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

Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile

Camila Pamela Novoa Lizama

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Miércoles 11 de Marzo, 2015

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

Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile

Camila Pamela Novoa Lizama

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía:
Dr. Klaus Bataille B.

Comisión:
Dr. Matthew R. Miller, Dr. Sergio Barrientos P.

Miércoles 11 de Marzo, 2015

Índice general

1. Introducción **11**

1.1. El ciclo sísmico 12
1.2. Zona de estudio: Chile 13
1.3. Planteamiento del problema 14
1.4. Algunas consideraciones 16
1.5. Objetivos 17
1.5.1. Objetivo General 17
1.5.2. Objetivos específicos 17
1.6. Hipótesis 18

2. Marco Teórico **19**

2.1. Deformación superficial debido a fallas en un semi espacio homogeneo, Okada 1985 20

3. Metodología de inversión **23**

3.1. Introducción 24
3.2. Datos 28
3.3. Geometría de fallas y cambio de coordenadas 33
3.4. Planteamiento del problema 35
3.5. Metolodología de la inversión 35
3.5.1. Regularización 38
3.6. Test de Resolución 46
3.6.1. Generación de Datos sintéticos 47

4. Resultados **63**

4.1. Resultados de inversión en Chile 64
4.2. Zona afectada por el Terremoto del Maule en 2010 64
4.2.1. Cosísmico Maule 2010 64

4.2.2. Intersísmico Maule, influencia de algunos parámetros en el modelo 66

5. Análisis y discusión **92**

5.1. Comparación BSM con SM 95

5.2. Sobre la influencia del espesor, profundidad de zona acoplada y profundidad a considerar en el modelo. 102

5.3. Interpretación de acoplamiento 103

5.4. Maule 105

5.5. Iquique 106

5.6. Todo Chile 108

5.7. Discusión 111

Índice de figuras

1.1. Esquema de la subducción Chilena. Donde se observa la convergencia de la placa de Nazca con la placa Sudamericana y los principales terremotos que ellas generan: Interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, terremotos superficiales corticales y sismos detrás de la fosa. Los terremotos interplaca pueden romper todo el contacto sismogénico o una parte del contacto. (Ruiz, S. & Madariaga, R., 2012). 13

1.2. Historial de terremotos en Chile hasta terremoto Maule 2010. (Scholz, C. & Campos, J., 2012). 14

1.3. Representación de fuentes responsables de cosísmico e intersísmico según el Back Slip Model (BSM). Arriba: La fuente responsable del cosísmico es una falla inversa que genera el deslizamiento que antes se encontraba acoplado en el intersísmico. Abajo: Representación del intersísmico según BSM, la fuente responsable del acoplamiento sísmico es una falla normal, en sentido contrario al cosísmico. 15

2.1. Modelo de fuente finita rectangular descrita por Okada 1985 20

3.1. Modelo mecánico para un margen convergente en una zona de subducción. El modelo está dividido en distintas zonas, cada una con deslizamientos ″S″ específicos. ″H″ es el espesor de la placa que subducta. ″dL″ es la profundidad de la zona bloqueada y ″dT″ es la profundidad de la zona trabada. Los colores indican las distintas fallas finitas rectangulares consideradas en el modelo. 26

3.2. Arriba: Distribución de estaciones a lo largo de Chile. Centro: Observaciones de Velocidad en las estaciones. Abajo: Zoom a estaciones en el norte de Chile 30

3.3. Distribución de GPS para distintas campañas realizadas a lo largo de Chile 31

3.4. Ejemplo gráfico del cambio de coordenadas, desde el sistema de coordenadas geográfico a coordenadas Okada 33
3.5. Esquema de metodología para cambio de Coordenadas geográficas a coordenadas Okada 34
3.6. Dibujo explicativo de cómo se subdividió la falla en múltiples subfallas de igual tamaño 37
3.7. Curva típica para elección de λ_1 41
3.8. Condición de tasa de deslizamiento en fosa y en el final de la falla igual a la velocidad de convergencia de las placas (Vp) 44
3.9. Velocidades superficiales en las distintas estaciones a lo largo de Chile para el periodo intersísmico 46
3.10. Arriba: Velocidades generadas por falla 2. Abajo: Zoom 49
3.11. Arriba: Velocidades generadas por falla 3. Abajo: Zoom 50
3.12. Arriba: Velocidades generadas por falla 4. Abajo: Zoom 52
3.13. Aporte de la suma de las 3 Fallas. 54
3.14. Arriba: Velocidades generadas por falla 1. Deslizamiento en la zona de transición Abajo: Zoom 55
3.15. Arriba: Velocidades generadas por falla 4. Abajo: Zoom 57
3.16. Distribución de tasa de deslizamiento sintética con el problema directo 58
3.17. Arriba: Tasa de deslizamiento sintética. Abajo: Tasa de deslizamiento invertida mediante SM, con ruido de 1 por ciento. 59
3.18. Arriba: Observaciones sintéticas y velocidades modeladas. Abajo: Velocidades modeladas con residual entre velocidades observadas y modeladas 61
3.19. Arriba: Tasa de deslizamiento sintética. Al medio: Tasa de deslizamiento invertida mediante SM, con ruido de 1 por ciento. Abajo: Distribución de estaciones para solución de inversa. 62

4.1. Cosísmico Maule 65
4.2. Deslizamientos en la placa de Nazca para el cosísmico del Maule . . . 66
4.3. Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintos espesores H de la placa oceánica. De arriba hacia abajo: 5, 20, 50 a 100 kilómetros de espesor. 69
4.4. Velocidades observadas en superficie medidas por GPS versus velocidades modeladas utilizando distintos espesores de placa H en la inversión 70
4.5. Velocidades observadas en superficie medidas por GPS versus velocidades modeladas utilizando distintos espesores de placa H en la inversión 71

4.6. Distribución de la tasa de deslizamiento para distintos espesores de la placa de Nazca. Los espesores utilizados son: 5,10,20,30,50 y 100 kilómetros, ordenados de izquierda a derecha. 72
4.7. Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados: 80,100,120,140,180 y 200 kilómetros de profundidad para el término de la zona de transición. 74
4.8. Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintas profundidades de downdip. De arriba hacia abajo: 80, 120, 160 a 200 kilómetros de espesor. 75
4.9. Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados 76
4.10. Inversión de tasa de deslizamiento para distintas profundidades finales de placa: 300,400,500 y 600 kilómetros. 78
4.11. Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintas profundidades finales en modelo. De arriba hacia abajo: 80, 120, 160 a 200 kilómetros de espesor. 79
4.12. Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados 80
4.13. Acoplamiento sísmico en la zona del terremoto del Maule, 2010. . . . 82
4.14. Arriba: Tasa de deslizamiento en periodo intersísmico. Izquierda: BSM. Derecha: SM. Abajo: Acoplamiento intersísmico Maule. Izquierda: Back Slip Model Derecha: Slab Model 83
4.15. Intersísmico Maule. Izquierda: Back Slip Model Derecha: Slab Model 84
4.16. Deslizamientos en la zona del terremoto de Iquique, 2014. 86
4.17. Acoplamiento sísmico en la zona del terremoto de Iquique, 2014. . . . 88
4.18. Acoplamiento pre terremoto Iquique 2014. Arriba: Inversio SM. Abajo: Izquierda Metoi 2013 y derecha: Chlie 2011. 89
4.19. Acoplamiento todo Chile 91

5.1. Velocidades modeladas versus velocidades observadas. Notar que en en el cuadro rojo se identifica una zona con pocas estaciones GPS y el modelo no puede reproducir de buena forma los datos GPS observados. En cambio, en la zona con una buena distribución de estaciones, rectángulo negro, se puede notar que el modelo se asemeja muy bien a las observaciones de velocidades en superficie. 94

5.2. Resultados de inversión de datos sintéticos en test de resolución. En cuadrado negro se muestra un problema en la resolución que entrega la inversión debido a la escasa cantidad de estaciones GPS entre los 25°S y 35°S de latitud. 95
5.3. Arriba: Proceso de carga segun BSM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones típicas para el periodo intersísmico en Chile. . . 96
5.4. Izquierda:Tasa de deslizamiento con BSM. Derecha: Acoplamiento sísmico con BSM 98
5.5. Acoplamiento en la zona del Maule con el BSM calculando el acoplamiento de la forma:$\phi = \frac{V_{inter}}{V_{conv}}$ 99
5.6. Arriba: Proceso de carga segun BSM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones típicas para el periodo intersísmico en Chile. . . 100
5.7. Arriba: Proceso de carga según SM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones de velocidades superficiales típicas para el periodo intersísmico en Chile, las cuales se coindicen en dirección con las que entrega el SM con el conjunto de 4 fallas en la subducción. 102
5.8. Zona acoplada en norte de Chile, con un riesgo sísmico importante frente a las costas de Tocopilla. Con SM se calcula Mw = 8.0 107
5.9. Segunda zona fuertemente acoplada en el norte de Chile al sur de Antofagasta. Debido a la energía acumulada se espera un evento sísmico de Mw = 7.7 108
5.10. Acoplamiento sísmico para periodo intersísmico para todo Chile según SM. 110
5.11. Acoplamiento sísmico con la distribución de estaciones de GPS para Todo Chile. 111
5.12. Modelo de subducción con deslizamiento constante bajo la zona acoplada por Shaorong Zhao & Shuzo Takemoto, 2000. Arriba: Sección transversal perpendicular a la fosa mostrando la falla acoplada (linea punteada) y el segmento de deslizamiento constante (linea sólida) en un semi espacio elástico. Al medio: Perfil mostrando la topografía superficial en Nankai, sudoeste de Japón. El triángulo denota la posición de la fosa. Abajo: Deformación vertical sobre un perfil perpendicular a la fosa para puntos del 1 al 9. 113

Índice de cuadros

Capítulo 1

Introducción

1.1. El ciclo sísmico

De acuerdo a la teoría actual de tectónica de placas, en zonas de subducción, donde interacciona una placa oceánica y una continental, la placa oceánica es la que se desliza bajo la placa continental, (Forsyth & Uyeda 1975). Si el deslizamiento fuese continuo e ininterrumpido, ambas placas se deslizarían a la velocidad de convergencia entre ellas y por tanto si midiéramos la velocidad a la que se mueve la superficie del continente con respecto a la placa de Nazca para el caso de Chile, obtendríamos sobre el continente velocidades superficiales cercanas a cero, pues la placa de Nazca subductaría sin encontrar resistencia bajo la placa continental.

Pero éste sería el caso de una zona de subducción ideal, que se contraresta con la realidad.

En la realidad se registran en Chile velocidades superficiales que van desde los 6-7 cm al año hasta zonas donde no hay velocidad en superficie.

Entonces nos preguntamos qué está pasando en la interfaz de las placas, pues si no están deslizando libremente, siginifica que algo está impidiendo el deslizamiento y por tanto hay esfuerzos que se están aplicando y entonces hay cierta energía que se está acumulando a medida que pasa el tiempo, y por tanto en algún momento se debe liberar, pues la placa oceánica todo el tiempo sigue avanzando hacia la placa continental.

En una misma zona ocurren terremotos aproximadamente cada 100 años, a ésta periodicidad se le llama ciclo sísmico. El ciclo sísmico incluye todo lo que pasa entre terremotos consecutivos. Comienza en el momento mismo del terremoto, que dura tan sólo unos minutos, llamado cosísmico. Luego del cosísmico, viene un periodo llamado post sísmico en que las placas comienzan a acomodarse luego de la ruptura generada en el cosísmico.

En el proceso de subducción ambas placas están empujando una contra la otra en todo momento, quedando acopladas por un periodo de tiempo, sin que la placa oceánica pueda deslizar bajo la placa continental. Esto origina una acumulación de energía debido a los esfuerzos que se producen en el acto por el movimiento constante entre ambas placas, y a esto se le llama acoplamiento sísmico. Todo el tiempo que dura este proceso es lo que se llama periodo intersísmico, el que sigue al periodo post sísmico.

Luego de pasado un periodo de tiempo en que la acumulación de esfuerzos es muy grande sucede que la zona de acople se rompe, y la placa subductante logra deslizarse hacia profundidad, que es el momento en el cual ocurren los terremotos

interplacas, que se ha estimado representan el 90 por ciento del total de la energía sísmica liberada en el mundo (Froidevaux et al 1988).

En base a la suposición de que existe una zona acoplada en el periodo intersísmico, es que los datos geodésicos son clave para su estudio, pues con ellos se puede delimitar cuales son las regiones donde no se está produciendo deslizamiento y por tanto delimitar zonas propensas a generar grandes eventos sísmicos.

1.2. Zona de estudio: Chile

Chile se ubica entre las latitudes 17°29'57"S y 56°32'12"S, este país se encuentra ubicado sobre la placa Sudamericana, en uno de los márgenes convergentes más activos del mundo en que las placas de Nazca y Sudamericana se mueven a aproximadamente 6.6 cm al año (Angermann et al., 1999). Este contacto controla la sismo-tectónica del país.

Hay cuatro tipos de terremotos que ocurren en el margen chileno: Interplaca de mecanismo inverso o tipo thrust, Intraplaca de profundidad intermedia, Intraplaca superficial de la placa Sudamericana o corticales e Intraplaca superficiales en la placa de Nazca o superficiales detrás de la fosa (outer rise), (Ruiz, S. & Madariaga, R., 2012), ver figura tanto.

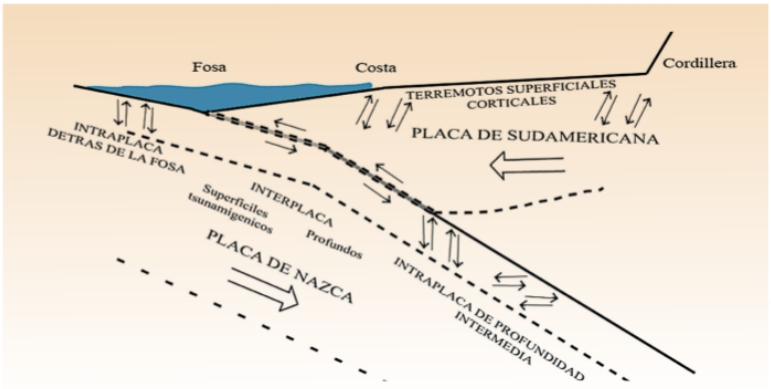


Figura 1.1: Esquema de la subducción Chilena. Donde se observa la convergencia de la placa de Nazca con la placa Sudamericana y los principales terremotos que ellas generan: Interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, terremotos superficiales corticales y sismos detrás de la fosa. Los terremotos interplaca pueden romper todo el contacto sismogénico o una parte del contacto. (Ruiz, S. & Madariaga, R., 2012).

Debido a la alta tasa de convergencia, en Chile ocurre algún terremoto grande en alguna zona del país aproximadamente cada 10 años (Lomnitz,1970,2004). Algunos

de los más fuertes se muestran en la Figura TANTO

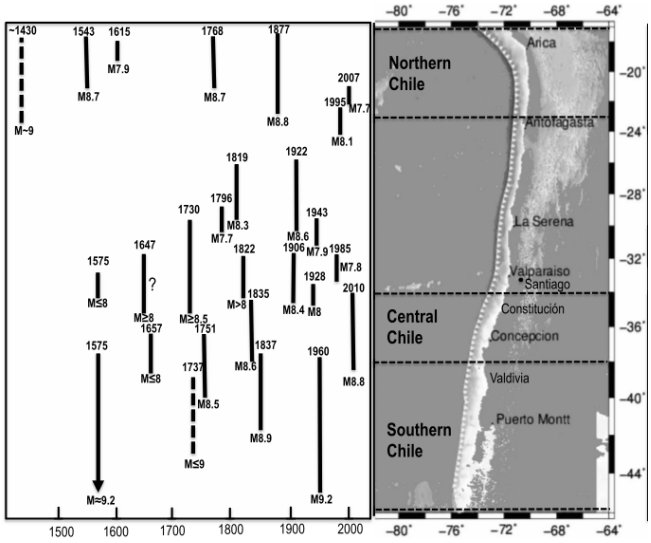


Figura 1.2: Historial de terremotos en Chile hasta terremoto Maule 2010. (Scholz, C. & Campos, J., 2012).

1.3. Planteamiento del problema

Debido a la gran cantidad de terremotos que ocurren en Chile, una de las interrogantes que se presenta entonces es si se puede visualizar algún patrón en las regiones afectadas antes de la ocurrencia de estos eventos.

Actualmente, una de las técnicas utilizadas consiste en inferir a partir de los movimientos que se observan en superficie, lo que ocurre entre las placas a grandes profundidades. Esta técnica ha sido bastante desarrollada en las últimas décadas debido a la buena cobertura espacial y temporal de los GPS, que nos permite cuantificar los desplazamientos en la superficie de la Tierra e inferir también velocidades entre placas en contacto, a lo largo del tiempo. Luego, utilizando modelos que relacionen movimientos generados por fuentes a cierta profundidad y su consecuencia de movimiento en superficie, podemos inferir lo que ocurre en la interfaz de las placas a medida que subducta una sobre la otra, y por tanto, y de acuerdo a esta técnica, medir el acoplamiento sísmico.

Actualmente, para interpretar los datos geodéticos para los distintos periodos del ciclo sísmico se utilizan modelos simples de dislocación elástica (EDMs). En las últimas décadas y hasta hoy, uno de los modelos mecánicos más famosos y con el cual se realizan las inversiones de datos geodéticos, es el Back Slip Model [Savage,

1983]. Este modelo utiliza una única interfaz de subducción inserta en un semiespacio totalmente elástico. Para el periodo intersísmico asume una fuente con dirección de deslizamiento en sentido contrario a la utilizada en el cosísmico. Vale decir, la fuente responsable del movimiento en superficie en el periodo intersísmico se modela como una falla normal,ver Figura TANTO, esta suposición carece de sentido físico, lo cual ya había sido notado por Douglass & Buffett (1995), por lo que creemos ésta es una limitante para poder entregar una interpretación correcta de qué es lo que ocurre en el proceso de subducción.

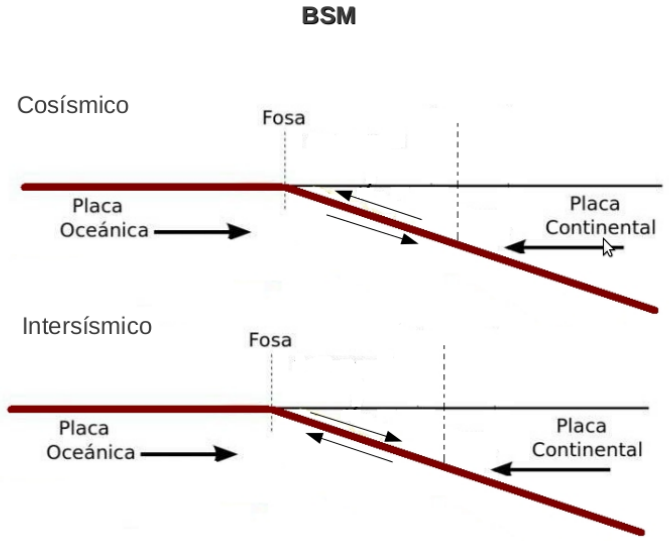


Figura 1.3: Representación de fuentes responsables de cosísmico e intersísmico según el Back Slip Model (BSM). Arriba: La fuente responsable del cosísmico es una falla inversa que genera el deslizamiento que antes se encontraba acoplado en el intersísmico. Abajo: Representación del intersísmico según BSM, la fuente responsable del acoplamiento sísmico es una falla normal, en sentido contrario al cosísmico.

En vista de que tenemos datos con una buena resolución espacial, creemos que se puede hacer un modelo mecánico mas complejo que incluya más de una interfaz, además que incluya un espesor de la placa subductante, así como también fricciones más realistas entre las interfaces de las placas. Así también, conocer en qué zonas el bloqueo es total, hasta qué profundidad llega el bloqueo, y además incluir una zona de transición donde no hay 100 por ciento de acoplamiento, pero que sí también implica riesgos de movimientos bruscos que puedan ocasionar terremotos, debido a que igualmente se está acumulando energía, y por tanto se genera un déficit de deslizamiento en estas áreas.

Con esto, podríamos tener una estimación del peligro sísmico para distintas re-

giones geográficas, y enfocar entonces la prevencion de emergencias en esas zonas, debido a que estos sismos generan tsunamis, alzamientos o hundimientos costeros, como también altos niveles de daño en obras civiles.

1.4. Algunas consideraciones

La validación del modelo es examinado y verificado parcialmente analizando los desplazamientos horizontales dados por los GPS. No se utilizaron los datos de la componente vertical, debido a que esta componente posee mayores errores que las componentes horizontales en las mediciones, y por tanto los datos geodéticos pierden presición, los que podrían inducir errores en el modelo al hacer la inversión.

En el modelo utilizado se considera la transmisión de desplazamientos en un semi espacio elástico, lo cual podría generar algunas dudas respecto a la diferencia que se produciría si se considerara un medio viscoso o viscoelástico en la astenósfera. Además en este modelo no se consideran las heterogeneidades en la estructura de la litósfera, pero estos factores ya han sido evaluados y su influencia es muy pequeña, por lo que se pueden ignorar (Thatcher & Rundle (1979,1984); Savage (1987); and Sato & Matsuúra (1988)).

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo General

Entender el proceso de carga de megaterremotos durante el ciclo sísmico en zonas de subducción e inferir cuánto acoplamiento sísmico existe entre las placas a lo largo de Chile, durante el periodo intersísmico.

1.5.2. Objetivos específicos

1. A partir de las velocidades superficiales obtenidas mediante mediciones GPS de desplazamiento superficial en el periodo intersísmico, se realizará una inversión basada en un modelo de placa, distinto al back slip model, que pueda representar la distribución de deslizamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana.

2. Verificar si el espesor de la placa de Nazca tiene importancia en el proceso de subducción, y por tanto analizar si debe ser considerado en el modelo utilizado para una inversión de datos GPS, además de calcular la extensión del acoplamiento sísmico.

3. Comprobar que se puede representar el proceso de carga de sismos con una base física clara, en que adquiere relevancia no sólo la falla que está acoplada, sino que también debe ser considerada la contribución que da la subducción continua bajo la zona acoplada y la interfaz baja.

4. Verificar que la tasa de deslizamiento calculada para el periodo intersísmico coincide espacialmente con las zonas que rompen en el cosísmico para los últimos dos grandes eventos sísmicos en Chile: Maule 2010 e Iquique 2014.

1.6. Hipótesis

En zonas de subducción, los datos de GPS durante el periodo intersísmico, que va de décadas a cientos de años después de ocurrido un evento sísmico, proporcionan una ayuda para delimitar zonas potencialmente propensas a experimentar megaterremotos.

Esto se hace midiendo el acoplamiento sísmico que presentan las placas que interactúan en la subducción.

Para calcular el acoplamiento sísmico, y en vista que no se puede medir el deslizamiento en la placa subductante directamente, ni ver cómo es la segmentación en la placa, es que se debe realizar la inversión de los datos geodésicos mediante un modelo que represente de mejor manera el mecanismo que está ocurriendo al interior, y que tenga relación con la Teoría de Tectónica de Placas actualmente aceptada.

Tomando en cuenta observaciones y consideraciones teóricas, estos datos se pueden interpretar usando un modelo de dislocación elástica simple.

La hipótesis en este trabajo se basa en un modelo que busca representar lo que ocurre en las placas durante el proceso de carga en distintas zonas de subducción de Chile.

En este modelo se plantea que existe una segmentación en la placa subductada que incluye una zona inferior, con un comportamiento distinto a la zonas mas superficial, que toma relevancia en el mecanismo de subducción y que ha sido desestimada hasta ahora.

Se plantea además que el deslizamiento continuo que ocurre en la subducción debe ser considerado en el modelo, pues influye en las mediciones de velocidad superficial registrada por los GPS.

Con este modelo de base, podremos representar de manera físicamente razonable lo que ocurre en este período, contrario a lo que ocurre con el back slip model, que es el modelo más popular utilizado en las inversiones, el cual no posee una base física razonable, por lo que no ayuda a entender el comportamiento entre placas previo a grandes eventos sísmicos.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Deformación superficial debido a fallas en un semi espacio homogeneo, Okada 1985

El modelo presentado por Okada en 1985 describe qué observaciones de desplazamiento en superficie se debiesen obtener si se genera un movimiento a profundidad debido a una dislocación elástica, en que los movimientos generados a esta fuente simple se propagan en un semiespacio elástico homogeneo.

La fuente asociada a los movimientos en superficie, es una fuente rectangular con ancho W y largo L. A partir de esta fuente se genera el sistema de referencia de Okada, en que las coordenadas quedan dadas de la forma gráfica expuesta en la figura TANTO.En este trabajo, a este sistema de coordenadas le llamaremos Coordenadas Okada, o sistema de referencia de Okada. Notamos que tiene su origen en el vértice inferior de la falla considerada como modelo de fuente.

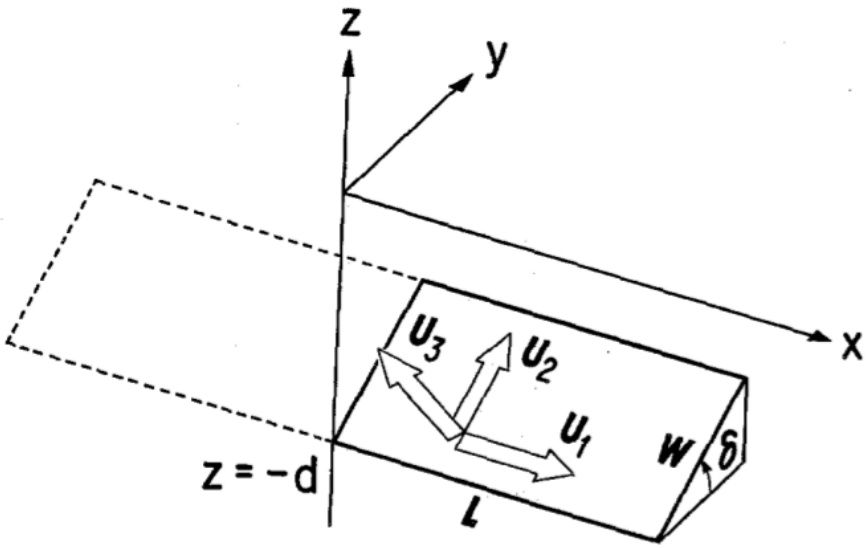


FIG. 1. Geometry of the source model.

Figura 2.1: Modelo de fuente finita rectangular descrita por Okada 1985

Podemos ver que los deslizamientos en la falla, pueden ser descritos por componentes:

- U_1: Deslizamientos en la dirección del strike.
- U_2: Deslizamientos en la dirección del angulo de buzamiento.

En base a esto, Okada desarrolló sus ecuaciones analíticas por componentes. Las cuales describen los desplazamientos en superficie a partir de cierta geometría y cierto deslizamiento en la fuente rectangular.

En este trabajo se llamará "S" al deslizamiento, que equivale a los "U" usados por Okada, esto para no generar confusiones entre desplazamientos "u" y deslizamientos.

Los desplazamientos superficiales en coordenadas Okada (u_x, u_y, u_z), debido a los deslizamientos en la dirección del strike (S_1) en la fuente, vienen dados por las sigueientes ecuaciones:

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

Para el desplazamiento superficial con deslizamiento en la dirección del manteo (S_2), las ecuaciones se describen a continuación:

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

Donde

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

y

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

En este trabajo se hará la inversión para encontrar la tasa de deslizamiento, por lo que no tenemos los deslizamientos en cada componente, pero sí el rake, o ángulo de deslizamiento de la falla. Luego, podemos notar que las componentes del deslizamiento las podemos descomponer en el deslizamiento total por la dirección que corresponde de acuerdo al rake, de la siguiente forma:

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

Con λ ángulo de deslizamiento de la dislocación o rake.

Finalmente, las ecuaciones de Okada entonces dependen de parámetros acordes a la geometría de la falla y al deslizamiento en la falla.

$$ux, uy, uz = F_{Okada}(x, y, d, dip, strike, W, L, S, rake)$$

Ahora, si queremos proyectar las coordenadas de Okada a coordenadas geográficas debemos hacer el siguiente cambio:

$$\left.\begin{aligned} Ue &= ux\sin(strike) - uy\cos(strike) \\ Un &= ux\cos(strike) + uy\sin(strike) \end{aligned}\right\} \tag{2.6}$$

Capítulo 3

Metodología de inversión

3.1. Introducción

En este trabajo se propone un modelo mecánico de acoplamiento sísmico en zonas de subducción para el periodo intersísmico del ciclo sísmico. En el modelo propuesto, el mecanismo de carga de esfuerzos que se produce durante este periodo tiene una base física acorde con el concepto de convergencia entre placas en zonas de subducción aceptado hoy en día por la Teoría de Placas Tectónicas. Este mecanismo de carga, que se ve reflejado en superficie por las velocidades superficiales medidas por los GPS, creemos es el resultado de distintos movimientos que ocurren a distintas profundidades, entre ellos:

1. La interfaz de la placa de Nazca con la placa Sudamericana.

2. Lo que ocurre a la profundidad del espesor elástico de la placa de Nazca

3. El movimiento a velocidad constante que se produce bajo la zona acoplada, en la región asísmica; donde ambas placas se mueven desacopladas hasta cierta profundidad donde ya no hay deslizamientos y deja de considerarse mecánico el movimiento.

Una de las suposiciones más importantes en el modelo es considerar que los movimientos en superficie sí se ven influenciados por la zona asísmica. Ya había sido notado por Uyeda & Kanamori en 1979 y por Tichelaar & Ruff en 1993 que puede haber deformación asísmica como resultado de la subducción constante de la placa oceánica. Esta zona con deslizamiento libre se encuentra bajo la zona de transición, y se considera hasta donde las observaciones sismológicas muestran que ambas placas dejan de comportarse sísmicamente a una profundidad que parece coincidir con una temperatura crítica (Hyndmand & Wang 1993; Hyndman et al. 1995).

En el modelo expuesto, se da importancia a 5 zonas (S_{11}, S_{12}, S_2, S_3 y S_4) que influyen en el mecanismo de subducción, ver Figura NUMERO; las cuales individualmente aportan movimientos en superficie en distintas direcciones y con diferentes magnitudes, esto se puede apreciar de manera clara en la sección del Test de Resolución, en las Figuras NUMERO TANTO, TANTO Y TANTO. Estas distintas direccciones y magnitudes son debido a que cada una de estas zonas se considera como fuente responsable de movimientos de tierra ; siendo éstas, fallas rectangulares finitas con distintos orígenes, es decir, a distintas profundidades, distintas distancias geográficas, entre otros parámetros que son considerados en el modelo de Okada,

explicado anteriormente en la Sección del Marco Teórico, y que influencian el desplazamiento que se observa en superficie. Luego, la suma de los aportes de cada una de estas zonas da como resultado el desplazamiento en el tiempo observado en superficie, que medimos a través de la información que nos aportan los datos geodéticos.

Particulamente, para el caso de Chile, en que las placas que convergen son la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, siendo la placa de Nazca la que subduce en la placa Sudamericana, la gráfica del modelo utilizado se puede observar en la Figura NUMERO.

Podemos notar que son varios los parámetros incluidos:

1. Espesor de la placa, H.
2. Dip: Angulo de inclinación o Buzamiento, δ.
3. Profundidad, d.
4. Ancho de la falla, W.
5. Largo de la falla, L.

El modelo de placa utilizado considera el comienzo en la placa de Nazca a aproximadamente 2000 kilometros hacia el oeste desde la fosa y termina a la profundidad en que la placa de Nazca deja de producir deslizamientos con la placa continental.

En el modelo aquí utilizado se utilizan 4 fallas:

1. La falla 1 es la falla que incluye una zona acoplada, donde no hay deslizamiento en el tiempo, y una zona de transición, donde sí existe una tasa de deslizamiento año a año producido por una falla inversa, pero que es menor a la velocidad de convergencia de las placas. Esta falla comienza en la fosa y termina en el punto donde la placa subductante comienza a deslizarse libremente. Ver S1, compuesta de S_{11} y S_{12} en figura TANTO.
2. La falla 2, S_2 en figura TANTO, es una falla inversa. En el modelo aquí expuesto, ésta comienza en la profundidad en que la placa subductante se considera deslizando libremente. Es decir, se encuentra bajo la zona donde se producen los terremotos superficiales, y termina a la profundidad donde la placa de Nazca ya no se desliza mecánicamente con la placa Sudamericana.

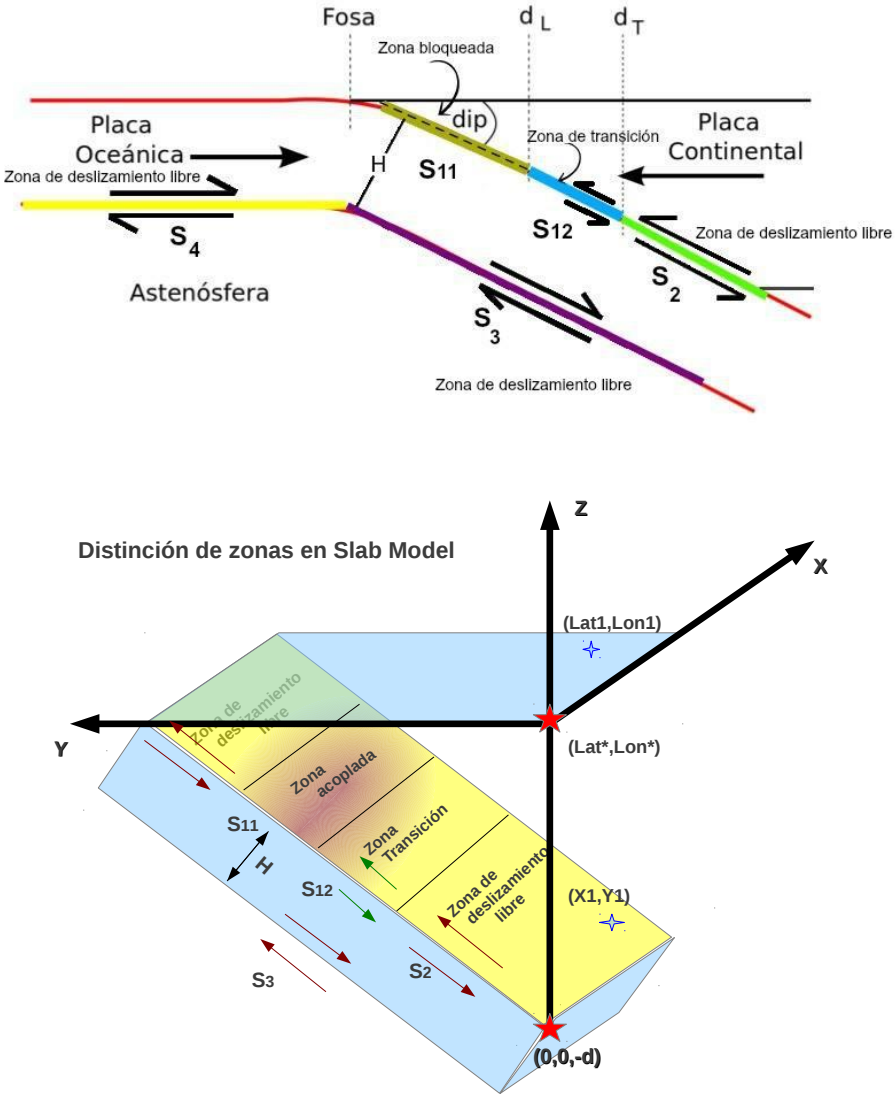


Figura 3.1: Modelo mecánico para un margen convergente en una zona de subducción. El modelo está dividido en distintas zonas, cada una con deslizamientos ″S″ específicos. ″H″ es el espesor de la placa que subducta. ″dL″ es la profundidad de la zona bloqueada y ″dT″ es la profundidad de la zona trabada. Los colores indican las distintas fallas finitas rectangulares consideradas en el modelo.

3. La falla 3, S_3 en figura tanto, es una falla normal que incluye la tasa de deslizamiento de la parte inferior de la placa de Nazca, en donde alcanza el espesor elástico. Ésta va desde la fosa hasta la profundidad final de la placa considerada en el modelo.

4. La falla 4 es una falla normal con ángulo de buzamiento cero, y el deslizamiento constante que genera esta falla viene dado por la convergencia constante de la placa de Nazca a la superficie continental. Esta es graficada como S_4 en la figura tanto.

Cada uno de estos deslizamientos implica movimientos en la superficie en diferentes direcciones. Los cuales se graficarán mas adelante para mejorar el entendimiento de la influencia de cada una de estas fallas a las observaciones.

La zona_2, zona_3 y zona_4, se asumen con deslizamiento libre, es decir, la placa subductante, Nazca en este caso, se desliza libremente bajo la placa continental Sudamericana, a la velocidad a la que ambas convergen, 6.6 cm al año (Angermann et al., 1999), la que aproximaremos a 7 cm/año en el modelo.

En la zona_1 se incluyen dos zonas. La zona_{11} que es el segmento que se encuentra acoplado, es decir, no existe un deslizamiento entre ambas placas, y es aquí donde se están acumulando esfuerzos, que luego provocarán sismos según la teoría actual, y la zona_{12} que es la zona de transición, que es la transición entre el deslizamiento nulo que hay en la zona bloqueada y el deslizamiento libre que existe bajo esta zona. En este trabajo esta zona tiene bastante relevancia debido a que ésta nos indicará el límite de la zona bloqueada, o acoplada, y nos dará una estimación de hasta qué punto se debe considerar la profundidad de peligro para sismos, pues nos mostrará también el límite al cual ambas placas deslizan sin acumular esfuerzos, y por tanto, no ser riesgo para terremoto interplaca.

En este modelo de placa se considera también el espesor elástico de la placa subductante, siendo un parámetro importante a considerar debido a que se busca un resultado que represente de la mejor forma posible la realidad física del proceso de subducción.

3.2. Datos

El ciclo sísmico se compone de 3 periodos:

$$\text{Ciclo Sísmico} = \text{Cosísmico} + \text{Post sísmico} + \text{Intersísmico}$$

Para investigar el ciclo sísmico de cualquier zona, en este caso; la zona de subducción de Chile, se debe tener claro que las escalas de tiempo que se utilizan son distintas, y por tanto, los datos que debemos utilizar para analizar estas distintas etapas del ciclo sísmico son diferentes.

En el caso del cosísmico, momento en que se produce el movimiento de tierra, el periodo de tiempo en que se desarrolla éste es bastante corto, de segundos a minutos, y por tanto para estudiar cómo fueron las deformaciones estáticas en la superficie de la Tierra, y con esto inferir cómo fue el deslizamiento en la placa subductante se deben utilizar mediciones de desplazamiento en superficie, las cuales se miden con los GPS.

Si se hablara de deformaciones estáticas, el desplazamiento estático se calcularía con la posición que tenía el GPS antes del terremoto, y la posición de éste después del evento. Así, la resta de ambas posiciones del instrumento, nos daría una medida del desplazamiento que se produjo en superficie, y con este dato podríamos deducir la deformación que existió.

En vista que el modelo de Okada nos indica los desplazamientos en superficie debido a una dislocación finita rectangular (falla), es que mediante una inversión podemos saber cuál es la geometría de falla y el deslizamiento en la placa subductante que mejor acomoda los desplazamientos superficiales que se observan durante el sismo y así conocer cual es el deslizamiento que ocurrió en las placas sólo en base a mediciones de desplazamiento en superficie. Esto fue hecho con buenos resultados para el terremoto del Maule por Peña en 2014. En aquel trabajo se realizó la inversión para el deslizamiento ocurrido en el cosísmico, asumiendo cierta geometría de falla que entra a la inversión como parámetros conocidos.

Luego del cosísmico, que es un movimiento brusco de tierra, viene el periodo Post−sísmico en que las placas se acomodan luego del movimiento, este periodo puede durar de meses a años, y por tanto se debe estudiar con desplazamientos en el tiempo, es por esto que se utilizan velocidades superficiales.

Una vez ocurrido el periodo Post sísmico, las placas ya se encuentran denuevo

acomodadas, y el proceso de subducción vuelve a ocurrir con sus respectivos acumulamientos de carga por lo que se da paso al periodo Intersísmico. Este periodo dura años. En nuestra zona de estudio, Chile, ocurren terremotos en una misma zona con periodos intersísmicos que van desde los 50 a los 100 años.

Como los periodos de tiempo son largos para el intersísmico, es que necesitamos medir el comportamiento de la superficie de la Tierra en el tiempo, por lo que analizamos cuánto se movió la placa Sudaméricana con respecto a la placa de Nazca cada año, ocupando entonces velocidades en centímetros por año. Con estos datos podremos deducir la tasa de deslizamiento que se está produciendo en la interfaz de la placas.

La distribución de estaciones y las observaciones de velocidad en las estaciones vienen dadas en la Figura TANTO.

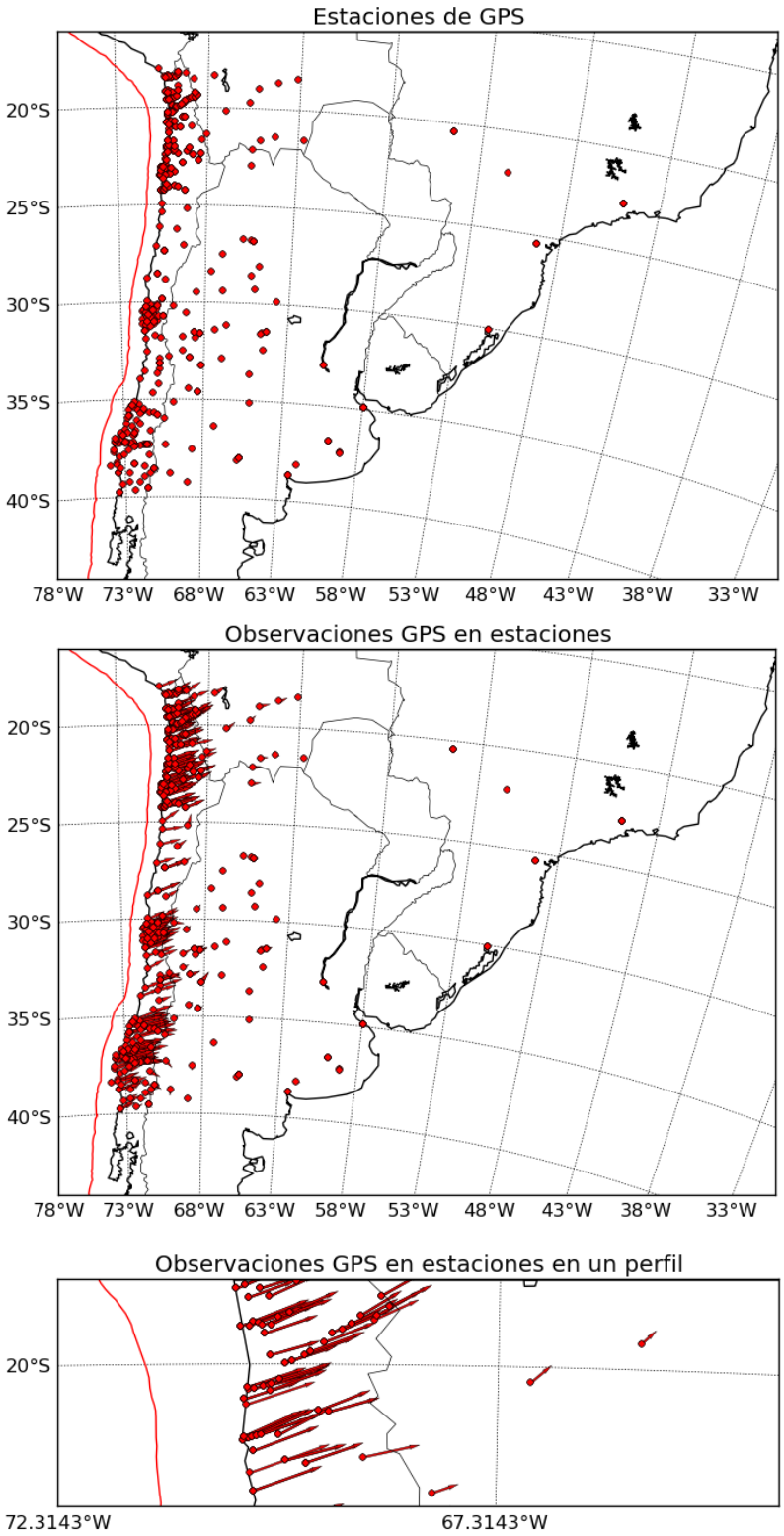


Figura 3.2: Arriba: Distribución de estaciones a lo largo de Chile. Centro: Observaciones de Velocidad en las estaciones. Abajo: Zoom a estaciones en el norte de Chile

Se recolectaron datos de GPS de distintas campañas hechas en Chile distribuídas en distintas regiones,ver Figura NUMERO para distintos periodos de tiempo, ver Tabla 1. El marco de referencia de los GPS se encuentra en la placa Sudamericana (SOAM).

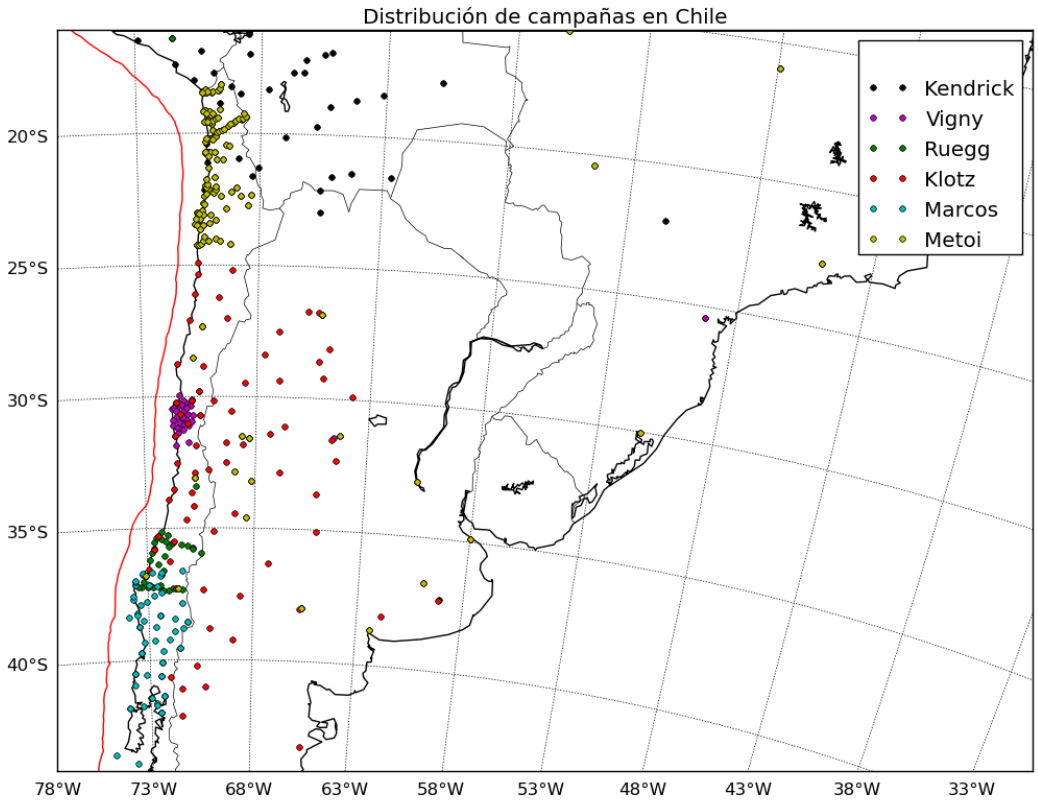


Figura 3.3: Distribución de GPS para distintas campañas realizadas a lo largo de Chile

En este trabajo se busca hacer un mapeo general del estado de Chile, y por tanto se ocuparán las 322 estaciones con el objetivo de conocer la distribución de deslizamientos acumulados en las lagunas sísmicas a lo largo del pais antes de grandes terremotos.

Región	Latitudes límites	Número de estaciones	Año de campaña	Campaña	Ultimo sismo grande
Norte	$18°S$-$25°S$	27	2001	Kendrick	Iquique 2014
Norte	$18°S$-$25°S$	107	2012	Metois	Iquique 2014
Centro	$25°S$ y $35°S$	42	2009	Vigny	..
Centro-Sur	$30°S$ y $40°S$	37	2009	Ruegg	Maule 2010
Centro-Sur	$35°S$ y $40°S$	38	años	Marcos Moreno	Maule 2010
Norte-Sur	$20°S$ y $40°S$	71	años	Klotz	Maule 2010
Todo Chile	Total estaciones = 322				

3.3. Geometría de fallas y cambio de coordenadas

Teniendo en cuenta que los datos GPS están posicionados en coordenadas geográficas, y que el modelo de Okada trabaja con un sistema de referencia distinto, se procedió a hacer una transformación de coordenadas siguiendo el esquema presentado en la Figura TANTO.

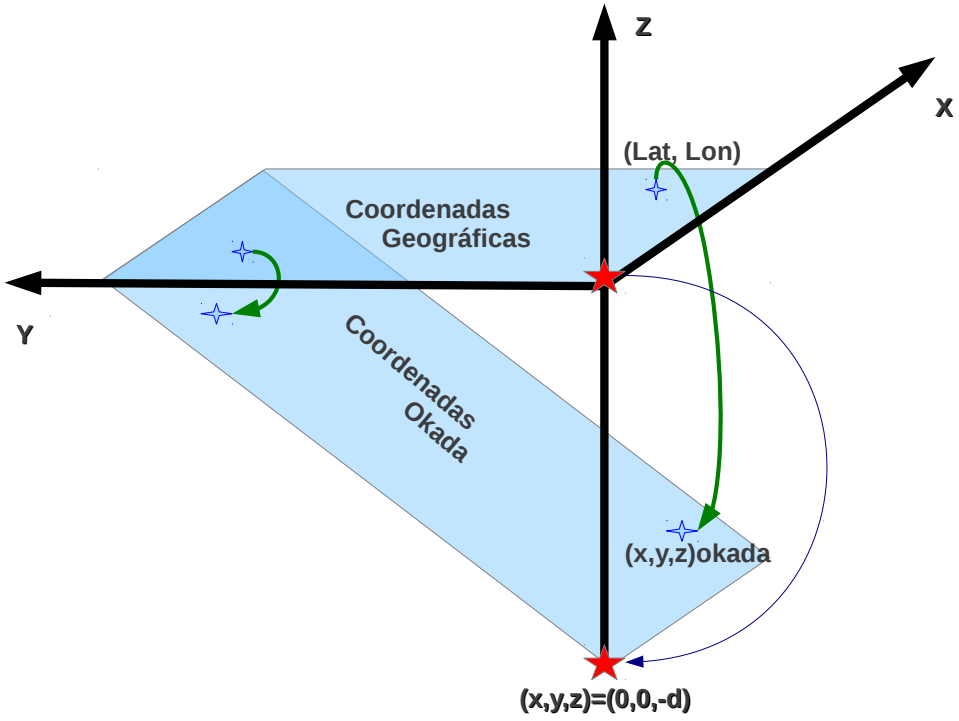


Figura 3.4: Ejemplo gráfico del cambio de coordenadas, desde el sistema de coordenadas geográfico a coordenadas Okada

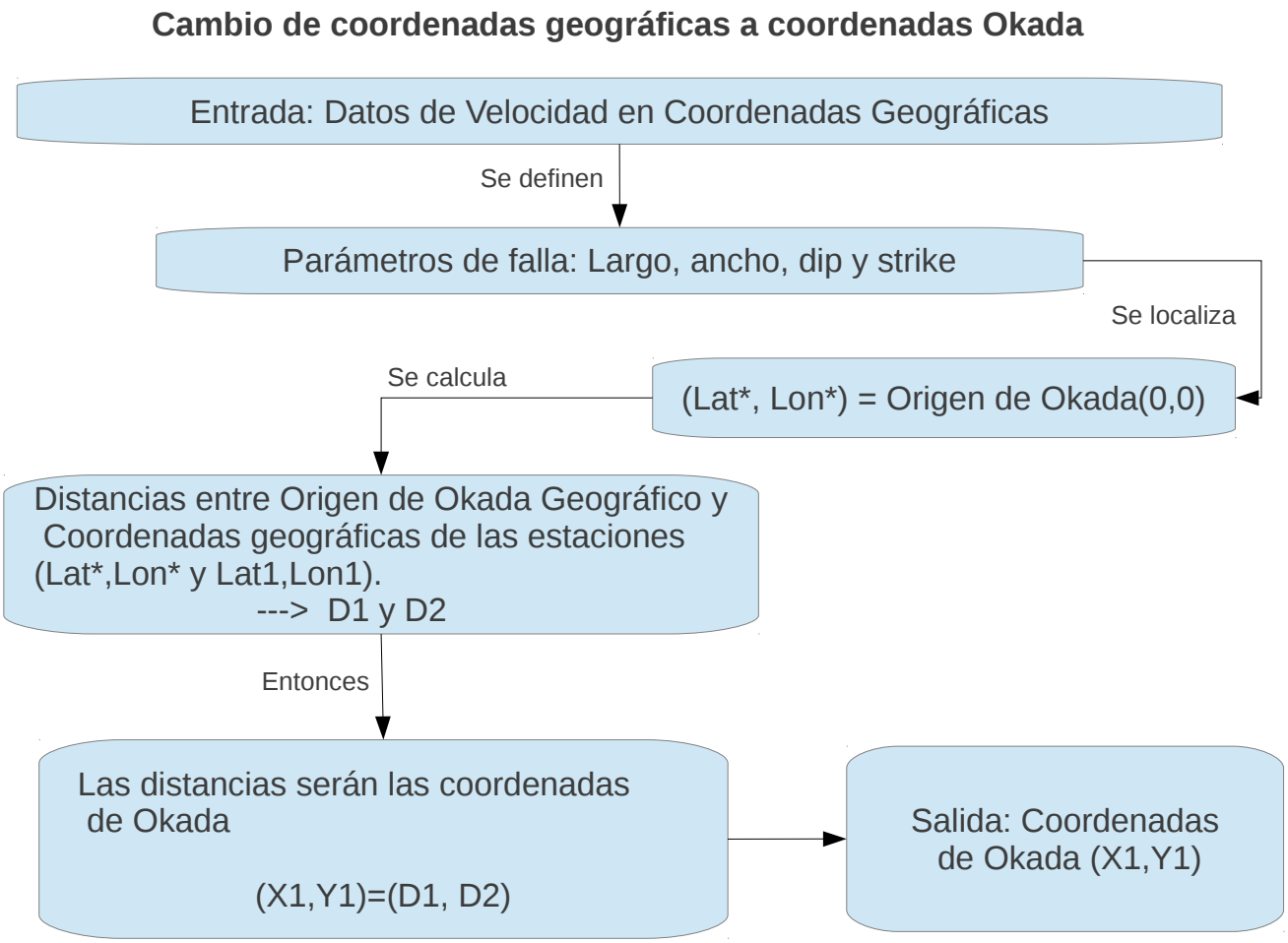


Figura 3.5: Esquema de metodología para cambio de Coordenadas geográficas a coordenadas Okada

FALTA ESCRIBIR LA GEOMETRIA DE FALLA UTILIZADA

3.4. Planteamiento del problema

Como fue explicado en el marco teórico ocupamos las ecuaciones de Okada de la forma:

$$Ue, Un = F_{Okada}(x, y, d, dip, strike, W, L, S, rake)$$

Teniendo en cuenta que para el periodo intersísmico analizamos los desplazamientos en el tiempo, tenemos:

$$Ve, Vn = \frac{dUe}{dt}, \frac{dUn}{dt} = \frac{dF_{Okada}(x, y, d, dip, strike, W, L, S, rake)}{dt}$$

Si además consideramos que la geometría no varía en el tiempo, entonces el único parámetro que varía en el tiempo es el deslizamiento, por tanto:

$$Ve, Vn = \frac{dS}{dt} * \underbrace{F_{Okada}(x, y, d, dip, strike, W, L, S, rake)}_{Ve_{geo}}$$

Vemos entonces que hay una parte, que llamaremos Ve_{geo}, que depende sólo de la geometría, la cual ya conocemos, y por tanto podemos resolver, entonces queda un sistema de la forma:

$$Ve, Vn = \frac{dS}{dt} * Ve_{geo}$$

Con Ve y Vn las observaciones de velocidad en superficie, proporcionada por los GPS, Ve_{geo} vendrá dado por la geometría de la falla, y la única incógnita será la tasa de deslizamiento en el tiempo en la falla.

3.5. Metolodología de la inversión

Si suponemos 3 estaciones aportando información para conocer la tasa de deslizamiento en una falla en las direcciones este y norte, tendremos un sistema de la

forma:

$$\begin{pmatrix} Ve_1 \\ Vn_1 \\ Ve_2 \\ Vn_2 \\ Ve_3 \\ Vn_3 \end{pmatrix} = \frac{dS}{dt} \begin{pmatrix} Ve_{geo1} \\ Vn_{geo1} \\ Ve_{geo2} \\ Vn_{geo2} \\ Ve_{geo3} \\ Vn_{geo3} \end{pmatrix}$$

En este trabajo, cada una de las fallas está subdividida en **n** subfallas, todas de igual tamaño, podemos ver gráficamente esto en la Figura TANTO.

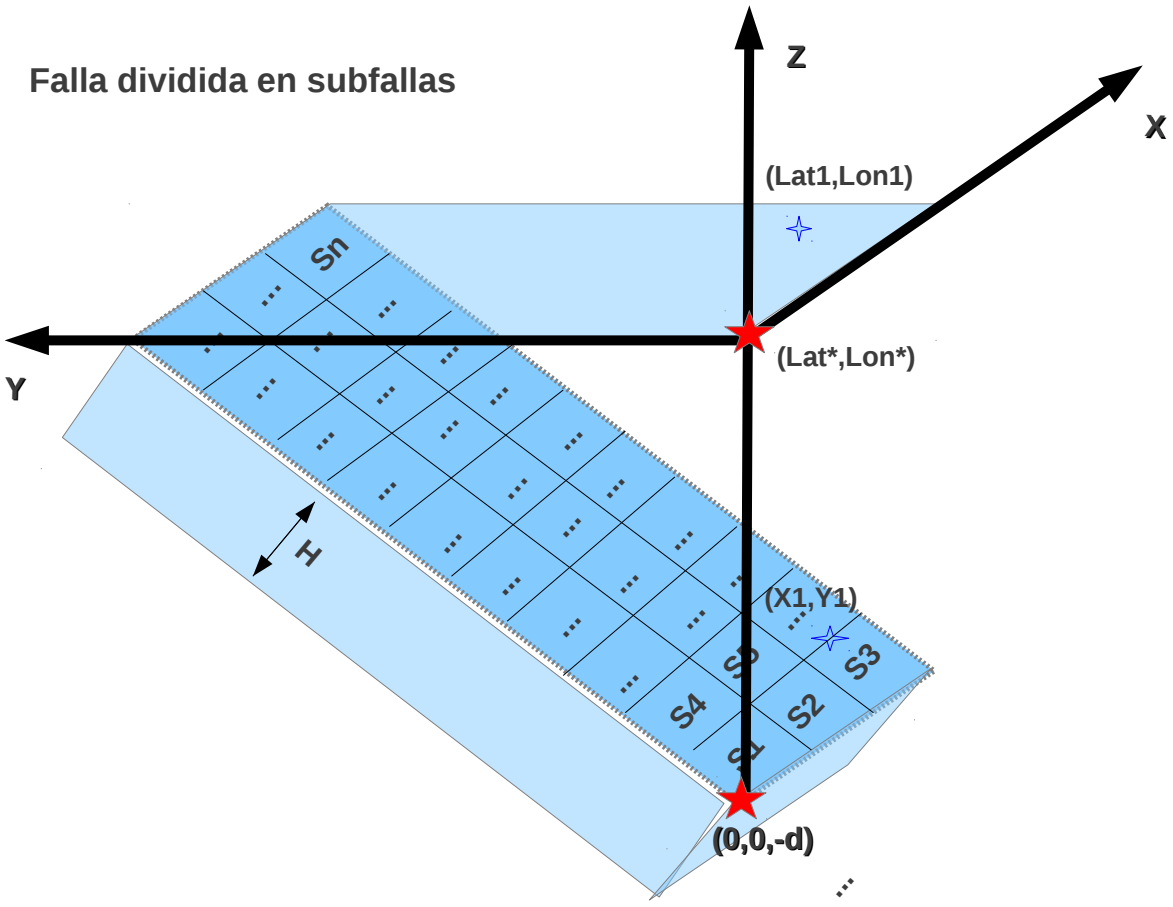


Figura 3.6: Dibujo explicativo de cómo se subdividió la falla en múltiples subfallas de igual tamaño

Podemos notar que cada subfalla aporta una velocidad distinta a cada uno de los puntos en superficie. La nomenclatura que se utiliza para representar el aporte que da la geometría de cada subfalla a la velocidad en superficie que entrega okada en cada uno de los puntos es descrita a continuación:

$$Ve_{geo\mathbf{n}[S_\mathbf{k}]}$$

en que **n** es el aporte de velocidad a la estación **n** dado por la subfalla **k**. Entonces, $Ve_{geo1[S_1]}$ incluye la velocidad en la estacion 1 asociada a la geometría de la subfalla S1.

Por tanto, siguiendo el ejemplo presentado anteriormente con 3 observaciones: Ve_1, Ve_2, Ve_3 y si tuviésemos la falla dividida en 4 subfallas, el sistema a resolver quedaría dado de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} Ve_1 \\ Ve_2 \\ Ve_3 \\ Vn_1 \\ Vn_2 \\ Vn_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Ve_{geo1[S_1]} & Ve_{geo1[S_2]} & Ve_{geo1[S_3]} & Ve_{geo1[S_4]} \\ Ve_{geo2[S_1]} & Ve_{geo2[S_2]} & Ve_{geo2[S_3]} & Ve_{geo2[S_4]} \\ Ve_{geo3[S_1]} & Ve_{geo3[S_2]} & Ve_{geo3[S_3]} & Ve_{geo3[S_4]} \\ Vn_{geo1[S_1]} & Vn_{geo1[S_2]} & Vn_{geo1[S_3]} & Ve_{geo1[S_4]} \\ Vn_{geo2[S_1]} & Vn_{geo2[S_2]} & Vn_{geo2[S_3]} & Ve_{geo2[S_4]} \\ Vn_{geo3[S_1]} & Vn_{geo3[S_2]} & Vn_{geo3[S_3]} & Ve_{geo3[S_4]} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{dS_1}{dt} \\ \frac{dS_2}{dt} \\ \frac{dS_3}{dt} \\ \frac{dS_4}{dt} \end{pmatrix}$$

En este trabajo se subdividirá la falla completa de Chile en 5400 subfallas, lo que equivale a una falla rectangular seccionada en 90 partes en el eje X de Okada y de 60 partes en el eje Y de Okada. Teniendo en cuenta que se trabajará con 429 estaciones, entonces:

$$\text{Número de ecuaciones} < \text{Número de incógnitas}$$

Y por tanto el sistema es compatible indeterminado, entonces debemos hacer algunas restricciones para obtener soluciones acordes al problema. Debido a esto es que se realizó una regularización del sistema de ecuaciones con lo que estabilizaremos las soluciones de las tasas de deslizamientos. La inversión acá utilizada está hecha de manera similar a la ocupada por Peña en 2014, la cual se basó en el trabajo de Benavente y Cummins en 2013.

3.5.1. Regularización

Teniendo en cuenta que el problema a resolver viene de la forma:

$$\begin{pmatrix} Ve_1 \\ . \\ . \\ Ve_n \\ Vn_1 \\ . \\ . \\ Vn_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Ve_{geo1[S_1]} & . & . & Ve_{geo1[S_k]} \\ . & . & . & . \\ . & . & . & . \\ Ve_{geon[S_1]} & . & . & Ve_{geon[S_k]} \\ Vn_{geo1[S_1]} & . & . & Vn_{geo1[S_k]} \\ . & . & . & . \\ . & . & . & . \\ Vn_{geon[S_1]} & . & . & Vn_{geon[S_k]} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{dS_1}{dt} \\ . \\ . \\ \frac{dS_k}{dt} \end{pmatrix}$$

En la regularización se impusieron tres condiciones claves que ocurren en el proceso de subducción. Dos de ellas ya habían sido probadas en un trabajo hecho por Peña en 2014 aplicándolas para el cosísmico del Maule en 2010. Estas condiciones consisten en minimizar la cantidad de deslizamiento y suavizar el deslizamiento en la falla. Con estas condiciones podemos resolver el problema considerando los errores sistemáticos; dados por errores asociados a fallas en los instrumentos o a procesamientos erróneos por parte del operador del instrumento, y podemos tomar en cuenta también los errores aleatorios propios de cualquier medición, que son inevitables y asociados a las observaciones GPS.

Además, considerando que acá se trabajará con el periodo intersísmico en que se considera el ancho total de la placa, se agregó la condición de que en la fosa la tasa de deslizamiento es igual a la velocidad con que convergen ambas placas. Igualmente, se impondrá este deslizamiento libre a la profundidad límite que se aplica en el modelo, pues se considera que a esta profundidad las placas ya no se deslizan,si no que se comportan asísmicamente debido a las altas presiones y a la temperatura.

La implementación de estas condiciones al sistema es descrita a continuación:

- **Minización de la tasa de deslizamiento**

  En esta condición se busca que grandes valores de tasa de deslizamientos encontrados en la solución sean minimizados con el λ_1, por tanto la tasa de deslizamiento en las subfallas no podrá aumentar críticamente en algunas regiones, y si pasara esto será solo para ajustar las observaciones.

Por tanto, para cada una de las subfallas se hará que el producto

$$\lambda_1 \frac{dS}{dt} = 0$$

esto lo hacemos creando una matriz identidad (I) de la forma expuesta en la ecuación a continuación.

$$\lambda_1 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & . & . & 0 \\ 0 & 1 & 0 & . & . & 0 \\ 0 & 0 & 1 & . & . & 0 \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ 0 & 0 & 0 & . & . & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{dS_1}{dt} \\ \frac{dS_2}{dt} \\ \frac{dS_3}{dt} \\ . \\ . \\ \frac{dS_k}{dt} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ . \\ . \\ 0 \end{pmatrix}$$

El residual:

$$||V_{obs} - (Ve_{geo[s]} \frac{dS}{dt})||$$

viene dado por el error entre las velocidades observadas y las velocidades modeladas; las cuales son extraidas de la inversión. El residual se utilizará como parámetro para la elección del λ_1. Para esto se graficó el residual con una serie de distintos λ_{s1} entre 0 y 1, ver Figura TANTO y de acuerdo al criterio de la "L" REFERENCIA, se seleccionó el λ_1 en el lugar desde el cual el error total, entre observaciones y datos modelados, dado por la solución de todas las subfallas, se estabiliza.

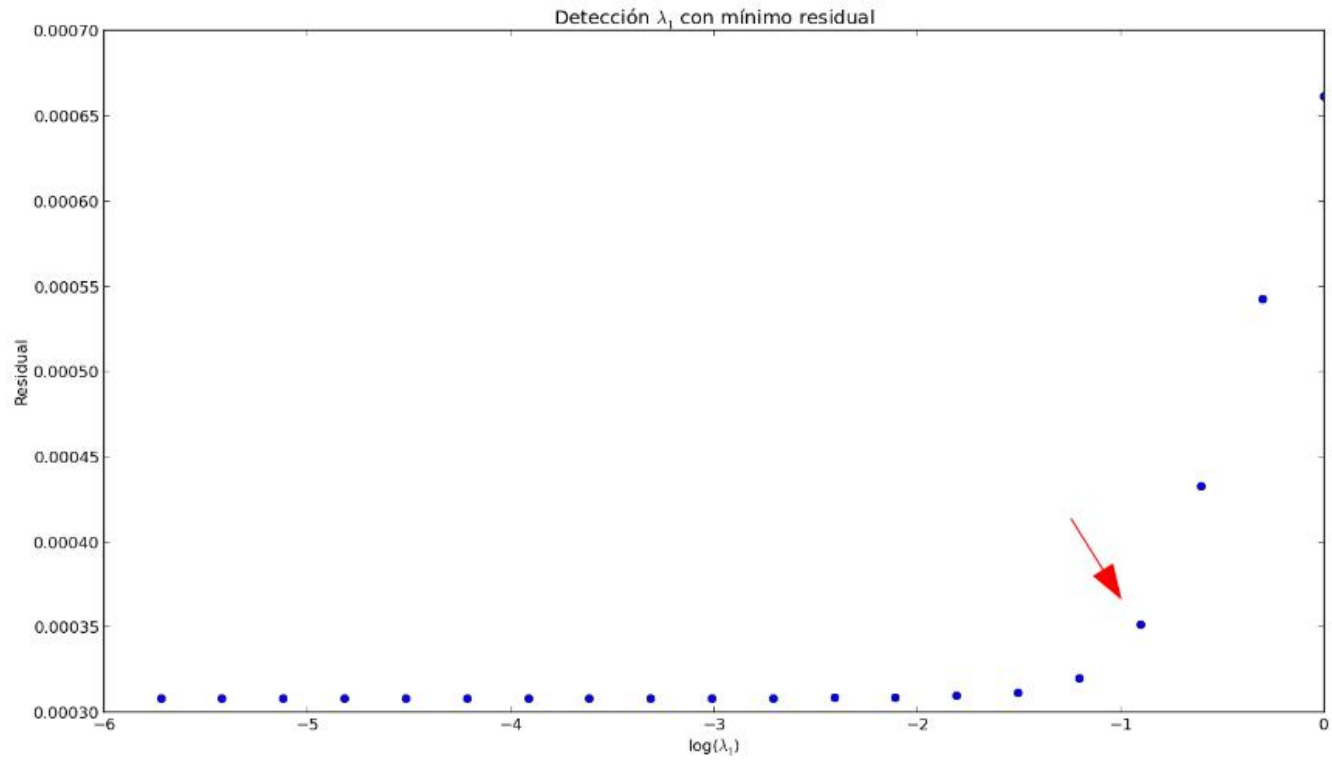


Figura 3.7: Curva típica para elección de λ_1

- **Suavización de la tasa de deslizamiento**

Teniendo en cuenta que no es realista tener deslizamientos demasiado distintos entre subfallas consecutivas, es que se aplicó la restricción de que la tasa de deslizamiento sea suave. Esto se implementó haciendo nulo el laplaciano de la tasa de deslizamiento, [Harris y Segal, 1987]:

$$\nabla^2 \dot{S} = 0$$

En este punto para más claridad en la visualización de las ecuaciones se considerará la notación de Newton con la tasa de deslizamiento como $\dot{S}$.

Se utilizó el método de diferencias finitas haciendo una distinción entre los deslizamientos en las subfallas centrales, y lo que ocurre en las subfallas ubicadas en los bordes.

Para las subfallas centrales tenemos:

$$\frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial x^2} = \frac{1}{h_x^2}(\dot{S}(i+1,j) + \dot{S}(i-1,j) - 2\dot{S}(i,j))$$

$$\frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial y^2} = \frac{1}{h_y^2}(\dot{S}(i,j+1) + \dot{S}(i,j-1) - 2\dot{S}(i,j))$$

$$\nabla^2 \dot{S} = \frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial y^2}$$

Con h_x el tamaño de la subfalla elegida en el eje x y h_y el tamaño de subfalla en el eje y.

Para los bordes:

$$\frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial x^2} = \frac{1}{h_x^2}(\dot{S}(i,j) - 2\dot{S}(i+1,j) + \dot{S}(i+2,j))$$

$$\frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial y^2} = \frac{1}{h_y^2}(\dot{S}(i,j) - 2\dot{S}(i,j+1) + \dot{S}(i,j+2))$$

$$\nabla^2 \dot{S} = \frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \dot{S}(i,j)}{\partial y^2}$$

- **Tasa de deslizamiento igual a la velocidad de convergencia de las placas en la fosa y en lo más profundo de la falla.**

Para imponer la condición de que en la fosa y en la parte más profunda de la falla, el deslizamiento es igual a la velocidad con que las placas convergen, debemos implementar esta restricción en el sistema a resolver antes de realizar la inversión. Entonces si vemos la figura TANTO la condición debe imponerse en las coordenadas x.

Si tenemos "k" subfallas, de "h" subdivisiones en "x", entonces la restricción es de la forma:

$$\lambda_3 G = \lambda_3 g$$

En que:

$$G = \begin{pmatrix} 1_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & . & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1_h & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0_{h+1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & . & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0_{k-(h-1)} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1_{k-h} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & . & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1_k \end{pmatrix}$$

y,

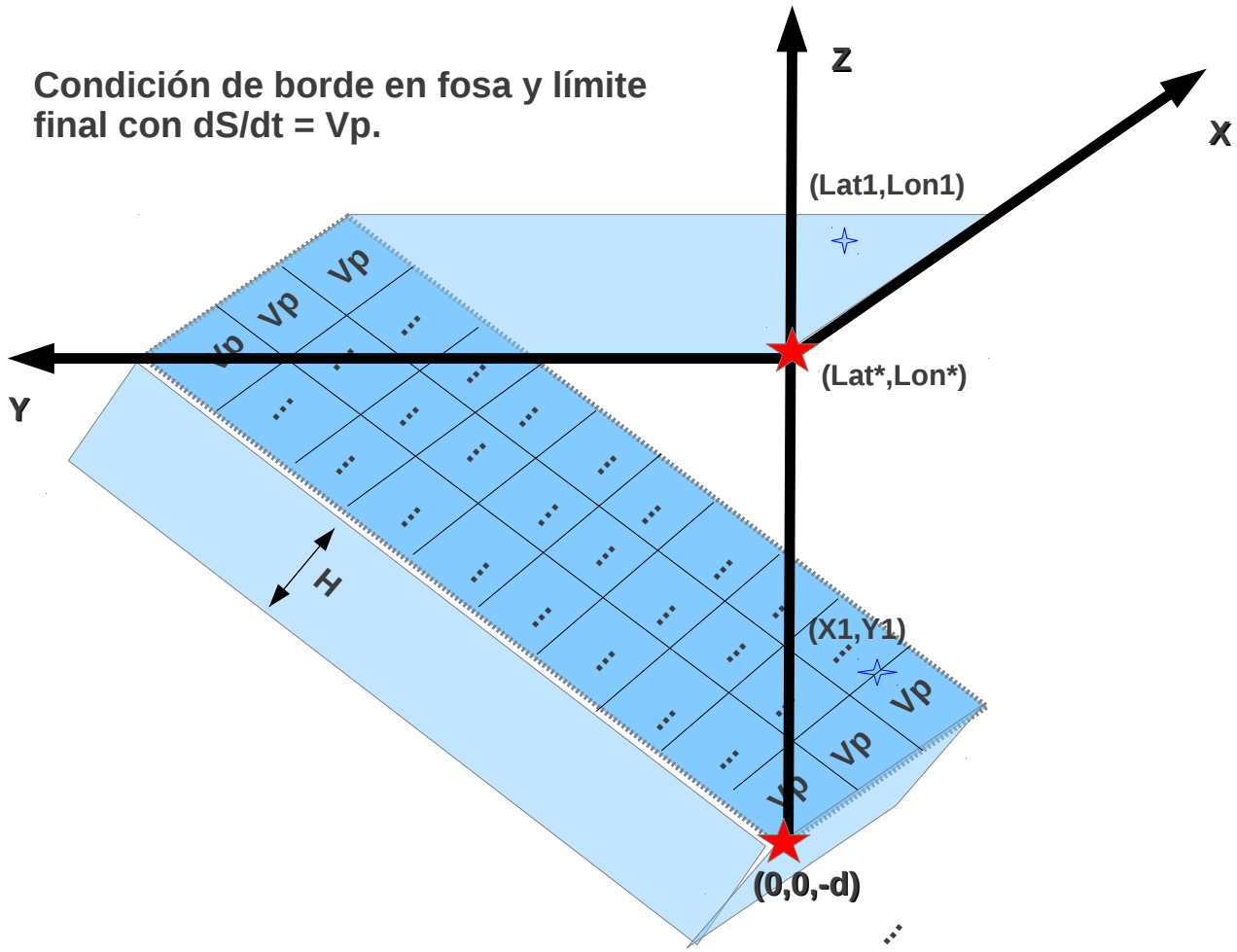


Figura 3.8: Condición de tasa de deslizamiento en fosa y en el final de la falla igual a la velocidad de convergencia de las placas (Vp)

$$g = \begin{pmatrix} (V_p)_1 \\ . \\ . \\ (V_p)_h \\ 0 \\ . \\ . \\ 0 \\ (V_p)_{h-k} \\ . \\ . \\ (V_p)_k \end{pmatrix}$$

A modo de ejemplo, si tuviésemos una falla dividida en 9 subfallas, es decir de 3 x 3, tendríamos que el sistema agregado sería de la siguiente forma:

$$\lambda_3 \begin{pmatrix} \mathbf{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mathbf{1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mathbf{1} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mathbf{1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{dS_1}{dt} \\ \frac{dS_2}{dt} \\ \frac{dS_3}{dt} \\ \frac{dS_4}{dt} \\ \frac{dS_5}{dt} \\ \frac{dS_6}{dt} \\ \frac{dS_7}{dt} \\ \frac{dS_8}{dt} \\ \frac{dS_9}{dt} \end{pmatrix} = \lambda_3 \begin{pmatrix} V_p \\ V_p \\ V_p \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ V_p \\ V_p \\ V_p \end{pmatrix}$$

entonces vemos que el λ_3 es el encargado de estabilizar la solución para que se cumpla que en los bordes de la placa rectangular la tasa de deslizamiento sea igual a la velocidad de convergencia de las placas.

El λ_3, al igual que el λ_1 y el λ_2, se escoge en el punto de inflexión entre el error estable y antes de que el error comience a aumentar.

3.6. Test de Resolución

Las velocidades superficiales para el periodo intersísmico van en la dirección este, ver figura TANTO, es decir, el movimiento que ocurre entre las placas hace que la superficie del continente se mueva en dirección a la cordillera de los Andes.

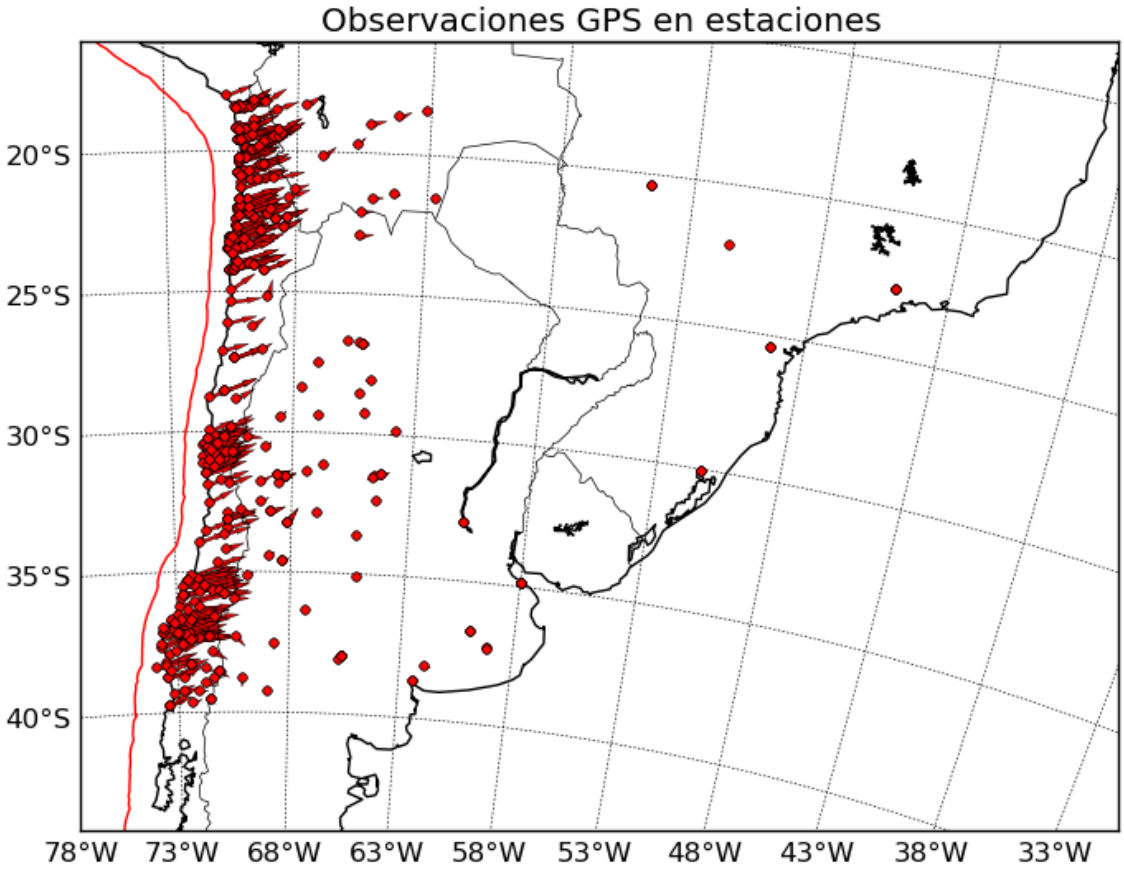


Figura 3.9: Velocidades superficiales en las distintas estaciones a lo largo de Chile para el periodo intersísmico

Podemos notar también que existe una atenuación del movimiento en la dirección este, vale decir, hay mayores velocidades de la placa continental en la costa, y van disminuyendo en módulo a medida que nos alejamos de la zona de acople, en dirección a la cordillera.

Por tanto los datos sintéticos que crearemos deben ser en esa dirección también para representar de buena forma los datos del periodo en estudio.

3.6.1. Generación de Datos sintéticos

Para crear un test de resolución que nos de una aproximación de los errores que existen en la inversión, se generarán velocidades superficiales sintéticas a partir de una geometría base y unas tasas de deslizamiento sintéticas que ingresaremos, lo que es llamado problema directo.

Luego, se invertirán las velocidades generadas a partir del problema directo y se obtendrán las tasas de deslizamiento en la falla.

El primer objetivo del test de resolución es verificar si la inversión que se está haciendo es correcta, y por tanto verificar que la tasa de deslizamiento entregada por la salida del programa de inversión, es similar a las que se habían generado en el problema directo.

El segundo objetivo, es cuantificar el error que existe al realizar la inversión. Por tanto, de la diferencia que exista entre el slip generado y el obtenido tendremos una aproximación del error que contiene la inversión en sí.

Problema Directo

Teniendo en cuenta el modelo de deformación superficial debido a fallas en un semiespacio, postulado por Okada en 1985 , generaremos velocidades en superficie sintéticas, debido a tasas de deslizamiento que impondremos.

Las velocidades en superficie vendrán dadas entonces por la Geometría que tenga la falla y por la tasa de deslizamiento que impongamos en la placa.

Los datos sintéticos se generaron entonces a partir de unas tasas de deslizamiento inventadas y una Geometría conocida de la placa subductante en Chile, que incluye:

- Dip
- Rake
- Strike
- Largo
- Ancho
- Profundidad
- Distancias entre origen de Okada y coordenadas de estaciones

Entonces:

Entrada del programa: Parámetros de geometría y tasa de deslizamiento.

Salida del programa: Velocidades en superficie; Ve y Vn.

Teniendo en cuenta esto, generaremos las velocidades sintéticas considerando cada una de las fallas consideradas en el modelo como fuentes responsables de movimientos en superficie.

Primero generaremos las Observaciones sintéticas para la falla 2.

Para la falla 2 los parámetros ocupados son:

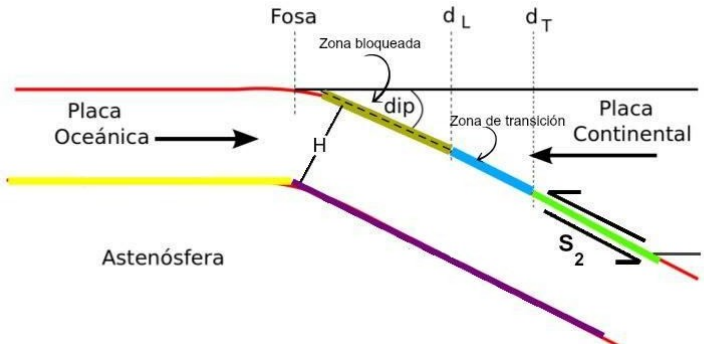
Dip	18
Profundidad	180 km
Ancho	388 km
rake	109°
Tasa de slip	6 [cm/año]

Luego, como resultado de esa falla en la primera sección obtenemos las velocidades superficiales mostradas en la figura TANTO. Podemos notar que esta falla influye en las velocidades mas cercanas a la cordillera, y no tiene mayor influencia en las velocidades registradas en la costa.

La falla 3 es una falla normal con parámetros de la falla:

Dip	18
Profundidad	201 [km]
Ancho	388 km
rake	-78°
Tasa de slip	6 [cm/año]

El aporte de esta falla a las observaciones se puede ver en la Figura 6. Esta falla con tasa de deslizamiento S_3 induce velocidades superficiales desde la costa a la cordillera en dirección este.



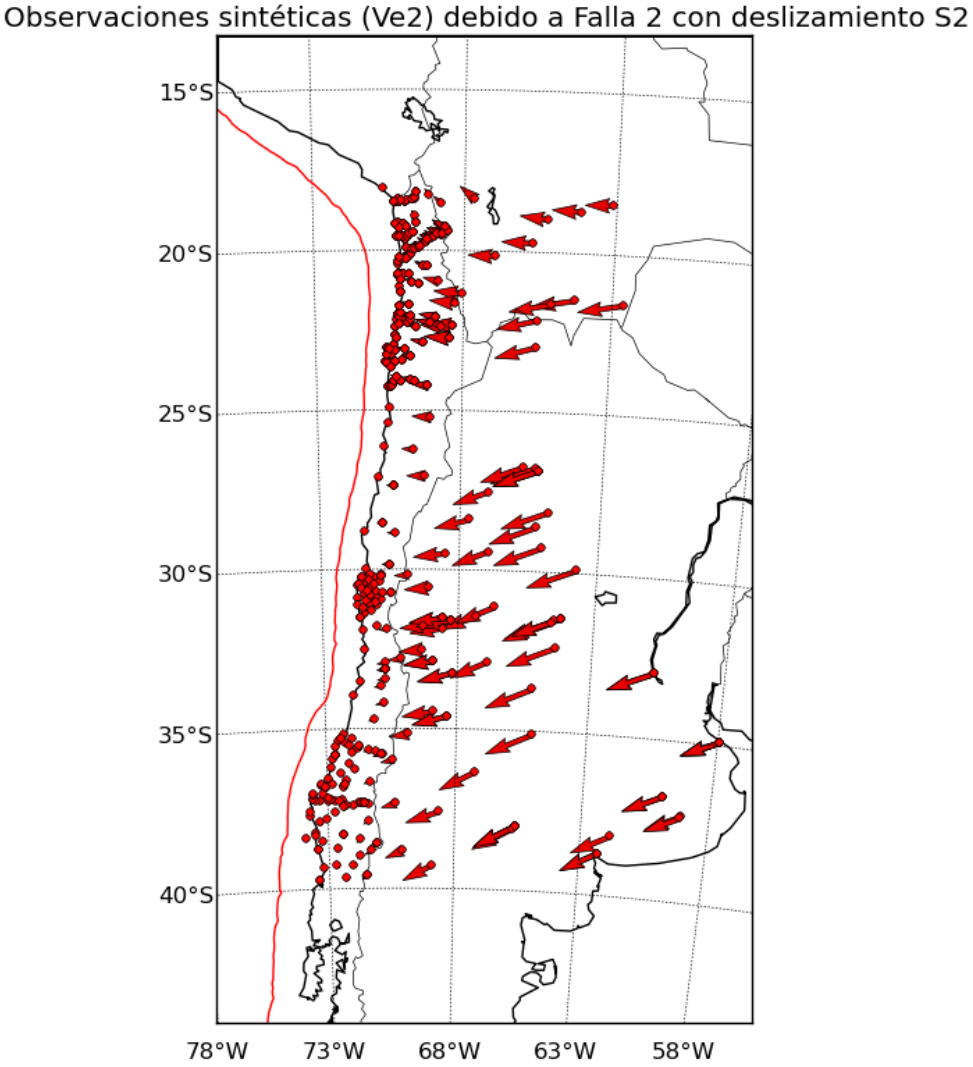
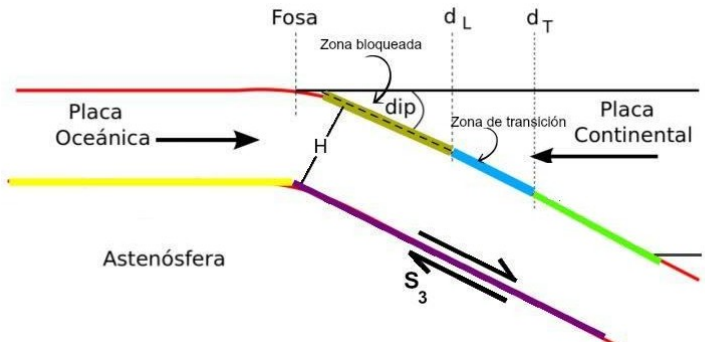


Figura 3.10: Arriba: Velocidades generadas por falla 2. Abajo: Zoom



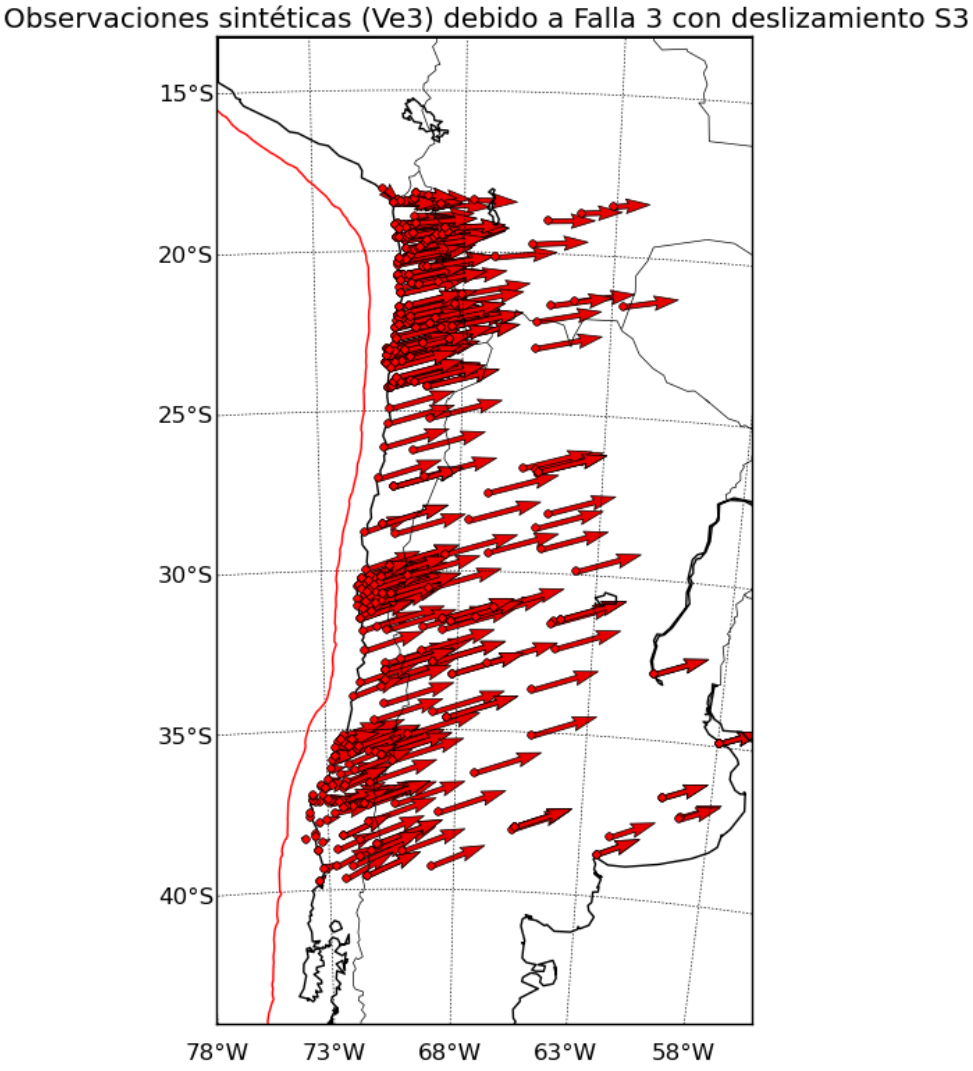


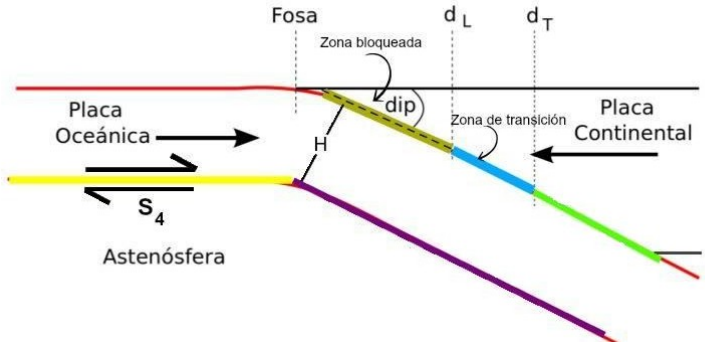
Figura 3.11: Arriba: Velocidades generadas por falla 3. Abajo: Zoom

Por ultimo, la Falla 4 también es una falla normal, pero con un dip de 0° y parámetros dados a continuación:

Dip	18
Profundidad	H=20 [km]
Ancho	2000 km
rake	-78°
Tasa de slip	6 [cm/año]

Esta falla al estar hacia el oeste de la fosa notamos que induce velocidades superficiales de mayor magnitud en la costa, atenuándose sy efecto hacia la cordillera de los Andes, donde la influencia de S_4 desaparece.

Las contribuciones a las velocidades superficiales en las estaciones se ven en la Figura TANTO.



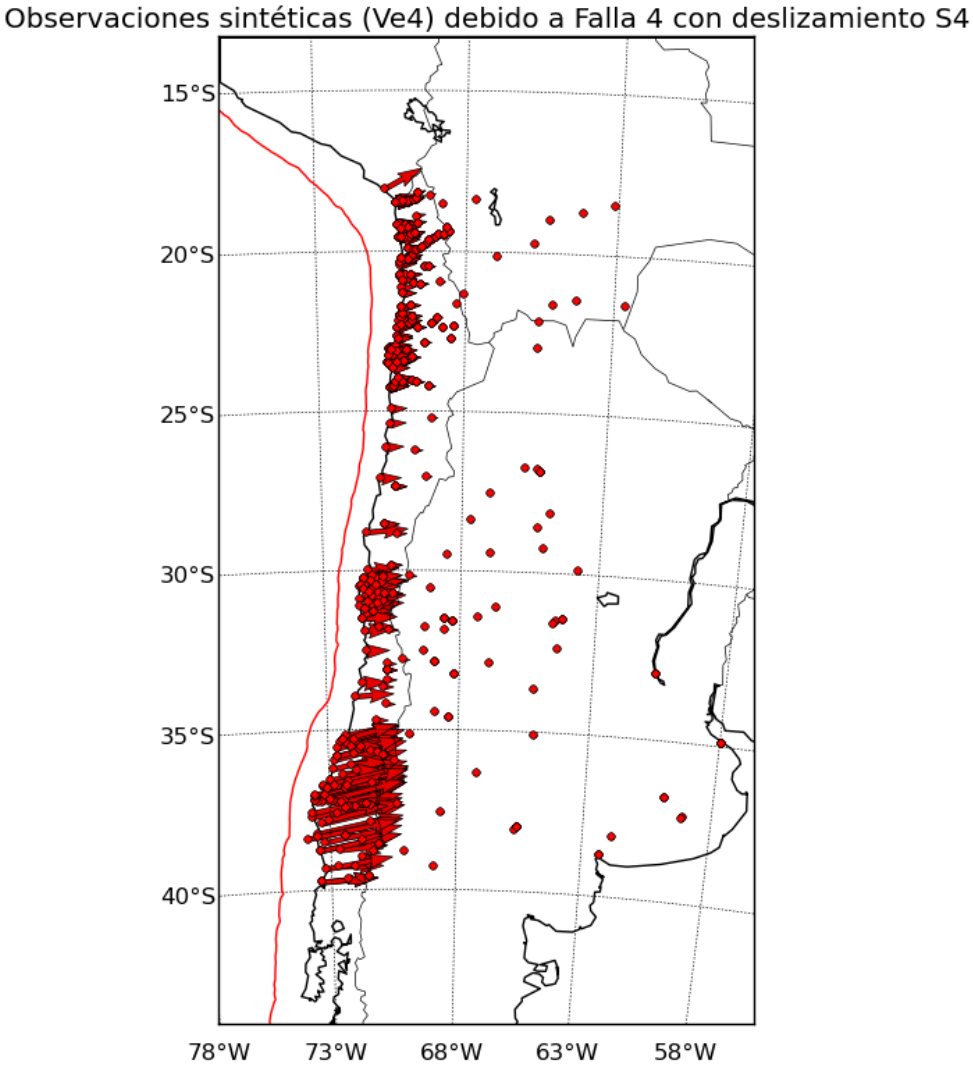
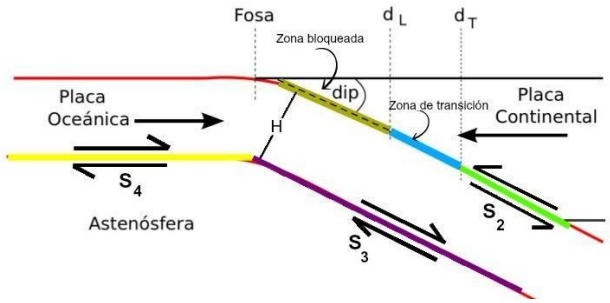


Figura 3.12: Arriba: Velocidades generadas por falla 4. Abajo: Zoom

Luego, la suma de las contribuciones de estas tres fallas se puede ver en la Figura 8. Notando que este aporte a las velocidades superficiales es hacia el oeste en todo el territorio chileno.



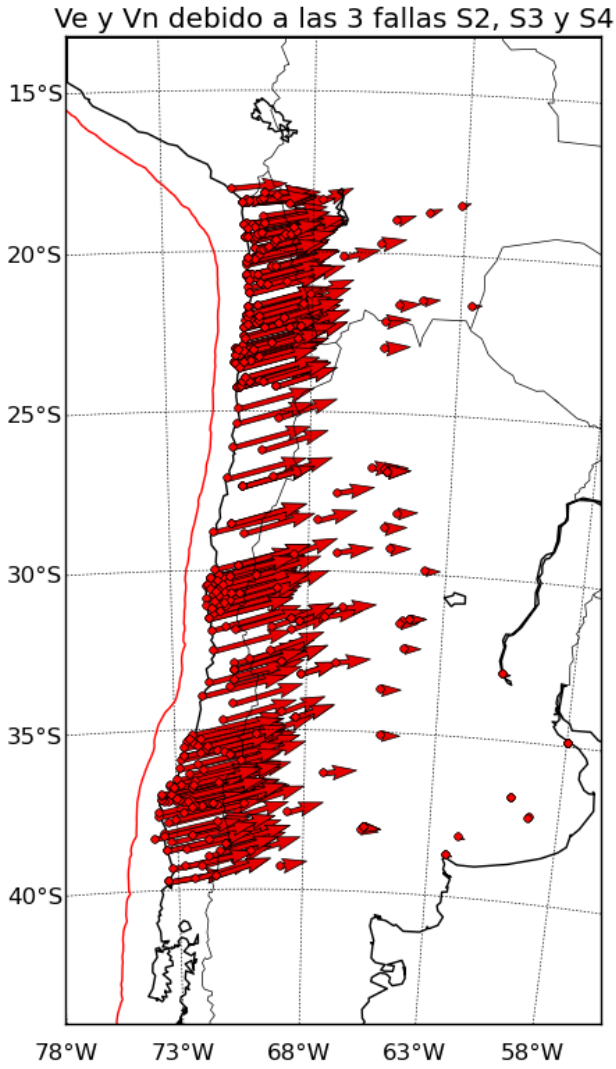


Figura 3.13: Aporte de la suma de las 3 Fallas.

Ahora calcularemos una contribución de la falla acoplada con transición (S_{11} + S_{12}) con una tasa de slip cualquiera. Para el caso de este test de resolución, y considerando que la tasa de slip siempre será menor que la de las observaciones, pues se encuentra parcialmente acoplado, elegimos una tasa de deslizamiento de 4 [cm/año] en la subfalla S_{12}.

Con parámetros de Geometría que el ancho de la falla va de la fosa hasta los 60 [km] de profundidad y largo de la falla aproximado de 200 [km] y el rake INVERSO de 109 ° tenemos que la contribución de esta falla puede ser vista la Figura 9.

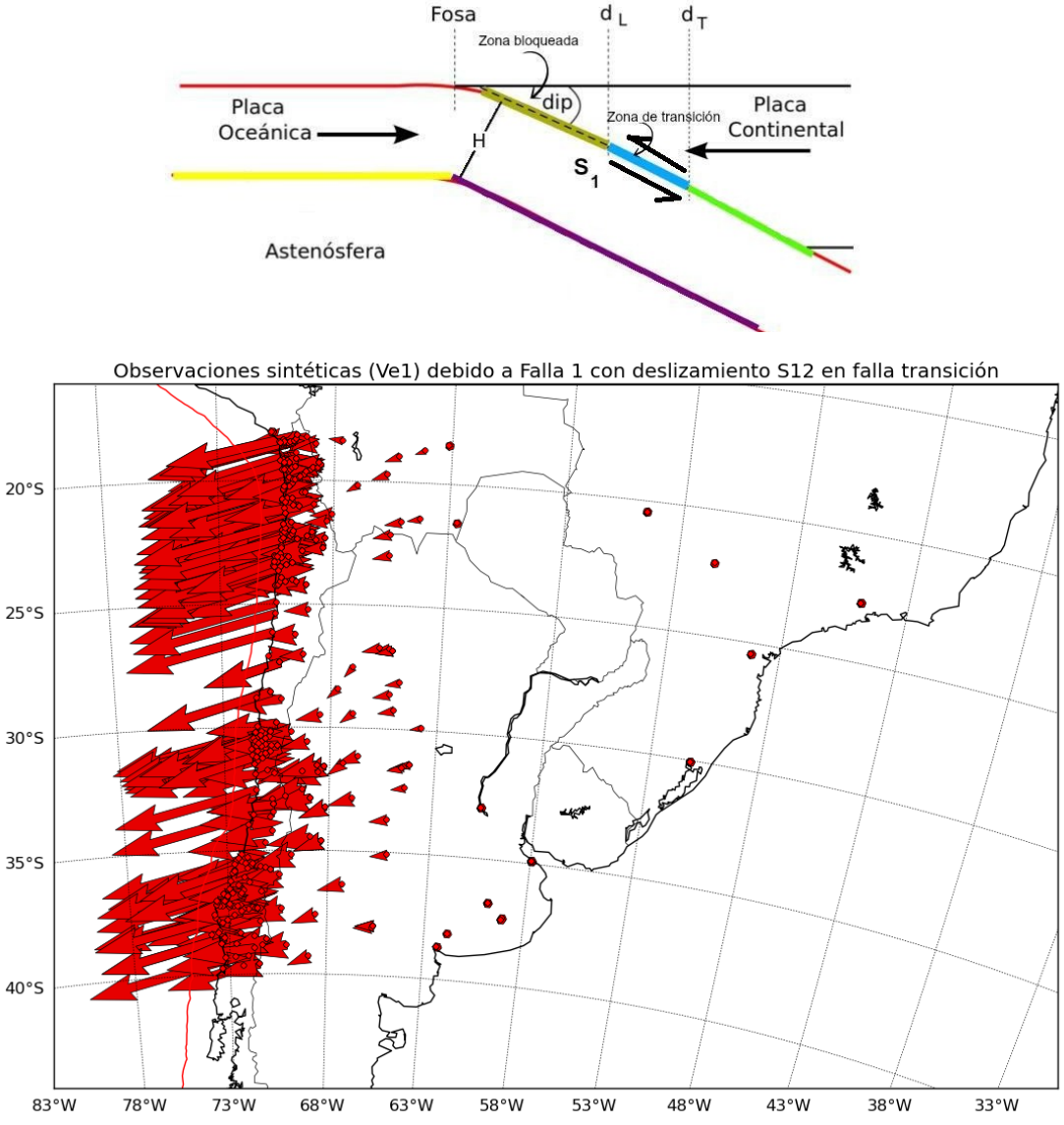


Figura 3.14: Arriba: Velocidades generadas por falla 1. Deslizamiento en la zona de transición Abajo: Zoom

Entonces,

Ahora, tomando en cuenta que las velocidades totales que se verán en las observaciones del GPS vienen dadas por las contribuciones de las 3 subfallas calculadas anteriormente más la subfalla que incluye la zona acoplada mas la zona de transición (falla donde se hará el tablero de ajedrez y la cual se invertirá), entonces tenemos que:

Velocidades observadas = Velocidades por 3 fallas + Velocidad en zona acoplada

Entonces, nuestras velocidades sinteticas que crearemos vendrán dadas por la misma forma:

Velocidades observadas sintéticas = Velocidades por 3 fallas + Velocidad en zona acoplada sintética

Luego, haciendo esta suma obtenemos los vectores que vemos en la Figura 10.

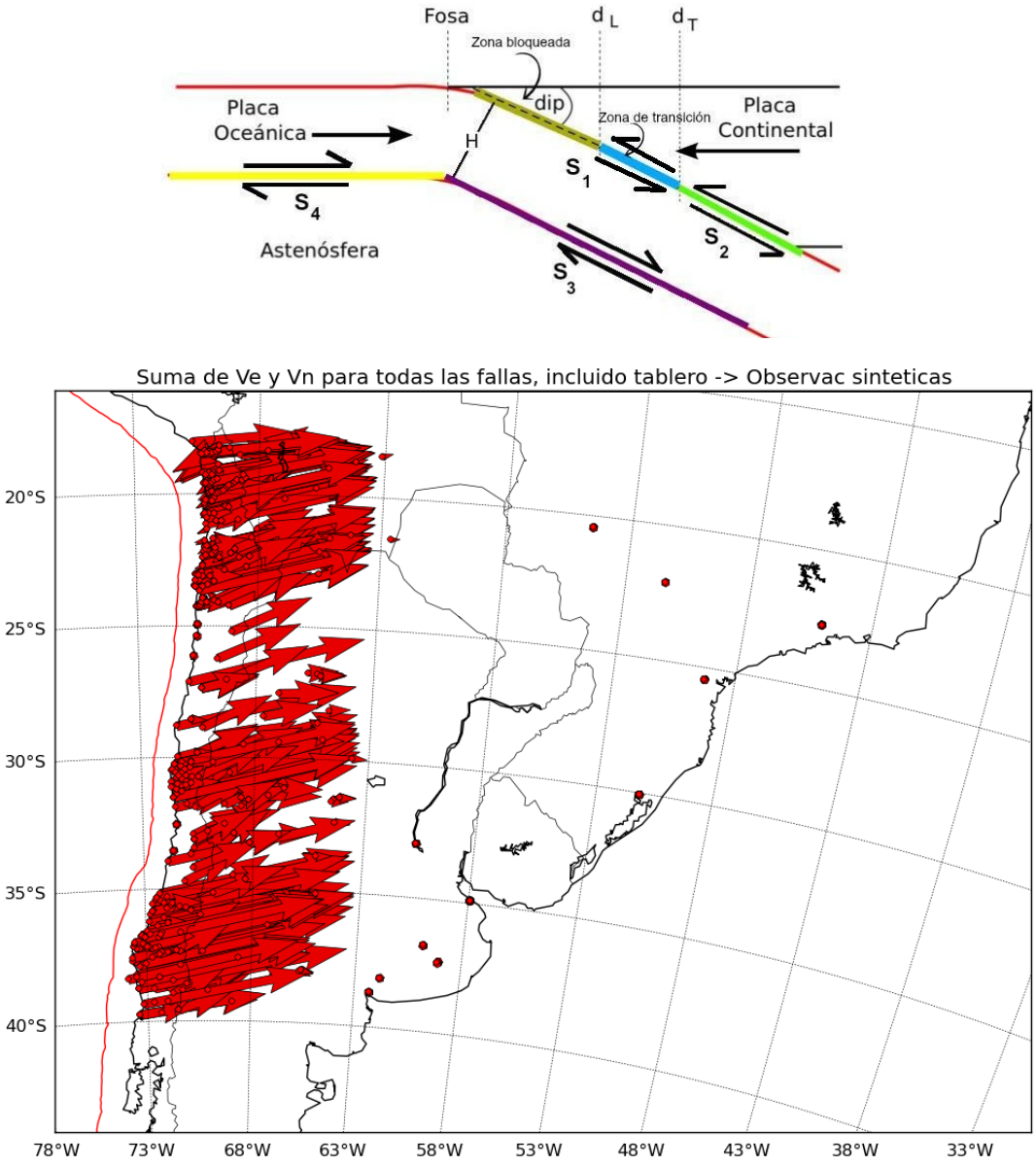


Figura 3.15: Arriba: Velocidades generadas por falla 4. Abajo: Zoom

Luego, a partir de estas observaciones, se debe encontrar el tablero de ajedrez generado, que puede verse en la Figura 11,

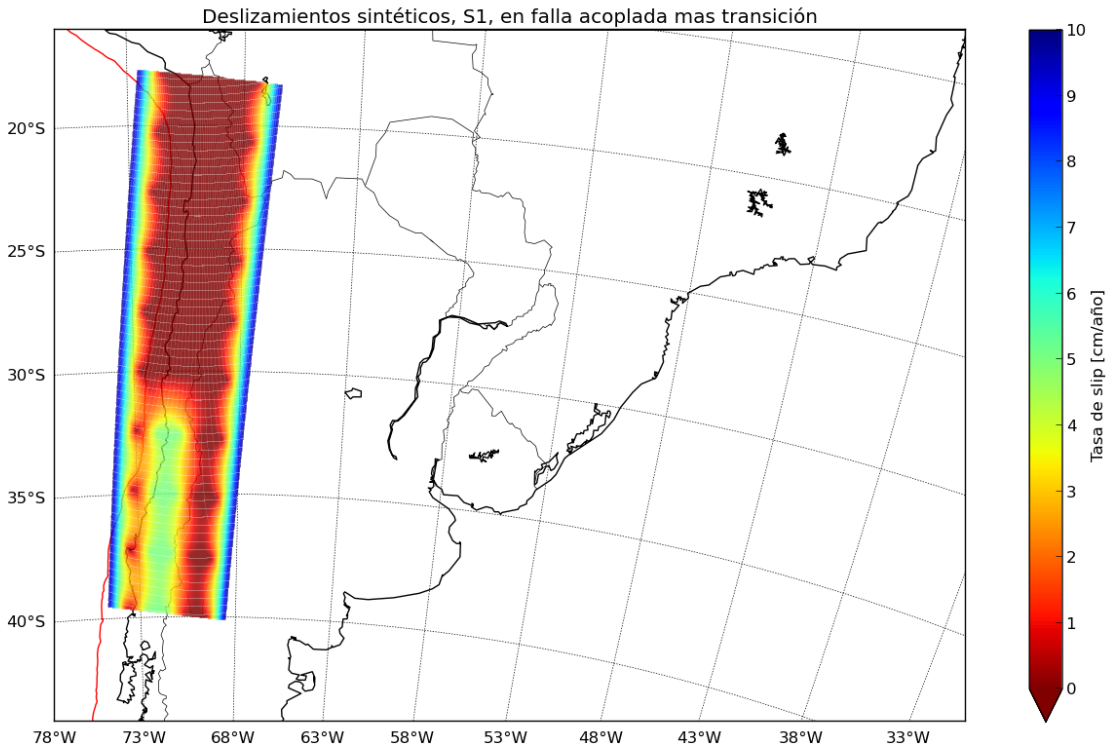


Figura 3.16: Distribución de tasa de deslizamiento sintética con el problema directo

O, teniendo en cuenta que a partir de la contribucion de la falla solo del tablero de ajedrez se genera el slip, es que los resultados de los vectores de velocidad obtenidos a partir de la inversión tienen que ser los que se grafican a continuación, y los cuales son repsonsables del slip en la falla acoplada y transición, ver Figura 12.

Problema inverso

Luego, la entrada de la inversión serán las velocidades superficiales sintéticas generadas en el problema directo y la salida debe ser la tasa de deslizamiento en la falla acoplada mas transición.

Teniendo en cuenta que las velocidades sintéticas observadas vienen dadas por la contribución de todas las fallas, entonces si queremos obtener la información solo de la zona acoplada con transición debemos restar la contribución de las fallas S_2, S_3 y S_4 a las velocidades sintéticas que equivaldrían a las velocidades observadas en superficie para el periodo intersísmico.

Entonces,

Velocidad en zona acoplada sintética = Velocidades observadas sintéticas − Ve-

locidades por las 3 fallas (S_2, S_3 y S_4)

Una vez realizada ya esta resta, entonces invertimos, la inversión se hizo con ruido de 0.5[cm/año] aplicado a las velocidades superficiales de entrada, que equivalen al 1 % de error de las observaciones. Los resultados de la inversión del Test de Resolución vienen dados en la Figura TANTO.

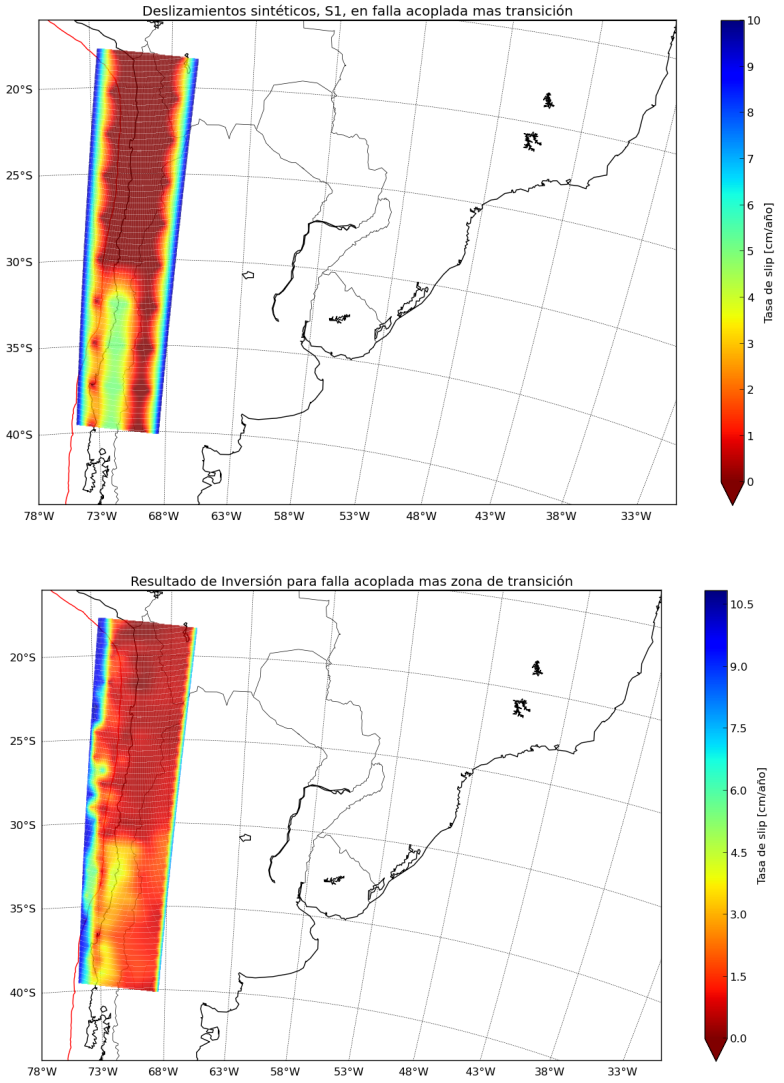


Figura 3.17: Arriba: Tasa de deslizamiento sintética. Abajo: Tasa de deslizamiento invertida mediante SM, con ruido de 1 por ciento.

Se analizaron dos tipos de errores:

El primero es el error entre el tablero de ajedrez de Slip generado versus Slip invertido.

$$Error_{slip} = ||slipdirecto - slipinverso||$$

El otro error viene dado por la inversión con los lambdas que viene dado por:

$$Error_{inversion} = ||A * Slip - Uobs||$$

Para la primera sección ocupada en el test de resolucion tenemos que:

$Error_{slip} = 0{,}0013406581424460985$

$Error_{inversion} = 2{,}9848619607218793 * 10^{-5}$

A las velocidades que entraban a la inversión se les agregó un error del 1 % para mostrar cuánto influye el error en los resultados. Vemos en la figura TANTO que el residual obtenido es pequeño que equivale al $Error_{inversion}$ del orden de 10^{-5}, por tanto la inversión se está aplicando correctamente.

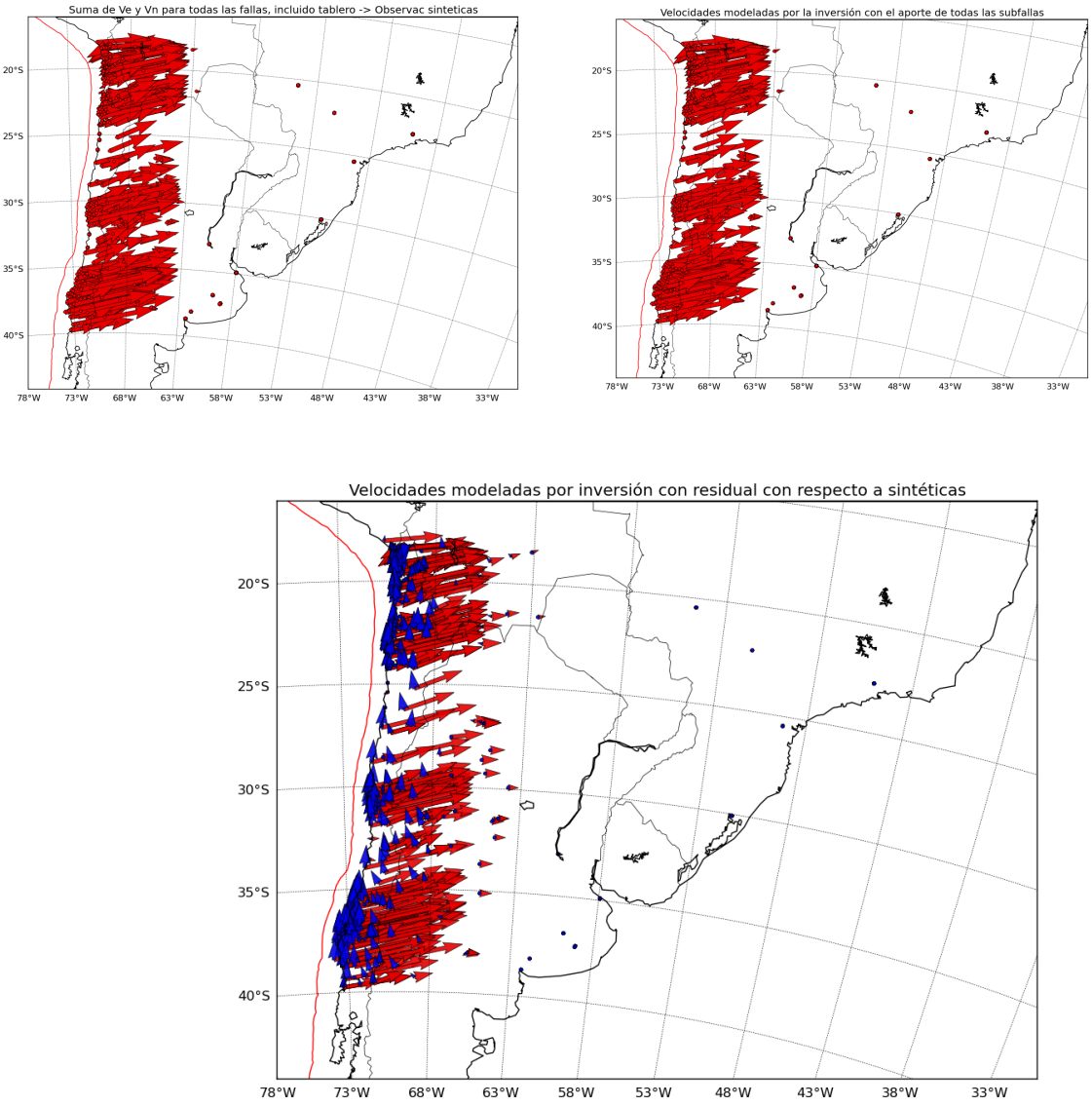


Figura 3.18: Arriba: Observaciones sintéticas y velocidades modeladas. Abajo: Velocidades modeladas con residual entre velocidades observadas y modeladas

Para comparar qué ocurre en una zona en que no se tiene una buena distribución de estaciones se impuso un deslizamiento sintético de 5 centímetros por año, entre los 25°S y 32°S, con la misma metodología explicada para el caso anterior, con su inversión expuesta en la Figura TANTO.

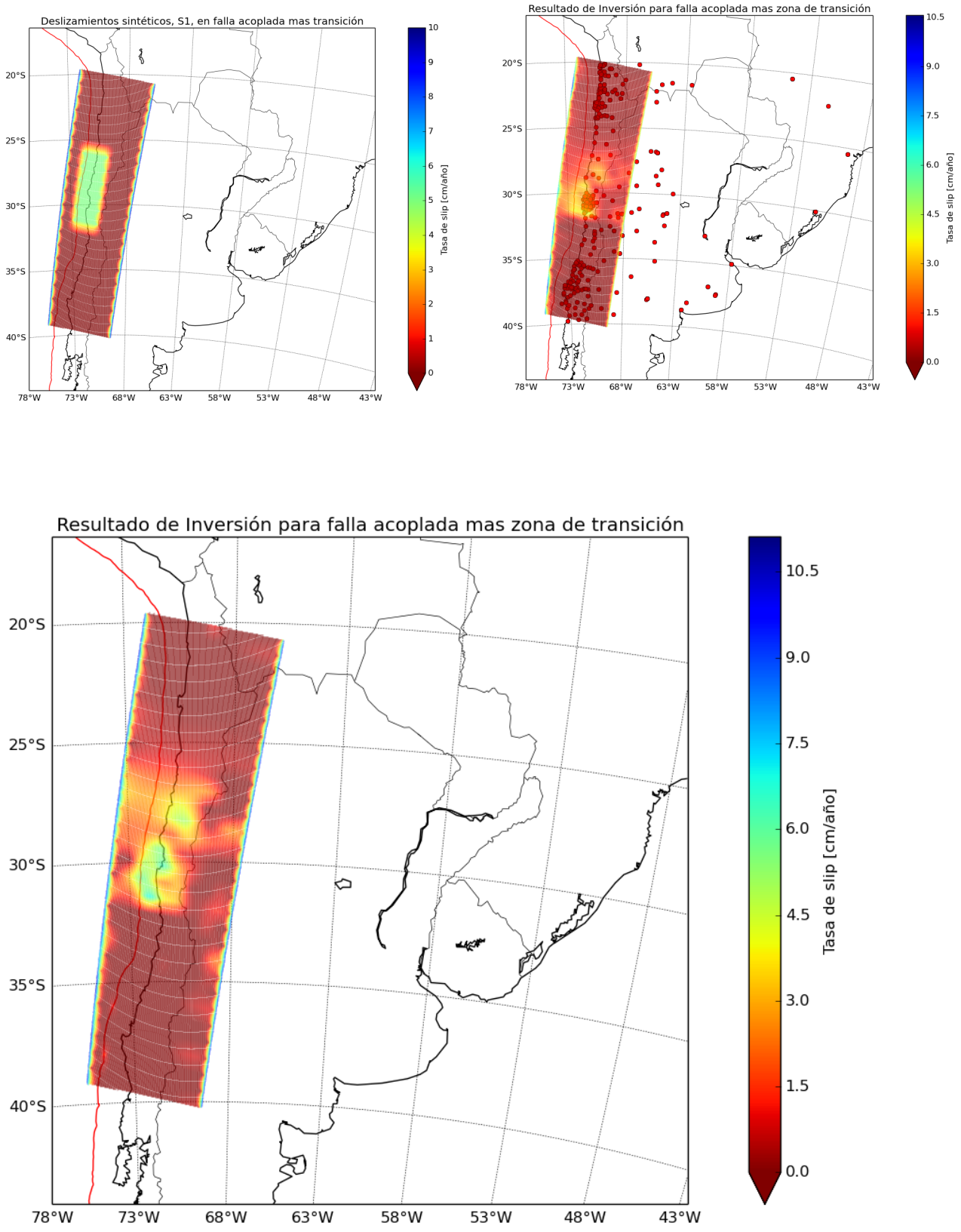


Figura 3.19: Arriba: Tasa de deslizamiento sintética. Al medio: Tasa de deslizamiento invertida mediante SM, con ruido de 1 por ciento. Abajo: Distribución de estaciones para solución de inversa.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Resultados de inversión en Chile

Debido a que los últimos dos terremotos magnitud mayor a 8, Maule 2010 e Iquique 2014, fueron registrados por una red de datos GPS con una buena resolución espacial; y teniendo en cuenta que se ha comprobado que se pueden realizar inversiones de deslizamientos en la placa subductante con resultados satisfactorios, es que decidimos enfocarnos en estos dos eventos particularmente.

Para comparar los resultados que nos entrega la inversión de la tasa de deslizamiento en el periodo intersísmico, se realizó la inversión de deslizamiento para el cosismico también en ambas zonas. La idea entonces será verificar si espacialmente la zona con índices de mayor acoplamiento coincide con las zonas que en el cosísmico rompieron.

4.2. Zona afectada por el Terremoto del Maule en 2010

4.2.1. Cosísmico Maule 2010

La inversión del deslizamiento para el cosísmico del Maule, se hizo con 135 estaciones de las campañas hechas por Marcos y Vigny.

Los resultados de la inversión del cosísmico del Maule pueden verse en la Figura TANTO, los contornos de los deslizamientos del cosísmico se utilizarán para comparar los resultados proporcionados para el periodo intersísmico.

Podemos notar que el mayor deslizamiento fue de aproximadamente 18 metros en la costa frente a Constitución (34.5°S - 35.5°S), lo que coincide con trabajos hechos previamente para este evento, Peña 2014. Además, podemos notar otro deslizamiento frente a la península de Arauco, que fue espacialmente más pequeño, pero también con deslizamientos significativos.

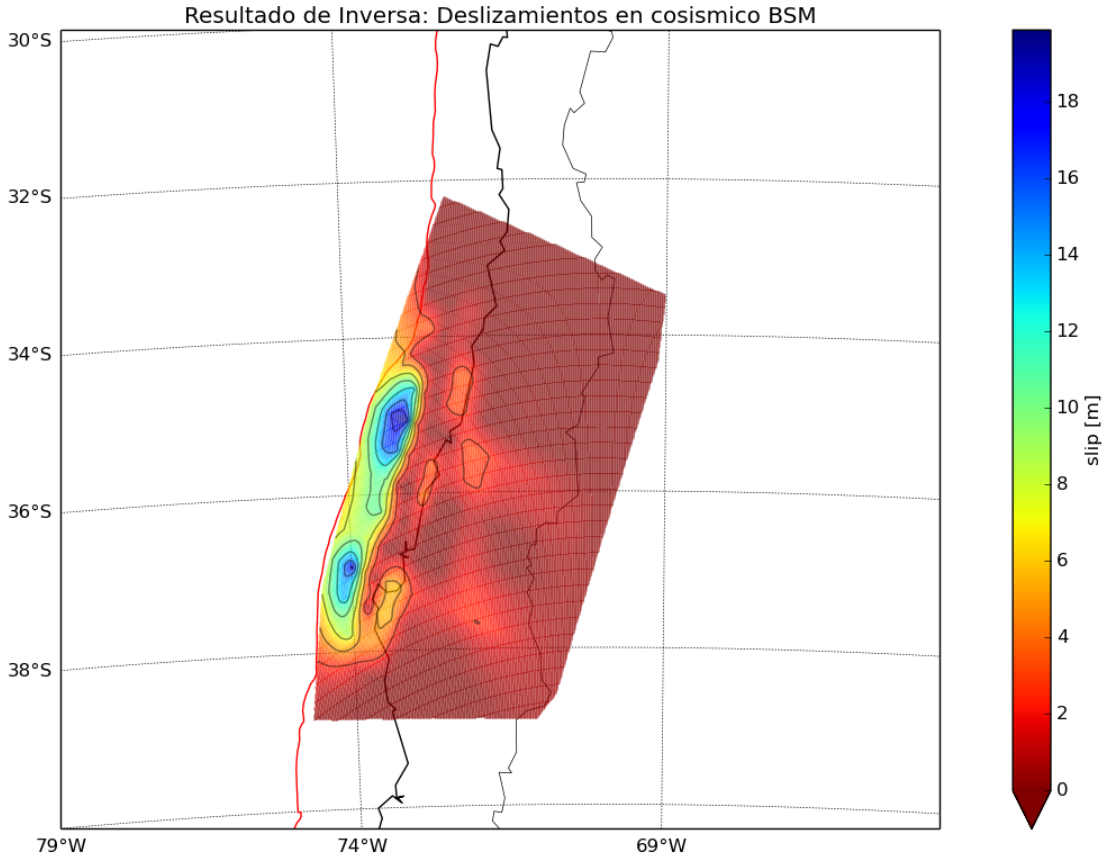


Figura 4.1: Cosísmico Maule

Para cuantificar qué tan buenos eran los resultados, se graficaron las velocidades observadas, que son las obtenidas mediante los GPS, con las velocidades dadas por el modelo. En la Figura TANTO podemos ver gráficamente en azul las velocidades observadas, con las velocidades modeladas en rojo, como una serie para las distintas estaciones a lo largo de Chile, desde la primera estación en el norte hasta la última estación en el sur.

. Esta comparación se hizo tanto para la componente este, como para la componente norte de las velocidades.

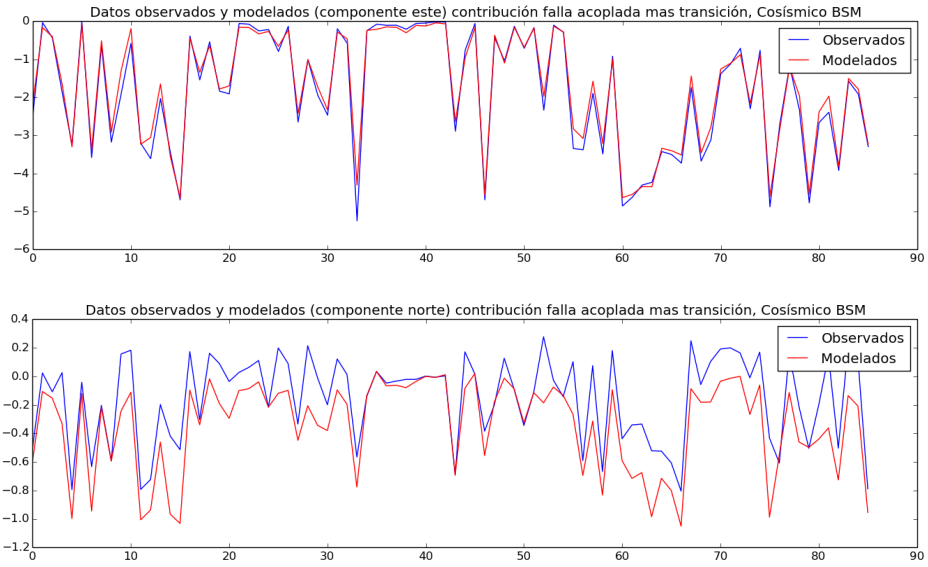


Figura 4.2: Deslizamientos en la placa de Nazca para el cosísmico del Maule

Teniendo en cuenta que ambas series se parecen bastante, se cuantificaron estos resultados obteniendo residual este y norte del orden de 0.57 cm al año, siendo que las velocidades máximas son del orden de los 7 centímetros al año, y por tanto el error dado por el modelo es de aproximadamente el 1 %. Además se hicieron correlaciones, entre las velocidades modeladas y las observadas, en ambas componentes, las cuales resultaron ser muy altas, de 99 % para la componente este y del 87 % de la componente norte. Estos resultados pueden verse en la Tabla TANTO.

Periodo	Residual este	Residual norte	Correlación este	Correlación norte
Cosísmico	0.0057	0.0056	0.99	0.87

4.2.2. Intersísmico Maule, influencia de algunos parámetros en el modelo

El modelo utilizado en este trabajo para el periodo intersísmico utiliza varios parámetros que deben ser elegidos de manera certera para tener resultados confiables.

Para analizar cuán importante es cada uno de estos parámetros se realizaron diversas pruebas, con distintos valores de entrada en el modelo con el fin de ver cuál era su influencia en los resultados.

Para este análisis, probamos el modelo en la región afectada por el terremoto del Maule en 2010. Así, podremos comparar los contornos de deslizamientos dados por la inversión de los datos geodéticos del cosísmico del Maule, con los resultados de

tasas de deslizamiento rn la placa de Nazca arrojados por la inversión en el periodo intersísmico.

Creemos que son tres los parámetros que deben ser revisados: el espesor de la placa de Nazca, la profundidad de la zona acoplada con transición y la profundidad final a considerar en el modelo.

Influencia de espesor H en el modelo

En vista que no se tiene claridad acerca de cuál es el "espesor elástico" (elastic thickness) de la placa de Nazca, y considerando que algunos trabajos muestran que el comportamiento mecánico está en el rango entre los 20 y los 60 km de espesor (Doorbath et al, 2008); se invirtió para la zona del Maule con 6 espesores distintos de entrada: 5,10,20,30,50 y 100 kilómetros.

Se utilizaron 30 subfallas en la dirección "x" de las coordenadas Okada, que implica direcciones de este a oeste, y 20 subfallas en la dirección "y" de Okada que va de sur a norte, los resultados que arroja la inversión para el periodo intersísmico, para distintos espesores de la placa de Nazca se ven a continuación en la Figura TANTO. En la tabla TANTO, se resumen estos resultados, mostrando que el residual tanto en la componente este como norte no varía significativamente, y además se muestran correlaciones altas que no varían tampoco con los espesores, por tanto elegir un espesor de 20 kilómetros o elegir uno de 50 kilómetros no le quitará validez al modelo.

Espesor $[km]$	Residual este	Residual norte	Correlación este	Correlación norte
5	8.89*10⁻5	9.88*10⁻5	0.97	0.77
10	8.81*10⁻5	9.76*10⁻5	0.97	0.78
20	8.66*10⁻5	9.53*10⁻5	0.97	0.78
30	8.53*10⁻5	9.31*10⁻5	0.97	0.78
50	8.35*10⁻5	8.97*10⁻5	0.97	0.79
100	8.46*10⁻5	8.77*10⁻5	0.96	0.79

Se graficaron algunas estaciones con sus respectivos vectores de velocidad entre los 37°S y 38°S, para ver si había algún cambio significativo entre las velocidades modeladas y las observadas mediante GPS. En la Figura TANTO, se ven los resultados de velocidades para los espesores 5,20, 50 y 100 kilómetros, y podemos notar que las direcciones de las velocidades casi no se ven alteradas por el espesor de la placa de Nazca. A nivel de serie podemos notar en este perfil de estaciones, que el ajuste del modelo es bastante bueno, ver Figura TANTO, tanto para la componente

norte como para la componente este. Y, finalmente para un último análisis visual de cómo el espesor hace variar la magnitud de las velocidades en superficie al modelo, se graficaron las magnitudes de velocidades observadas en este perfil, versus la magnitud de velocidad para los 6 espesores aquí analizados, esto se puede ver en la Figura TANTO.

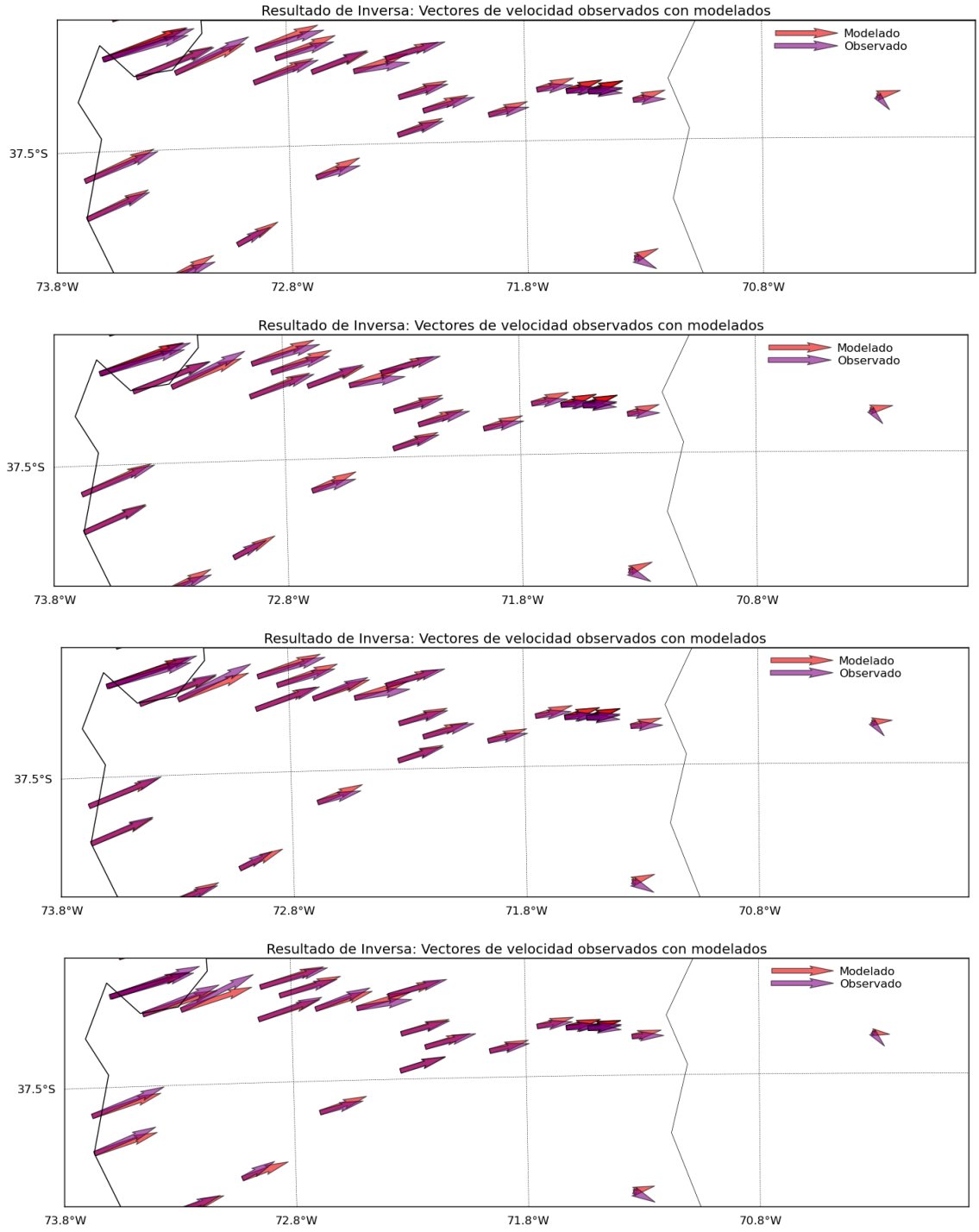


Figura 4.3: Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintos espesores H de la placa oceánica. De arriba hacia abajo: 5, 20, 50 a 100 kilómetros de espesor.

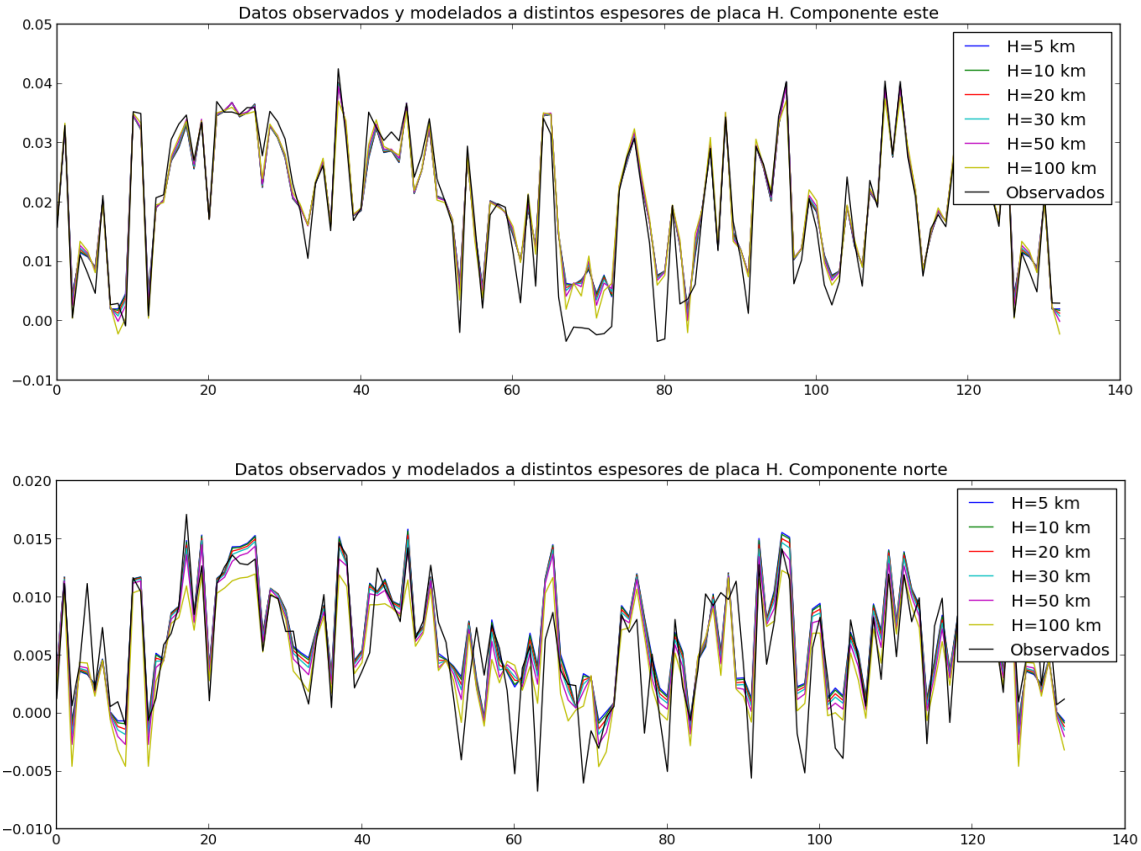


Figura 4.4: Velocidades observadas en superficie medidas por GPS versus velocidades modeladas utilizando distintos espesores de placa H en la inversión

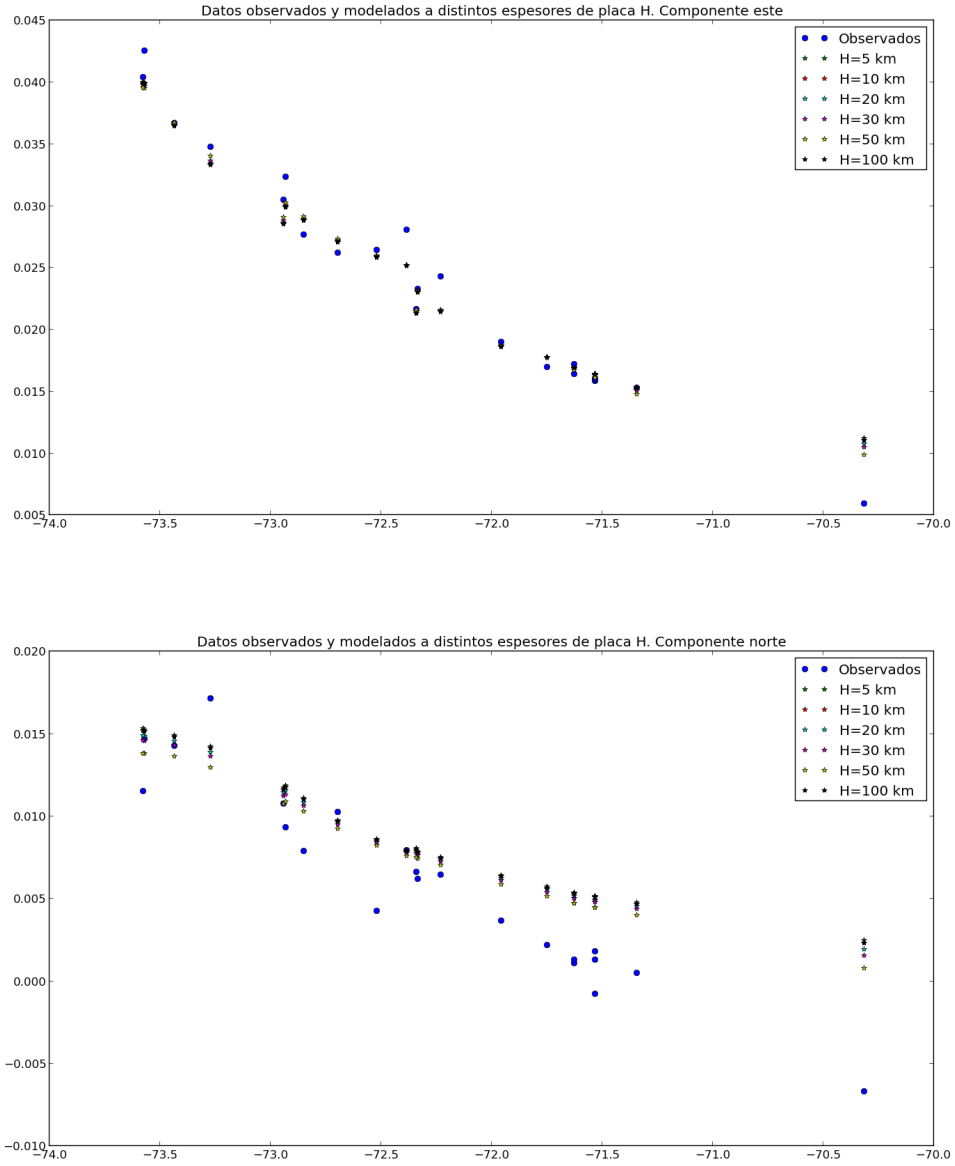


Figura 4.5: Velocidades observadas en superficie medidas por GPS versus velocidades modeladas utilizando distintos espesores de placa H en la inversión

En la figura TANTO podemos ver los gráficos con la tasa de deslizamientos invertidos para cada uno de los espesores. Se puede apreciar que la tasa de deslizamiento espacialmente no tiene cambios notorios para los distintos espesores de placa, a excepción de un espesor de placa de 100 kilómetros que hace cambiar la distribución del acoplamiento máxima, enanachándola en una pequeña cantidad hacia el continente.

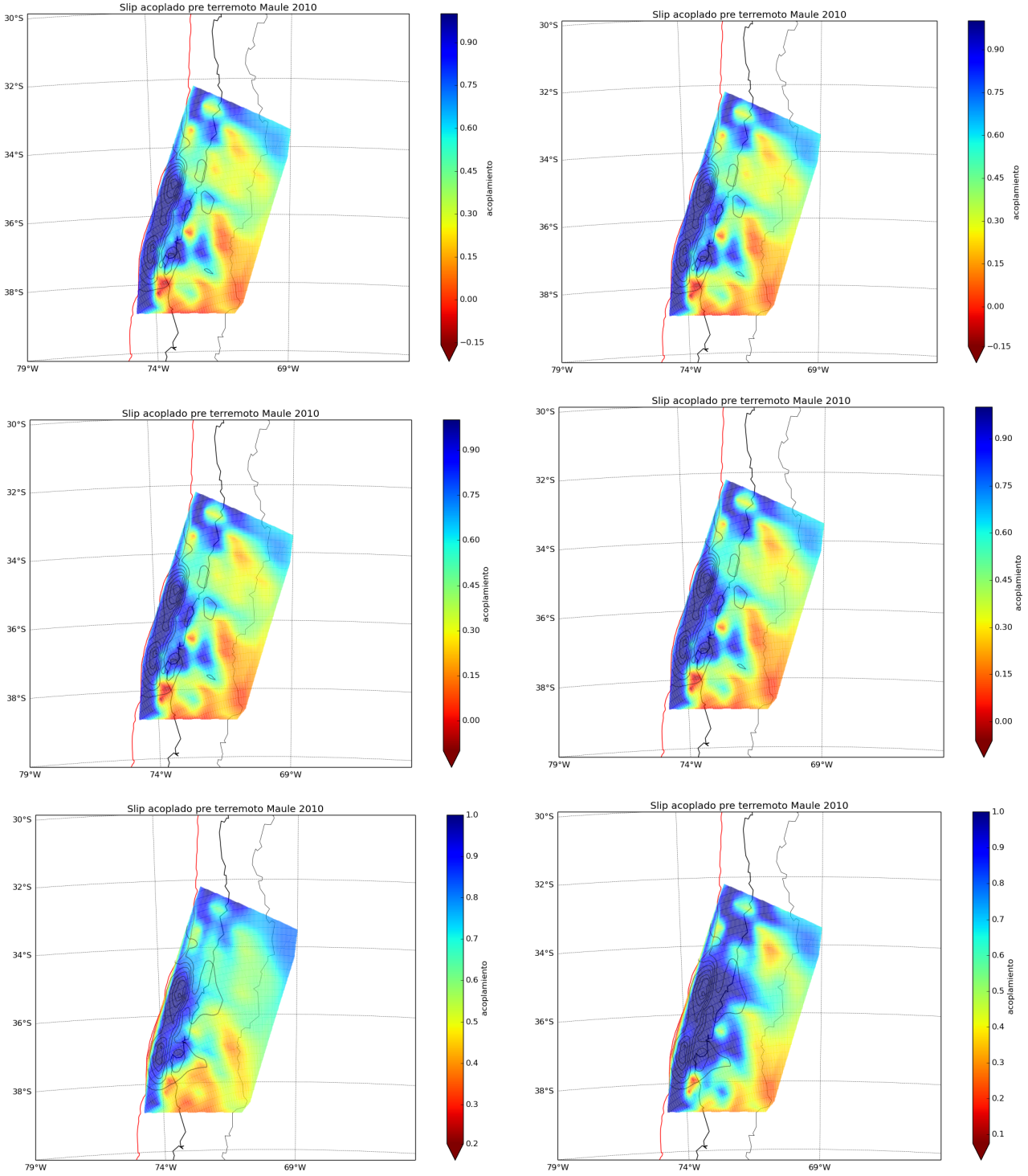


Figura 4.6: Distribución de la tasa de deslizamiento para distintos espesores de la placa de Nazca. Los espesores utilizados son: 5,10,20,30,50 y 100 kilómetros, ordenados de izquierda a derecha.

Influencia del ancho de falla acoplada mas transición a considerar en el modelo

Otro de los parámetros que creemos puede tener una influencia observable al considerarlo en el modelo es el ancho que asignamos a la zona acoplada con la zona de transición. La profundidad que asignemos a esta zona, nos dirá hasta qué punto considerar la zona de transición. Se hicieron los mismos análisis anteriores para este caso. Acá se consideró el ancho asociado a una profundidad desde los 80 kilómetros hasta los 200 kilómetros. Los resultados son expuestos en la tabla NUMERO. Podemos notar que el residual es estable hasta los 120 kilómetros de profundidad, siendo del orden de 10^-5 metros al año. Luego de los 120 kilómetros el error se incrementa en dos grados.

Ancho de falla acoplada $[km]$	Residual este	Residual norte	Correlación este	Correlación norte
80	9.29*10^-5	9.77*10^-5	0.97	0.83
100	8.7*10^-5	9.5510^-5	0.97	0.80
120	8.66*10^-5	9.53*10^-5	0.97	0.78
140	0.0001016	0.0001042	0.97	0.78
180	0.0001381	0.0001207	0.97	0.81
200	0.0001560	0.00013	0.97	0.81

Para ver si la distribución de la tasa de deslizamiento se veía influenciada por la profundidad de esta zona, se graficaron los acoplamientos para las distintas profundidades. Podemos notar que la zona cercana a la fosa que muestra un acoplamiento uno y que es la mas importante, pues ahí se generará el sismo luego, no se ve afectada por la profundidad de la zona de transición elegida, pero sí produce cambios en la zona de transición, por lo que si quisiéramos conocer mejor hasta donde llega ésta deberíamos tener una mejor distribución de estaciones hacia la cordillera.

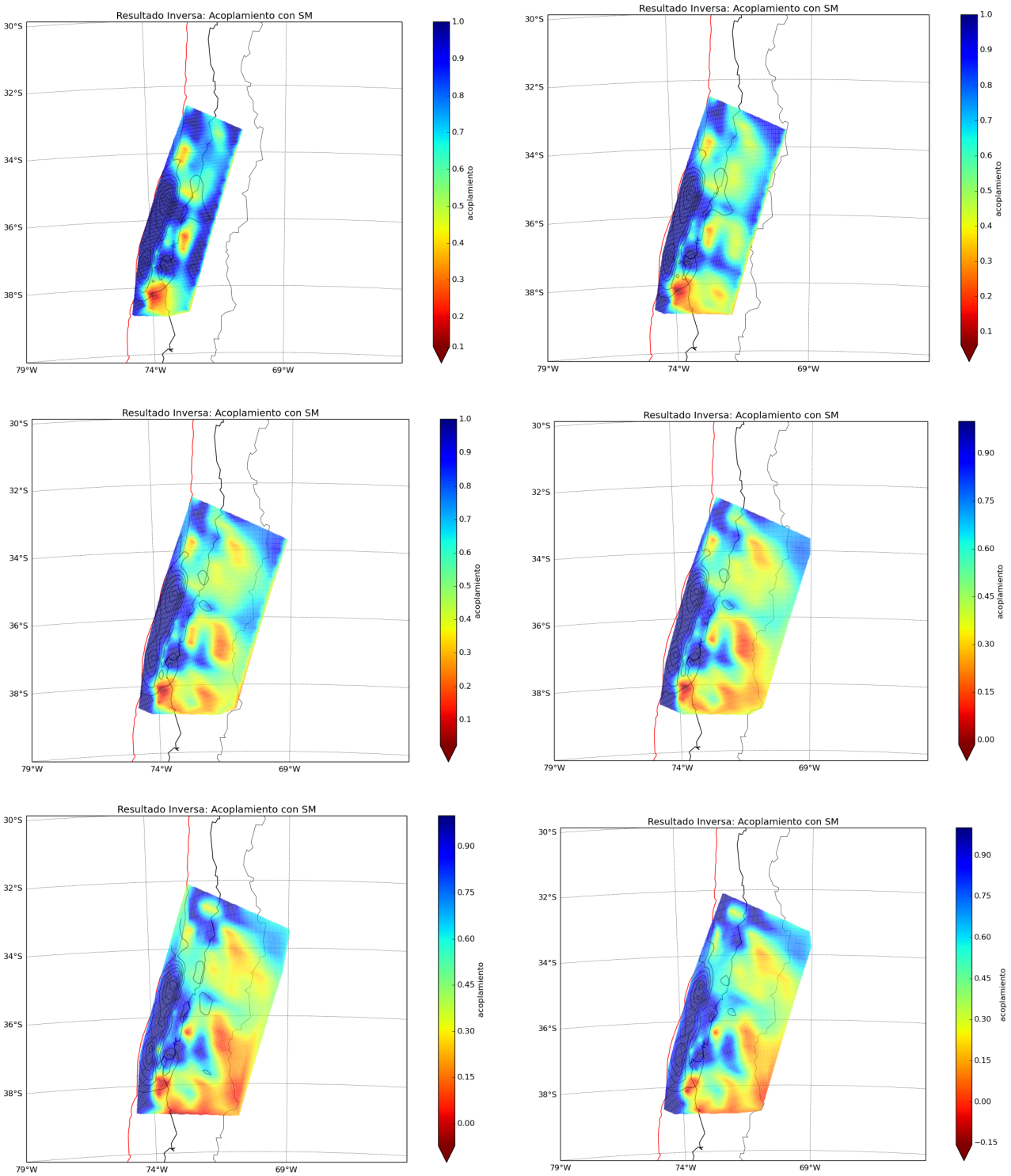


Figura 4.7: Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados: 80,100,120,140,180 y 200 kilómetros de profundidad para el término de la zona de transición.

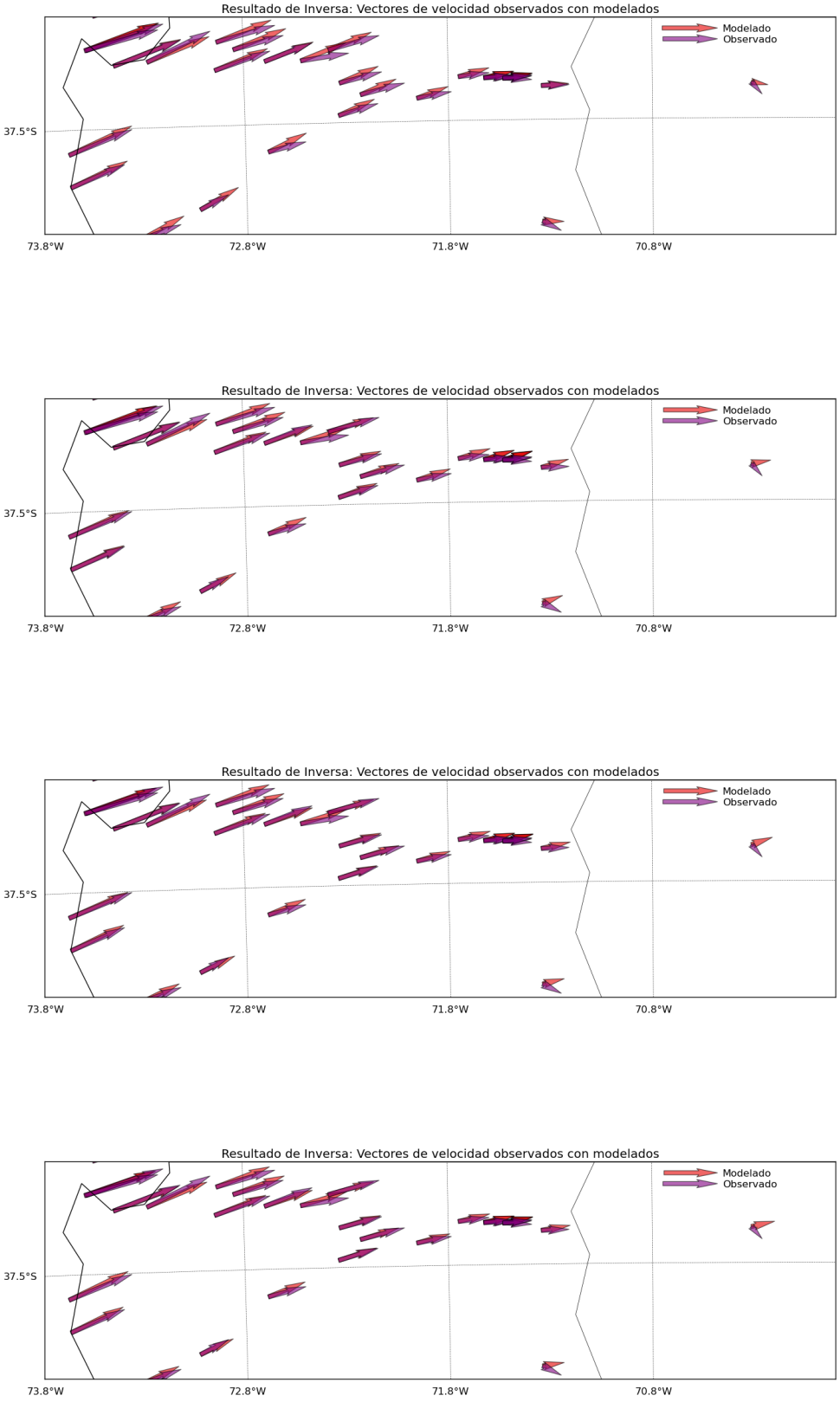


Figura 4.8: Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintas profundidades de downdip. De arriba hacia abajo: 80, 120, 160 a 200 kilómetros de espesor.

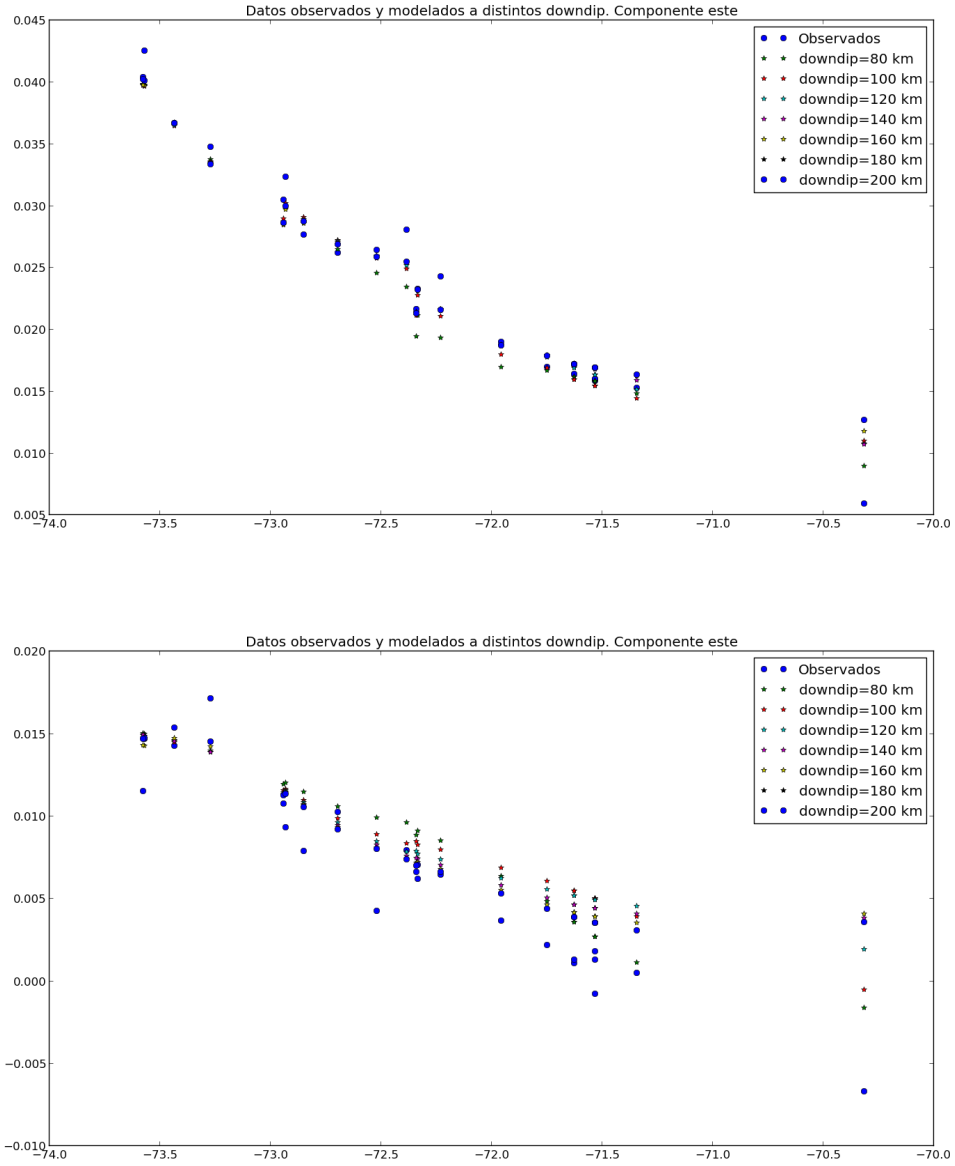


Figura 4.9: Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados

Influencia de la profundidad final a considerar en el modelo

Al considerar la influencia de la profundidad final que se considera en el modelo, se vió cómo se comportaban los resultados de la inversión para profundidades de 300, 400, 500 y 600 kilómetros.

Podemos notar en la tabla TANTO que el residual no cambia, y es bastante pequeño, conservándose del orden de 10^-5 para las distintas profundidades. Por tanto en el modelo se puede elegir una profundidad de 300 a 600 kilómetros sin que se arrojen problemas en la dirección de las velocidades, ni en la magnitud de éstas, así como tampoco y lo más importante, en los deslizamientos que arroja la inversión, que siguen el mismo patrón para las distintas profundidades elegidas.

Profundidad final $[km]$	Residual este	Residual norte	Correlación este	Correlación norte
300	8.57*10^-5	9.62*10^-5	0.97	0.78
400	8.60*10^-5	9.5710$^-5$	0.97	0.78
500	8.64*10^-5	9.54*10^-5	0.97	0.78
600	8.66*10^-5	9.53*10^-5	0.97	0.78

Elegir el modelo desde los 300 kilómetros como profundidad final entrega distribuciones de tasas de deslizamiento iguales en la zona acoplada más transición.

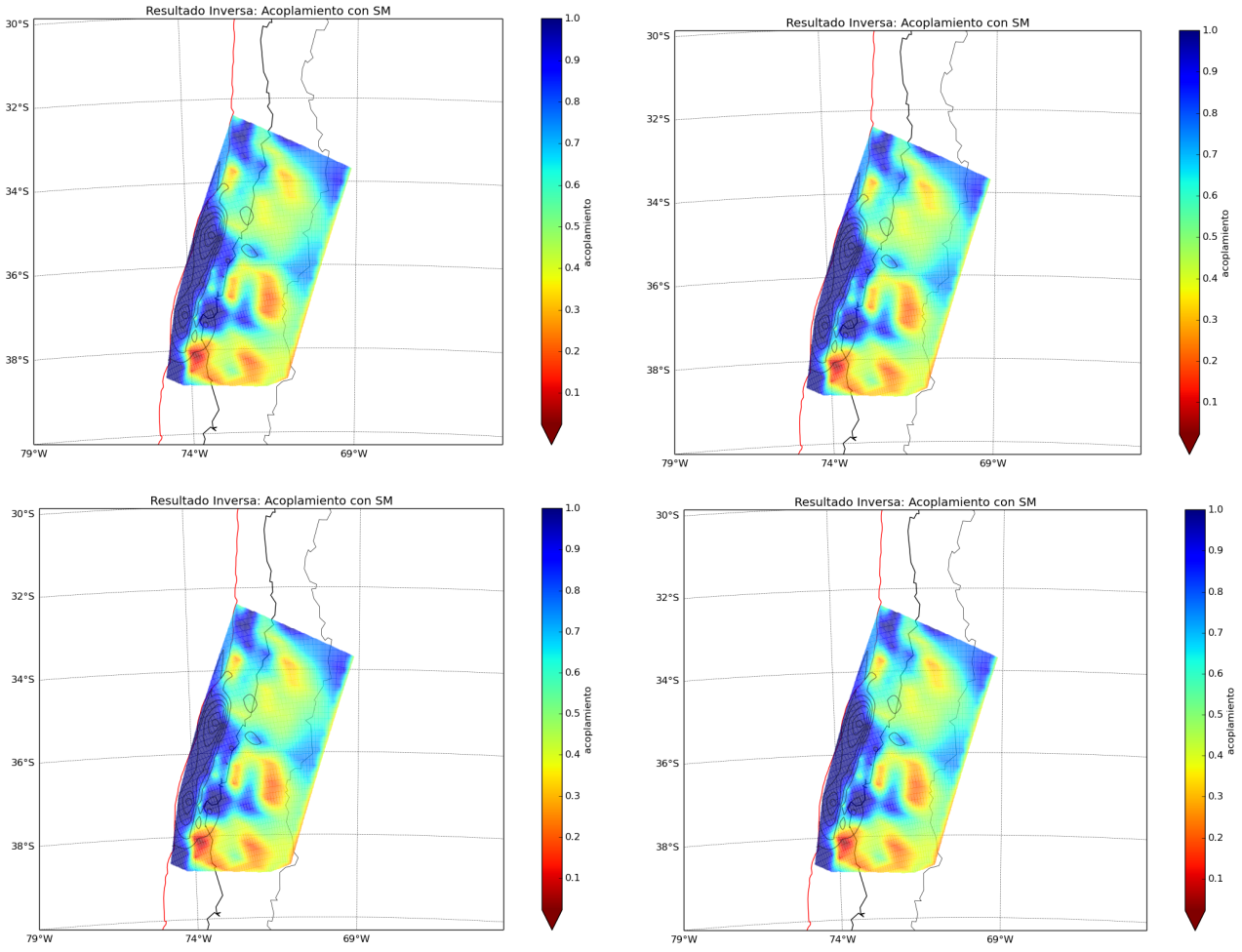


Figura 4.10: Inversión de tasa de deslizamiento para distintas profundidades finales de placa: 300,400,500 y 600 kilómetros.

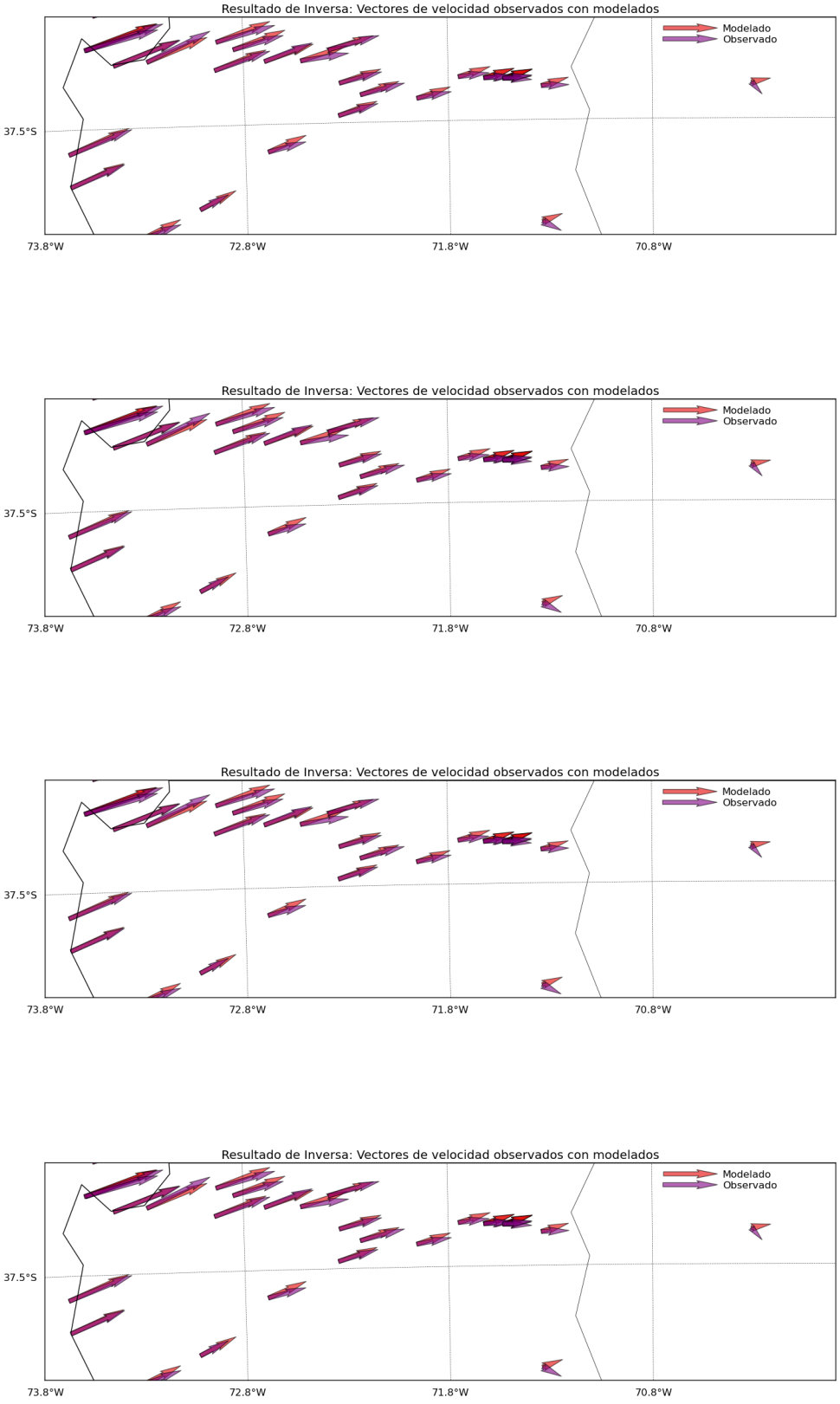


Figura 4.11: Velocidades observadas versus modeladas en un perfil para distintas profundidades finales en modelo. De arriba hacia abajo: 80, 120, 160 a 200 kilómetros de espesor.

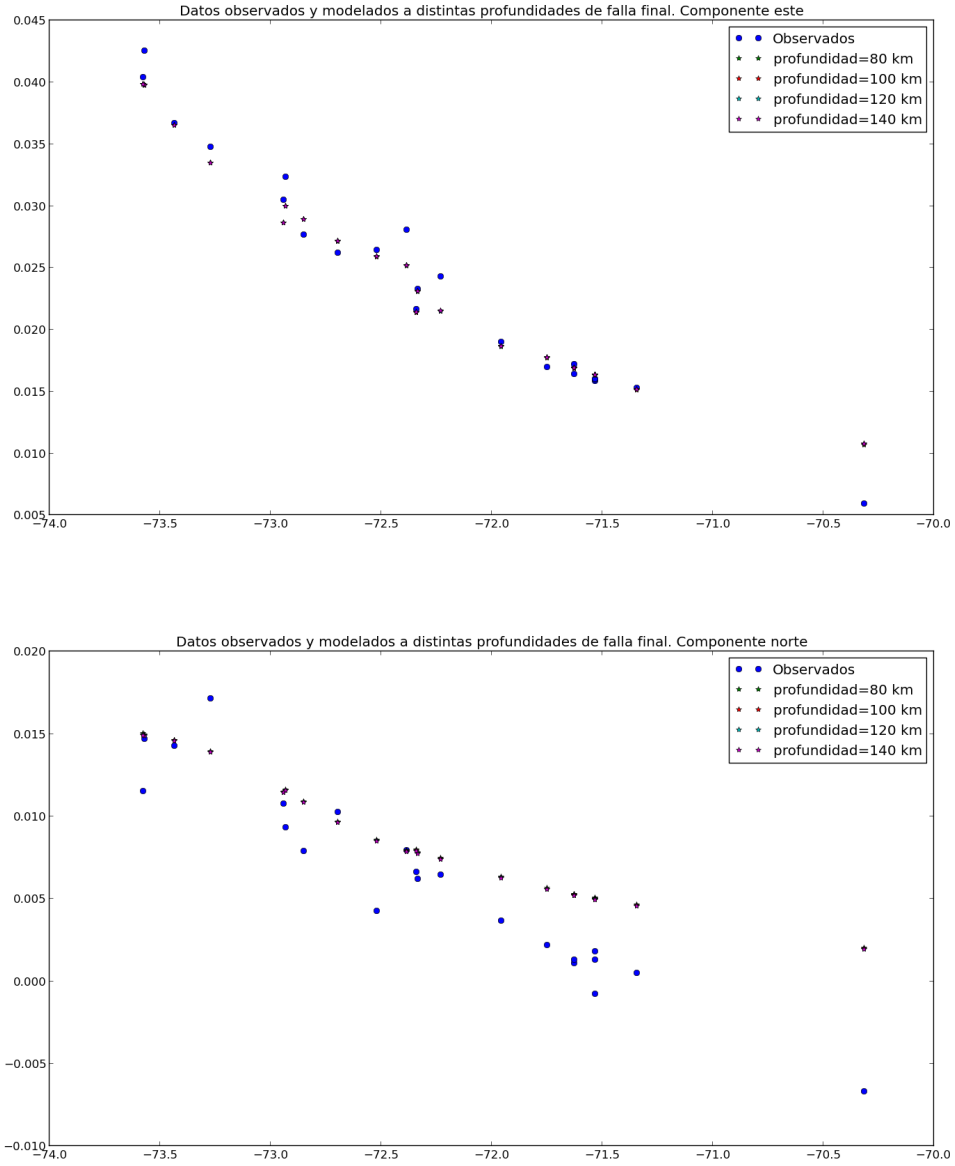


Figura 4.12: Inversión de tasa de deslizamiento para distintos anchos de placa considerados

Intersísmico Maule, inversión del deslizamiento en la zona del terremoto Maule 2010

Teniendo en cuenta los resultados de los tres parámetros en estudio, se hizo la inversión de la tasa de deslizamiento para el periodo intersísmico en la zona del Maule utilizando los siguientes parámetros de entrada:

Espesor placa de Nazca	20 km
Profundidad zona acoplada más transición	120 km
Profundidad final del modelo	600 km
Ancho de falla 4	2000 km

Obteniendo los resultados expuestos en la tabla TANTO, con Residuales del orden de $10^{-}5$ y correlaciones cercanas al 80 % para la componente norte y 97 % para la componente este.

Residual este	8.66*$10^{-}5$
Residual norte	9.53*$10^{-}5$
Correlación este	0.97
Correlación norte	0.78

La tasa de deslizamiento puede verse en la Figura TANTO, con los contornos del cosísmico incluídos, por lo que podemos apreciar que la zona que rompe en el cosísmico es coherente espacialmente con la zona que se encuentra con mayor acoplamiento durante el periodo intersísmico, según los datos GPS utilizados y la inversión hecha por el SM.

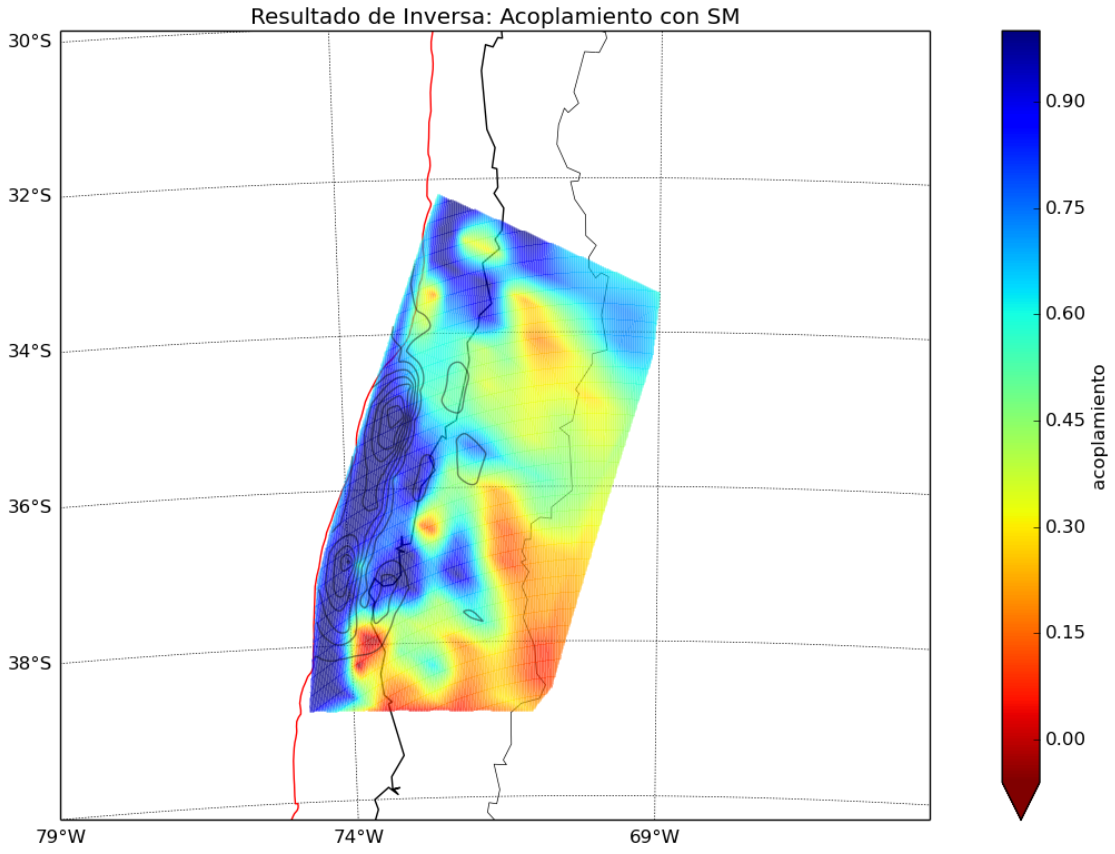


Figura 4.13: Acoplamiento sísmico en la zona del terremoto del Maule, 2010.

Comparación BSM con SM

Se realizó también la inversión del deslizamiento utilizando el Back Slip Model, ver Figura TANTO, con el fin de poder hacer una comparación entre el Back Slip Model y el Slab Model aquí presentado.

Si nos detenemos en la Figura TANTO, podemos notar que ambos modelos se acercan bastante bien a los datos de velocidades en superficie de las distitntas estaciones, ver Figura TANTO. El SM muestra Residuales menores al Back Slip Model, pero en ambos casos los residuales son muy pequeños, y las correlaciones altas.

Podemos notar que en el Back Slip model el aumento de deslizamiento desde deslizamiento nulo en la zona acoplada hasta el deslizamiento máximo a la velocidad de la placa, es mucho más rapida. Mostrando una clara diferencia en la zona de transición que en el SM adquiere relevancia, y es notoria.

En la Figura TANTO podemos ver la tasa de deslizamiento para el BSM a la

izquierda y el SM a la derecha. Además abajo de éstos, están graficados los acoplamientos con ambos modelos, BSM y SM, izquierda y derecha respectivamente.

Periodo	Modelo	Residual este	Residual norte	Correlación este	Correlación norte
Intersísmico	BSM	0.00012	8.65*10−5	0.95	0.80
Intersísmico	SM	8.66*10−5	9.53*10−5	0.97	0.78

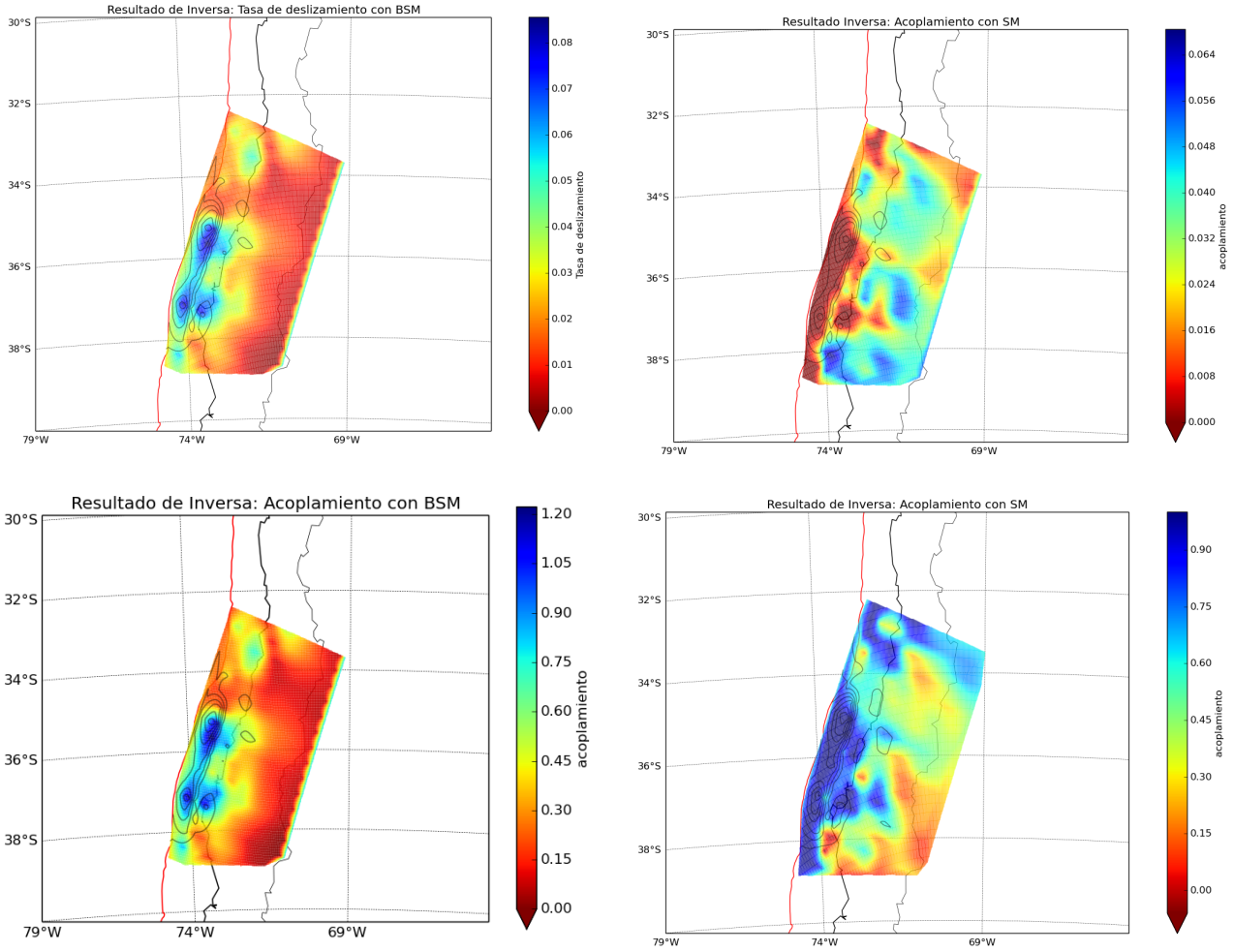


Figura 4.14: Arriba: Tasa de deslizamiento en periodo intersísmico. Izquierda: BSM. Derecha: SM. Abajo: Acoplamiento intersísmico Maule. Izquierda: Back Slip Model Derecha: Slab Model

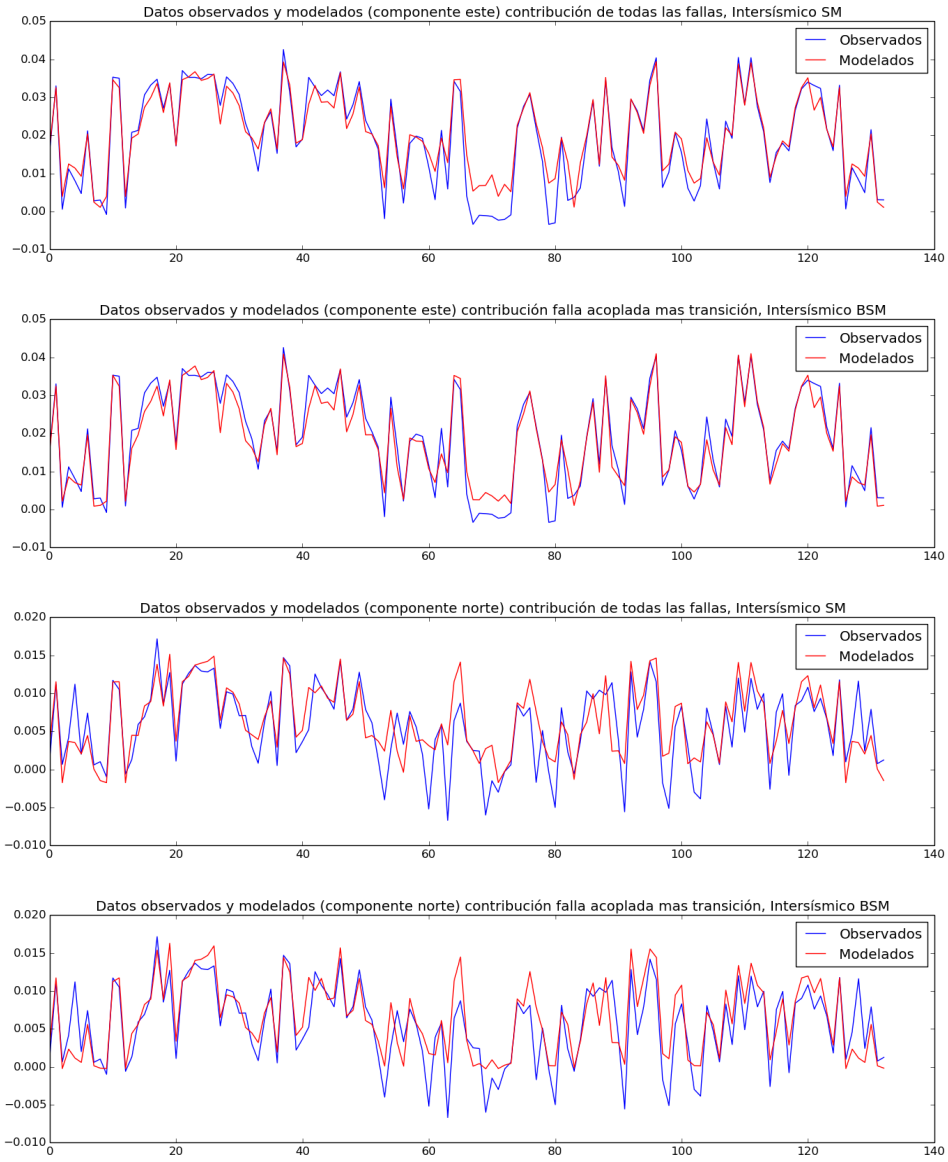


Figura 4.15: Intersísmico Maule. Izquierda: Back Slip Model Derecha: Slab Model

Iquique

Se realizó la inversión del deslizamiento al cosísmico de Iquique, el 1 de Abril del 2014, lo cual puede verse en la Figura TANTO.

Notamos que los deslizamientos máximos arrojados por la inversión son del orden de los 6 metros, con deslizamiento promedio de 4 metros. Vemos que el cosísmico rompe frente a Iquique y en una zona cercana a la fosa.

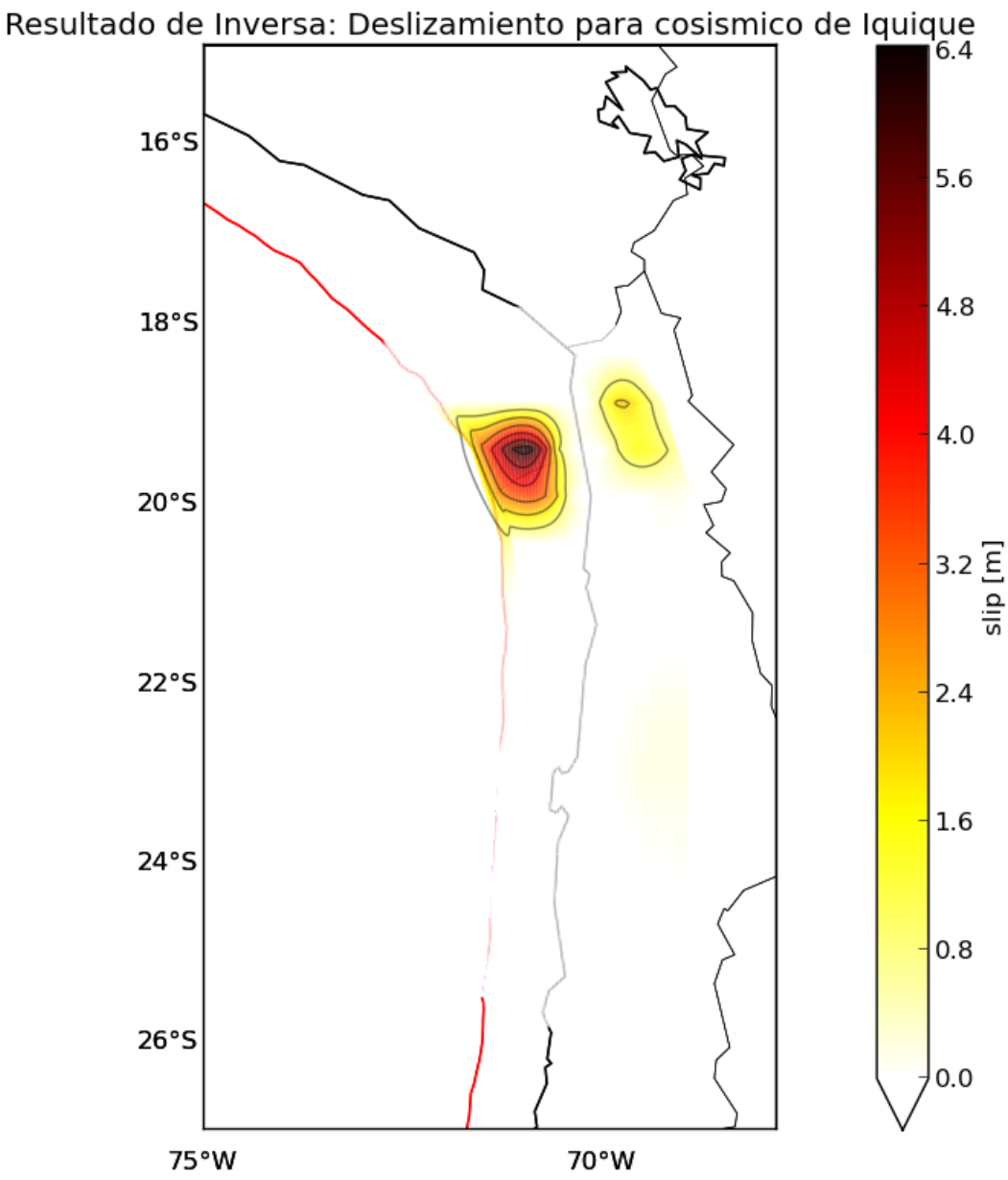


Figura 4.16: Deslizamientos en la zona del terremoto de Iquique, 2014.

Luego se realizó la inversión de la tasa de deslizamiento con el modelo aquí presentando para el periodo intersísmico, con resultados de acoplamiento que pueden verse en la Figura TANTO. En esta figura están sobrepuestos los contornos de deslizamiento que se produjeron en el cosísmico de Iquique.

La zona que rompió en Iquique para el evento sísmico se mostraba con acopla-

miento cercanos al 70 % en el periodo intersísmico según el modelo aquí presentado. Además, podemos notar en el mapa de la figura TANTO que hay dos zonas con acoplamientos cercanos a uno al frente de Tocopilla y al sur de Antofagasta que aún no rompen y que se encuentran muy cercanas a la fosa por que podrían presentar riesgos de tsunami.

En la zona de Iquique, ya se habían realizado estudios anteriores con sus respectivas inversiones de la tasa de deslizamiento, Chlie en 2011 y Metoi en 2013 habían creado mapas de acoplamiento utilizando ambos el BSM como modelo para la inversión. Una comparación con los trabajos hechos anteriormente puede verse en la Figura TANTO. Podemos notar que la inversión de la tasa de deslizamiento acumulada tiene un mayor parecido a los resultados

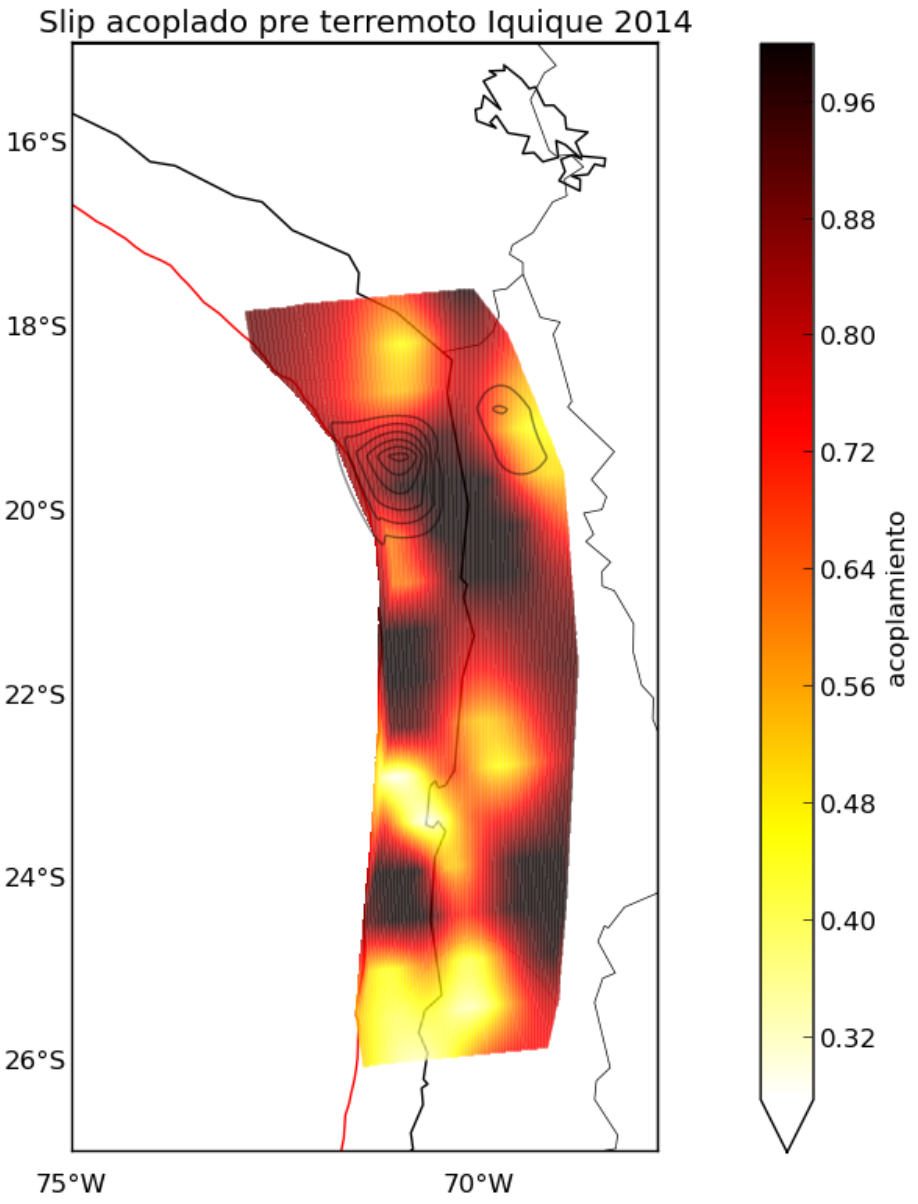
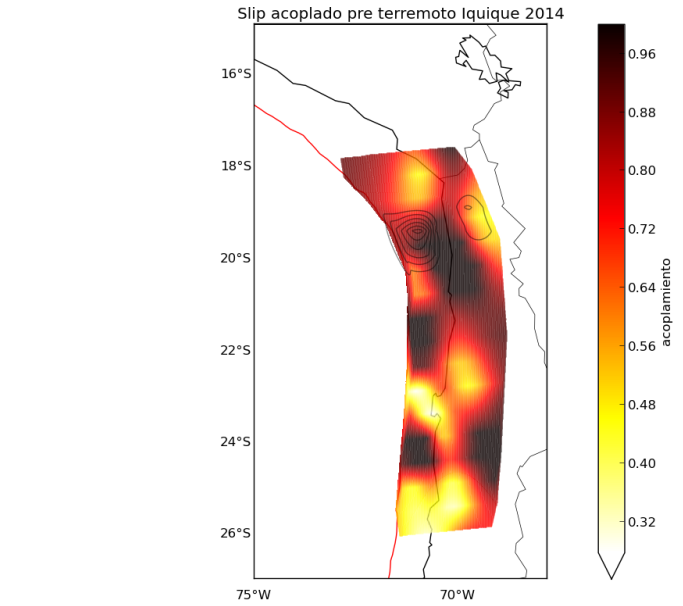


Figura 4.17: Acoplamiento sísmico en la zona del terremoto de Iquique, 2014.



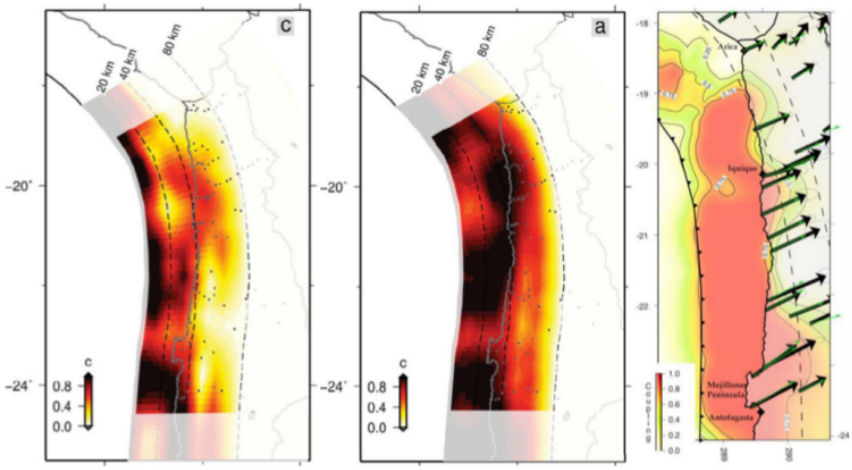


Fig. 4. Interpretación de las zonas que se encuentran totalmente acopladas según Metois et al. (2013), en los dos paneles de la izquierda, y Chlieh et al. (2011), en el panel de la derecha, a partir de la deformación observada en instrumentos GPS ubicados en la costa y el interior de Chile. Mientras más obscura la zona, mayor es el grado de acoplamiento. Aunque el modelo presentado en la figura de la izquierda permite un mejor ajuste de las observaciones, ya que posee un mayor número de parámetros a invertir, las soluciones son consistentes y muestran prácticamente las mismas zonas donde existe un mayor acoplamiento entre placas. El modelo de Chlieh et al. (2011) presenta un mayor grado homogéneo de acoplamiento en la región, especialmente en el sector meridional de la región.

Figura 4.18: Acoplamiento pre terremoto Iquique 2014. Arriba: Inversio SM. Abajo: Izquierda Metoi 2013 y derecha: Chlie 2011.

Todo Chile

Teniendo en cuenta que tenemos una gran cantidad de estaciones a lo largo de todo Chile, realizamos también una inversión de la tasa de deslizamiento para el periodo intersísmico para todo Chile para tener una visión amplia de cómo se encontraba el pais para el periodo intersísmico.

Podemos notar que se ven acoplamientos cercanos a uno en la zona norte y en la zona centro sur que hacían preveer lo que ocurriría tanto para Iquique en 2014, como en el Maule 2010, notando claramente que no se sabía cuándo, pero sí donde.

Además notamos las lagunas sísmicas del norte y el poco acoplamiento que existe entre los 28°S y los 34°S de latitud. Mostrando que la zona con menor acoplamiento se encuentra cercana a La Serena.

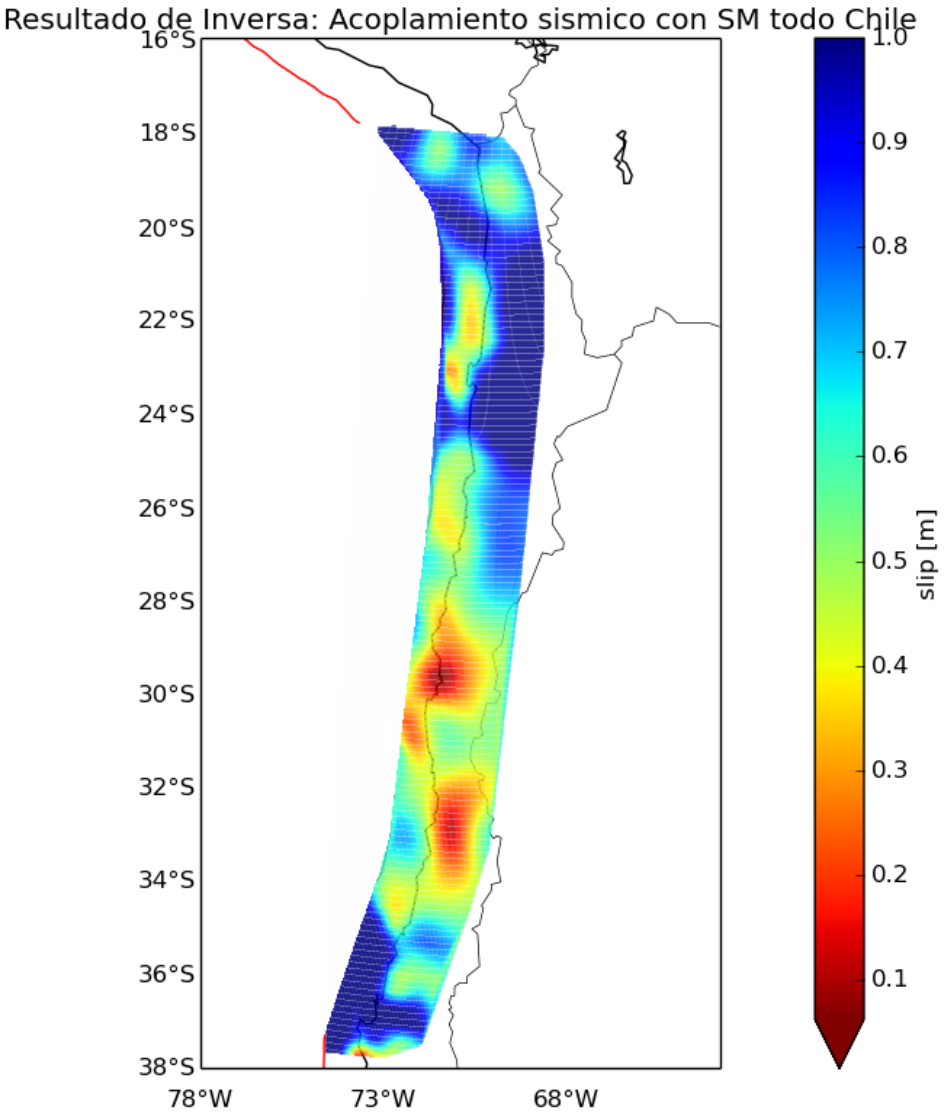


Figura 4.19: Acoplamiento todo Chile

Capítulo 5

Análisis y discusión

Primero que todo, debemos aclarar que el modelo aquí presentado es un modelo mecánico, con una geometría simple, que tiene por objetivo el tener una aproximación de lo que ocurre en la realidad, y verificar si con un modelo de este tipo, que tiene una base física acorde a la teoría de placas actual, se podía obtener una estimación de velocidades superficiales cercanas a las que entregan los instrumentos geodéticos, y por tanto poder comprender de manera esquemática y clara cómo influyen en superficie cada uno de los movimientos generados por la subducción a las distintas profundidades.

Podemos ver que este objetivo se cumplió debido a que la inversión, con este modelo de base, arrojó diferencias entre las velocidades observadas y las modeladas del orden de $10^{-}5$ metros al año. Lo cual es un error muy pequeño, teniendo en cuenta que las velocidades para el periodo intersísmico van entre 0 y 0.07 metros al año. Este modelo entonces, es capaz de reproducir velocidades superficiales casi equivalentes a las que se presentan en la realidad, y que son medidas por los GPS. En los resultados podemos ver, que ésto se cumple tanto para la dirección de las velocidades, como para la magnitud de éstas.

Si analizamos las correlaciones para las velocidades modeladas por componentes, podemos notar que siempre las correlaciones de la componente este son mayores que las de la componente norte. Esto creemos que es debido a el rake utilizado en la inversión, ya que utilizamos todas las fallas oblicuas. Para este trabajo ocupamos un strike de la placa de 70 grados para todo Chile, incluyendo las zonas del Maule e Iquique. que podría influenciar el rake debido a la ecuacion TANTO. El hecho de no seguir el strike (o rumbo) de la fosa a lo largo de chile, teniendo en cuenta que va cambiando, es uno de los factores que influyen en que las velocidades se desvien levemente en dirección, en este caso en la dirección norte más que en la dirección este.

A lo largo de perfiles podemos notar que las direcciones de las velocidades modeladas se alejan de las observadas a medida que nos alejamos de la costa, en dirección a la cordillera de los Andes. Así también ocurre en los sectores en que no existe una gran cantidad de estaciones GPS, ver Figura TANTO.Entonces, creemos que este es un punto importante a mencionar, pues al parecer el modelo tiende solo a dar buenos resultados en los lugares que están más monitoreados, y por tanto no entregaría datos confiables para zonas donde no existe una amplia distribución de datos GPS.

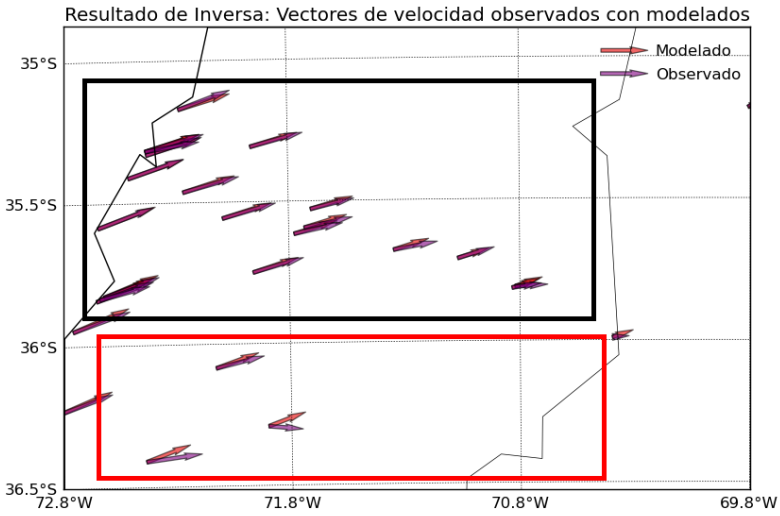


Figura 5.1: Velocidades modeladas versus velocidades observadas. Notar que en en el cuadro rojo se identifica una zona con pocas estaciones GPS y el modelo no puede reproducir de buena forma los datos GPS observados. En cambio, en la zona con una buena distribución de estaciones, rectángulo negro, se puede notar que el modelo se asemeja muy bien a las observaciones de velocidades en superficie.

Para verificar esta suposición, se ocupó el test de resolución, el cuál muestra claramente en la Figura TANTO, en que en círculos rojos están graficadas las estaciones, que los resultados de la inversión pierden resolución en zonas con menor número de estaciones, por ejemplo en la zona entre los 25 y 30 grados, en que hay pocas estaciones, la inversión deja de mostrar de manera clara el borde azul, que implica velocidades iguales a la velocidad de la placa que habían sido consideradas en los datos sintéticos. Debemos notar que esta inversión se hizo utilizando las mismas posiciones de las estaciones GPS que se utilizan en las inversiones hechas en este trabajo, justamente para mostrar este tipo de problemas.

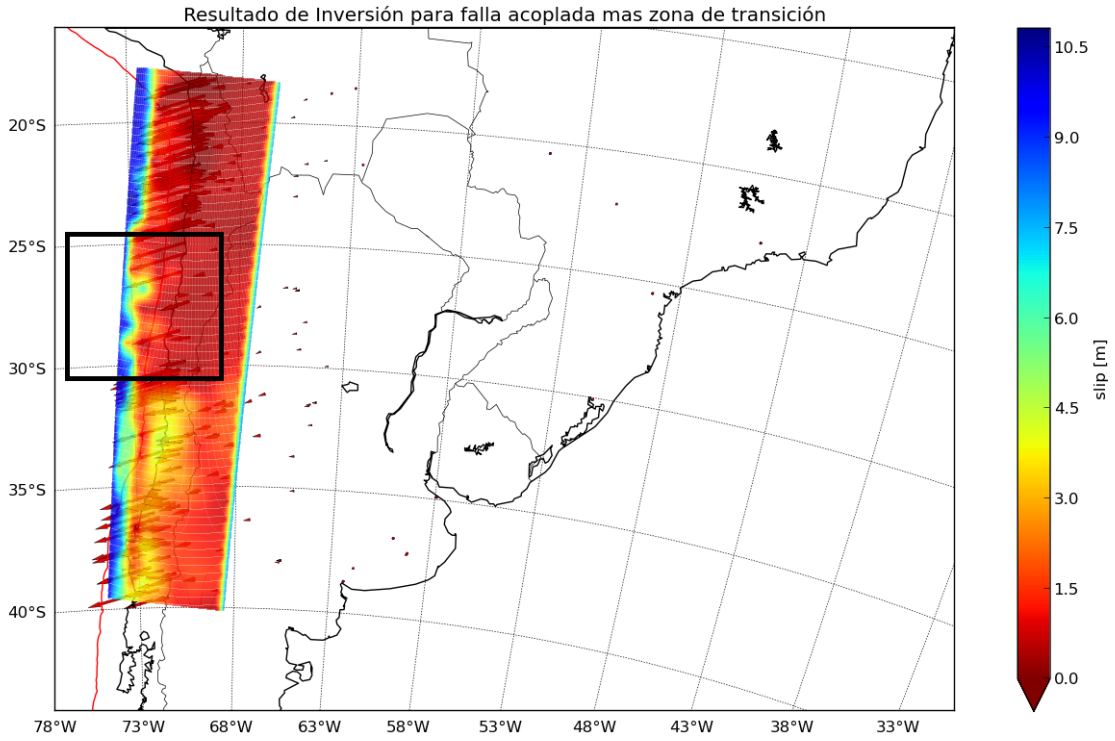


Figura 5.2: Resultados de inversión de datos sintéticos en test de resolución. En cuadrado negro se muestra un problema en la resolución que entrega la inversión debido a la escasa cantidad de estaciones GPS entre los 25°S y 35°S de latitud.

5.1. Comparación BSM con SM

Entre el Back Slip Model y el Slab Model existen diferencias importantes que creemos son relevantes para hacer una buena interpretación de los resultados que describen los mapas de acoplamiento sísmico para diversas zonas del pais.

Una diferencia importante se basa en considerar o no considerar el deslizamiento constante a la tasa de convergencia de las placas que ocurre en la zona inferior a la zona bloqueada como un factor que influye en las velocidades superficiales para el periodo intersísmico.

Savage en 1983 asume que el deslizamiento constante debido a la convergencia de placas no contribuye a la deformación superficial y por tanto que ésto podía ser ignorado en las zonas de subducción, y con esto de base crea el Back Slip Model.

Para el periodo intersísmico, el BSM postula que la fuente de las deformaciones superficiales se puede asumir como una falla normal, y que por tanto la carga del

sistema se está haciendo en la dirección que esta falla implica, ver Figura tanto.

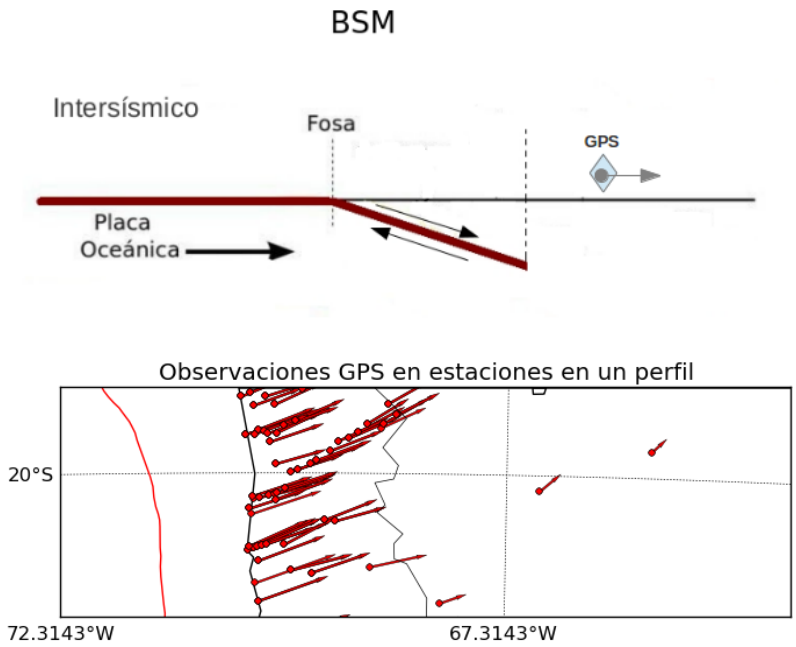


Figura 5.3: Arriba: Proceso de carga segun BSM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones típicas para el periodo intersísmico en Chile.

Podemos notar entonces, que este modelo asume que los desplazamientos superficiales son debido a deslizamientos que ocurren en la zona bloqueada, los cuales pueden verse en la Figura TANTO, esta falla normal asumida implica entonces que los GPS muestren desplazamientos en el tiempo hacia el este. Esto es contrario a lo que uno esperaría, pues este modelo implica que la zona de sismos es una zona que está deslizando y en la parte inferior a ésta no hay deslizamiento, vale decir está acoplada la parte inferior, para graficar esto se hizo la inversión utilizando el BSM y la distribución de la tasa de deslizamiento que entrega este modelo puede verse en la figura TANTO. Esto claramente carece de sentido, pues si fuésemos rigurosos y obstuviéramos el acoplamiento de acuerdo a la definición de acoplamiento sísmico hecha por Hindman en 1997 y McCaffrey en 2002, como:

$$\phi = 1 - \frac{V_{inter}}{V_{conv}}$$

los resultados serían como los que se ven en la Figura TANTO, mostrando en la zona mas superficial bajo acoplamiento, y en las zonas más profundas acoplamientos

cercanos a 1.

En la actualidad, estos mapas se modifican para mostrar lo inverso, utilizando el acoplamiento de la siguiente forma:

$$\phi = \frac{V_{inter}}{V_{conv}}$$

por tanto el BSM sería un truco que aparentemente funciona, pero que carece de sentido físico.

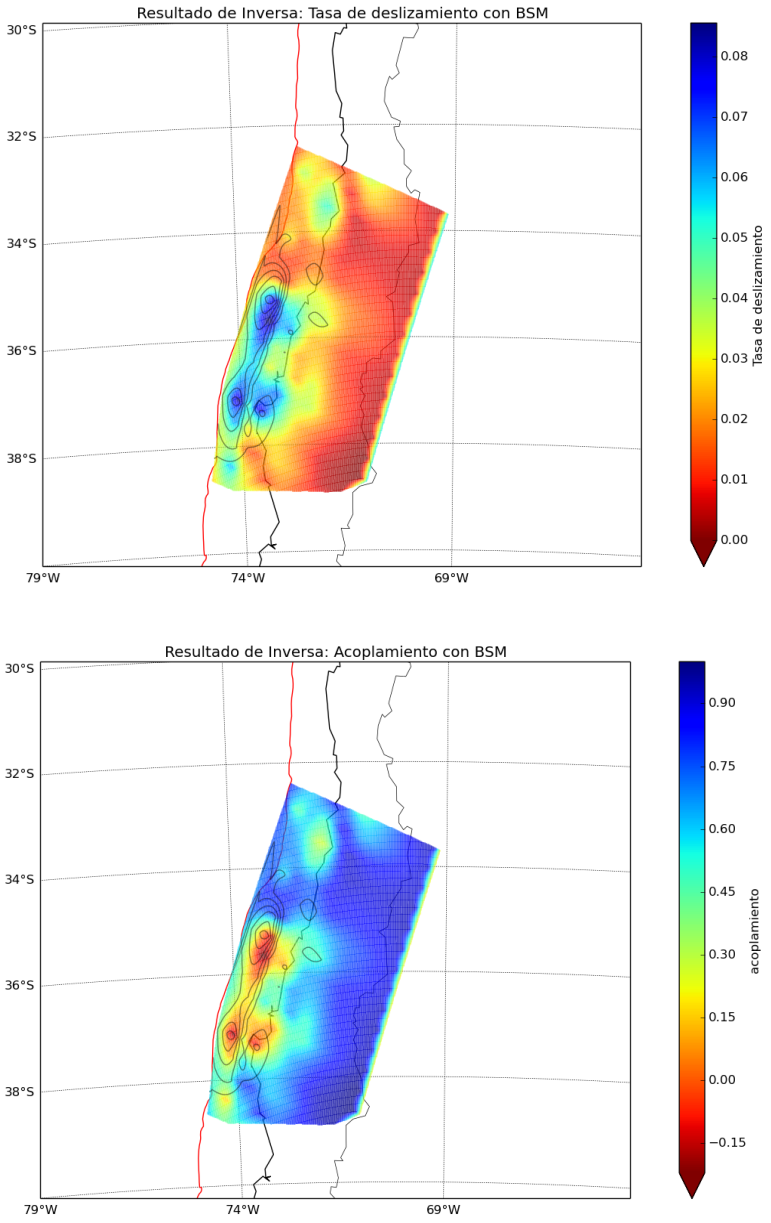


Figura 5.4: Izquierda:Tasa de deslizamiento con BSM. Derecha: Acoplamiento sísmico con BSM

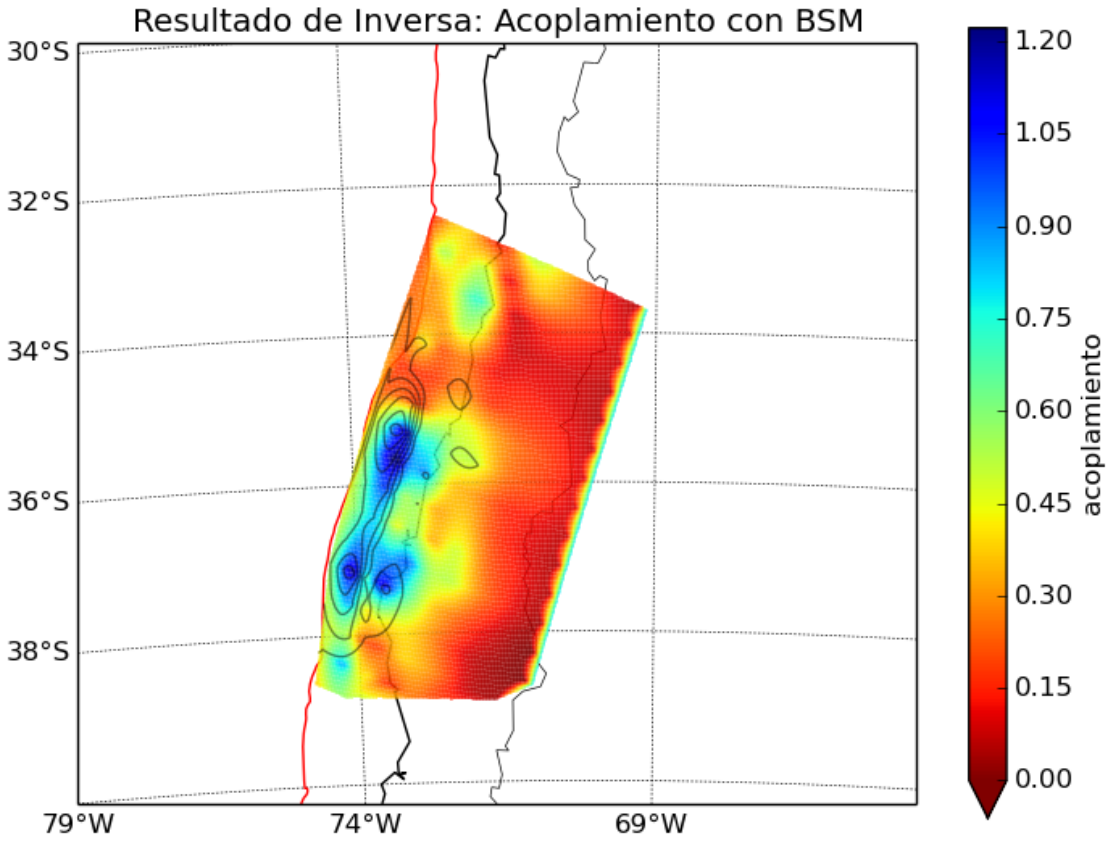


Figura 5.5: Acoplamiento en la zona del Maule con el BSM calculando el acoplamiento de la forma:$\phi = \frac{V_{inter}}{V_{conv}}$

Teniendo en cuenta que la falla bloqueada se considera un segmento completo que no implica un acoplamiento de 100 % en todo el bloque, sino que hay zonas con acoplamiento en un menor porcentaje, entonces estas zonas están deslizando a una tasa menor que la velocidad con que ambas placas convergen, y creemos que estas zonas son las que contienen errores importantes en su interpretación.

Si vemos en la Figura TANTO, podemos notar que en Chile la dirección que tienen las velocidades superficiales siempre es hacia el oeste, la que coincide con la dirección que implica una falla normal, ver Figura 6.3. Esto, desde el punto de vista conceptual tiene sentido, pero no así del punto de vista físico, pues la placa de Nazca va deslizando siempre hacia el oeste, subductando la placa sudamericana, lo que implica que los movimientos en superficie debido a este deslizamiento debiesen ser hacia el oeste, esquemáticamente podemos ver la Figura TANTO, en que notamos que si los desplazamientos superficiales fueran influenciados solo por lo que ocurre a

nivel superficial, entonces los GPS debiesen registrar velocidades de la placa continental en dirección oeste. Lo cual no ocurre en la realidad, pues en la parte inferior de la FIGURA TANTO se muestra que las velocidades superficiales siempre son al este y por tanto las velocidades de los GPS no coinciden en dirección con las velocidades esperadas. Si sabemos que el mecanismo físico de subducción es correcto al considerarlo como falla inversa, ver Figura TANTO, entonces...

¿Por qué las velocidades superficiales para el periodo intersísmico no son hacia el oeste, como esperaríamos?

La respuesta creemos que se encuentra en las zonas asísmicas que actúan en la subducción.

Es por esto, que creemos que la influencia de la parte inferior de la falla bloqueada tiene mucha relevancia, y también la interfaz inferior de la placa de Nazca.

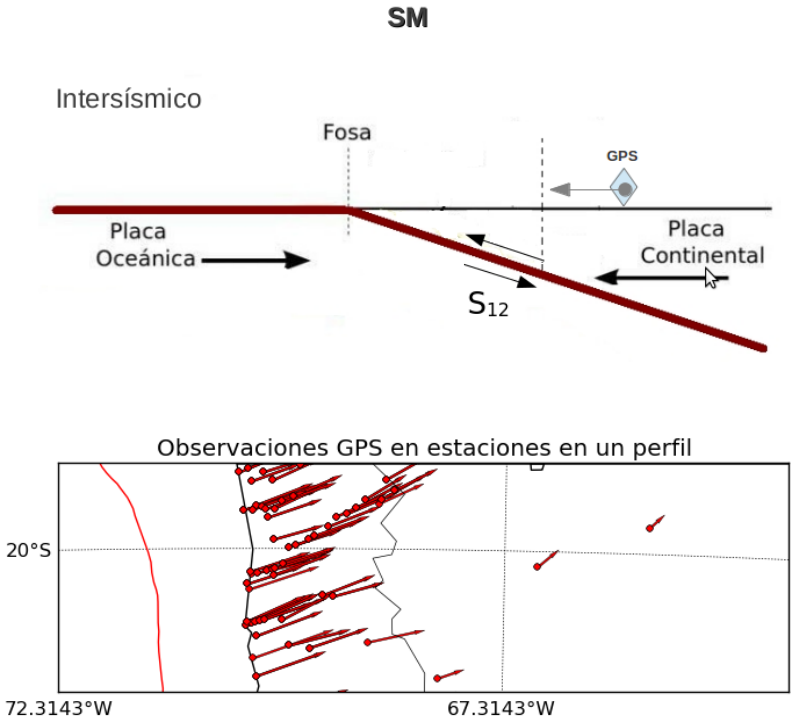


Figura 5.6: Arriba: Proceso de carga segun BSM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones típicas para el periodo intersísmico en Chile.

Teniendo esta idea presente y contradiciendo la suposición del back slip model, podemos ver que hay estudios que muestran que el deslizamiento continuo dado por la convergencia de placas sí debe ser considerado en el periodo intersísmico. En 1992 fue concluyente de acuerdo a los resultados obtenidos en el estudio hecho por por

Sato & Masura que el deslizamiento de placas continuo jugaba un rol importante en la evolución de una zona de subducción. En el 2000 los resultados de Shaorong Zhao & Shuzo Takemoto concluyen que este deslizamiento constante si contribuye a la deformación superficial y no solo a eso, sino que además contribuye al cambio de stress en las zonas de subducción.

En este trabajo, siguiendo esta linea, consideramos estas zonas de deslizamiento constante, como parte importante del sistema para entender el mecanismo de acoplamiento en el periodo intersísmico, y creemos que estas zonas son claves para entender por qué en superficie las observaciones apuntan en la dirección oeste. Realizando la inversión con estas tres zonas de deslizamiento libre, que podemos ver en la Figura TANTO, más la zona acoplada con la zona de transición especificada, obtuvimos velocidades superficiales muy similares a las observadas en superficie, tanto en magnitud como en dirección, por lo que creemos el modelo provee una perspectiva correcta de cómo es el proceso de subducción en Chile y como se ven influenciados los desplazamientos en superficie debido a los deslizamientos que ocurren en las 4 zonas contempladas en la subducción (S1,S2, S3 y S4).

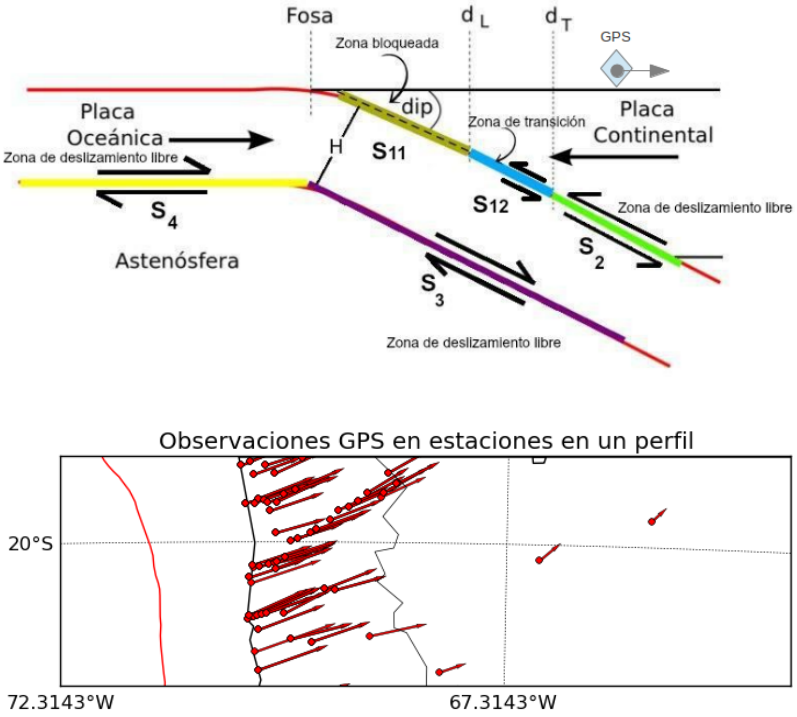


Figura 5.7: Arriba: Proceso de carga según SM para el período intersísmico. Abajo: Observaciones de velocidades superficiales típicas para el periodo intersísmico en Chile, las cuales se coindicen en dirección con las que entrega el SM con el conjunto de 4 fallas en la subducción.

5.2. Sobre la influencia del espesor, profundidad de zona acoplada y profundidad a considerar en el modelo.

En cuanto al análisis hecho para el espesor de placa, en que encontramos que la influencia de un espesor entre 5 y 100 kilómetros no tiene mayor relevancia en los resultados que entrega el modelo, podemos comparar esta conclusión con estudios anteriores como el realizado por Mc Nutt en 1987, quien hizo un analisis de la contribución de diversos parámetros a la deformación superficial y a los cambios de stress en la placa que subducta, entre ellos analizó la heterogeneidad en la densidad estructural de la placa subductante y también cómo influía el espesor de ésta, notando que estos efectos tienen sus implicancias para periodos de 10^6 y 10^7 años, y por tanto no muy relevantes a la hora de estudiar un ciclo sísmico.

En los resultados de la figura TANTO, en que vemos la distribución de la tasa de deslizamiento podemos notar que para un espesor de 100 kilómetros el efecto de este espesor sí puede ser notado, pues el ancho de la zona con acoplamientos cercanos a uno aumenta, lo cual tiene sentido debido a que a 100 kilómetros significaría ya casi no considerar la interfaz inferior, lo que tendría repercusiones en las velocidades superficiales utilizadas en la inversión. El ejercicio claro acerca de cómo influye la interfaz inferior a las velocidades superficiales se puede ver claro en la figura TANTO. HACER LA FIGURA!!

Para hacer una buena elección de cuál es la profundidad final del modelo que se debe considerar, notamos en los resultados que se puede considerar la profundidad final del modelo tanto a los 300 kilómetros como a los 600 kilómetros, pues ambos resultados entregan una distribución de deslizamiento igual en la falla acoplada con transición. Esto creemos es debido a que la influencia de los movimientos a esa profundidad no inducen grandes cambios a los datos GPS, debido a la propagación de las ondas que se ve bastante atenuada una vez llegada a la superficie.

Creemos que los datos más importantes los dio la elección de la profundidad que considerar en el modelo para la zona acoplada con transición, pues se ve claramente en los resultados que el error disminuye en dos órdenes si comparamos las velocidades modeladas y observadas.

En cuanto a la tasa de deslizamiento que se muestra en los mapas, y por tanto también al acoplamiento que se ve, creemos que se debe confiar en los datos hasta donde haya una buena cobertura de estaciones, debido a que como fue mostrado en la sección del test de resolución en los resultados, una zona con una mala distribución de datos, nos entregará una mala aproximación del modelo con la realidad.

5.3. Interpretación de acoplamiento

El momento sísmico, ecuacion tanto, es definido mediante tres parámetros.

$$M_0 = \mu S A$$

donde:

- μ es el módulo de deformación de las rocas involucradas en el terremoto.
- A es el área de ruptura a lo largo de la falla geológica donde ocurrió el terremoto.

- S es el desplazamiento promedio de A.

El módulo de deformación de las rocas es constante para distintos eventos sísmicos, usualmente es de 30 Gigapascales y es por esto que este valor fue utilizado.

Teniendo en cuenta que trabajamos con valores de tasa de deslizamiento en las subfallas, entonces el cálculo del Momento Sísmico será:

$$M_0 = \mu A \sum_{i=1}^{N} \frac{dS_i}{dt} dt$$

Con:

- A = área de subfallas, que es igual para todas las subfallas.
- dt = Número de años desde el último terremoto hasta hoy.
- $\frac{dS_i}{dt}$ = Tasa de deslizamiento en cada subfalla.

Y, teniendo en cuenta la fórmula de Magnitud de momento sísmico de Kanamori:

$$M_w = (2/3)(logM_0 - 9{,}1)$$

Entonces los parámetros que definen qué tan grande será un evento será el deslizamiento ocurrido en la falla que rompe, y el área de ruptura que alcanza el sismo.

Si comparamos los resultados obtenidos del Back Slip Model y el SM para la zona del Maule presentado en este trabajo, podemos notar que la zona acoplada tiene un ancho mayor en el BSM, esto creemos que es debido a que la contribución de las velocidades superficiales en este modelo se asume que es debido sólo a la interfaz superior entre placas, y por tanto amplifica el ancho del acoplamiento en esta zona de acople con transición. Creemos entonces que si el modelo presentado es correcto, entonces la importancia de obtener el acoplamiento de una región, no radica sólo en encontrar acoplamientos cercanos a uno y entonces decir que los lugares son propensos a terremotos, si no más bien, dar relevancia al ancho que tiene la zona acoplada, pues si el área acoplada es mayor, entonces el momento sísmico será mayor.

Se calculó la magnitud del evento sísmico del Maule con el BSM arrojando Mw=8.8. Mientras que al calcularlo con el SM se llegó a una magnitud Mw=8.6. Creemos que esta diferencia radica en que la inversión con el BSM entregó tasas de

deslizamientos mayores a la tasa de convergencia entre placas de 0.07 centímetros por año, llegando a valores de 0.09 centímetros por año, y además que el área que se considera sería mayor a la que considera el SM.

5.4. Maule

La distribución de tasas de deslizamiento para el periodo intersísmico con el SM nos muestran una zona de transición amplia, con una tasa de deslizamiento menor a la tasa de convergencia entre Nazca y Sudaméricana, y por tanto con un porcentaje de acoplamiento que va disminuyendo hasta alcanzar una tasa de deslizamiento igual a la velocidad de convergencia entre placas, donde ya las placas no se encuentran acopladas a medida que se acerca a la cordillera de los Andes y el comportamiento superficial que se ve reflejado por velocidades superficiales cercanas a cero es debido a los movimientos generados en profundidad en la zona asísmica de la subducción.

Los resultados arrojados por la inversión de la tasa de deslizamiento para el periodo intersísmico nos muestran que los deslizamientos ocurridos en el cosísmico del Maule en el 2010 coinciden espacialmente con las zonas que tienen un acoplamiento cercano a uno, donde había una laguna sísmica que se encontraba con energía acumulada hace 175 años, siendo el último evento sísmico grande el de 1835.

Podemos notar que el ancho de la zona acoplada es considerable, y de acuerdo al SM la zona con mayor acoplamiento se concentraba hasta los 70 kilómetros de profundidad.

La magnitud del momento sísmico esperado para la zona del Maule, realizando la inversión con los datos geodéticos en la zona para el periodo intersísmico con el SM es de Mw = 8.6. Notamos que estos datos son de la última década y por tanto se puede tener una estimación del Momento sísmico que se produciría, pero no se puede tener un cálculo exacto de lo que se acumuló durante todo el periodo intersísmico desde el último terremoto en 1835 hasta hoy, debido a que las velocidades superficiales van cambiando a medida que avanza el periodo intersísmico.

La magnitud del cosísmico del Maule fue de Mw = 8.8, por lo que creemos que la aproximación dada por el modelo intersísmico SM aquí presentado es bastante cercana a la realidad, y en vista que en esta zona hay una buena distribución de estaciones GPS podemos darle una buena confiabilidad a los resultados entregados por el modelo.

5.5. Iquique

Para Iquique vemos en la figura TANTO que el cosísmico rompió en una zona que no se consideraba con 100 % de acoplamiento según el SM para el periodo intersísmico. Tanto Chlie 2011 y Metoi en 2012 coinciden también en que la zona del terremoto de Iquique no rompió completamente, ni estaba completamente acoplada.

Vemos entonces que zonas que no se encuentran en su totalidad acopladas igual pueden romper ocasionando terremotos, pues la tasa de deslizamiento que tienen es menor a la velocidad del deslizamiento libre, y por tanto también están acumulando energía. En el caso del cosísmico de Iquique la zona estaba entre 70 % y 80 % acoplada. En las zonas aledañas al deslizamiento producido en Iquique se encuentran zonas acopladas en su totalidad, y éstas aún no rompen, por lo que se debería esperar que pudiera haber otros eventos sísmicos de gran magnitud en el norte de Chile.

Los resultados arrojados con el SM nos muestran dos zonas con acoplamientos cercanos a uno. En las cuales nos centraremos debido a que no rompieron con el terremoto de Iquique en 2014, y que no fueron afectadas por el terremoto de Antofagasta en 1995.

Una de estas zonas se encuentra frente a las costas de Tocopilla, la que se puede apreciar en la Figura TANTO. La magnitud del evento sísmico esperado es de Mw=8.0. Esta magnitud se calculó considerando el momento sísmico con una acumulación de esfuerzos desde 1877, con un módulo de rigidez de 30 Mpa. Debemos tomar en cuenta que al calcular el déficit de desplazamientos en las zonas, se asume que en el último terremoto registrado se liberó toda la energía, dejando cero acoplamiento, lo cual puede no ser 100 % real debido a que pueden haber quedado zonas en que no se liberó toda la energía acumulada, y entonces podríamos suponer eventos mayores, o menores en el caso de sismos pequeños que hubiesen liberado ciertas partes de la zona.

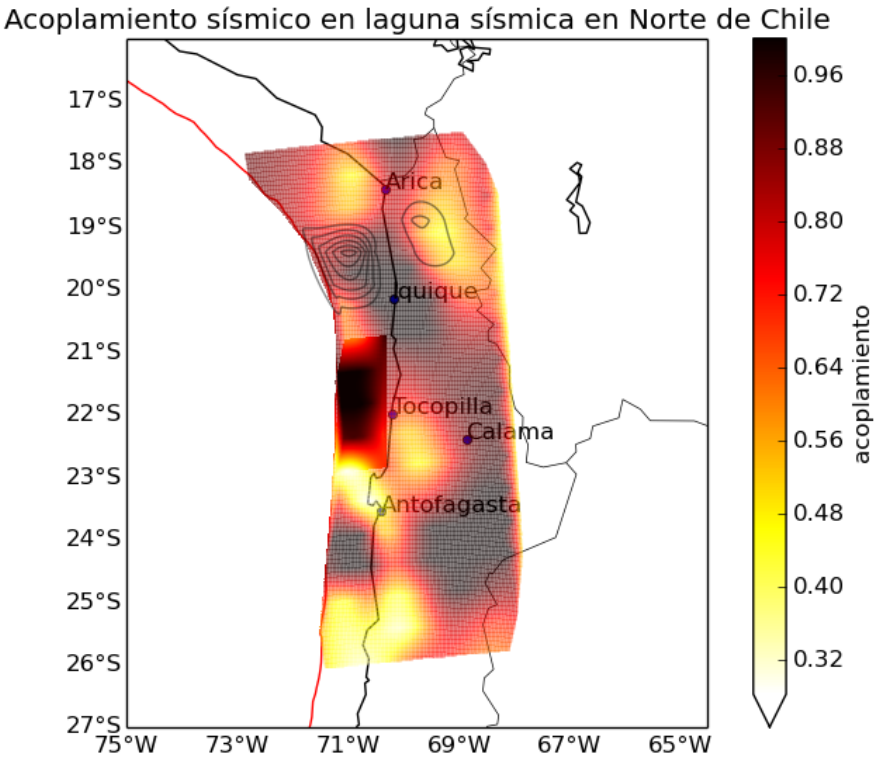


Figura 5.8: Zona acoplada en norte de Chile, con un riesgo sísmico importante frente a las costas de Tocopilla. Con SM se calcula Mw = 8.0

La otra zona se encuentra al sur de Antofagasta, entre los 23 y 25 grados de latitud, según el área acoplada y el deslizamiento acumulado arrojados por la inversión con el SM, se estima que la energía acumulada produciría un evento sísmico de magnitud Mw = 7.7. Para el cálculo del momento sísmico se utilizó un módulo de rigidez igual a 30 Mpa.

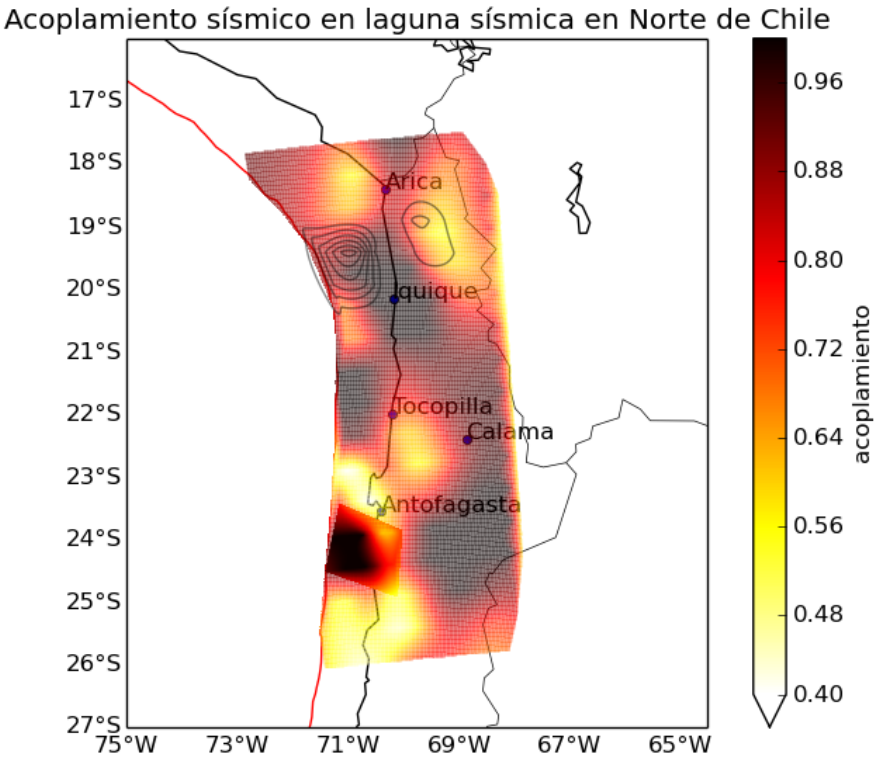


Figura 5.9: Segunda zona fuertemente acoplada en el norte de Chile al sur de Antofagasta. Debido a la energía acumulada se espera un evento sísmico de Mw = 7.7

Otra zona que consideramos tiene bastante relevancia es la península de Mejillones que el modelo muestra con acoplamientos bajos cercanos al 30 %, asi como tambié se presentan acoplamientos bajos para la zona de Antofagasta.

5.6. Todo Chile

Para analizar el panorama en Chile en el periodo intersísmico, como hemos mencionado anteriormente para los terremotos del Maule y de Iquique, con los datos de velocidades superficiales que habían antes de esos terremotos ya se podía proveer información acerca de la magnitud estimada de ambos sismos, y se ve en el mapa de la Figura TANTO que eran las zonas más propensas a eventos sísmicos grandes.

Uno de los resultados importantes en este trabajo fue notar que tener una buena

o mala distribución de estaciones en la superficie implica tener resultados de velocidades superficiales modeladas muy cercanas a la que miden los GPS, o con más error, respectivamente.

El tener más error entre las velocidades modeladas con las observadas implica que no se puede tener un buen control en la distribución de deslizamiento que arroja la inversión bajo la región. Es debido a esto que debemos notar que hay zonas amplias a lo largo de Chile en que no se tiene una buena cobertura de estaciones GPS, asi como tampoco una buena distribución y por tanto creemos no deben ser tomadas en cuenta para una buena interpretación.

Una zona que muestra un casi total desacople se encuentra a los 30°S, centrado en la Serena donde además tenemos una buena cantidad de datos GPS, ver Figura TANTO, y por tanto el modelo entrega resultados confiables, y podríamos decir que La Serena es la ciudad mas segura de Chile en cuanto a terremotos interplacas.

Podemos acotar que en la zona en torno a los 30°S el ángulo de busamiento es más pequeño, específicamente entre los 26°S y 33°S de latitud, Madariaga en 1998 estima un ángulo de busamiento de aproximadamente 10°, por tanto la subducción es practicamente horizontal lo que podría influir en cómo es la acumulación de cargas, que al parecer es menor que en las otras zonas de Chile. Y en vista que aproximadamente cada 100 años hubo un evento sísmico en la zona de Copiapó, siendo el último el de 1922, podríamos pensar que esta zona es capaz de soportar menos esfuerzos acumulados, y por tanto un acumulamiento en un menor tiempo podría inducir eventos sísmicos grandes. Creemos que el monitoreo constante en la zona puede ser clave para entender el comportamiento de esta zona.

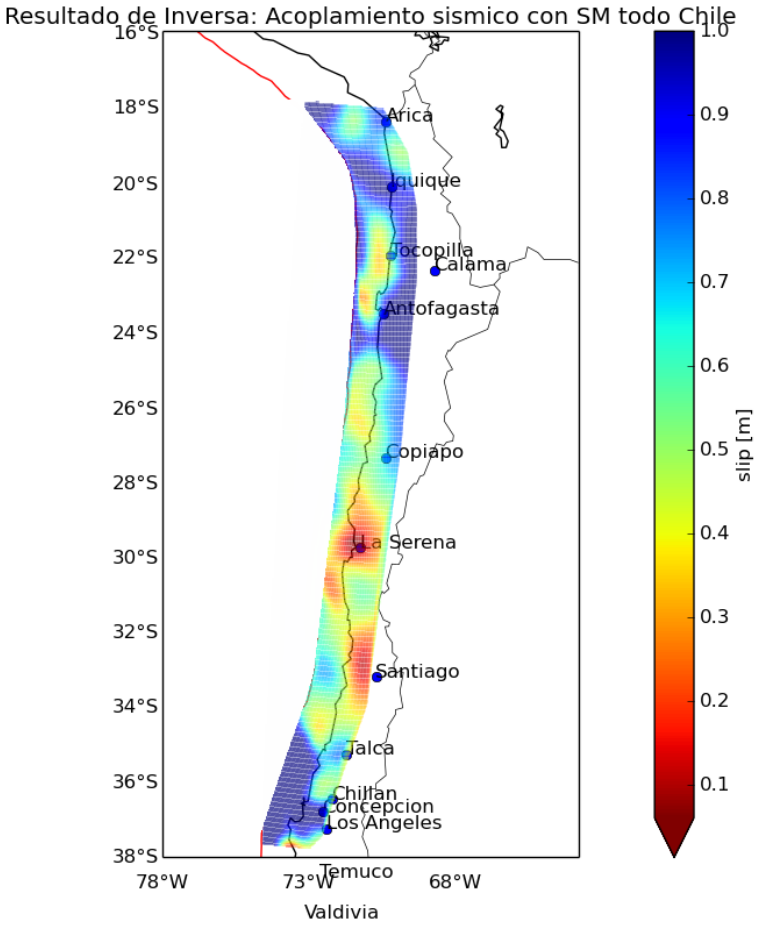


Figura 5.10: Acoplamiento sísmico para periodo intersísmico para todo Chile según SM.

Entre los 24 y 28 grados sur de latitud podemos notar que hay sólo 12 estaciones GPS sobre el territorio chileno, que permiten conocer lo que pasa en la placa de Nazca, éstas no se concentran en una distribución adecuada, y por tanto, los resultados del modelo para esta zona creemos que no deben ser considerados confiables, ni concluyentes de zonas libres de acoplamientos.

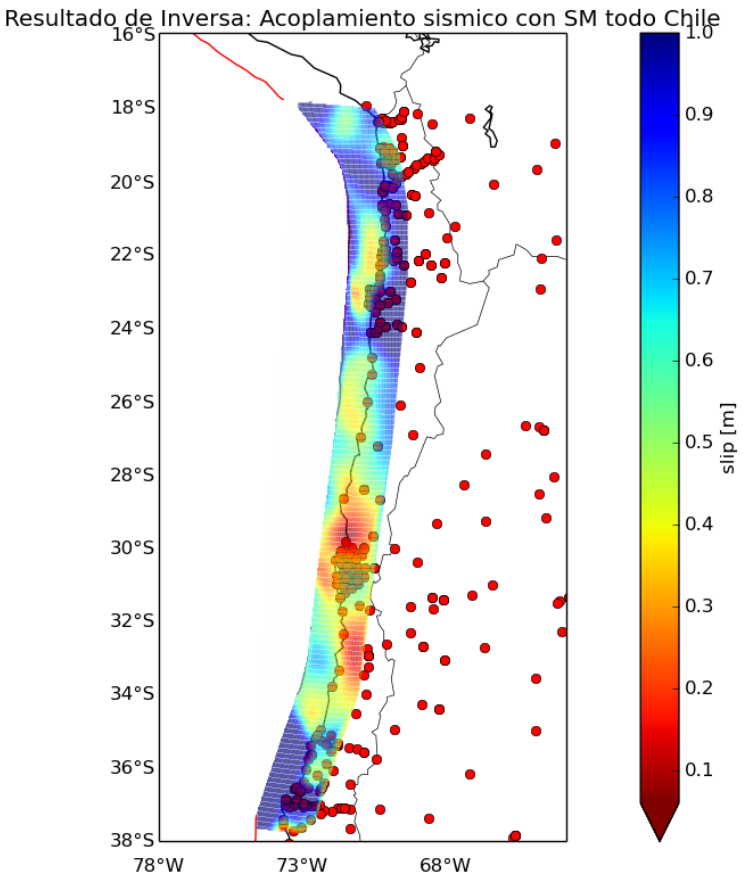


Figura 5.11: Acoplamiento sísmico con la distribución de estaciones de GPS para Todo Chile.

Bibliografía

[1] Angermann, D., J. Klotz, & C. Reigber. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 329-334 (1999).

[2] Douglass, J.J. & Buffett, B.A. The stress state implied by dislocation models of subduction deformation, *Geophys. Res. Lett*, **22**, 3115-3118 (1996).

[3] Dorbath C., Gerbault M., Carlier G. & Guiraud M. The double seismic zone of the Nazca Plate in Northern Chile: high resolution velocity structure, petrological implications and thermo-mechanical modelling, *Geochem. Geophys. Geosyst.*,**9**, doi:GC002020 10.1029 (2008).

[4] Forsyth, D. & Uyeda, S. On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R.* astr. Soc, **43**, 163-200 (1975).

[5] Froidevaux, C., Uyeda, S. & Uyeshima,M. Island arc tectonics, *Tectonophysics*, **148**, 1-9 (1988).

[6] Harris, R. A., & Segall, P. Detection of a locked zone at depth on the Parkfield, California, segment of the San Andreas fault, J. Geophys. Res., 92(B8), 7945-7962, doi:10.1029/JB092iB08p07945 (1987).

[7] Hyndman, R. D. & Wang, K. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone,*J. geophys. Res.*, **98**, 2039-2060 (1993).

[8] Hyndman, R. D. & Wang, K. Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwest Japan subduction thrust, *J. geophys. Res.*, **100**, 15373-15392 (1995).

[9] Hyndman, R. D., Yamano M.,& Oleskevich D. A. The seismogenic zone of subduction thrust faults. Island Arc, 6(3):244-260,1997.

[10] Kato, T. High-angle reverse faulting associated with the 1946 Nankaido earthquake, *Tectonophysics*, **96**,31-44 (1983).

[11] Lomnitz, C. 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955, *Geologische Rundschau* **59**: 938-960.

[12] Lomnitz, C. Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960, *Seismol. Res. Lett.*, **75**, 368-378 (2004).

[13] McCaffrey R. Crustal block rotations and plate coupling. Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser, 30:101-122.2002.

[14] Peña, C. Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS (2014).

[15] Ruiz, S. & Madariaga, R. Sismogénesis, Proceso de Ruptura y Réplicas del Mega Terremoto del Maule 2010. Capitulo 1. Libro Mw=8.8 Terremoto en Chile. 27 Febrero 2010. Departamento Ingenieria Civil. Universidad de Chile (2012).

[16] Sato, T. & Matsuúra, M. A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, *J.gephys. Res.*, **93**, 6410-6418 (1988).

[17] Shaorong Zhao & Shuzo Takemoto. Deformation and stress change associated with late interaction at subduction zones: a kinematic modelling, *J. Geophys. J. Int* **142**, 300-318 (2000).

[18] Scholz, C. & Campos, J., 2012. The seismic coupling of subduction zones revisited. *J. Geophys. Res.*, **117**, B05310, doi:10.1029/2011JB009003.

[19] Sato, T. & Matsuúra, M. Cycling crustal movement, steady uplift of marine terraces, ans evolution of the island arc-trench system in Southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, **111**, 617-629 (1992).

[20] Savage, J.C. . Effect of crustal layering upon dislocation modelling, *J.geophys. Res.*, **92**, 10595-10600 (1987).

[21] Thatcher, W. & Rundle, J.B. A model for the earthquake cycle in underthrust zones, *J.geophys. Res.* **84**, 5540-5556 (1979).

[22] Thatcher, W. & Rundle, J.B. A viscoelastic coupling model of the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones , *J.geophys. Res.* **98**, 2017-2037 (1984).

[23] Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and the model of subduction,*J.geophys. Res.*, **84**, 1049-1061 (1979).