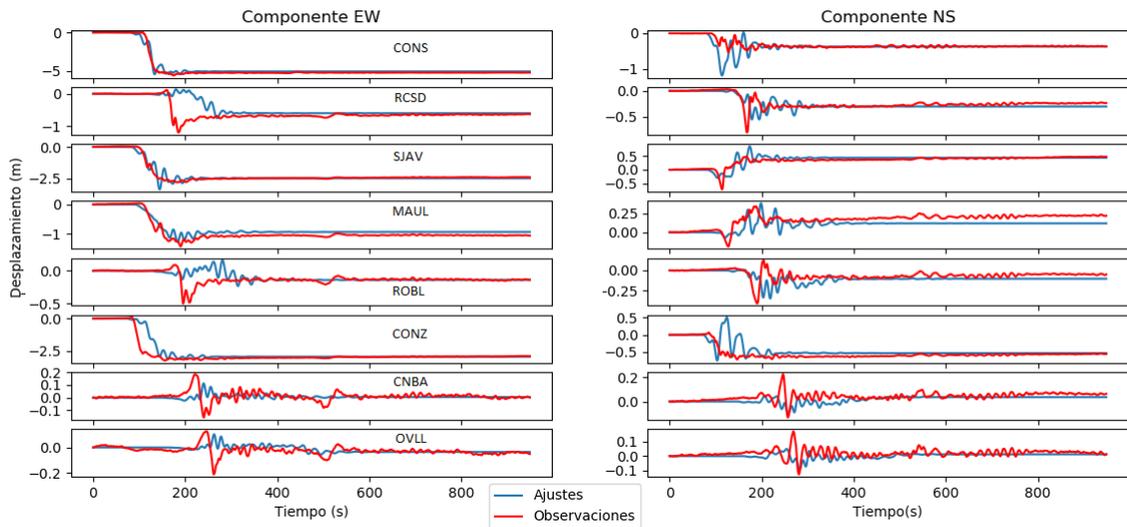


Figura 7.3. Ajustes suavizados minimizados utilizando non negative least squares, algoritmo presentado por Lawson (1987), para las 8 estaciones en sus componentes horizontales, se logra una buena fidelidad de representación del desplazamiento permanente. rms=0.182

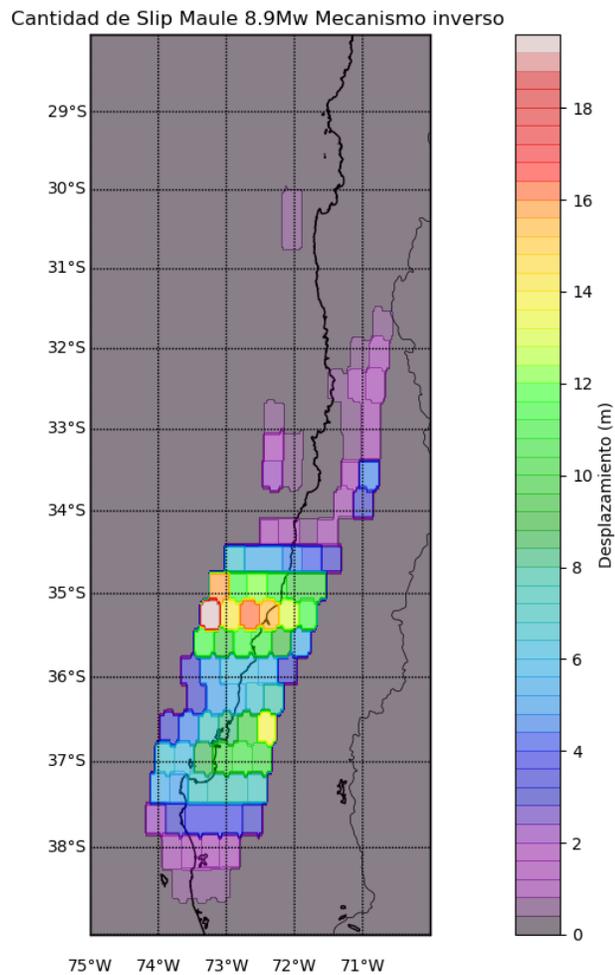


Figura 7.4. Distribución de slip sobre el plano de fallamiento tipo Inverso, al igual que anteriormente se observan dos principales fuentes sísmicas en la zona centro sur con deslizamientos en la zona norte. Esta distribución corresponde al 94 % del momento sísmico liberado, generando un sismo de 8,9 Mw. La velocidad de ruptura anterior sigue correspondiendo al mínimo rms de esta solución, 1,6 km/s

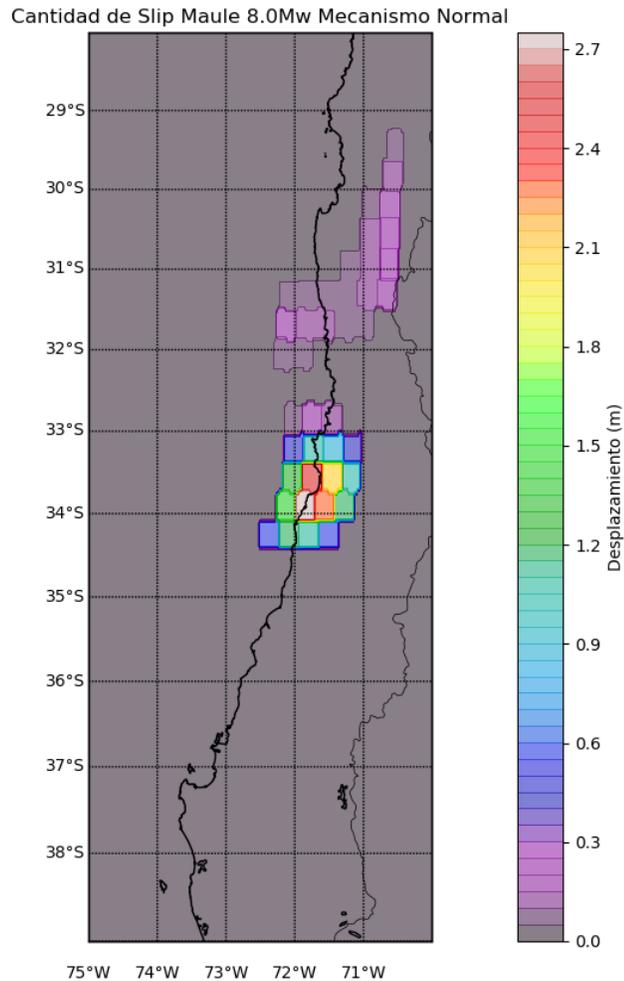


Figura 7.5. Distribución de deslizamiento sobre el plano de fallamiento tipo normal, que a su vez se encuentra inferior al plano de falla inverso, se observa una zona principal de deslizamiento con bajos deslizamientos al norte cercanos a la zona de Illapel. La distribución de este mecanismo representa a 6 % del momento sísmico liberado, generando un sismo de 8,0 Mw. La velocidad de ruptura utilizada fue idéntica a la anterior, y se calculó que un desfase de 12s minimiza el rms de la solución, es decir la interfaz normal se activó 12s antes que la inversa.

Las figuras 7.3, 7.4 y 7.5 describen en su totalidad la distribución del slip en la falla en función de los ajustes de las series de tiempo, con desplazamientos concentrados en la zona centro-sur de Chile. La mayor parte del momento sísmico liberado (94 %) pertenece a la interfaz superior, de fallamiento inverso, con sólo un 6 % del momento sísmico total correspondiente al fallamiento normal.

Cabe destacar además que no se logra una buena aproximación del campo lejano, o de ondas, esto debido principalmente al algoritmo utilizado y a la extensión de las series de tiempo.

La extensión del área de estudio proviene de una idea presentada por Aguirre (2019) quien menciona la existencia de deslizamientos en el norte como resultado válido, en el caso de su estudio fue realizado con estaciones que registran sólo el campo permanente debido a las limitaciones instrumentales de los GPS de bajo muestreo. Este estudio presenta una idea paralela al realizar la inversión incluyendo registros GPS de mayor muestreo, éste análisis se observa en las figuras 7.6 y 7.7.

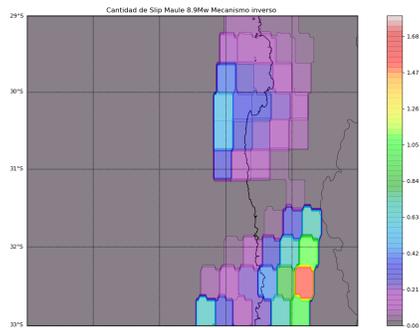


Figura 7.6. Acercamiento en la zona norte de la figura 7.4.

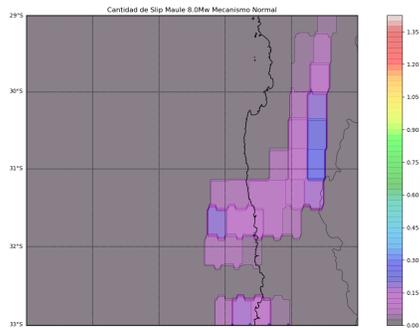


Figura 7.7. Acercamiento en la zona norte de la figura 7.5.

Se observa en ambos casos que existe deslizamiento en la falla del terremoto del Maule en la zona norte del país, cercano a la zona de Illapel.

7.3. Test de resolución

A modo de confirmar que la distribución de estaciones es suficiente para representar la cantidad de fuentes seleccionadas, se procede a realizar un test de re-

solución checkerboard, Vera (2016). Se someten ambas interfaces a un input de distribución de deslizamiento conocido, para posteriormente proceder a recuperarlo, de esta manera se observa las zonas de definición de la inversión.

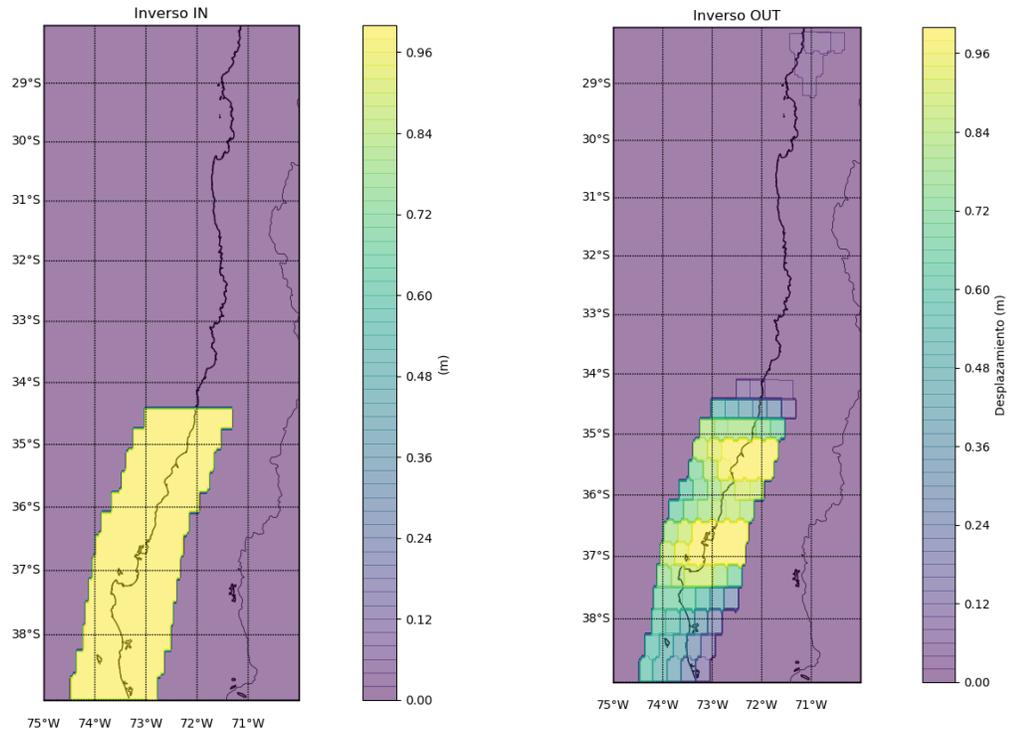


Figura 7.8. Test de resolución para la interfaz inversa. El test recibe como input la figura a la izquierda, entregando de output la figura de la derecha.

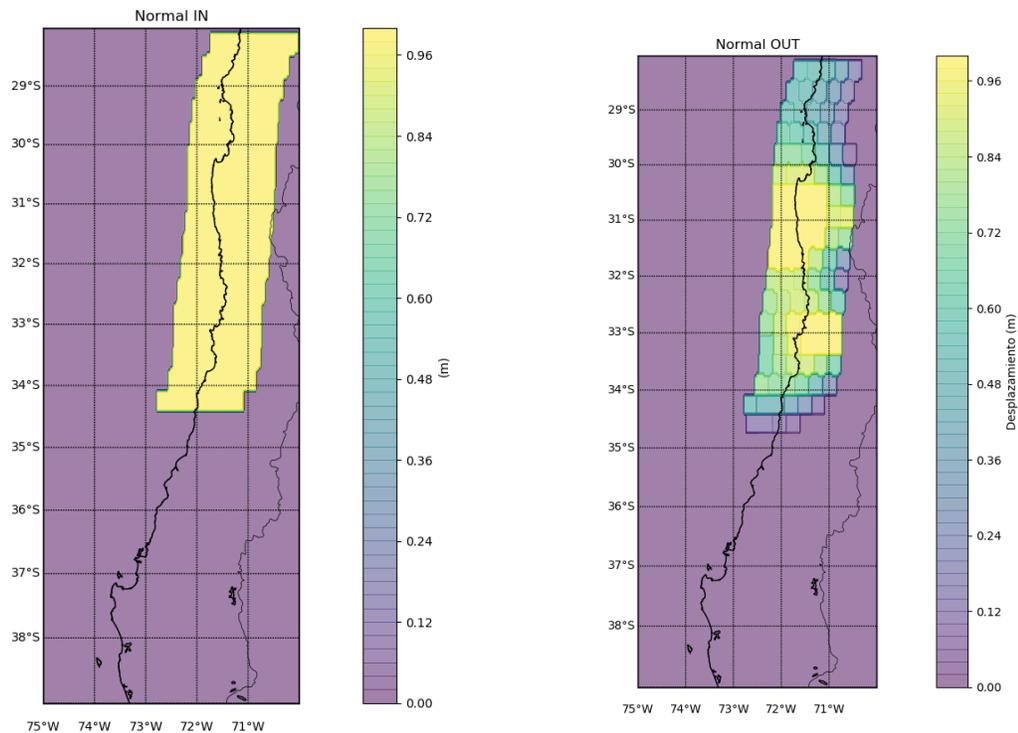


Figura 7.9. Test de resolución para la interfaz normal. El test recibe como input la figura a la izquierda, entregando de output la figura de la derecha

Ambos test de resolución apuntan a una representatividad entre 80 % y 100 % en los deslizamientos costeros en vecindades de las estaciones, disminuyendo gradualmente hacia la fosa.

7.4. Test de ruido

A modo de demostrar la robustez del modelo se aplica una perturbación a las series de tiempo sintéticas, específicamente un vector de números aleatorios uniformemente distribuidos con magnitud máxima correspondiente al 15 % de la mag-

nitid máxima de U_{teo} en la ecuación 6.1 mostrado con la letra ϵ , para así observar la variación que tiene ésta sobre la estabilidad del resultado de la inversión. Se puede expresar lo anterior en la siguiente secuencia de ecuaciones:

$$\begin{aligned}
 U_{teo} &= G_{teo} \cdot m_{teo} \\
 m_{\epsilon} &= npls(G_{teo}, U_{teo} + \epsilon) \\
 U_{rec} &= G_{teo} \cdot m_{\epsilon}
 \end{aligned}
 \tag{7.1}$$

Considerando ϵ como una función que agrega perturbación a U_{teo} . Se comparan U_{rec} con U_{teo} bajo una función ϵ que representa una perturbación del 15%. El test se realizó para 10 estaciones teóricas ficticias presentadas en la figura 7.10.

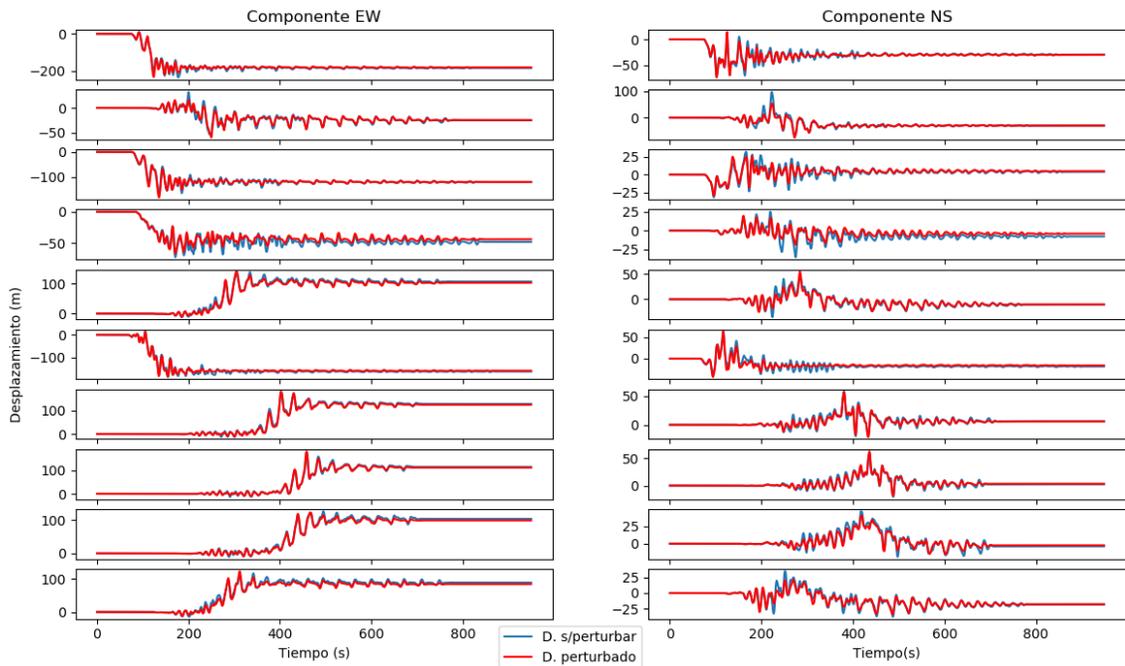


Figura 7.10. Test de ruido a 15% de perturbación para 10 estaciones ficticias en 2 componentes horizontales.

Cabe destacar que el desplazamiento vertical no fue incluido, debido a que los resultados de éste estudio tampoco incluyeron datos en esa componente, por lo que una prueba de sensibilidad no es necesaria.

Discusión

8.1. Comparación de solución de 2 interfaces versus 1 interfaz

Es necesario comparar ambas soluciones, a modo de observar su RMS y catalogar su representatividad de los datos.

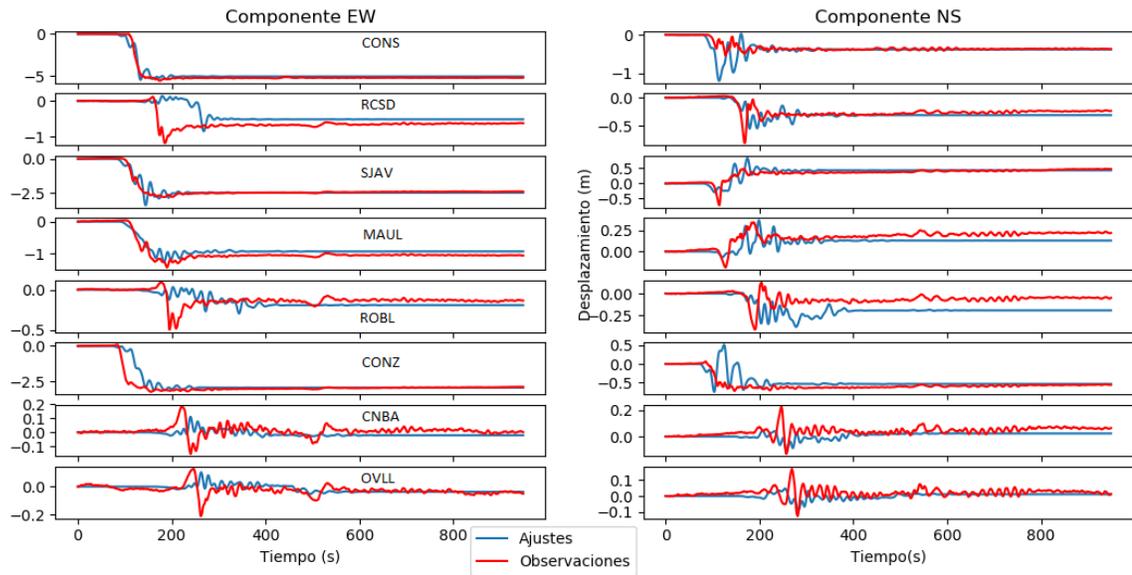


Figura 8.1. Ajustes a los datos utilizando sólo una interfaz plana simple de movimiento inverso, similar a la solución con 2 interfaces presenta una buena aproximación en el campo permanente. Presenta un rms de 0.189.

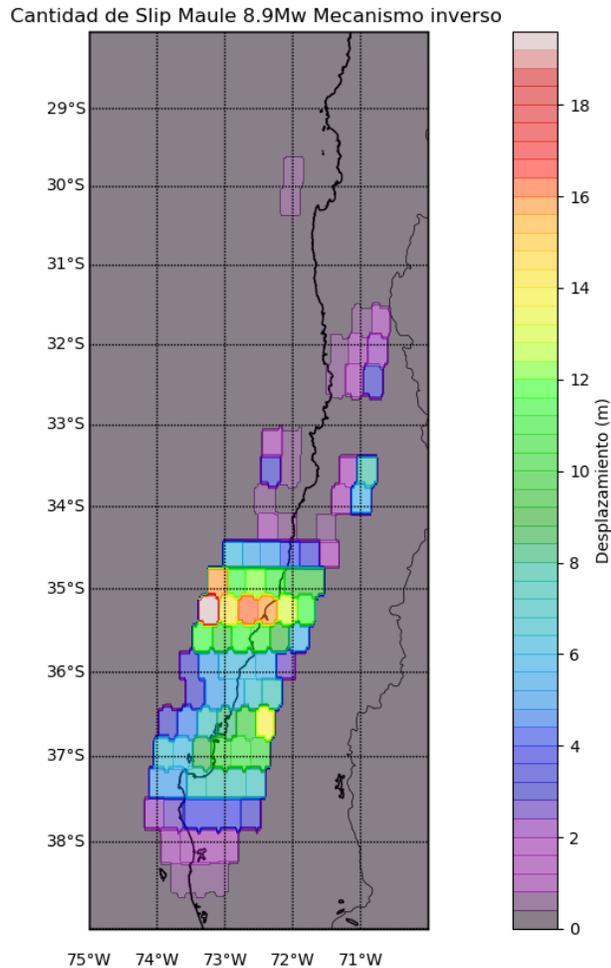


Figura 8.2. Distribución del deslizamiento en la falla para una interfaz simple.

La solución de dos interfaces posee un error marginalmente menor, principalmente debido al aumento en la cantidad de subfallas. El rms para la solución acoplada es de 0,18 y para la solución de una interfaz es de 0,19.

Cabe destacar, al tener dos interfaces hay ciertas subfallas que, de no existir una interfaz inferior la inversión las localiza en la interfaz superior. Por lo tanto eso implica que esas subfallas están mejor localizadas en un modelo de dos interfaces.

8.2. Mínimos locales en la función Desfase para la determinación de la velocidad de ruptura vertical

Existen dos claros mínimos locales en la función de Desfase positiva de la figura 7.2 , si bien el mínimo rms corresponde al valor 28s se eligió el primer mínimo, correspondiente a 12s por las siguientes razones:

- Un desfase de 12s implica una velocidad de ruptura vertical similar a la horizontal utilizada en este estudio, 1,66km/s es un 40 % de la velocidad de la onda S a esas profundidades , lo cual es más plausible que los 0,71km/s que implicaría un desfase de 28s, que significaría un 17 % de la velocidad de la onda S, ambas proporciones fueron obtenidas con el modelo de velocidades de la figura 6.4.
- El primer mínimo genera una distribución de deslizamiento en la falla con un mayor grado de suavidad que el segundo mínimo, mostrando una solución con mayor fidelidad.

Se debe también analizar el hecho de que, si bien la interfaz normal inicia su proceso de ruptura con antelación para efectos numéricos, el punto de referencia con respecto a la primera subfalla activada nos indicaría que en cualquier caso la interfaz normal se mueve posterior a la inversa, como en las figuras 8.3 y 8.4:

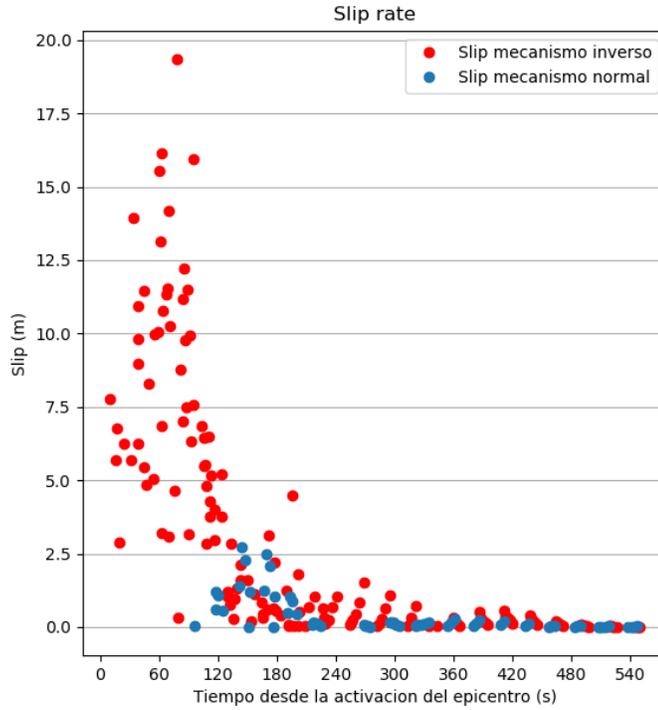


Figura 8.3. Gráfico de deslizamiento en la falla versus tiempo, cada punto representando una subfalla. Se observa que cerca de los 120 s se aprecia un comportamiento compartido de ambas interfaces, presentando slip a tiempos similares en las cercanías de los -34° de latitud .

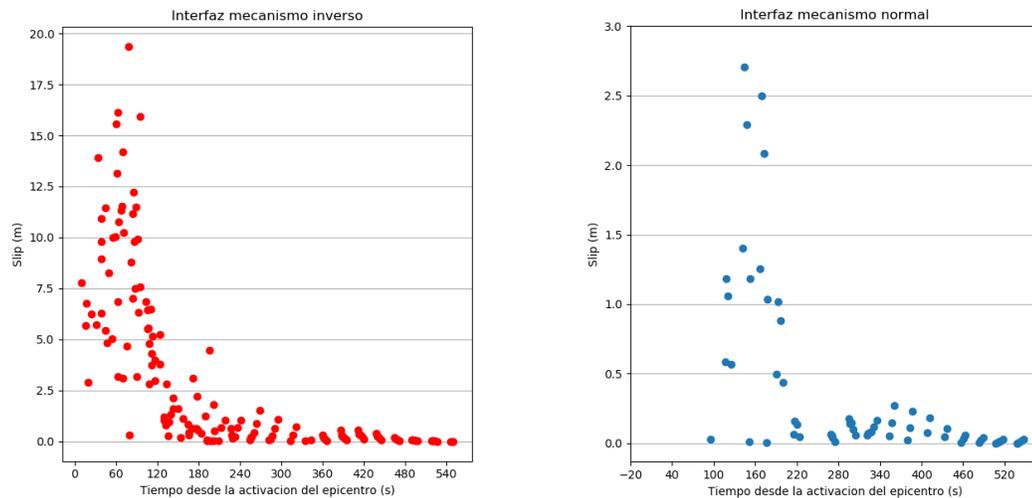


Figura 8.4. Comportamiento del slip en el tiempo sobre las interfaces, se observan tres grupos de máximos la interfaz inversa correspondiente a las zonas centro-sur, centro y norte del país. A su vez se observan dos grupos de máximos para la interfaz normal, el primero correspondiente a la zona centro de Chile, y el segundo a la zona norte. Ambas zonas están claramente descritas en las distribuciones, figuras 7.4 y 7.5.

8.3. Implicancias de la distribución de slip

Revisando nuevamente las figuras, 7.6 y 7.7 se observa que existen deslizamientos considerables en la zona norte, especialmente en la zona de Illapel donde existió un sismo de magnitud de momento 8.3 el año 2015 (USGS, 2015), se propone la posibilidad de que parte del proceso de dislocación de Illapel fue influenciado por el sismo del 8.8Mw del Maule.

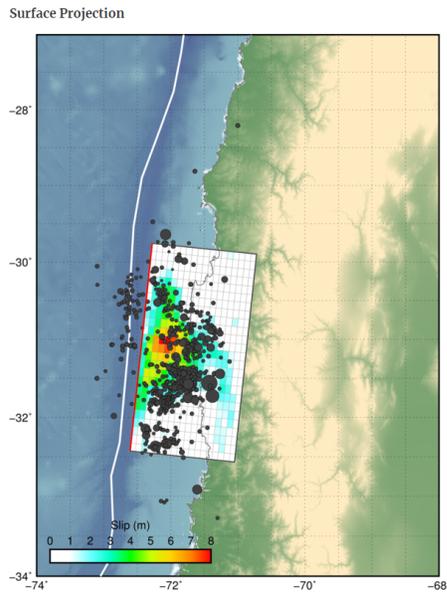


Figura 8.5. Distribución del deslizamiento en la falla del terremoto de Illapel, 2015 presentada por el USGS, al compararla con las figuras 7.6 y 7.7 se puede apreciar que comparten una parte del área de deslizamiento, coincidente con la hipótesis de una posible dislocación temprana de ese sector provocada por el terremoto del Maule.

Conclusiones

El modelo de falla finita presentado ha permitido estudiar el período cosísmico para el terremoto del Maule del 2010, al utilizar datos con 1 Hz de muestreo que incluyen el campo permanente se ha logrado obtener la distribución de deslizamiento en la falla en función de un desfase y una velocidad de ruptura.

Con los instrumentos presentes y el modelo de velocidades suministrado por el Centro Sismológico Nacional se logra obtener un slip máximo en la falla de 19 metros con una magnitud de momento 8,9 en la interfaz superior, conjunto con un slip máximo de 2,7 metros y magnitud de momento 8,0 en la interfaz inferior, confirmando que si bien la mayoría de la energía (94 %) es liberada por la interfaz superior de mecanismo inverso, parte considerable de la energía (6 %) es liberada por la interfaz inferior de mecanismo normal, presentando una liberación de energía suficiente como para catalogarlo de magnitud de momento 8,0. Se concluye por tanto que el comportamiento de doble interfaz es un buen candidato para la descripción del período cosísmico de un gran terremoto de subducción como lo fue el del Maule 2010.

En relación al norte de Chile, se encontraron slips en la falla del orden de 1 metro en ambas interfaces en regiones cercanas al deslizamiento en la falla presentado

por el evento de Illapel 2015, se postula la posibilidad de que el evento del Maule 2010 tuvo influencia sobre el terremoto de Illapel 2015. Este estudio presenta la idea de la realización de una inversión del ciclo sísmico de ambos eventos, utilizando un modelo de slab más detallado, podría presentar información importante sobre el proceso de subducción Nazca-Sudamérica.

Finalmente, si bien se presentaron argumentos para la selección de cada uno de los factores de ésta inversión, el desfase queda pobremente descrito por este estudio, no existen suficientes datos como para elegir de manera determinante un epicentro y desfase certeros para la interfaz inferior, por lo que queda como problema a resolver en futuras publicaciones, ya que se requiere de un modelo más completo (modelos térmicos, análisis de fase-W, inversión de tensor de momento, entre otros).

Bibliografía

1. O'Toole, T. y J. Woodhouse., 2011. Numerically stable computation of complete synthetic seismograms including the static displacement in plane layered media.

Geophys. J. Int.

2. Hansen, P., 2005. The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems.

3. U.S. Geological Survey, 2010, M 8.8 - offshore Bio-Bio, Chile, accessed April 1, 2019 at URL:

https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_30/executive

4. Vigny, C., A. Socquet, S. Peyrat, J.-C. Ruegg, M. Métois, R. Madariaga, S. Morvan, M. Lancieri, R. Lacassin, J. Campos, D. Carrizo, M. Bejar-Pizarro, S. Barrientos, R. Armijo, C. Araneda, M.-C. Valderas-Bermejo, I. Ortega. F. Bondoux, S. Baize, H. Lyon-Caen, A. Pavez, J. P. Vilotte, M. Bevis, B. Brooks, R. Smalley, H. Parra, J.-C. Baez, M. Blanco, S. Cimbaro, E. Kendrick., 2011. The 2010 Mw 8.8

Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. Science.

5. U.S. Geological Survey, 2015, 2015. M 8.3 - 48km W of Illapel, Chile, accessed April 1, 2019 at URL:

<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20003k7a/executive>

6. Kennet, B., 2012. Seismic wave propagation in stratified media, Cap.2: Coupled Equations for Seismic Waves.

8. Fromm. R., H. Gilbert, G. Zandt, S. Becks., 2003. Imaging crustal thickness variations in central Chile and Argentina using regional Pn waves and receiver functions, X Congreso Geológico Chileno

9. Araneda, M., G. Asch, K. Bataille, M. Bohm, C. Bruhn, P. Giese, S. Lüth, J. Quezada, A. Rietbrock, P. Wigger., 2003. A crustal model along 39° from a seismic refraction profile- ISSA 2000. Rev. geol. Chile v.30 n.1 Santiago.

10. Hicks, S., A. Rietbrock., 2015. Seismic slip on an upper-plate normal fault during a large subduction megathrust rupture. Nature geoscience. November 16th 2015.

11. Chen, M., V. Manea, F. Niu, S. Shawn Wei, E. Kiser., 2019. Genesis of Intermediate Depth and Deep Intraslab Earthquakes beneath Japan Constrained by Seismic Tomography, Seismicity, and Thermal Modeling . Geophysical Research Letters.

12. Nealy, J., G. Hayes., 2015. Double point source W-phase inversion: Real-time implementation and automated model selection. Physics of the Earth and Planetary Interiors.

13. Vera, F., 2016, Distribución espacial de deslizamiento cosísmico basado en una evaluación sismo-geodésica desde registros GPS y Fase-W para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.

14. Aguirre, L., 2019, Deslizamiento intersísmico, cosísmico y postsísmico de los terremotos del Maule MW= 8.8 2010 y de Illapel MW= 8.3 2015 usando soluciones de GNSS (Memoria de título). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Geología.

15. Shearer, P., 2009. Introduction to seismology second edition, páginas 31, 173 y 246.

16. Lawson C., R.J. Hanson, 1987. Solving Least Squares Problems, SIAM.