



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

**CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE DEFORMACIÓN ASOCIADOS AL
TERREMOTO DE PISAGUA (M_w 8.2) 2014 MEDIANTE EL USO DE OBSERVACIONES
DEL SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL (GPS).**

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

VALERIA CAMILA BECERRA CARREÑO

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERNÁN ORTEGA CULACIATI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIANA COMTE SELMAN
JAVIER RUIZ PAREDES
MARCOS MORENO SWITT

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Proyecto Fondecyt 11140904, CONICYT

SANTIAGO DE CHILE
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magister en Ciencias, Mención
Geofísica
POR: Valeria Becerra Carreño
FECHA: 08/11/2018
PROFESOR GUIA: Francisco Ortega Culaciati

CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE DEFORMACIÓN ASOCIADOS AL TERREMOTO DE PISAGUA (M_w 8.2) 2014 MEDIANTE EL USO DE OBSERVACIONES DEL SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL (GPS).

El 1° de abril del 2014, a las 23:46:45 UTC ocurrió un gran terremoto M_w 8.2 cerca de la localidad de Pisagua, en el segmento de la zona de contacto inter-placa donde el mega terremoto de 1877 (M_w 8.8-9.0) definió una brecha sísmica, en la cual no ocurrió un proceso de ruptura significativo en 137 años. En las últimas dos décadas, redes de GPS instaladas en el norte de Chile y el sur de Perú, han proporcionado observaciones que son utilizadas para analizar la evolución espacial y temporal de la deformación de la corteza, particularmente antes, durante y después del terremoto de Pisagua 2014 (M_w 8.2). Dichas observaciones proveen una gran oportunidad de comprender los procesos de deformación inter-, co- y post-sísmica en una misma zona sismogénica, permitiendo mejorar el entendimiento del comportamiento mecánico del contacto sismogénico de subducción.

En este trabajo se procesan los datos registrados por receptores GPS en la zona de estudio, obteniendo series de tiempo posicionales diarias y sub-diarias. A partir de estas series de tiempo, se estiman señales de desplazamiento co-sísmico del terremoto de Pisagua 2014 y de la réplica principal, desplazamientos post-sísmicos inducidos por dichos terremotos, y las tasas seculares para el período anterior al terremoto de Pisagua. Estas señales se obtienen utilizando un procedimiento de inversión robusto basado en la norma L_1 , para ajustar modelos de trayectorias de las series de tiempo posicionales. Una particularidad a destacar de este estudio es que, a diferencia de otros trabajos publicados, la estimación de desplazamientos post-sísmicos considera la superposición de funciones base que representan de mejor forma el comportamiento transiente de la deformación post-sísmica, y que son independientes de la física que normalmente se asume para estos procesos.

Utilizando las señales de deformación obtenidas en este trabajo, se estiman modelos de dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua 2014 (M_w 8.2), de su principal réplica, y la dislocación post-sísmica asociada a este evento. Estos modelos se calculan mediante inversiones con regularización, en donde el operador de regularización está basado en la sensibilidad de las dislocaciones en el contacto interplaca a las observaciones obtenidas en superficie. Este método permite la obtención de modelos de dislocación robustos, estables y con un mayor nivel de detalle.

Se analizan los resultados dentro del contexto sismo-tectónico de la región, comparando los modelos obtenidos con otros modelos de dislocación y acoplamiento para la zona. Se concluye que la interfaz interplaca de la zona tiene propiedades mecánicas bastante heterogéneas, lo que significa que es capaz de acumular grandes esfuerzos. Además, existen barreras sísmicas a los 19°S y 21°S, que son capaces de detener el frente de ruptura de sismos comparables al terremoto de Pisagua 2014. Finalmente, se concluye que la zona al sur de los 21°S, hasta los 23°S, muestra ser una región con un alto peligro sísmico asociado.

A toda persona que mantenga su espíritu infantil y tenga algún bichito de curiosidad ...

Agradecimientos

Primero que todo, quiero agradecer al Proyecto Fondecyt 11140904, CONICYT, por financiar este trabajo.

Agradezco también, al programa de ayudas para estancias cortas de investigación, del departamento de postgrado y postítulo de la Universidad de Chile, por financiar una de las experiencias más enriquecedoras en mi formación científica, que consistió en realizar una pasantía en el GFZ, Alemania. Por su puesto, agradezco a Marcos Moreno por ser mi mentor en esta estancia, y ayudarme en todo lo que necesité.

Quiero agradecer principalmente a mi familia, mami, papi, Tamy, Loty y Diego, a mis amiga/os y al Pato, por siempre estar ahí, apoyarme y sobretodo por soportar mi personalidad huraña. Sin ustedes no sería quien soy ahora, y jamás habría llegado a esta instancia.

No puedo dejar de agradecer a quienes componen la comisión de esta tesis, por toda su ayuda y valiosos consejos que permitieron finalizar el trabajo aquí presentado. En especial, quiero agradecer a mi profesor guía, Francisco "Pancho" Ortega, no solo por enseñarme un montón y motivarme a participar en muchas experiencias científicas, sino que también, por estar siempre dispuesto a escucharme y contarme sus propias experiencias, que sirvieron como muy buenos consejos. Al final, esa guía es más valiosa que cualquier enseñanza que se pueda leer de un libro.

Por último, quiero agradecer a todas aquellas personas que han estado presentes a lo largo esta etapa, ya sean compañera/os de cursos, de oficina, de GEOffem, del trabajo, funcionaria/os, o quien sea que haya conocido en todo este proceso, muchas gracias por formar parte del mismo.

Tabla de contenido

1. Introducción:	
Contexto Sismotectónico	1
1.1. Antecedentes de la zona de estudio	3
1.1.1. Sismicidad Interplaca	3
1.1.2. Red de estaciones GPS	5
1.1.3. Trabajos previos en la zona de estudio	5
1.2. Objetivos de la Tesis	6
1.2.1. Objetivo General	7
1.2.2. Objetivos Específicos	7
1.3. Estructura de la Tesis	7
2. Sistema de Posicionamiento Global	9
2.1. Principios básicos del GPS	10
2.2. Observaciones del GPS	11
2.2.1. Señal del GPS	11
2.2.2. Observables del GPS: Modelos simples de Pseudo-rango y fase portadora	13
2.3. Factores que influyen en la precisión del posicionamiento	15
2.4. Posicionamiento de alta precisión	18
2.4.1. Esquemas de procesamiento	19
2.4.2. <i>Software</i> de procesamiento de datos de GPS de alta precisión	20
2.5. El archivo RINEX	23
2.6. Herramienta Teqc	25
3. Procesamiento de datos GPS en la zona de estudio	26
3.1. Confección de base de datos GPS	26
3.2. Estrategias de posicionamiento Estático y Cinemático	28
3.3. Series de tiempo posicionales	31
4. Post Procesamiento de datos:	
Aislamiento de las señales de interés en las series de tiempo posicionales	42
4.1. Introducción: Modelos de Trayectoria	43
4.2. Estimación de los Desplazamientos Co-sísmicos del terremoto de Pisagua y su réplica principal	45
4.2.1. Algoritmo IRLS	46
4.2.2. Propagación de error de Montecarlo	47
4.2.3. Desplazamientos co-sísmicos del Terremoto de Pisagua y su réplica principal	48

4.3.	Estimación de tasas seculares en las series de tiempo (inter-sísmico)	52
4.3.1.	Mínimos cuadrados con Regularización en la norma L_1 : Algoritmo IRLS	53
4.3.2.	Selección de la constante de amortiguamiento ε^2	55
4.3.3.	Remoción del Modo Común de Error (CME)	56
4.3.4.	Velocidades inter-sísmicas de la zona norte de Chile	58
4.4.	Estimación de los desplazamientos post-sísmicos asociados a Pisagua	67
4.4.1.	Cuantificación de la incertidumbre de los modelos de tipo <i>sparse</i>	69
4.4.2.	Deformaciones post-sísmicas provocadas por el terremoto de Pisagua 2014	71
5.	Modelos de Dislocación Co-sísmica y Post-sísmica	87
5.1.	Modelo físico directo y cálculo de las funciones de Green del problema	87
5.2.	Modelos de Dislocación	90
5.3.	Inversión de Dislocación	92
5.3.1.	Inversión con datos sintéticos: modelos de tablero de ajedrez	96
5.3.2.	Dislocaciones Co-sísmicas y Post-sísmicas del terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.2	98
6.	Efectos Visco-elásticos durante el periodo post-sísmico	106
6.1.	Estimación de la respuesta visco-elástica en la superficie	108
6.1.1.	<i>Software</i> PyLith	109
6.1.2.	Modelo directo de los desplazamientos visco-elásticos	111
6.2.	Determinación de la distribución del <i>afterslip</i>	115
7.	Discusión y Conclusiones	119
7.1.	Procesamiento y Modelamiento de datos GPS	119
7.2.	Modelos Estimados de Dislocación	121
7.3.	El ciclo sísmico en la zona del terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2	123
7.4.	Conclusiones	125
7.5.	Comentarios Finales	127
	Bibliografía	128
A.	Descripción de códigos para el procesamiento de las series de tiempo posicional	135
A.1.	Posicionamiento diario	135
A.2.	Posicionamiento cinemático	136
B.	Funciones B-splines	138
C.	Algoritmo utilizado para determinar el CME	140
D.	Distribución de Laplace	142
E.	Tablas con resultados obtenidos en el post-procesamiento de datos	143
F.	Modelos Sintéticos y Estabilidad	149
G.	Modelos de dislocación co-sísmica de otros autores	156
H.	Modelo de dislocación post-sísmica calculado por Hoffmann <i>et al.</i> (2018)	166

Capítulo 1

Introducción: Contexto Sismotectónico

Chile es un país caracterizado por sus altas tasas de sismicidad y volcanismo, lo que se debe a su ubicación dentro de un margen tectónico de subducción. La mayoría del territorio chileno (al norte de los $\sim 45^\circ\text{S}$) se encuentra ubicado en el borde Este de la convergencia entre la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, zona de mucha acumulación de energía y, por ende, alto potencial de terremotos. Debido a la diferencia de edad, temperatura, densidad y composición presente dentro de una misma placa tectónica, además de la presencia de ciertas estructuras geológicas en su superficie, tales como montes submarinos y *hotspots*, dorsales oceánicas y zonas de fractura (Contreras-Reyes & Carrizo 2011), la subducción y el contacto entre las placas no es igual a lo largo de todo Chile, lo que conlleva a que el comportamiento sísmico sea diferente a lo largo del país. De este modo, el contacto sismogénico se ha catalogado y caracterizado en función de la historia sísmica que presenta. Existen varias brechas sísmicas identificadas, asociadas a los grandes y mega terremotos que han ocurrido durante la historia de Chile, con las cuales se definen las diferentes zonas de ruptura presentes en el país, como se puede ver en la figura 1.1, que muestra la distribución espacial y temporal del área de ruptura aproximada para los grandes terremotos ocurridos en la historia de Chile.

De particular interés es la brecha sísmica en el norte de Chile, asociada al terremoto de 1877, la cual ha sido catalogada como una laguna sísmica (ej. Kelleher 1972; Comte & Pardo 1991; Nishenko 1991; Contreras-Reyes & Carrizo 2011; Métois *et al.* 2013), y donde los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007, y Pisagua (M_w 8.2) 2014, han liberado parcialmente la energía total acumulada, despertando gran interés en la comunidad científica y convirtiéndola en una zona muy estudiada e instrumentada y, por consiguiente, con una buena cobertura espacial de instrumentos capaces de medir los movimientos de la tierra.

El terremoto de Pisagua M_w 8.2 ocurre el 1° de abril del 2014 a las 23:46:45 UTC, cerca de la localidad de Pisagua ubicada dentro de la zona de los Andes Centrales. Este terremoto fue antecedido por una fuerte actividad sísmica precursora (Brodsky & Lay 2014; Bedford *et al.* 2015; Socquet *et al.* 2017) que mostró su apogeo de eventos a partir del 16 de Marzo con un sismo M_w 6.7 (Ruiz *et al.* 2014). Posterior al terremoto, hasta el 31 de Julio del mismo año, se registraron alrededor de 100 réplicas de magnitud mayor o igual a 4.5, siendo el sismo M_w 7.6 del 3 de Abril a las 02:43:16 UTC, la réplica de mayor magnitud.

En este trabajo se realiza un estudio de las deformaciones inter- co- y post-sísmicas en torno a la zona del terremoto de Pisagua 2014, con el objetivo de mejorar el entendimiento del comportamiento mecánico del contacto sismogénico en la zona de ruptura definida por el terremoto de 1877.

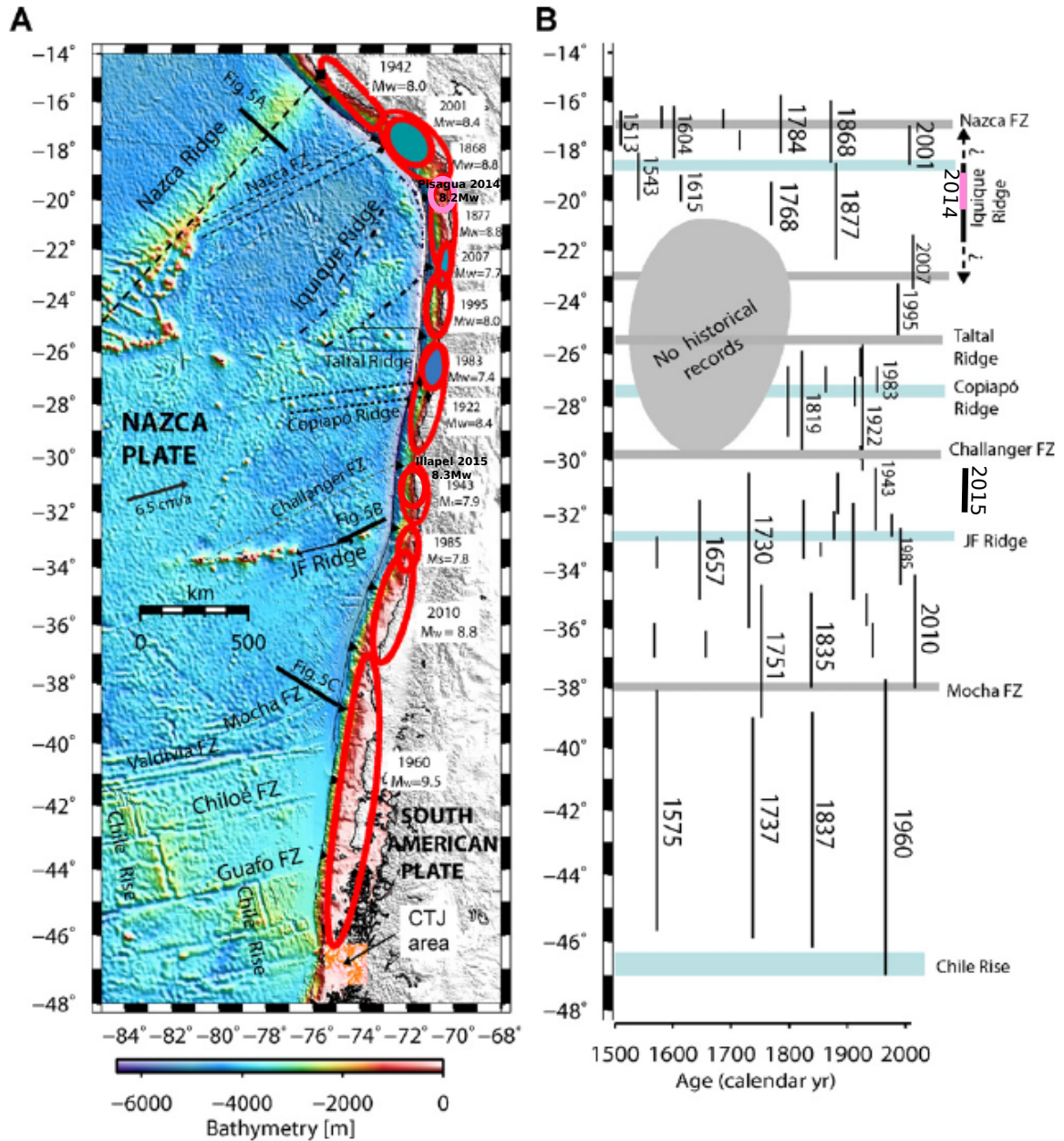


Figura 1.1: (a) Mapa de la batimetría y topografía de Chile, junto a los principales terremotos delimitados por elipses rojas. Las principales estructuras batimétricas están mencionadas en el mapa. (b) Diagrama en espacio tiempo con los largos de ruptura estimados para terremotos ocurridos en Chile con $M_w > 7.0$. Figura extraída y modificada de Contreras-Reyes & Carrizo (2011).

1.1. Antecedentes de la zona de estudio

Se estudiará la zona norte de Chile, definida por la brecha sísmica del terremoto de 1877, que abarca desde el codo de Arica ($\sim 18.5^\circ\text{S}$) hasta la península de Mejillones ($\sim 23.5^\circ\text{S}$) aproximadamente. Esta zona tiene una alta tasa de convergencia de 65-70 [mm/año] (Béjar-Pizarro *et al.* 2010), en dirección NE con un azimut de 79° (Baker *et al.* 2013), siendo en parte la causa de la alta sismicidad presente (Comte *et al.* 2016). Esta zona coincide con la subducción del *Iquique Ridge*, el cual probablemente controla en parte el grado de acoplamiento del contacto sismogénico (Contreras-Reyes & Carrizo 2011).

Más precisamente, en este estudio se trabajará con los registros de todas las estaciones GPS continuas ubicadas dentro del polígono delimitado por las latitudes 17° - 24°S y las longitudes 67° - 73°W . A continuación, se resumen los aspectos más relevantes a conocer de la zona de estudio.

1.1.1. Sismicidad Interplaca

La zona norte de los Andes Centrales (sur de Perú y norte de Chile) está marcada por la ocurrencia de los grandes terremotos de 1868 y 1877, ambos de magnitud sobre M_w 8.5 (ej. Comte & Pardo 1991; Dorbath *et al.* 1990; Kausel 1986), los que produjeron tsunamis y un nivel significativo de destrucción de infraestructura. Estos grandes terremotos definen brechas sísmicas, en donde no había ocurrido un evento de gran magnitud sino hasta los terremotos de Antofagasta de 1995 M_w 8.1 (ej. Chlieh *et al.* 2004; Pritchard *et al.* 2002), seguido por el de Arequipa 2001 $M_w \sim 8.3$ (ej. Tavera *et al.* 2002; Giovanni *et al.* 2002; Pritchard *et al.* 2006), de Tocopilla del 2007 M_w 7.7 (ej. Delouis *et al.* 2009; Béjar-Pizarro *et al.* 2010) y finalmente Pisagua 2014 M_w 8.2 (ej. Duputel *et al.* 2015; Ruiz *et al.* 2014). Cabe destacar la ocurrencia del terremoto de Tarapacá el año 2005, el cual es de magnitud M_w 7.7 y corresponde a un evento de tipo intraplaca oceánica de profundidad intermedia (Peyrat *et al.* 2006), el cual generó una pequeña relajación post-sísmica (Delouis & Legrand 2007; Ruiz *et al.* 2014). La historia sísmica de la zona de estudio descrita anteriormente, se puede observar esquemáticamente en la figura 1.2.

La secuencia de terremotos a partir de 1995 descrita en el párrafo anterior, ha liberado solo una pequeña parte de la energía de deformación potencialmente acumulada en la zona debido al acoplamiento interplaca de subducción (Béjar-Pizarro *et al.* 2010; Ruiz *et al.* 2014; Lay *et al.* 2014; Duputel *et al.* 2015; Schurr *et al.* 2014; Hoffmann *et al.* 2018). A modo de ejemplo, y considerando los terremotos históricos al norte de Chile en 1615, 1768 y 1877, y al sur de Perú en 1604, 1784 y 1868, junto con los últimos grandes terremotos en Arequipa 2001 (ej. Tavera *et al.* 2002; Giovanni *et al.* 2002; Pritchard *et al.* 2006) y Pisagua 2014 (ej. Duputel *et al.* 2015; Ruiz *et al.* 2014); éstos sugieren que en las regiones mencionadas hay periodos de acumulación de energía del orden de 100 años (Duputel *et al.* 2015). Dada una tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana de ~ 65 [mm/año] y un período de acumulación de energía de 130 años, el terremoto de Tocopilla sólo liberó un 2.5 % del momento sísmico acumulado (Béjar-Pizarro *et al.* 2010) y el área de ruptura del terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014 fue tan solo del orden de un 20 % del área de ruptura esperada en base al terremoto de 1877 (ej. Lay *et al.* 2014). Esto significa que quedan ~ 600 [km] de longitud sin romper y por lo tanto hay 9 [m] de déficit de dislocación promedio acumulado desde 1868/1877 (Duputel *et al.* 2015). De este modo,

se tiene que las zonas correspondientes al norte de Chile y al sur de Perú son consideradas por varios autores como una laguna sísmica, es decir, que tienen un alto potencial de peligro sísmico (ej. Kelleher 1972; Nishenko 1991; Contreras-Reyes & Carrizo 2011; Métois *et al.* 2013; Hayes *et al.* 2014; Béjar-Pizarro *et al.* 2010; Duputel *et al.* 2015; Hoffmann *et al.* 2018).

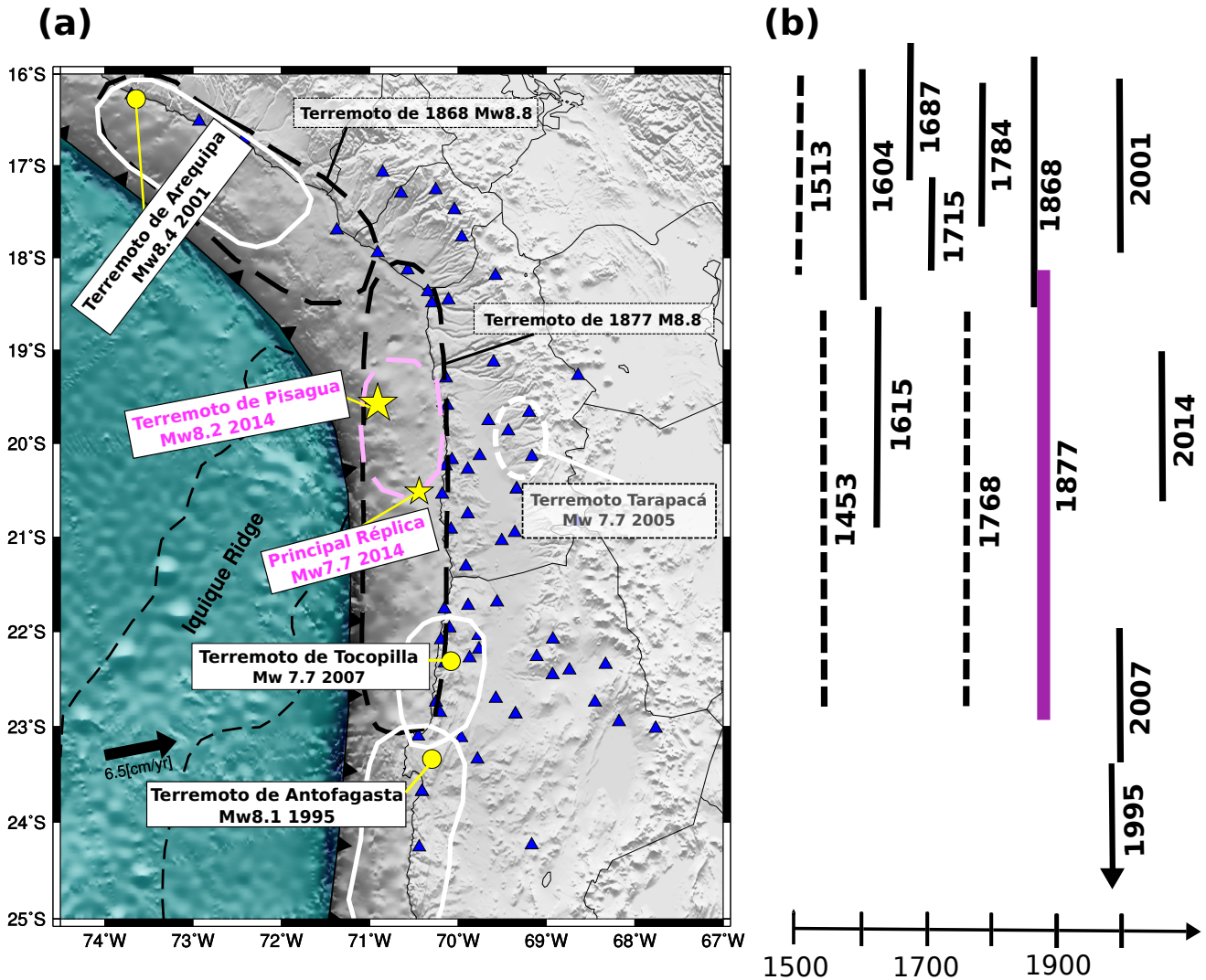


Figura 1.2: Sismicidad Interplaca histórica presente en la zona de los Andes Centrales. (a) Mapa en planta que representa el área de ruptura de los últimos grandes terremotos e la zona de estudio. Las **elipses negras segmentadas** representan los terremotos de 1868 y 1877 que caracterizan a la región, y las **elipses blancas** corresponden a los últimos grandes terremotos registrados en la zona, en donde los **círculos amarillos** representan los epicentros de estos. Las **estrellas amarillas** muestran los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2, 2014, y de su principal réplica M_w 7.7, y los **triángulos azules** son las estaciones GPS continuas instaladas a lo largo de esta área (ver sección 1.1.2). La **elipse segmentada magenta** corresponde a una estimación a priori de la ruptura del terremoto de Pisagua 2014, y la **elipse segmentada blanca** es la ruptura del terremoto de Tarapacá, de tipo intraplaca oceánica. (b) Diagrama en espacio tiempo con los largos de ruptura estimados para terremotos ocurridos a lo largo de la historia de Chile. Figura extraída de Comte *et al.* (2016) y modificada en este trabajo.

1.1.2. Red de estaciones GPS

Durante los periodos de acumulación y liberación de energía experimentados en el contacto sismogénico de subducción, que de aquí en adelante se entenderá como ciclo sísmico, la corteza terrestre experimenta deformaciones que tienen patrones o características que son diferentes en cada una de sus etapas y que pueden ser medidas, por ejemplo, utilizando métodos de la geodesia espacial, como el Sistema de Posicionamiento Global (GPS por las siglas en inglés de *Global Positioning System*). El sistema GPS está formado, en parte, por una constelación de satélites que orbitan la Tierra, los que continuamente envían señales a través de ondas electromagnéticas que son captadas por antenas de receptores especializados ubicadas en la superficie de la corteza terrestre. La señal captada por los receptores es utilizada para estimar su posición, la que es definida en un marco de referencia terrestre (*World Geodetic System WGS-84*) y para un intervalo de tiempo determinado. Como resultado de este proceso se obtienen series de tiempo posicionales de receptores de una red de GPS, permitiéndonos monitorear la evolución espacial y temporal de la deformación de la corteza, por ejemplo, antes, durante y después de grandes terremotos. De las series de tiempo posicionales obtenidas a partir del procesamiento de observaciones de instrumentos GPS se pueden aislar las señales de deformación de origen tectónico en una determinada zona sismogénica. A partir de estas señales se estiman modelos de dislocación quasi-estáticos en el contacto sismogénico, durante los períodos inter-, co- y post- sísmico, lo que permite obtener una caracterización espacial y temporal de la dislocación a lo largo de cada periodo del ciclo sísmico, es decir, permite caracterizar en primer orden el comportamiento mecánico del contacto sismogénico. En zonas de subducción, dichos modelos pueden ser utilizados para estimar un déficit de dislocación en ciertas regiones del contacto interplaca, de manera de poder evaluar el potencial de ocurrencia de grandes terremotos.

Dado el alto potencial de ocurrencia de terremotos de gran magnitud en la zona, durante las últimas dos décadas distintas instituciones, tales como IPOC-GFZ, CALTECH, IPGP, IGP, IRD, CSN y DGF, han instalado y robustecido una red de receptores GPS en el norte de Chile, la que permite llevar un monitoreo continuo de la deformación de la corteza durante las diferentes etapas del ciclo sísmico. Las observaciones obtenidas de esta red de instrumentos conforman un vasto conjunto de datos geodésicos que han medido, en particular, los desplazamientos corticales causados por el terremoto de Pisagua del 2014 y los períodos antes y después de la ocurrencia de este evento sísmico.

1.1.3. Trabajos previos en la zona de estudio

Debido al gran peligro sísmico deducido para la zona, se han realizado diversos estudios de acoplamiento sísmico de la región norte de Chile (ej. Chlieh *et al.* 2011; Métois *et al.* 2013; Schurr *et al.* 2014; Li *et al.* 2015). Algunos autores señalan que esta zona se encuentra dividida en al menos dos segmentos de alto acoplamiento (Métois *et al.* 2013; Schurr *et al.* 2014), siendo el segmento norte (entre aproximadamente las latitudes 19°S-20°S), denominado segmento Camarones, coincidente con el área de ruptura del terremoto de Pisagua 2014. A pesar de que dichos modelos muestran variaciones entre sí debido a la metodología empleada en su obtención, cabe destacar que todos ellos muestran que el área de la brecha sísmica definida por el terremoto de 1877 se encuentra altamente acoplada.

Estudios posteriores a la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014 muestran que hubo una fuerte actividad precursora y una gran cantidad de réplicas (Brodsky & Lay 2014; Ruiz *et al.* 2014; Kato & Nakagawa 2014; Meng *et al.* 2015; Bedford *et al.* 2015; Socquet *et al.* 2017). La sismicidad interplaca en la región de estudio comenzó a incrementar en enero del 2014. Luego, después del 16 de marzo varios eventos $M_w > 6.0$ ocurrieron cerca de la zona de Pisagua, hasta que el 1 de abril ocurrió el terremoto M_w 8.2. Luego, las réplicas del terremoto de Pisagua ocurren más al sur del epicentro del evento principal, similarmente a lo ocurrido en el terremoto de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 (Ruiz *et al.* 2014). Cabe destacar que, meses antes de la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014, se observaron desplazamientos corticales en dirección oeste en los instrumentos GPS, que se atribuyen a un evento de dislocación lenta, denominado *slow slip event* (Kato & Nakagawa 2014; Ruiz *et al.* 2014; Meng *et al.* 2015; Bedford *et al.* 2015; Socquet *et al.* 2017).

Varios modelos de dislocación co-sísmica han sido propuestos para el terremoto de Pisagua 2014. Estos modelos se han estimado mediante la utilización de diferentes tipos de datos, tales como observaciones telesísmicas (Yagi *et al.* 2014; Ruiz *et al.* 2014), datos de GPS estático, registros de tsunami (An *et al.* 2014), y una combinación de estas observaciones (Hayes *et al.* 2014; Schurr *et al.* 2014; Gusman *et al.* 2015; Lay *et al.* 2014; Liu *et al.* 2015). Estos modelos, a pesar de tener similitudes de primer orden, presentan diferencias en amplitud, extensión o localización (Duputel *et al.* 2015).

1.2. Objetivos de la Tesis

El objetivo principal de este trabajo consiste en mejorar el entendimiento de los procesos que conllevan a la generación de grandes terremotos en el ambiente de subducción. Para ello, este trabajo tiene por objeto estudiar el ciclo sísmico en el norte de Chile, en la zona de ruptura definida por el terremoto de 1877, que es donde ocurre el terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014. Para ello, se propone caracterizar el comportamiento mecánico del contacto interplaca de subducción de esta zona, a través del análisis de la distribución espacial y temporal de dislocación que ocurre en éste, en las diferentes etapas del ciclo sísmico. Así mismo, en base a estos resultados se interpreta el tipo y distribución de dislocación en términos de aspectos mecánicos del contacto interplaca, y cómo se asocia éste con el potencial sismogénico.

A modo de obtener un mejor entendimiento sobre la mecánica del contacto sismogénico de subducción que se estudia, es necesario obtener modelos de dislocación del contacto en las diferentes etapas del ciclo sísmico, utilizando métodos de inferencia robustos y que sean consistentes. Estos modelos permitirán comprender la relación espacial y temporal entre la dislocación co-sísmica, pre-sísmica, post-sísmica y el acoplamiento inter-sísmico.

Para cumplir con este propósito, se plantearon los siguientes objetivos generales y específicos, descritos a continuación:

1.2.1. Objetivo General

- Caracterizar el comportamiento mecánico del contacto de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana en la zona de la brecha sísmica de 1877, donde ocurre el terremoto de Pisagua 2014, mediante modelos de dislocación quasi-estáticos constreñidos por observaciones de deformación de la corteza obtenidas con instrumentos GPS para los períodos antes, durante y después del terremoto de Pisagua.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Obtener y caracterizar los desplazamientos corticales inter-, co- y post- sísmicos en la región afectada por el terremoto de Pisagua (M_w 8.2) del 1 de Abril de 2014 mediante el procesamiento de observaciones de instrumentos GPS de registro continuo.
- Caracterizar la deformación inter-sísmica y modelos de acoplamiento interplaca en la zona a partir de información disponible en la literatura (ej.; Chlieh *et al.* (2011), Métois *et al.* (2013) y Ortega-Culaciati *et al.* (2015)).
- Obtener modelos de dislocación (quasi-estáticos) co- y post-sísmicos asociados al terremoto de Pisagua.
- Analizar los modelos obtenidos para los diferentes tipos de dislocación contrastándolos con datos obtenidos de la literatura, como: modelos de acoplamiento inter-sísmico, modelos de dislocación para los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y de Antofagasta (M_w 8.1) 1995, y la sismicidad de la zona.
- Relacionar espacial y temporalmente el comportamiento estimado de la dislocación en el contacto de subducción durante las distintas etapas del ciclo sísmico.
- Discutir las implicancias de los resultados para el peligro sísmico y tsunamigénico de la zona.

1.3. Estructura de la Tesis

El presente trabajo está dividido en 7 capítulos, los cuales se describen brevemente a continuación.

El **primer capítulo** trata el contexto sismotectónico de la zona de estudio, y el estado de arte de las temáticas a desarrollar en este trabajo de tesis.

El **segundo capítulo** entrega una breve reseña del Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

El **tercer capítulo** describe las estrategias utilizadas para procesar las observaciones obtenidas con receptores GPS, y las series de tiempo posicionales obtenidas.

El **cuarto capítulo** describe la metodología utilizada para la identificación y separación de las señales co-sísmica, intersísmica y post-sísmica. Se describen los métodos de estimación utilizados y la teoría detrás de estos. Se presentan los resultados obtenidos para el terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.2, haciendo un breve análisis de estos.

El **quinto capítulo** describe la metodología inversa utilizada para obtener los modelos de dislocación co- y post- sísmicos asociados al terremoto de Pisagua, en conjunto con modelos de acomodamiento en la zona de estudio. Se analizan los resultados obtenidos, en función del contexto sismotectónico de la región.

El **sexto capítulo** describe los efectos visco-elásticos del manto que afectan a la superficie y por tanto a las series de tiempo posicional de los receptores GPS. Se presentan modelos de dislocación post-sísmica considerando estos efectos visco-elásticos calculados mediante el *software* PyLith, y se comparan con los modelos obtenidos en el Capítulo 5 que no consideran estos efectos. Este trabajo se realizó en el contexto de una pasantía en el GFZ (*Geo Forschungs Zentrum*), Potsdam, Alemania, junto con el Dr. Marcos Moreno Switt, realizada gracias a las *Ayudas para estadías cortas de investigación para tesis de Magister y Doctorado de la Universidad de Chile, año 2015-2016*.

El **séptimo capítulo** corresponde a un análisis de los resultados y conclusiones expuestas a lo largo de la tesis, destacando los resultados relevantes de cada sección, y presentando una conclusión general en donde también se planean ideas de mejora para futuros estudios relacionados.

Capítulo 2

Sistema de Posicionamiento Global

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS por *Global Positioning System*) se define como un sistema de navegación pasivo basado en satélites que emiten señales de radiofrecuencias, y que proporciona un marco de referencia espacio-temporal con cobertura global, independiente de condiciones atmosféricas, de forma continua en cualquier punto de la Tierra y disponible para un número ilimitado de usuarios. Fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos en 1973 a partir de proyectos anteriormente ejecutados que implementaban un sistema de navegación pasiva utilizando medidas de distancias.

EL GPS está formado por una constelación de 30 satélites que orbitan la Tierra, los que continuamente envían señales a través de ondas electromagnéticas que son captadas por antenas de receptores especializados ubicadas en la superficie terrestre. Aunque inicialmente fue concebido como un sistema de navegación, el tratamiento interferométrico de la señal emitida por el satélite entrega un posicionamiento relativo de alta precisión entre las diferentes estaciones que simultáneamente reciben la señal. Esta aplicación no prevista del GPS, hizo que en 1983 el Departamento de Defensa de los Estados Unidos dictaminase la desclasificación parcial del sistema, posibilitando su utilización para usos no militares, entre ellos, los estudios geofísicos.

La señal captada por receptores de GPS es utilizada para estimar su posición, la que es definida en un marco de referencia terrestre dado y para un intervalo de tiempo determinado. Como resultado de este proceso se obtienen series de tiempo posicionales de receptores de una red de GPS, permitiéndonos monitorear la evolución espacial y temporal de la deformación de la corteza, en particular, nos permite registrar los desplazamientos en los periodos antes, durante y después de grandes terremotos.

En este capítulo se hará una breve revisión de los principios básicos del GPS, describiendo el sistema, mencionando las características generales de la señal y sus observables, y explicando los principios básicos del posicionamiento del receptor. En este capítulo nos basaremos principalmente en los artículos de Blewitt (1997), Blewitt (2015) y tutoriales publicados por *JPL/NASA* junto con el software de posicionamiento GIPSY-OASIS (*GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software*, ver sección 2.4.2).

2.1. Principios básicos del GPS

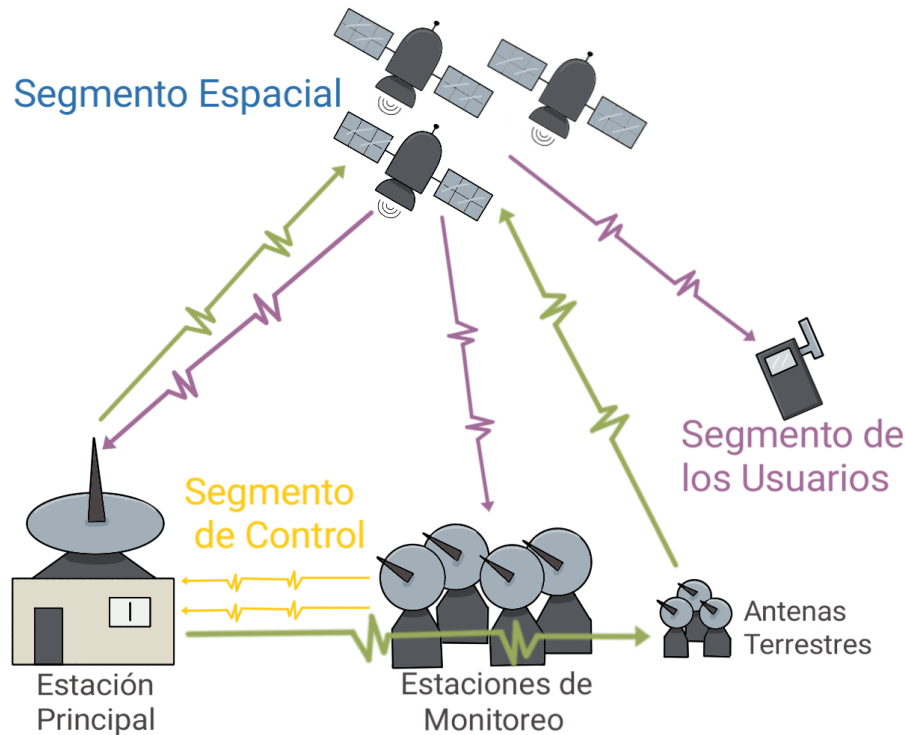


Figura 2.1: Esquema de los segmentos que componen el sistema GPS.

El Sistema de Posicionamiento Global está compuesto por tres segmentos ilustrados en la figura 2.1:

- El **segmento espacial** corresponde a una constelación de 30 satélites ubicados en órbitas a más de 20.000 [km] de elevación, y que está diseñada para tener al menos 4 satélites a la vista para un receptor en cualquier parte del mundo y en todo momento. Con este fin, es que existen 24 satélites nominales de GPS distribuidos en 6 planos orbitales. Además, típicamente hay un satélite de repuesto activo en cada plano orbital. Cada satélite transmite las señales del espacio a los receptores. Dichas señales permiten calcular las distancias aparentes entre los receptores de GPS y los satélites observados, además de enviar información que permite estimar la posición de estos satélites y el tiempo actual de sus relojes, los cuales son relojes atómicos, ya que estos poseen una deriva despreciable y dado que los errores de estos relojes están asociados solamente a efectos relativistas debido a la gran velocidad a la que se desplazan los satélites.
- El **segmento de control** es responsable de monitorear y operar al segmento espacial, incluyendo la actualización de información que permite predecir en un futuro cercano la posición de cada satélite dentro de su órbita y correcciones en el tiempo de los relojes atómicos debido a efectos relativistas, lo cual puede ser transmitido después a través del segmento espacial a los receptores.
- El **segmento de los usuarios**, el cual incluye el *hardware* necesario para los usuarios de

GPS (receptores y antenas) y el *software* de procesamiento de los datos de GPS para varias aplicaciones (ej: la topografía o la navegación), o estudios de tectónica como en este caso.

El posicionamiento de receptores del sistema GPS está basado en el principio de "trilateración", que es un método de determinación de la posición mediante la medida de distancias a puntos conocidos (figura 2.2). En el caso del GPS, los puntos conocidos corresponden a las posiciones de los satélites observados en un instante de tiempo dado, y los rangos de distancia corresponden a las distancias entre los satélites y receptores del sistema GPS. Los receptores GPS no pueden medir rangos directamente (es decir, no pueden medir la distancia Euclidiana entre la antena del receptor y el satélite), si no que miden "pseudo-rangos", que corresponden a las medidas de diferencias de tiempo entre el tiempo de transmisión de la señal de GPS, medido por el reloj del satélite que la transmite, y el tiempo de recepción de la señal observado por el reloj del receptor (típicamente en la superficie terrestre o en una órbita baja). Para el posicionamiento por trilateración se necesita como mínimo 4 pseudo-rangos, es decir que se necesitan 4 satélites visibles, ya que se requiere determinar 4 variables en el receptor, las 3 coordenadas de su posición y una corrección del tiempo del receptor, el que no necesariamente está sincronizado con el de los satélites.

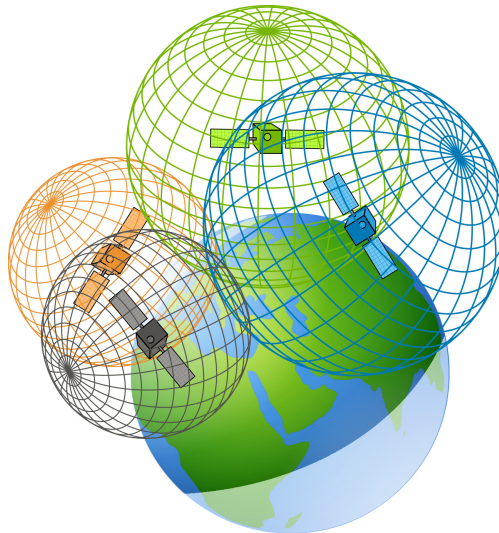


Figura 2.2: Esquema del principio de trilateración (fuente: <https://openclipart.org/download/191659/GPS-3D-trilateration.svg>)

2.2. Observaciones del GPS

2.2.1. Señal del GPS

Una de las características más importantes del sistema GPS es la medida precisa del tiempo; por esta razón, la señal del satélite GPS está dirigida por un reloj atómico a bordo, usualmente de Cesio. Cada satélite transmite una señal que tiene una frecuencia fundamental de 10.23 [MHz] de las que se derivan dos **señales portadoras**: el canal L_1 con una frecuencia de 1575.42 [MHz] y una longitud de onda de 19.0 [cm] y el canal L_2 con frecuencia de 1227.60 [MHz] y longitud de onda

de 24.4 [cm]. La principal razón de esta segunda señal es para poder cuantificar los efectos en el tiempo de viaje de la señal al propagarse ésta a través de la ionósfera.

Utilizando las señales portadoras L_1 y L_2 se envían por modulación dos tipos de códigos únicos y un mensaje, los que permiten la identificación de cada satélite GPS y las mediciones de pseudo-distancia por un receptor GPS:

- Códigos **PRN** (*pseudo random-noise*): Corresponden a una secuencia binaria de información que posee, en apariencia, características de ruido aleatorio, pero en realidad está bien definida y puede ser reproducida. Los dos códigos PRN que portan las señales del sistema GPS son:
 - Código **C/A** (*Coarse Acquisition*): modula utilizando un décimo de la frecuencia fundamental, es decir, 1.023 [MHz] que se repiten cada milisegundo con una longitud de onda resultante de ~ 300 [m]. Este código modula en ambas señales portadoras L_1 y L_2 , y está disponible para todo usuario. Permite una precisión de 100 [m].
 - Código **P** (*Precise*): modula usando la frecuencia fundamental y se repite cada 266.4 días, con una longitud de onda de ~ 30 [m]. Al igual que el código C/A, el código P modula en ambas señales portadoras L_1 y L_2 , pero se encuentra encriptado debido a que su acceso está restringido sólo para usos militares. Permite una precisión de alrededor de 10 [m].
- **Mensaje de navegación**: incluye los parámetros orbitales (llamados *efemérides*), que pueden ser leídos por los receptores de GPS y de este modo poder calcular la ubicación del satélite emisor en coordenadas (X,Y,Z) en el tiempo, según un sistema de referencia geocéntrico (ej: WGS84); también incluye información sobre el estado y tiempo del reloj del satélite, y parámetros que permite la corrección de los errores del reloj del satélite y de los cambios en el tiempo de viaje producidos por la propagación en la ionósfera y tropósfera.

Las señales codificadas se generan mediante la multiplicación de la señal sinusoidal portadora con una secuencia conocida (correspondiente al código PRN) compuesta por chips de valores +1 y -1, donde el cronometraje de esta señal es controlado por el reloj del satélite (figura 2.3).

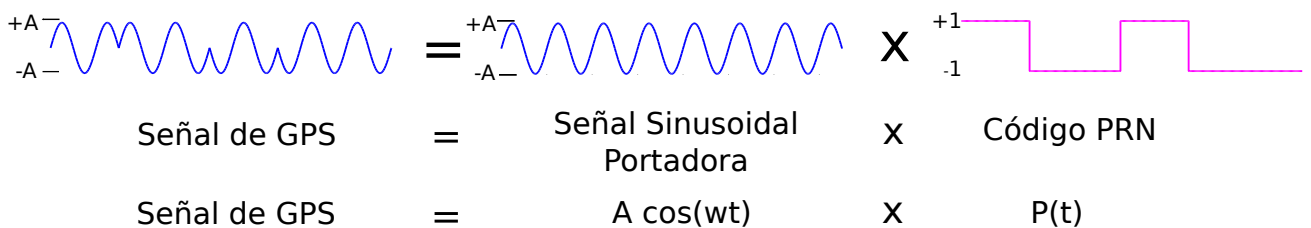


Figura 2.3: Representación de la señal de GPS, generada a partir de la señal portadora y el PRN.

La importancia de los códigos PRN radica en que, a pesar de parecer aleatorios, estos están bien definidos y son reproducidos por los receptores del GPS, lo que permite auto-correlacionarlos y así identificar a cada satélite, los que transmiten señales usando la misma frecuencia portadora pero en un código PRN diferente.

2.2.2. Observables del GPS: Modelos simples de Pseudo-rango y fase portadora

Antes de poder estimar la posición del receptor GPS, es necesario conocer la pseudo-distancia satélite-receptor que puede ser deducida de las mediciones de diferencia de tiempo o fase, comparando la señal recibida del satélite con una señal idéntica generada por el receptor, buscando este desfase de tiempo entre ambas señales mediante una correlación cruzada. Esta pseudo-distancia es conocida como **observable**. Hay dos tipos de modelos de observables en GPS utilizados para estimar la posición del receptor GPS: el modelo de pseudo-rango y el de fase portadora.

- **Pseudo-Rango:**

Cada satélite envía el tiempo de su reloj al receptor mediante una señal codificada. El receptor genera una réplica idéntica del código generado por el satélite, y luego realiza una correlación-cruzada con la señal recibida para calcular el desfase de tiempo de las señales ($T_{\text{receptor}} - T_{\text{satélite}}$) medidas según el reloj del receptor (figura 2.4).

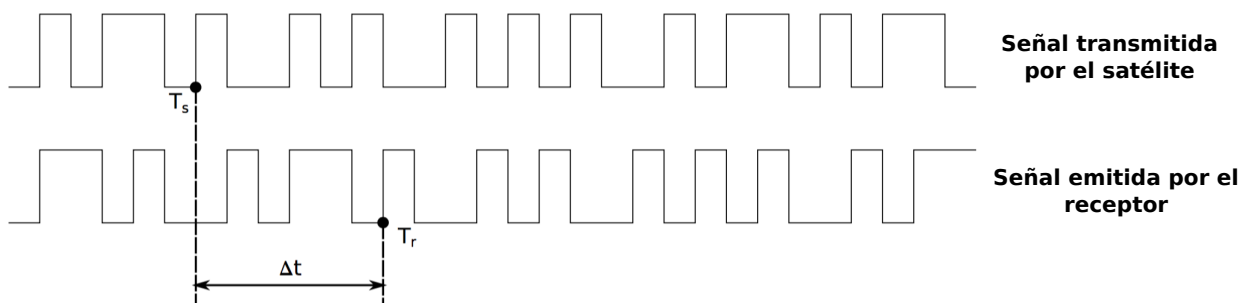


Figura 2.4: Representación del tiempo de desfase Δt entre la señal portadora y la señal generada por el receptor, el cual sirve para calcular el pseudo-rango. T_r corresponden al instante de tiempo en que el receptor emite una señal dada, y T_s corresponde al instante de tiempo en que llega esa misma señal transmitida por el satélite al receptor.

Con el desfase de tiempo, multiplicado por la velocidad de la luz (v_{luz}), se obtiene una medida de pseudo-rango como primera estimación de la distancia entre el satélite considerado y la antena del receptor (ecuación 2.1).

$$\text{pseudo-rango} = (T_{\text{receptor}} - T_{\text{satélite}}) \times v_{\text{luz}} \quad (2.1)$$

Cabe señalar que el pseudo-rango no es la distancia geométrica (Euclidiana) entre receptor y satélite, ya que el tiempo de viaje de la señal se ve afectado por la trayectoria de la señal a través de la atmósfera terrestre y por errores en los relojes, tanto del satélite como del receptor GPS. Dichos errores deben ser considerados en la solución final de la posición de la antena del GPS.

- **Fase portadora:**

Para aplicaciones geodésicas se requieren receptores de GPS más sofisticados, que midan no sólo el pseudo-rango observable, si no también la fase portadora observable. Esta fase portadora corresponde a la diferencia entre (1) la fase de la onda portadora entrante (sobre la cual son transmitidos los códigos) y (2) la fase de la señal interna generada por el receptor,

la cual está sincronizada con el reloj receptor. Esta diferencia de fase se produce debido al efecto Doppler causado por el movimiento relativo entre la fuente y el receptor, que produce un pequeño cambio en la frecuencia de la señal recibida. Para obtener la diferencia de fase, se calcula el producto entre ambas señales, obteniendo una señal compuesta por una de alta frecuencia y una de baja frecuencia. Si se filtran las componentes de alta frecuencia se obtiene la función de la fase portadora, la cual representa el desfase existente entre ambas señales en el tiempo (figura 2.5).

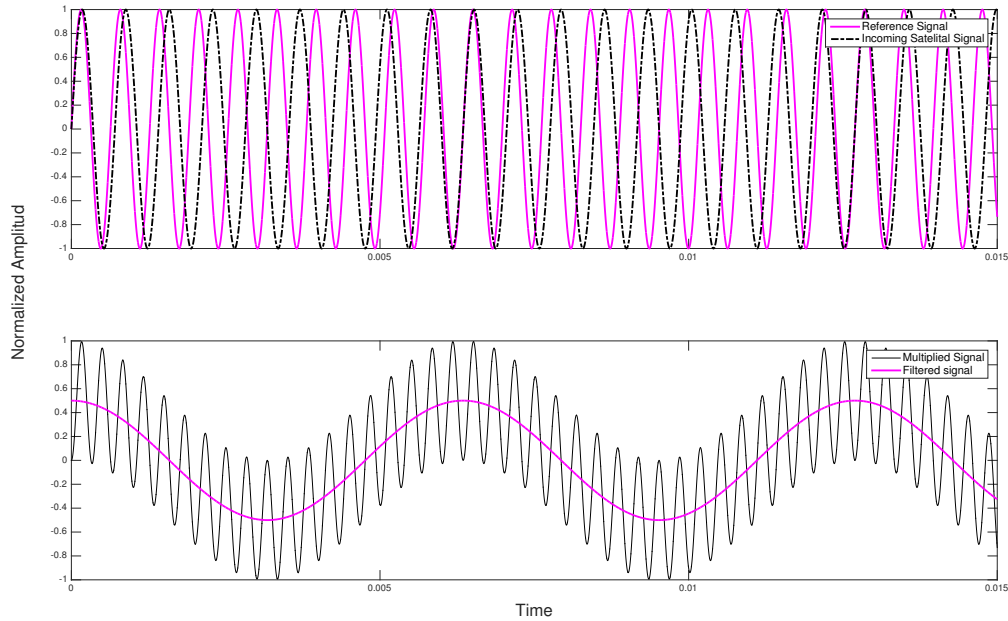


Figura 2.5: Generación de la función de fase portadora, mediante la multiplicación de la señal entrante proveniente del satélite GPS, y la señal de referencia generada por el receptor.

A partir de la primera observación, la distancia entre el satélite y el receptor se puede expresar en términos del número de longitudes de onda recorridos por la señal, que será igual al número entero de ciclos (N) entre el receptor al momento de hacer la primera observación, y el satélite al momento de transmitirla, más la fracción de ciclo conocida como fase. Cuando se multiplica por la longitud de onda de la señal portadora λ , el resultado es una pseudo-distancia relacionada directamente con la distancia parcial al satélite (ecuación 2.2). En esta ecuación, la observación corresponde a la diferencia de fase ($\phi_{\text{referencia}} - \phi_{\text{señal}}$) por lo que el número entero de ciclos N aparece como incógnita a resolver durante el posicionamiento.

$$\text{fase-portadora} = (\phi_{\text{referencia}} - \phi_{\text{señal}}) \times \lambda - N \times \lambda \quad (2.2)$$

El modelo de fase portadora produce posiciones que son 100 veces más precisas que el modelo de pseudo-rango descrito anteriormente. La desventaja de la fase portadora es que, además del sesgo en el error del receptor, existe una incógnita adicional correspondiente al número desconocido de oscilaciones de baja frecuencia completadas. Este número entero N de ciclos se denomina **ambigüedad de fase**, y es posible resolver esta incógnita mediante las llamadas

técnicas de *resolución de ambigüedad* (Bertiger *et al.* 2010). Estas técnicas son esenciales para lograr la más alta precisión posible en aplicaciones geodésicas.

2.3. Factores que influyen en la precisión del posicionamiento

La precisión con que un receptor puede determinar su posición está ligada a los fenómenos que afectan a los observables. Tanto las mediciones de pseudo-rango como de fase portadora, están sujetas a variados fenómenos que es necesario considerar para un posicionamiento preciso. Estos fenómenos pueden producir retrasos en la propagación de la señal, modificar la posición de la antena del receptor, o corresponden a errores instrumentales. A continuación se presentan los principales factores que pueden causar un cambio en el tiempo de viaje de la señal GPS, o modificar de manera real o aparente la posición de la antena del receptor de GPS.

- **Retraso Ionosférico (α_{iono}):**

La ionósfera es una región de la atmósfera terrestre constituida por partículas con carga eléctrica no nula (iones), ubicada a partir de los 70 [km] de altura sobre el nivel medio del mar. La velocidad con la que se propagan las ondas electromagnéticas dependerá del índice de refracción que posee este medio. El hecho que la velocidad de propagación de las señales transmitidas desde el satélite al receptor sea distinta a la velocidad de la luz (al no estar en un medio vacío), hace que exista un retardo en la señal creando una fuente de error en la medición. Este retardo en el tiempo de viaje de la señal se denomina retardo ionosférico, y produce un aumento aparente en la medición de la pseudo-distancia satélite-receptor.

Para corregir este fenómeno, los pseudo-rangos y las fases portadoras son medidas en dos diferentes frecuencias (L_1 y L_2), que se verán afectadas de forma distinta en el paso por la ionósfera, lo que permite estimar el retraso de las ondas en la ionosfera terrestre.

- **Retraso Troposférico (β_{tropo}):**

La tropósfera es la capa atmosférica más cercana a la superficie terrestre, en donde se encuentra casi todo el vapor de agua y partículas de polvo de la atmósfera. De la misma forma que con la ionósfera, en la tropósfera la señal se verá afectada debido a la presión y al vapor de agua presente, produciéndose un retraso en el tiempo de viaje de esta (ver figura 2.6).

Los *software* de posicionamiento de alta precisión tienen incluidos modelos troposféricos (tropósfera húmeda y tropósfera seca) que se consideran para encontrar la posición del receptor (Saastamoinen 1972).

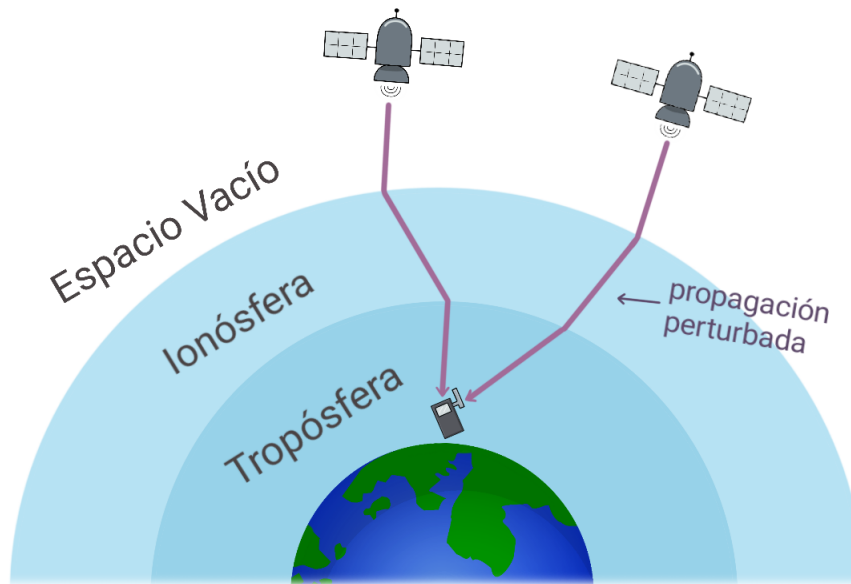


Figura 2.6: Esquematización de los efectos que producen las capas de la atmósfera en la señal enviada por los satélites GPS.

- **Efecto de multicamino (Multipath):**

La señal emitida por el satélite llega al receptor por múltiples caminos o trayectorias. Esto, debido a reflexiones producidas en la superficie de la Tierra dada su topografía, o en objetos ubicados en el entorno de la antena del receptor de GPS, tales como vehículos o edificios (figura 2.7). Todas estas reflexiones hacen que la señal transmitida llegue al receptor con distinto retardo y amplitudes dependiendo del objeto reflejado.

El error debido al efecto multicamino hace que las medidas de pseudo-rango se vean afectadas, produciendo errores en la señal del orden de 1 a 5 [m]. De la misma forma ocurre para la fase portadora, cuyos errores pueden alcanzar los 5 [cm].

Una de las técnicas que se utiliza para poder mitigar el efecto multicamino se basa normalmente en la elección, diseño y ubicación de la instalación de la antena. La gran mayoría de las veces las reflexiones llegan al receptor con un bajo ángulo de elevación. El diseño de las antenas considera estas señales y presenta una atenuación elevada para las señales con ángulos de incidencia bajos.

El efecto de multicamino es particularmente relevante para el posicionamiento cinemático, ya que, asumiendo que el entorno de la antena del receptor de GPS no cambia, produce un movimiento aparente de la antena del receptor que tiene una periodicidad de 1 día sideral (periodo de la configuración espacial de la constelación de satélites medido desde un punto fijo en la superficie de la Tierra, que es de 23 hrs. 56 min.). Este movimiento aparente y periódico, conocido como "señal sideral", se puede estimar usando observaciones de varios días siderales y, por ende, ser removida de las series de tiempo posicionales (Ragheb *et al.* 2007; Choi *et al.* 2004).

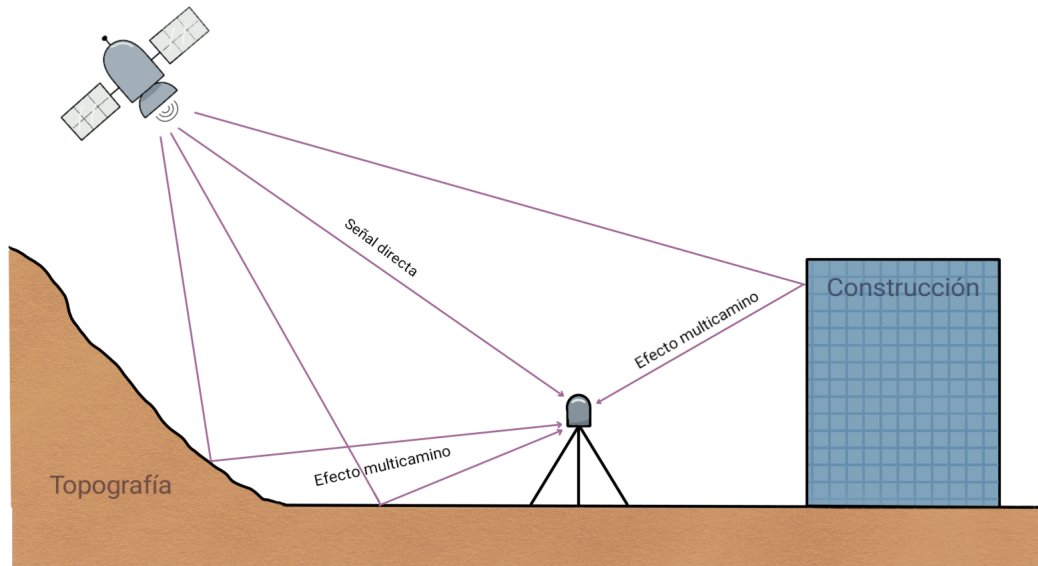


Figura 2.7: Esquematización del efecto multicamino en la señal enviada por los satélites GPS.

- **Errores en el Receptor:**

Los receptores poseen relojes que funcionan con osciladores de cuarzo, los cuales tienen una deriva de ~ 15 [s] por mes. De este modo, se produce una diferencia entre el reloj del satélite y el del receptor, la cual es compensada dentro del mismo modelo de pseudo-rango y fase portadora, incluyéndola como una nueva incógnita.

Además, el cálculo de los observables antes mencionados está sometido a un error que induce el receptor mismo, siendo el más importante el causado por el ruido térmico que afecta al *hardware*, generando un error cerca de 1 o 2 [m] para observaciones de pseudo-rango, y 1 o 2 [mm] para observaciones de la fase portadora. Esta fuente de error no es fácil de compensar, aunque los equipos modernos son capaces de reducir ese efecto a través de un mejor diseño de sus componentes.

- **Errores Satelitales:**

Todas las señales que entregan los satélites se encuentran sincronizadas con relojes atómicos muy estables. Sin embargo, debido a efectos relativistas causados por la velocidad a la cual orbitan los satélites (que es aproximadamente 4 [km/s] con respecto al centro de la Tierra), y por el campo gravitacional al que están sometidos, estos relojes poseen un pequeño retardo que los receptores intentarán compensar. Para esto, el segmento de control se encarga de calcular este retardo que es enviado al satélite, el cual se lo envía al receptor mediante el mensaje de navegación para que pueda utilizarlo durante el posicionamiento.

También hay que considerar que los modelos de órbita que predicen la posición del satélite contienen un leve margen de error, principalmente porque deben considerar fuerzas que afectan a esta posición que no son fáciles de determinar, tales como la presión de la radiación solar, o la emisión térmica del mismo satélite (Fliegel *et al.* 1992).

- **Mareas terrestres y Cargas Oceánicas:**

Dado que la Tierra posee una dinámica interna, es intuitivo suponer que las antenas de los receptores no se encontrarán fijas en un punto dentro del marco de referencia utilizado. Por este motivo, los *software* de posicionamiento más sofisticados utilizan modelos de esta dinámica terrestre, tales como modelos de mareas terrestres y de cargas oceánicas (movimientos de la corteza generados por el forzamiento que inducen las mareas oceánicas), para remover su efecto en la solución final de posición.

2.4. Posicionamiento de alta precisión

Para obtener posicionamiento geodésico de GPS, esto es, con una precisión del orden de unos pocos milímetros, se requiere una serie de técnicas y correcciones que permitan obtener el rango geométrico (es decir, la distancia geométrica Euclidiana entre satélite y receptor). Por ejemplo, para estimar la posición, se requiere precisar la posición del satélite y el sesgo en los relojes. Para un posicionamiento estándar de GPS, es decir, la solución de los modelos simples de pseudo-rango y fase portadora (sección 2.2.2), la información de estas efemérides es emitida por el mismo satélite dentro del mensaje de navegación, con la que se puede encontrar una posición de la antena del GPS con una desviación estándar de varios metros. Sin embargo, esto no es suficientemente preciso para aplicaciones geodésicas de alta precisión, y es necesario utilizar modelos de órbitas satelitales y deriva de relojes más exactos que pueden ser obtenidos posteriormente a la adquisición de los datos por el receptor de GPS.

EL IGS (*International GNSS Service*) es una institución internacional que provee información de alta precisión acerca de las órbitas de los satélites y sus relojes, además de proveer datos de estaciones de referencia ubicadas a lo largo del planeta. De este modo, el IGS permite a los usuarios posicionar sus receptores en cualquier parte del mundo con una exactitud de milímetros en un marco de referencia consistente. Uno de los contribuyentes al Centro de Análisis del IGS es el JPL (*Jet Propulsion Laboratory*), que corresponde a un centro de investigación y desarrollo administrado y operado por la NASA a través del *California Institute of Technology* (CALTECH). Las contribuciones que entrega el JPL contienen las estimaciones de las correcciones de los relojes y órbitas de los satélites. Estas correcciones se catalogan en "rápidas" (se obtienen al día siguiente de la adquisición de datos y tienen un error de 3.5 [cm]) y "finales" (se obtienen en menos de 14 días, y tienen un error de 2.5 [cm]). La información que entregan estas instituciones sólo resuelve uno de tantos problemas necesarios para lograr un posicionamiento de alta precisión.

En la sección 2.3 se han descrito los factores que afectan a los observables, de modo que es posible crear modelos de pseudo-rango y fase portadora más completos que consideren estos fenómenos, los cuales quedarían expresados de la siguiente manera

$$\text{pseudo-rango} = R + (t_r - t_s) \times v_{\text{luz}} + \alpha_{\text{iono}} + \beta_{\text{tropo}} + w_r + w_{\text{multi}} \quad (2.3)$$

$$\text{fase-portadora} = R - N \times \lambda + (t_r - t_s) \times v_{\text{luz}} - \alpha_{\text{iono}} + \beta_{\text{tropo}} + v_r + v_{\text{multi}} \quad (2.4)$$

donde R corresponde a la distancia buscada entre la posición del satélite al momento de la transmisión, y del receptor GPS al momento de la recepción, t_r y t_s son los errores de los relojes del

receptor y satélite, α_{iono} y β_{trpo} los efectos de la atmósfera, w_r , w_{multi} , v_r , y v_{multi} son el ruido del receptor y el efecto multicamino correspondientes para cada modelo, v_{luz} es la velocidad de la luz en el vacío, λ es la longitud de onda de la señal portadora y N es el número entero de ciclos entre el receptor al momento de hacer la primera observación, y el satélite al momento de transmitirla. Obsérvese que el efecto de la ionósfera α_{iono} va acompañado de signos opuestos en cada modelo. Esto debido a que, en el caso de la medida de fase, el efecto de la ionósfera es un avance de la fase en la señal portadora, y en el pseudo-rango es un aumento de éste.

Podemos notar que los modelos observables de las ecuaciones 2.3 y 2.4 son muy similares y relacionan la diferencia teórica entre la señal leída por el receptor y la señal emitida por el satélite, incluyendo el error en los relojes. Esta similitud en los modelos ha permitido el desarrollo de algoritmos de procesamiento automáticos que permiten chequear la integridad de los datos, como por ejemplo, la detección de puntos anómalos o saltos en la ambigüedad. Es decir, el pseudo-rango puede ser utilizado junto con la fase portadora para corregir el valor de la ambigüedad.

Para el posicionamiento geodésico, dado que los observables son medidos en dos diferentes frecuencias (L_1 y L_2), y por tanto hay en total cuatro observaciones que son fundamentales para el posicionamiento de alta precisión (dos pseudo-rangos, y dos fases portadoras por cada satélite), resulta posible desarrollar más algoritmos que aseguren la integridad de los datos permitiendo, por ejemplo, el monitoreo de la ionosfera por sí mismo. Sin embargo, la geodesia de GPS de alta precisión requiere un mínimo de 5 satélites en línea de visión, debido a que esto es esencial para la estimación de los parámetros de modelos de refracción troposférica.

En resumen, el GPS geodésico (es decir, de alta precisión) requiere:

- Receptores de GPS capaces de adquirir la frecuencia dual de la fase portadora.
- Información de las órbitas de los satélites y de sus relojes, la cual es proporcionada por el IGS o JPL.
- La observación simultánea de, al menos, 5 satélites.
- *Software* de procesamiento especializados que incorporen modelos para los observables de alta exactitud, algoritmos de fase portadora, y estimación simultánea de parámetros, tales como, geometría satélite-estación, retrasos de la señal en la atmósfera terrestre, mareas terrestres, rotación de la Tierra, efectos de antena, y efectos relativistas.

2.4.1. Esquemas de procesamiento

La precisión que se obtiene en la estimación de la posición del receptor puede ser mejorada cuando se utilizan técnicas diferenciales, debido a que muchas fuentes de error pueden ser eliminadas. Para estas técnicas, es necesario contar con las mediciones de más de un receptor en el mismo instante de tiempo, y así varios de los errores comunes dentro de los receptores pueden ser cancelados. Las posiciones obtenidas por esos métodos entregan una posición relativa a los receptores, y no una posición absoluta. La tabla 2.1 muestra una comparación entre los dos esquemas más comúnmente utilizados: la diferencia simple, y la doble diferencia.

La diferencia simple consiste en comparar la observación de la señal enviada por un satélite en un instante de tiempo dado, medida por dos receptores ubicados en puntos distintos. El principal objetivo de la diferencia simple es eliminar la deriva del reloj satelital, ya que este parámetro tiene el mismo valor para los modelos observables de ambos receptores, por lo que se eliminará al calcular la diferencia entre ellos. Al realizar diferencia simple, también se reducen los términos atmosféricos (ionosféricos y troposféricos), y pueden incluso llegar a ser omitidos para receptores a menos de 30 [km] de distancia, dependiendo de las condiciones atmosféricas.

La doble diferencia consiste en comparar las diferencias simples entre dos receptores, calculadas en función de señales emitidas al mismo tiempo por dos satélites ubicados en distintos puntos del cielo. Al considerar la medición de la señal de dos satélites sobre un mismo receptor, a primer orden se puede eliminar la deriva del reloj del receptor. No obstante, cualquier efecto sistemático debido a errores atmosféricos no modelados, generalmente se incrementa ligeramente en aproximadamente un 40 % debido a la doble diferencia, en comparación con la diferencia simple. Del mismo modo, se incrementan los errores aleatorios debidos a ruido de medición y multicamino.

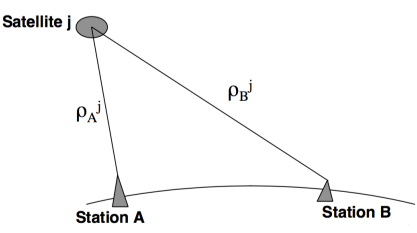
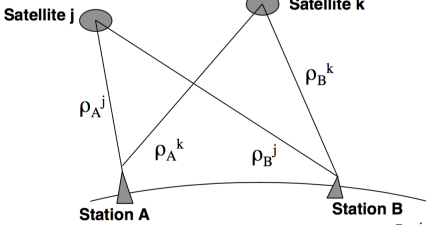
Diferencia Simple	Doble Diferencia
 <p data-bbox="240 1045 748 1142"> Elimina error del reloj del satélite Reduce efectos troposféricos e ionosféricos Entrega distancia relativa entre dos sitios </p>	 <p data-bbox="781 1045 1523 1142"> Elimina error del reloj del satélite y del receptor de GPS Aumentan errores debido a multicamino o ruido de la medición. Entrega distancia relativa entre dos sitios </p>

Tabla 2.1: Esquemas de procesamiento, que muestran dos de las técnicas diferenciales más utilizadas para el posicionamiento.

2.4.2. Software de procesamiento de datos de GPS de alta precisión

Existen *softwares* de procesamiento de GPS que han sido desarrollados por diversas entidades. No obstante, el esquema modular de funcionamiento de estos programas puede ser generalizado como se describe en la Figura 2.8. Básicamente, los datos de las mediciones tomadas por los receptores GPS son entregados por instituciones que prestan servicios geodésicos (ej: IGS, UNAVCO). Estas instituciones, a su vez, entregan información relevante para realizar posicionamiento de alta precisión, tales como información de las órbitas y relojes satelitales, efemérides planetarias o calibraciones de instrumentos. Esta información se utiliza para determinar un modelo observacional, que es no lineal. Para realizar el ajuste de datos al modelo observacional, primero se obtiene un modelo de parámetros a priori, y luego se realiza una iteración en donde se va reajustando este modelo a priori en función de los residuales obtenidos, con el fin de minimizarlos, hasta converger a una solución final. Como resumen, en estos modelos de procesamiento, la entrada corresponde a los datos en bruto provenientes de los receptores de GPS, y la iteración del procesamiento se detiene con la obtención del conjunto de coordenadas de las estaciones.

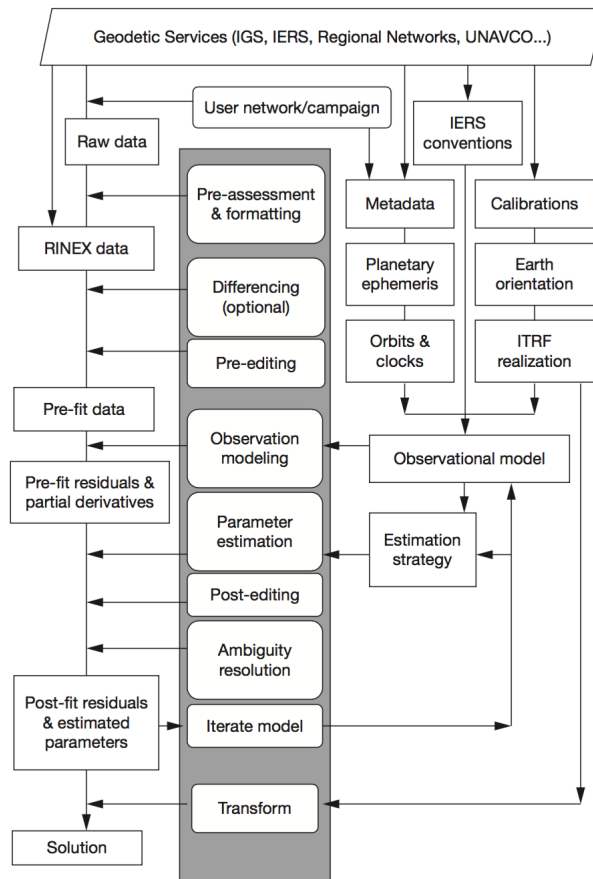


Figura 2.8: Esquema modular general de funcionamiento de los *software* de posicionamiento. Básicamente, los datos de las mediciones tomadas por los receptores GPS son entregados por instituciones que prestan servicios geodésicos (ej: IGS, UNAVCO). Estas instituciones, a su vez, entregan información relevante para realizar posicionamiento de alta precisión, tales como información de las órbitas y relojes satelitales, efemérides planetarias o calibraciones de instrumentos. Esta información se utiliza para determinar un modelo observacional, que es no lineal. Para realizar el ajuste de datos al modelo observacional, primero se obtiene un modelo de parámetros a priori, y luego se realiza una iteración en donde se va reajustando este modelo a priori en función de los residuales obtenidos, con el fin de minimizarlos, hasta converger a una solución final. Figura obtenida de Blewitt (2015).

Muchos de los *software* que han sido desarrollados desde los años 80's son capaces de entregar estimaciones geodésicas de alta precisión sobre líneas base de gran longitud. Hoy en día el procesamiento de datos GPS por estos *softwares* es, en un alto grado, automático o al menos es común que tengan una "caja negra". Esta "caja negra" puede ser manipulada con propósitos de investigación dentro de la metodología del GPS, pero una gran ventaja de la automatización es la reproducibilidad y consistencia de los resultados producidos por estos.

Algunos de estos *softwares* son el resultado de estudios geodésicos y de un desarrollo de largo plazo, principalmente por laboratorios de investigación universitarios o gubernamentales. Las características típicas de estos programas incluyen:

- integración de órbitas de los satélites con modelos de fuerza apropiados.
- modelos de observación precisos (tales como, modelo de Tierra y retardo medio), con rigurosos tratamientos de los sistemas de referencia terrestres y celestiales.

- edición confiable de datos (saltos de fase y datos anómalos).
- estimación de todas las coordenadas, órbitas, retraso ionosférico y troposférico, retardo del reloj receptor, movimiento de la Tierra.
- algoritmos de resolución de la ambigüedad de fase aplicables a líneas base de gran longitud.
- estimación de transformaciones de marcos de referencia y de modelamiento cinemático de las estaciones.

La precisión de los resultados geodésicos para el posicionamiento diario, es decir el procesamiento que utiliza 24 horas de datos, puede resumirse en la tabla 2.2:

Parámetros geodésicos	Precisión
Posicionamiento relativo	pocas partes por billón (del largo de la línea base considerada)
Posicionamiento geocéntrico (global)	< 6 [mm] en el ITRF ¹
Retardo troposférico	< 5 [mm]
Determinación de las órbitas del GPS	< 5 [cm]
Posición del polo terrestre	< 2 [mm]
Sincronización de relojes (estimación del sesgo relativo)	< 0,1 [ns]
Mapas Ionosféricos	< 10 unidades de TEC ²

Tabla 2.2: Parámetros geodésicos que se pueden calcular con softwares de alta precisión dentro de un posicionamiento diario, y la precisión de estos.

Existen tres *software* de alta precisión que se utilizan ampliamente por investigadores en todo el mundo, y son comúnmente referenciados en la literatura científica:

- Bernese, por el Instituto Astronómico, Universidad de Bern, Suiza.
- GAMIT-GLOBK, por el Instituto Tecnológico de Massachusetts (MIT), en Estados Unidos.
- GIPSY-OASIS II, por el JPL (*Jet Propulsion Laboratory*), Instituto Tecnológico de California (CALTECH), Estados Unidos.

Existe una variedad de otros programas de posicionamiento, típicamente comerciales y desarrollados por los fabricantes de receptores. Se debe notar que, a diferencia de los programas comerciales, el uso de los *software* previamente mencionados pueden requerir una considerable inversión de tiempo para comprender su uso y la mejor manera de utilizarlos bajo diversas circunstancias, pero tienen la ventaja de ser manipulables, de código abierto (*open source*) y desarrollados específicamente para (o contemplando la posibilidad de) abordar problemas de interés en geofísica.

¹International Terrestrial Reference System

²Contenido Total de Electrones

2.5. El archivo RINEX

Cada receptor de GPS entrega los datos observados en un formato binario, el cual es especificado por el fabricante. De este modo, la variedad de archivos de datos generados es grande y diversa. Para facilitar el intercambio y uso de datos de diferentes receptores, se definió el formato de archivo RINEX (*Receiver Independent Exchange*) y para manipular este tipo de archivos se utiliza la herramienta proveída por UNAVCO, Teqc (ver sección 2.6).

A continuación, se describirán los aspectos principales de este tipo de formato, según Gurtner & Estey (2007).

La primera propuesta para el formato de archivos RINEX fue desarrollada por el Instituto Astronómico de la Universidad de Berne, con el fin de facilitar el intercambio de los datos de GPS que fueron recolectados por la primera gran campaña europea de GPS (EUREF 89), la cual involucró más de 60 receptores de GPS construidos por 4 fabricantes distintos.

La mayoría de los software de procesamiento de GPS utilizan un conjunto de observables bien definido, los cuales están dentro de la información de los archivos RINEX:

- La medida de la **fase portadora**.
- La medida del **pseudo-rango** (equivalente a la diferencia del tiempo de recepción de la señal).
- El **tiempo** de observación (según el reloj del receptor).
- Metadatos de la estación, como por ejemplo su nombre, o la altura, tipo y posición a priori de la antena.

Los archivos RINEX, en su versión 2.11 que es la utilizada en este trabajo, consisten en tres tipos de archivos ASCII distintos:

- Archivos de observación.
- Archivos de navegación (pueden contener la información de más de un sistema satelital, tal como GPS, GLONASS, Galileo o SBAS).
- Archivos de datos meteorológicos.

Cada archivo de observación y de datos meteorológicos básicamente contiene los datos de una sesión (normalmente de 24 horas) y de una estación. Los archivos de navegación pueden contener la información de varios receptores.

Este formato ha sido optimizado para el mínimo requerimiento de espacio en disco, independiente del número de los diferentes tipos de información de un receptor específico o sistema de satélites, indicando en el encabezado los tipos de observaciones de cada receptor y los sistemas de satélite que se han observado.

Cada uno de estos archivos consta con un encabezado, y una sección de datos. El encabezado cuenta con la información global de cada archivo, tal como, el programa en que fue compilado, la posición a priori de la antena, el intervalo de observación, el tipo de observables, los tiempos de observación y el número de observaciones por satélite, entre otros. La sección de datos contiene información sobre el periodo de observación, el número de satélites observados, el PRN (*pseudo range noise number*) para cada satélite, y los observables de las fases y los pseudo-rangos para las frecuencias L_1 y L_2 . En la figura 2.9 se ilustra un ejemplo de un encabezado de archivo RINEX de observación del día juliano 91 del año 2014 para la estación de Pisagua (PSGA).

```

1.0          COMPACT RINEX FORMAT          CRINEX VERS / TYPE
RNX2CRX ver.4.0.3          02-Apr-14 09:09          CRINEX PROG / DATE
2.11          OBSERVATION DATA          M (MIXED)          RINEX VERSION / TYPE
teqc 2007Jun25          A. Delorme          20140402 09:09:07UTC          PGM / RUN BY / DATE
Linux 2.4.20-8|Pentium IV|gcc -static|Linux|486/DX+          COMMENT
BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION          COMMENT
PSGA          MARKER NAME
PSGA          MARKER NUMBER
A. Socquet          IGP/DGF          OBSERVER / AGENCY
T224400          TPS GB-1000          3.0 Jun,16,2006          REC # / TYPE / VERS
310-0461          TPSG_A1+GP          ANT # / TYPE
2044051.1207 -5653723.4717 -2126094.0155          APPROX POSITION XYZ
0.0000          0.0000          0.0000          ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1          WAVELENGTH FACT L1/2
7 L1 L2 C1 P1 P2 S1 S2          # / TYPES OF OBSERV
30.0000          INTERVAL
Forced Modulo Decimation to 30 seconds          COMMENT
SNR is mapped to RINEX snr flag value [0-9]          COMMENT
L1 & L2: min(max(int(snr_dBHz/6), 0), 9)          COMMENT
pseudorange smoothing corrections not applied          COMMENT
rx board ID = T224400          COMMENT
2014 4 1 0 0 0.0000000 GPS          TIME OF FIRST OBS
14          LEAP SECONDS
END OF HEADER
&14 4 1 0 0 0.0000000 0 12G 1R 4G20G11R17G23G19G17G32R 3G31G13

```

Figura 2.9: Ejemplo del encabezado de un archivo de observación RINEX, correspondiente al archivo "psga0910.14d".

Además, existe una convención para nombrar los archivos RINEX, lo que permite conocer la estación, día y año de cada archivo. Esta convención es la siguiente **XXXXDDDZ.YYa**, donde **XXXX** denota el nombre de la estación definido por 4 caracteres, **DDD** corresponde al día juliano de la observación guardada, **Z** representa el número de sesión, el cual normalmente es 0 para archivos con un día completo de observaciones, **YY** corresponde a los dos últimos dígitos del año de observación, y **a** es el tipo de archivo, siendo "o" los archivos de observación, "n" los archivos de navegación y "m" para los archivos con datos meteorológicos.

Cabe destacar que ya existe la versión RINEX 3, y que tiene cambios importantes, pero aún no se masifica su uso, por lo que no se menciona más detalle de esa versión.

2.6. Herramienta Teqc

A continuación se describen los principales aspectos de la herramienta computacional Teqc usualmente utilizada para la manipulación de archivos RINEX, según el manual de Estey & Weir (2014).

Teqc es un conjunto de herramientas completo provisto por UNAVCO, utilizado para resolver muchos problemas en el pre-procesamiento de datos del GNSS. Cumple tres funciones por las cuales se debe su nombre: transforma los archivos nativos de los receptores del GNSS a otros formatos (*traslation*), permite editar, extraer o corregir el metadata de archivos RINEX (*editing*), y realiza control de calidad de los datos de los sistemas GPS o GLONASS (*quality checking*).

Teqc usa una interfaz de línea de comando, acelerando la ejecución del procesamiento y permitiendo la automatización de su uso. El formato de datos más comúnmente utilizado con Teqc es RINEX. Teqc actualmente maneja las versiones de RINEX hasta la versión 2.11. No obstante, las capacidades de Teqc se extienden más allá del uso de archivos RINEX.

Algunos de los usos específicos de esta herramienta son:

- Convertir ciertos formatos nativos binarios (por ejemplo Trimble *.dat) a archivos RINEX observables o de navegación.
- Verificar que uno o varios archivos RINEX cumplan con las especificaciones de la versión RINEX 2. Por ejemplo, identifica los campos no opcionales del encabezado que faltan.
- Modificar y guardar el encabezado de cualquier archivo RINEX existente.
- Comprobar la calidad de uno o varios archivos RINEX, pero sin un archivo RINEX de navegación o efemérides binarias (esto es un chequeo de calidad bajo, Teqc no tiene información de la posición del satélite).
- Comprobar la calidad de uno o varios archivos RINEX, utilizando datos de efemérides en uno o varios archivos RINEX de navegación válidos (esto es un alto chequeo de calidad, Teqc tiene acceso a la información de la posición del satélite).
- Obtener ventanas de tiempo de uno o más archivos RINEX, cortándolos en una ventana de tiempo especificada, o uniendo dos o más archivos RINEX.
- Crear un nuevo archivo RINEX con un intervalo de muestreo mayor, por ejemplo decimar un RINEX con datos de una tasa de muestreo de 1[s] a 30[s].

Capítulo 3

Procesamiento de datos GPS en la zona de estudio

Durante las últimas dos décadas ha sido posible registrar el movimiento de la zona de estudio, correspondiente a las brechas sísmicas definidas por los eventos de 1868 y 1877. Se han instalado y robustecido redes de receptores de GPS de registro continuo y temporales, lo que ha permitido llevar un monitoreo robusto de las deformaciones de la corteza terrestre. Las observaciones obtenidas de esta red de instrumentos conforman un vasto conjunto de datos geodésicos que han medido desplazamientos corticales, en particular los movimientos que se producen antes, durante y después de la ocurrencia del terremoto de Pisagua del 2014.

Para estudiar la zona de ruptura del terremoto de Pisagua 2014, se identificarán y separarán las señales de desplazamiento cortical que son características de las distintas etapas del ciclo sísmico. Estas señales conforman las series de tiempo posicionales obtenidas a partir de las mediciones tomadas por estaciones de GPS, ubicadas a lo largo del norte grande de Chile y sur del Perú. Dado que la información captada por los receptores GPS se encuentra en archivos de formato RINEX (ver sección 2.5), como primer paso para realizar este estudio es necesario hacer un procesamiento de estos datos, con el fin de convertirlos a series de tiempo posicionales para cada estación GPS, las cuales podrán ser modeladas posteriormente.

En este capítulo se describe de manera concisa cómo se realiza el procesamiento de los datos de GPS.

3.1. Confección de base de datos GPS

En este estudio se utilizan datos que han sido adquiridos por las estaciones de GPS ubicadas en el norte grande de Chile y sur del Perú, otorgados por las instituciones IPOC-GFZ, CALTECH, IPGP, IGP, IRD, CSN y DGF, a partir del año 2000. Como este estudio abarca la zona norte de Chile, específicamente el área de la brecha sísmica definida por el terremoto de 1877, se considerarán los datos tomados por las estaciones localizadas entre las latitudes de 17°S y 24°S (ver figura 3.1).

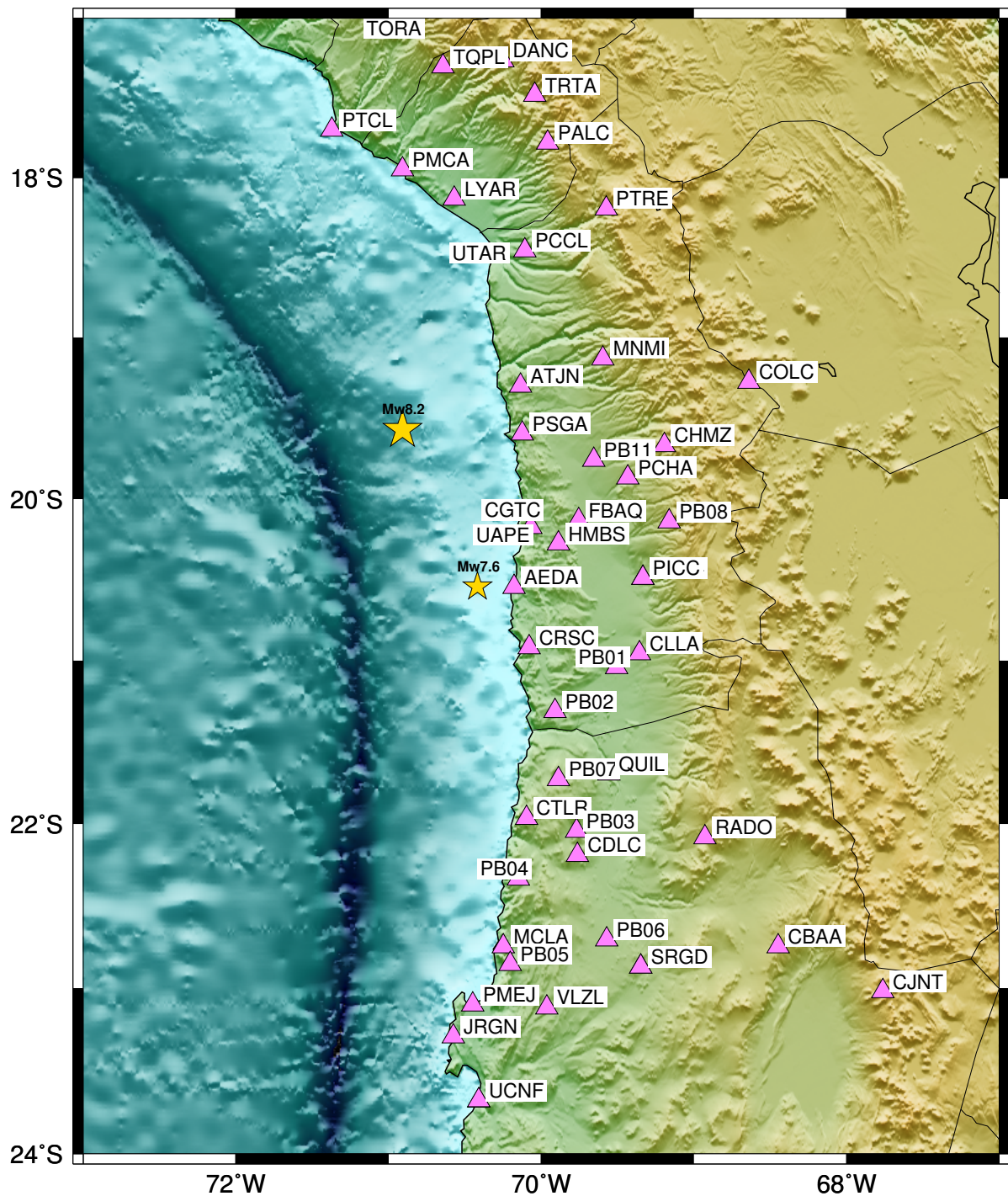


Figura 3.1: Red de estaciones GPS continuas utilizadas para este estudio (**triángulos**). La estrellas amarillas muestran los epicentros del terremoto de Pisagua 2014 (M_w 8.2) y su réplica mayor (M_w 7.6).

Los datos utilizados son archivos RINEX de observación diarios de cada estación (ver 2.5). Estos archivos se encuentran ordenados de diversas formas según la institución que los proporcionó, por lo que es necesario producir una base de datos unificada que permita el fácil procesamiento de los datos GPS. Se crea entonces un programa en Python (ver anexo A) que toma las distintas carpetas de la estructura de archivos con los datos correspondientes a cada institución, y los va colocando y ordenando en una nueva carpeta que sigue la estructura estándar de UNAVCO, en donde los archi-

vos quedan ordenados por año (YYYY) y por día juliano (DDD) según *YYYY/DDD/archivo_rinex*. Además, estos archivos se guardan comprimidos en formato ".gz", para optimizar el espacio en disco del computador.

3.2. Estrategias de posicionamiento Estático y Cinemático

Existen dos formas de realizar posicionamiento según la tasa de muestreo obtenida para las series de tiempo posicional. El posicionamiento estático, o diario, calcula la posición usando 24 horas de observación de una estación GPS. El posicionamiento cinemático o sub-diario, calcula múltiples posiciones dentro de un día a distintas tasas de muestreo, desde fracciones de segundo hasta varias horas.

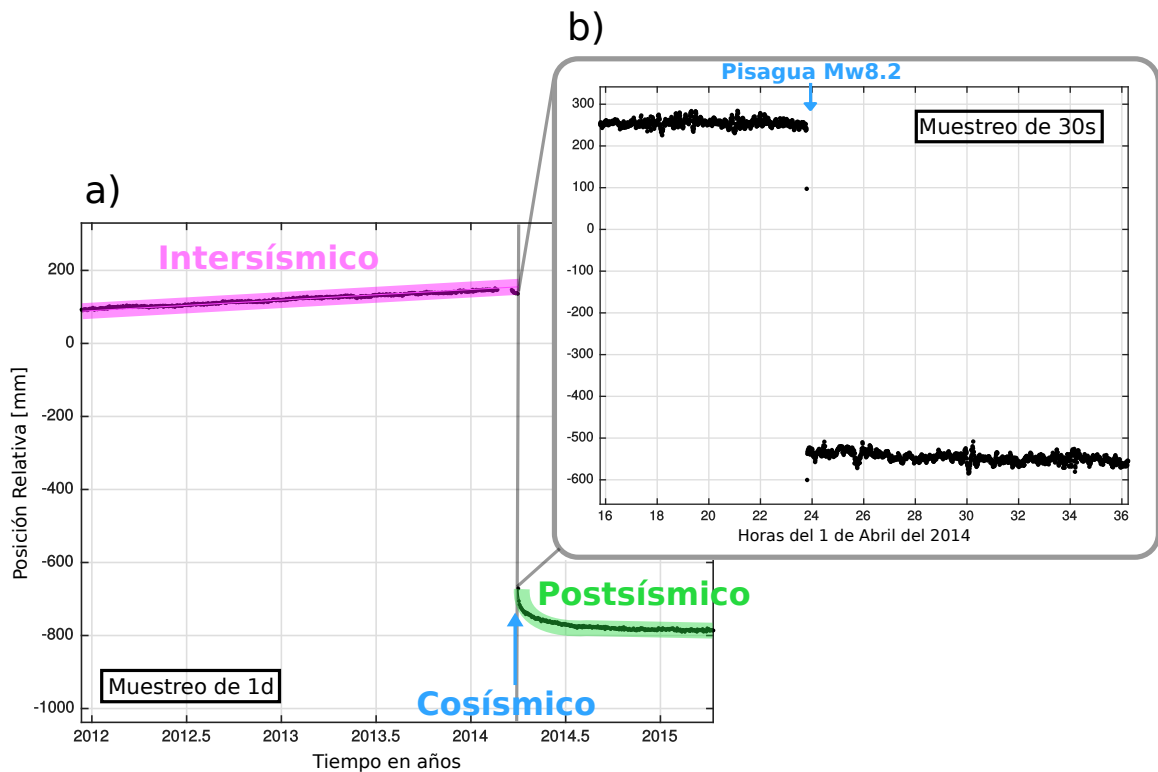


Figura 3.2: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación de Pisagua (PSGA), en donde identifican las respectivas etapas del ciclo sísmico. Se muestran las series obtenidas mediante el posicionamiento a) estático, con una muestra por día, y b) cinemático con un muestreo de 30 segundos.

Las series posicionales estáticas generalmente son utilizadas para observar fenómenos de periodos largos, como por ejemplo los procesos tectónicos lentos. En cambio, las series cinemáticas permiten visualizar aquellos fenómenos rápidos, tales como terremotos. La figura 3.2 muestra un ejemplo de las series de tiempo, estática y cinemática, procesadas para la estación de Pisagua (PSGA) durante el año 2014. En ella se pueden visualizar fácilmente la etapa co-sísmica del ciclo sísmico, caracterizada como una discontinuidad (del tipo escalón) en la señal a una tasa de muestreo de 30 [s]. También, es posible visualizar las fases inter-sísmica y post-sísmica, que corresponden a procesos lentos. De este modo, como se desea estudiar estas tres etapas del ciclo sísmico para la

región donde ocurrió el terremoto de Pisagua 2014, será necesario realizar ambos procesamientos, es decir estático y cinemático, ya que los procesos a estudiar se caracterizan por tener tiempos de ocurrencia a distintas escalas.

Utilizando los archivos RINEX disponibles (ver 3.1), se realiza el procesamiento de datos mediante el software GIPSY-OASIS (*GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software*), el cual, como se mencionó con anterioridad en la sección 2.4.2, permite obtener las posiciones estáticas y cinemáticas de cada estación, considerando efectos globales y locales tales como los efectos de la carga oceánica en la corteza (que en este trabajo son proporcionados por M.S. Bos y H.-G. Scherneck <http://holt.oso.chalmers.se/loading/>), mareas terrestres y efectos atmosféricos (ionosféricos y troposféricos).

Se utiliza el procedimiento *Precise Point Positioning* (PPP), que permite estimar la posición de una estación del GPS de manera independiente de las otras estaciones de la red, mediante la obtención previa de la información precisa de las órbitas y los relojes, otorgada por el JPL. Para realizar el posicionamiento de un archivo RINEX se utiliza el comando de GIPSY "*gd2p.pl*". A este comando se le debe proporcionar una serie de parámetros que dan cuenta del momento y lugar de la medición (como el nombre de la estación, fecha de medición y posición a priori), y también se le deben indicar parámetros adicionales que se deseen incluir y estimar en el modelo. Las tablas 3.1 y 3.2 muestran el resumen de los parámetros utilizados para los posicionamientos estático y cinemático respectivamente, junto con su nomenclatura asignada dentro del comando *gd2p.pl*.

Nomenclatura	Breve descripción del parámetro	Valor asignado
-i	Archivo RINEX a procesar	-
-n	Nombre de la estación utilizada	-
-r	Tasa de muestreo	300 [s]
-type	Tipo de posicionamiento (estático o cinemático)	s
-d	Fecha del día de medición en yyyy-mm-dd	-
-add_ocnld	Agrega los coeficientes de carga oceánica	-
-OcnldCpn	Mareas adicionales al modelo por carga de marea oceánica	-
-tides	Añade modelos de mareas terrestres	-
-trop_z_rw	Caminata aleatoria para el parámetro troposférico	$5 \times 10^{-8} \sim 3$ [mm/hr]
-wetzgrad	Caminata aleatoria húmeda para el gradiente troposférico	5×10^{-9}
-w_elmin	Punto de corte de elevación mínimo	7°
-post_wind	Aplazamiento final de las ventanas de <i>rango</i> y <i>fase</i>	$5 \times 10^{-3}, 5 \times 10^{-5}$ [km]
-AntCal	Datos de calibración para cada tipo de antena	-
-orb_clk	Define parámetros de órbitas y relojes de los satélites	-
-arp	Establece un punto de referencia para la antena	-
-amb_res	Número de iteraciones para la resolución de la ambigüedad	3
-ion_2nd	Cambia a una corrección ionosférica de segundo orden	-
-p	Posición xyz de referencia de la antena	-
-tmpdir	Crea una carpeta de trabajo temporal	-
-stacov	Genera un archivo <i>stacov_final</i> en la referencia de las órbitas	-

Tabla 3.1: Parámetros usados en el comando de posicionamiento *gd2p.pl*, para el posicionamiento estático. Para una descripción más detallada de cada parámetro, GIPSY-OASIS cuenta con un manual de usuario propio del programa.

Nomenclatura	Breve descripción del parámetro	Valor asignado
-i	Archivo RINEX a procesar	-
-n	Nombre de la estación utilizada	-
-r	Tasa de muestreo	30 [s]
-type	Tipo de posicionamiento (estático o cinemático)	k
-d	Fecha del día de medición en yyyy-mm-dd	-
-add_ocnld	Agrega los coeficientes de carga oceánica	-
-OcnldCpn	Mareas adicionales al modelo por carga de marea oceánica	-
-tides	Añade modelos de mareas terrestres	-
-trop_z_rw	Caminata aleatoria para el parámetro troposférico	5×10^{-8}
-wetzgrad	Caminata aleatoria húmeda para el gradiente troposférico	5×10^{-9}
-w_elmin	Punto de corte de elevación mínimo	15°; 30°
-e	Entrega distintas banderas al editor (ninja)	"-a 20 -PC -LC -F"
-pb_min_slip	Deslizamiento mínimo para insertar un quiebre de fase	500×10^{-5} [km]
-post_wind	Aplazamiento final de las ventanas de <i>rango</i> y <i>fase</i>	5×10^{-3} , 5×10^{-5} [km]
-AntCal	Datos de calibración para cada tipo de antena	-
-orb_clk	Define parámetros de órbitas y relojes de los satélites	-
-amb_res	Número de iteraciones para la resolución de la ambigüedad	3
-trop_map	Modelo troposférico	GMF
-edtpnt_max	Número de ciclos <i>edtpnt2</i> para completar antes de salir	20
-dwght	Desviación estándar de la fase y el rango	10^{-5} y 10^{-3} [km]
-ion_2nd	Cambia a una corrección ionosférica de segundo orden	-
-p	Posición xyz de referencia de la antena	-
-tmpdir	Crea una carpeta de trabajo temporal	-
-tdp_in	Genera un archivo de tipo <i>tdp</i>	-

Tabla 3.2: Parámetros usados en el comando de posicionamiento *gd2p.pl*, para el posicionamiento cinemático. Con el fin de disminuir el fuerte error producido principalmente en la componente vertical, debido al multicamino, se utiliza ángulos de elevación mínimos de los satélites de 15° y 30° para el día del terremoto de Pisagua 2014, y para el día de su réplica principal respectivamente. Para una descripción más detallada de cada parámetro, GIPSY-OASIS cuenta con un manual de usuario propio del programa.

Como el comando *gd2p.pl* sólo realiza el posicionamiento para un archivo RINEX, es decir, para un sólo día de medición tomado por una estación, fue necesario automatizar el procedimiento para poder obtener las posiciones de todas las estaciones en una ventana de tiempo determinada. Para ello, se desarrolla una serie de programas (escritos en su mayoría en *c-shell*), los cuales se describen en el anexo A, que permiten obtener las series posicionales de cada estación. Estas series quedan guardadas en archivos de columnas que contienen el tiempo, las posiciones Este, Norte y Vertical, y sus respectivas desviaciones estándar.

3.3. Series de tiempo posicionales

En las figuras 3.3-3.12 se muestran las series de tiempo obtenidas para algunas estaciones, en donde se realizó el posicionamiento estático de todos los datos que se poseen desde el año 2000, hasta julio del 2016, y se realizó el posicionamiento cinemático para el día del terremoto (1 de abril 2014) y su réplica mayor (3 de abril 2014). Las estaciones se ordenan de norte a sur (ver figura 3.1), y es posible notar cómo los desplazamientos co-sísmicos provocados por los terremotos de Pisagua 2014 (M_w 8.2) y Tocopilla 2007 (M_w 7.7) afectan de manera considerable a aquellas estaciones más cercanas a sus zonas de ruptura (ver figura 1.2).

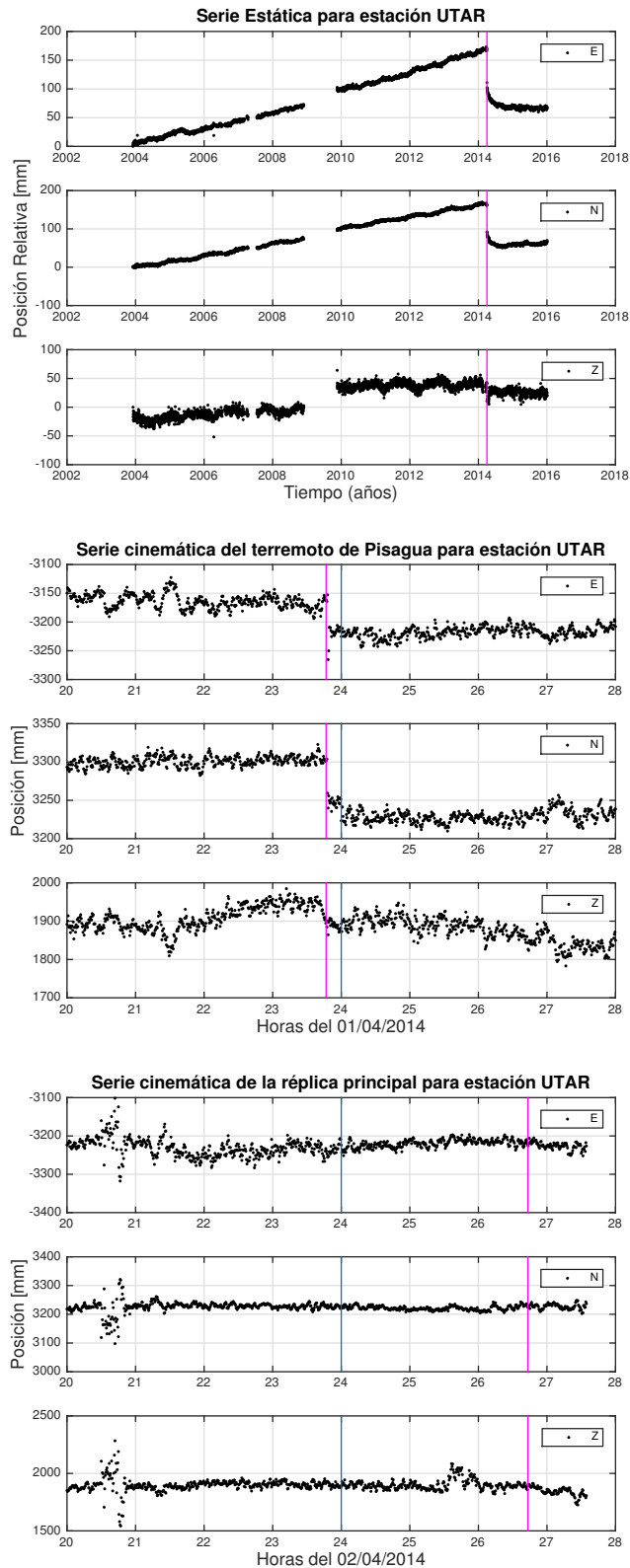


Figura 3.3: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación UTAR, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

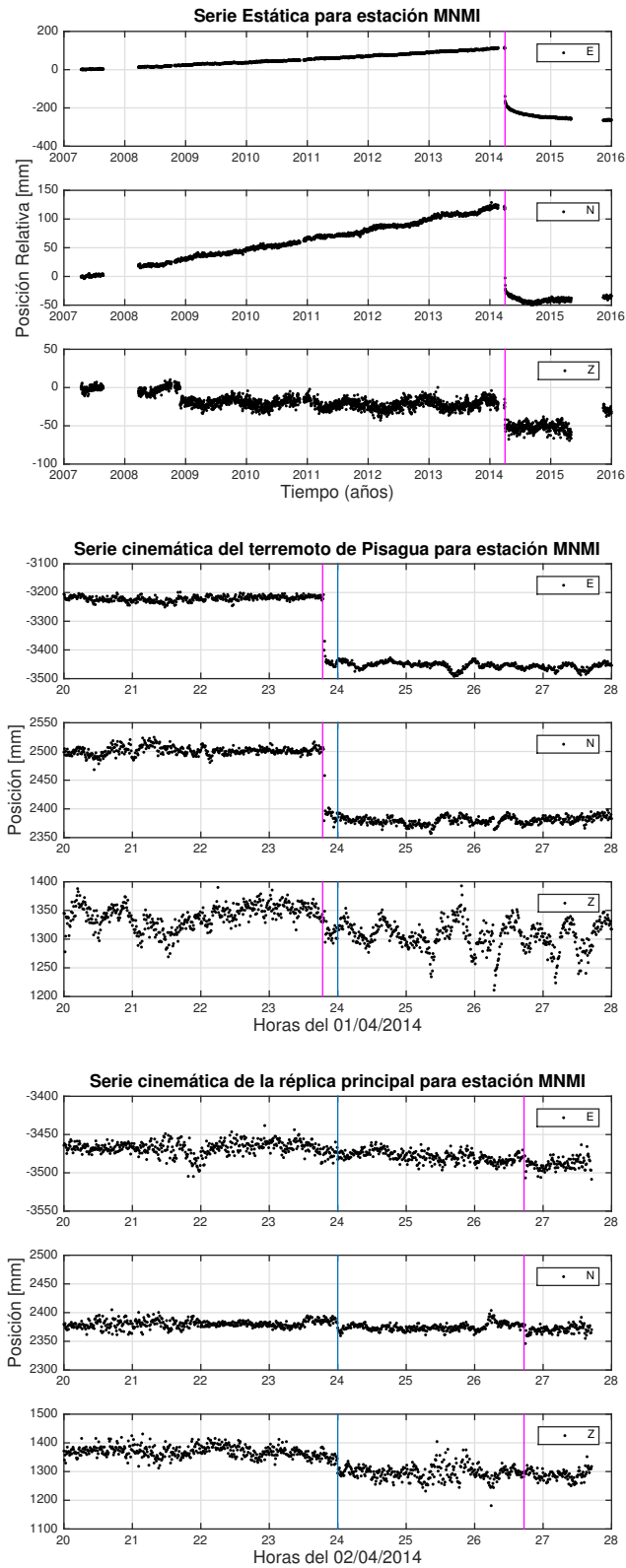


Figura 3.4: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación MNMI, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

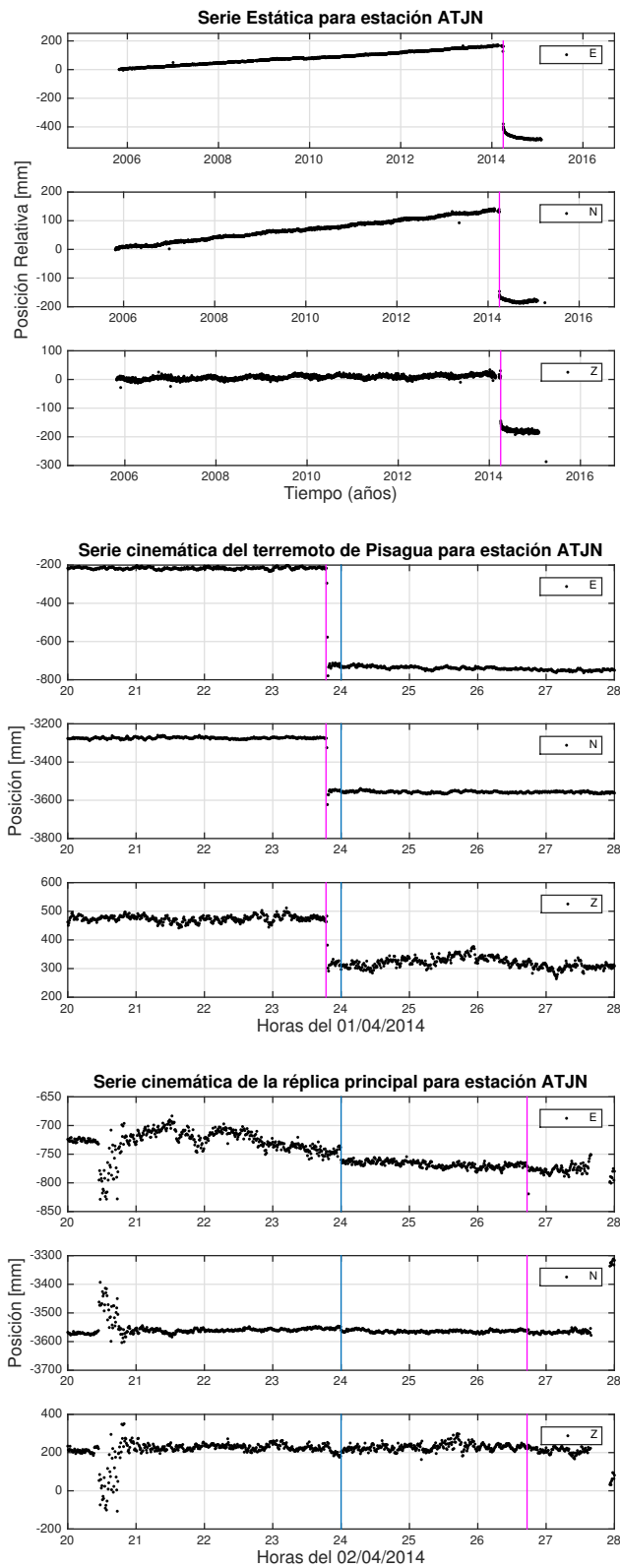


Figura 3.5: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación ATJN, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

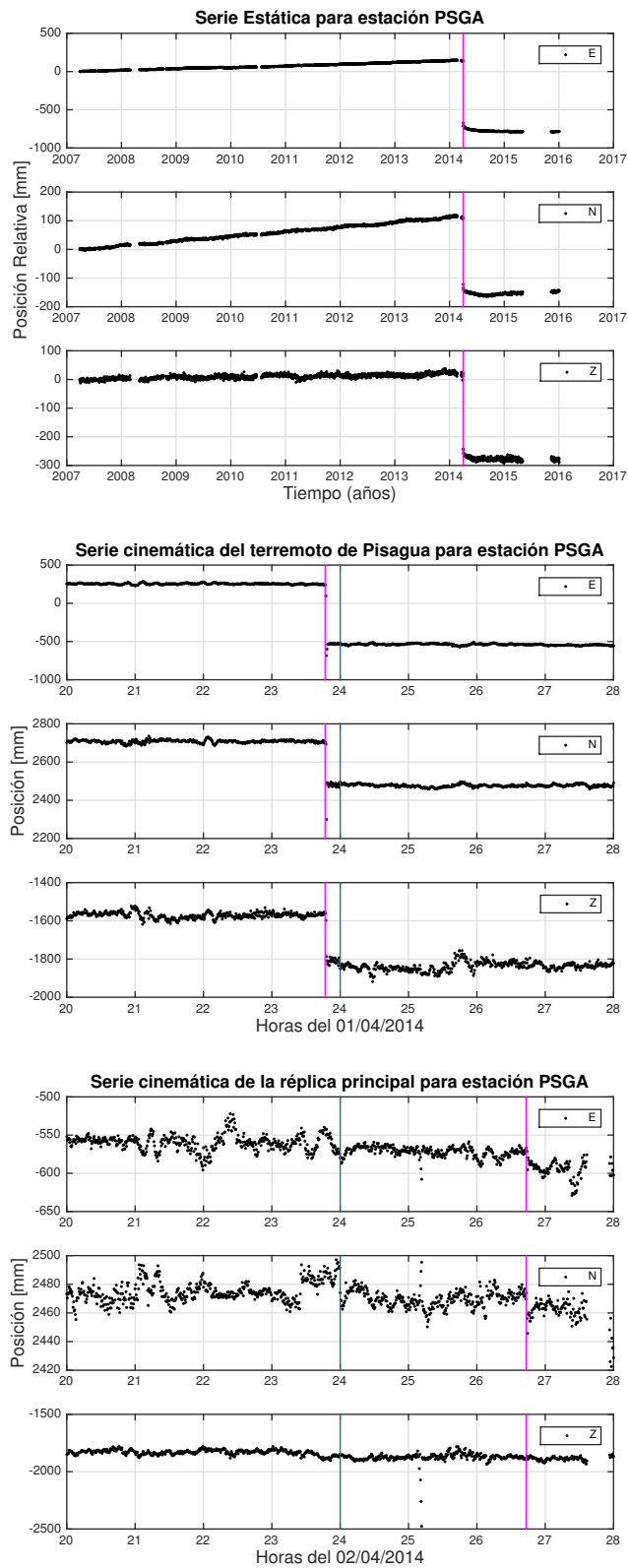


Figura 3.6: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación PSGA, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

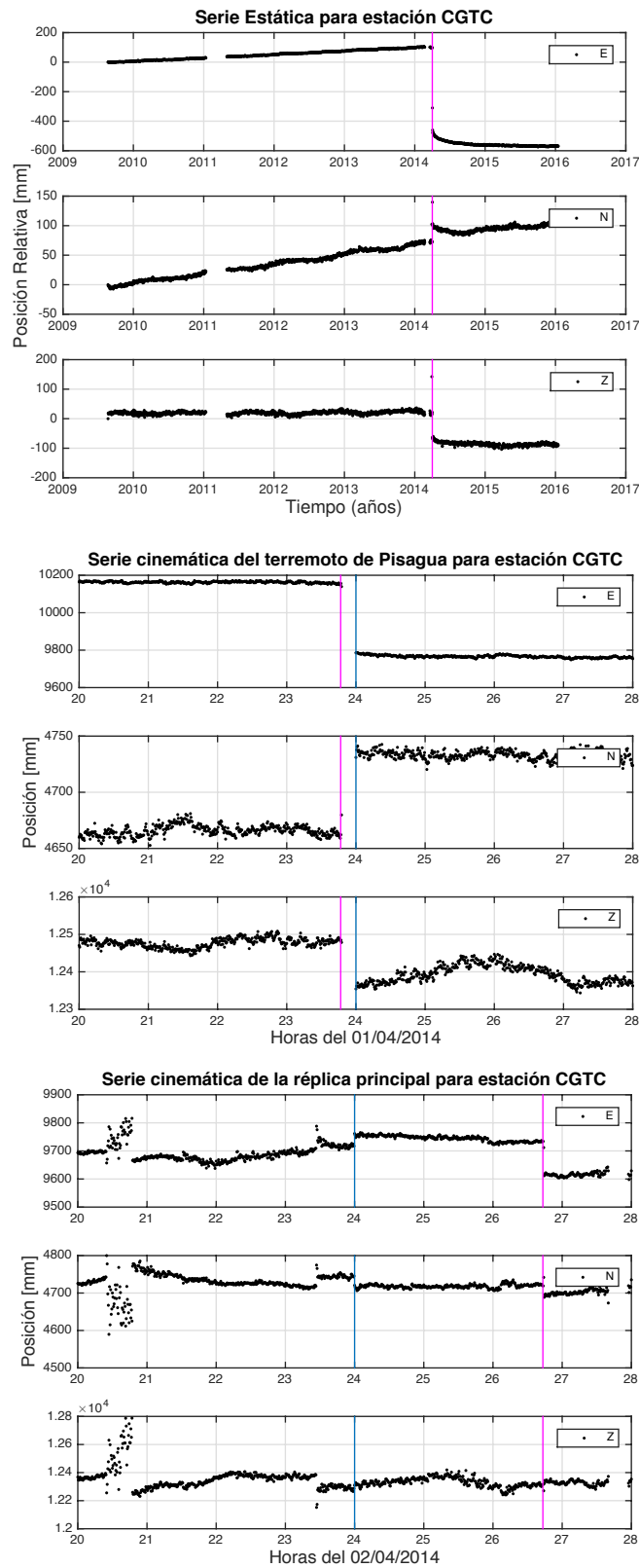


Figura 3.7: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación CGTC, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

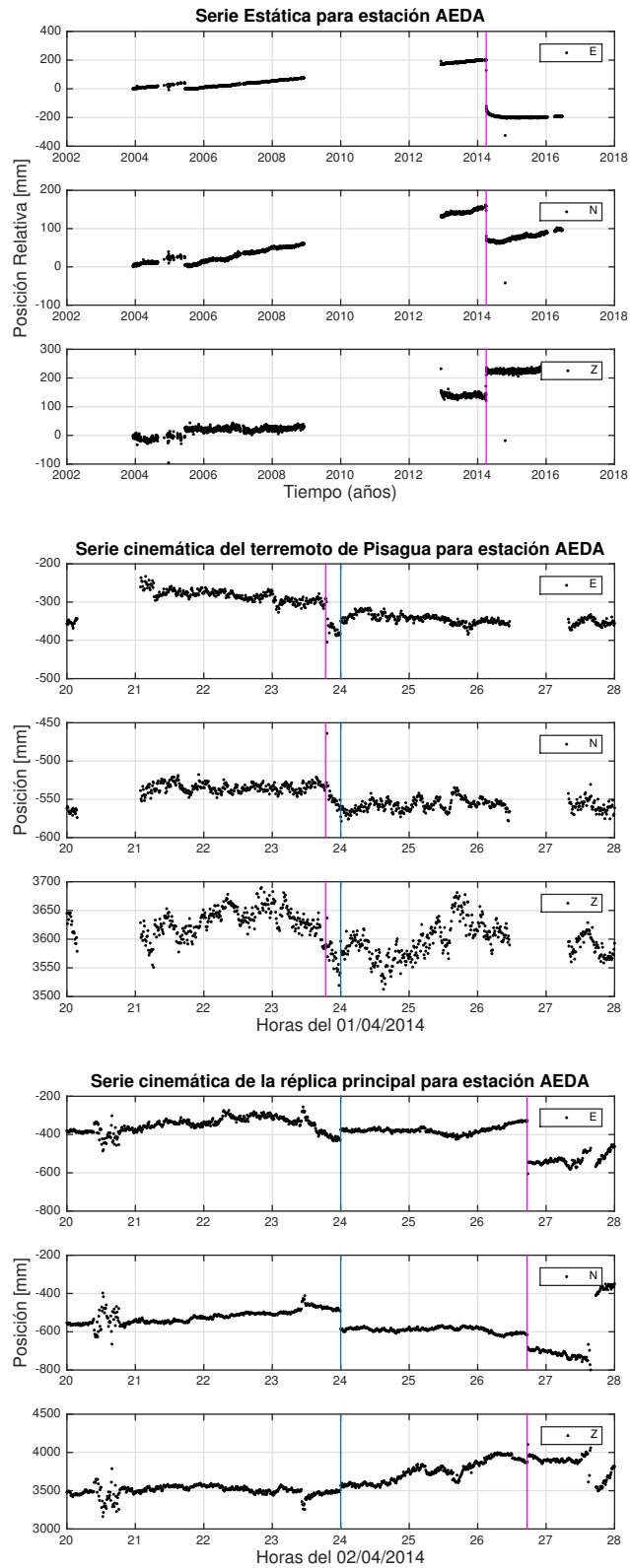


Figura 3.8: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación AEDA, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

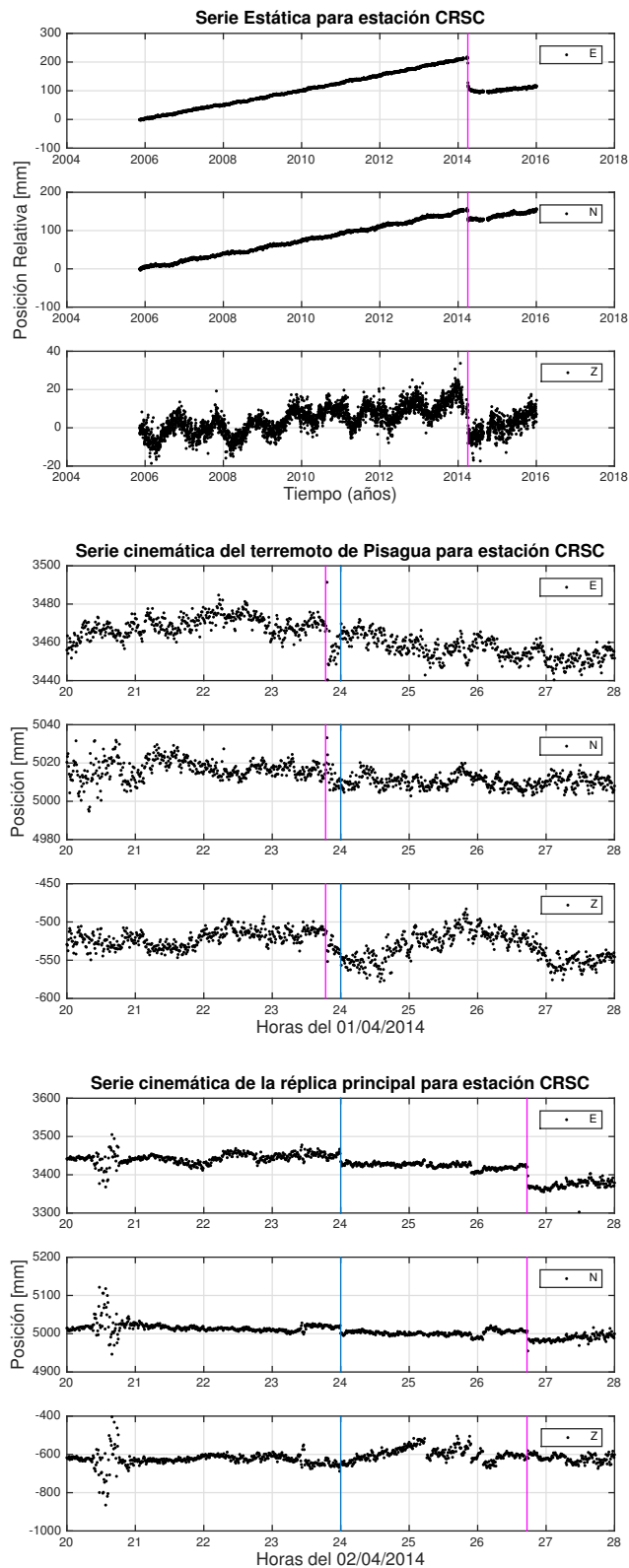


Figura 3.9: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación CRSC, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

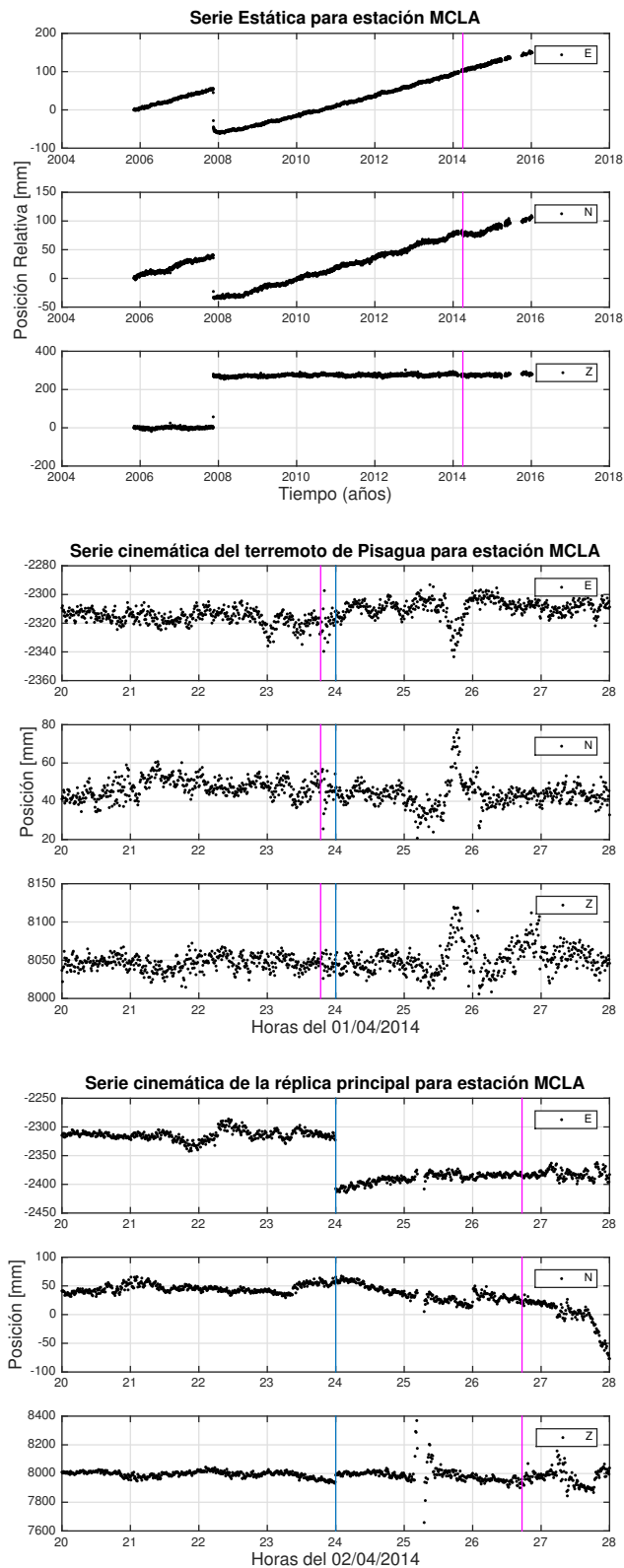


Figura 3.10: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación MCLA, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

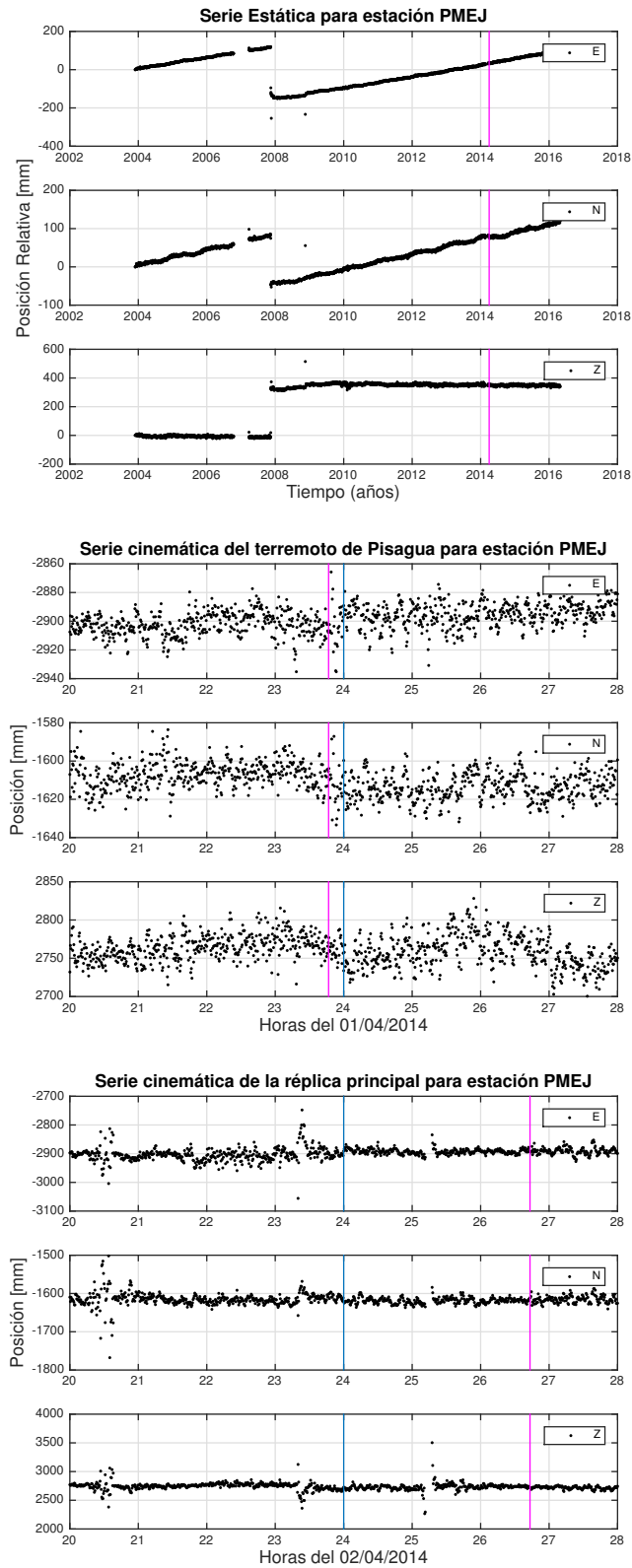


Figura 3.11: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación PMEJ, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

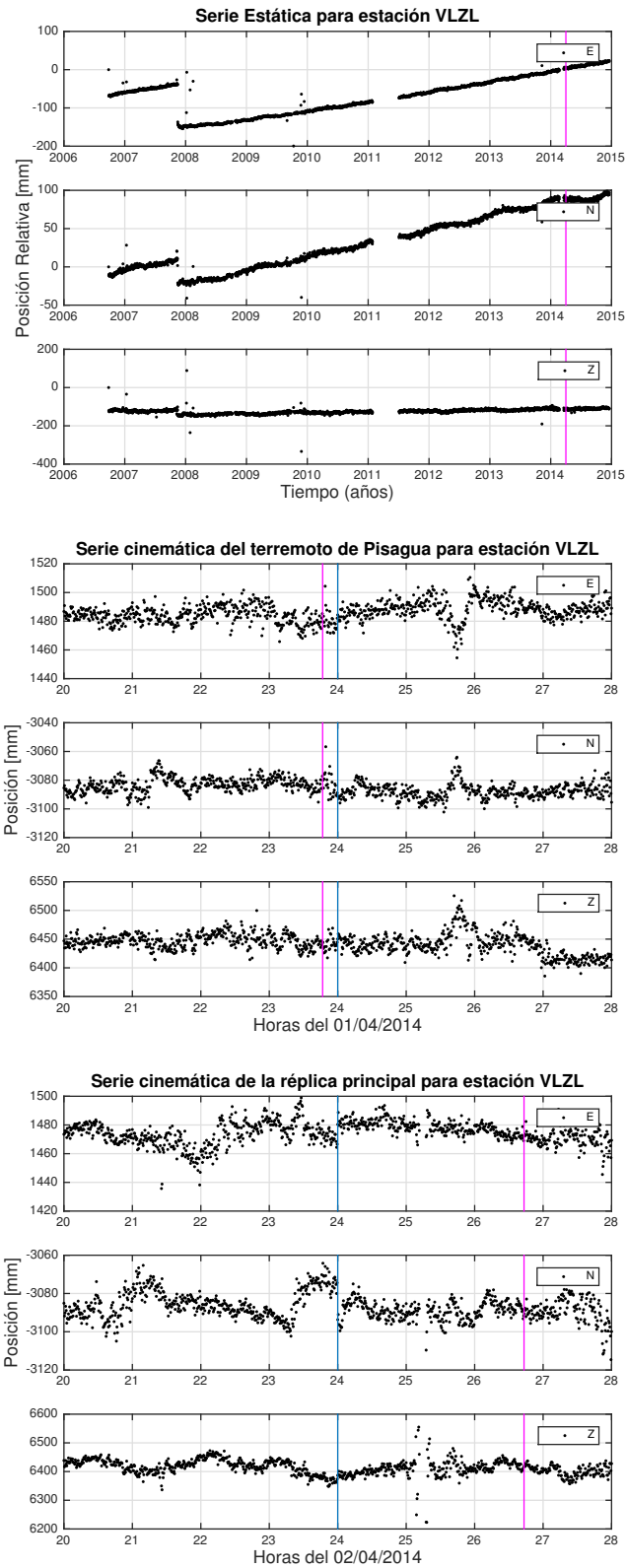


Figura 3.12: Series de tiempo posicional obtenidas para la estación VLZL, para las tres componentes E, N y Z. **Arriba:** Posicionamiento estático: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. **Centro:** Posicionamiento cinemático que contiene al terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia del terremoto, y la línea celeste indica el cambio de día. **Abajo:** Posicionamiento cinemático que contiene a la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014: La línea magenta indica el tiempo de ocurrencia de la réplica, y la línea celeste indica el cambio de día.

Capítulo 4

Post Procesamiento de datos: Aislamiento de las señales de interés en las series de tiempo posicionales

Las series de tiempo posicionales obtenidas a partir del procesamiento de datos de instrumentos GPS, contienen señales provenientes de distintas fuentes que incluyen, procesos geofísicos, artefactos del sistema de posicionamiento, y fuentes antropogénicas. Las señales geofísicas pueden incluir, entre otras, el movimiento secular debido a la carga tectónica inter-sísmica, deformación asociada a terremotos (deformación co-sísmica y relajación post-sísmica) y señales estacionales con origen en un proceso de forzamiento hidrológico. Cabe mencionar otros fenómenos geofísicos, tales como mareas terrestres y deformación de la corteza debido a cargas oceánicas, cuyas señales ya han sido removidas durante el proceso de posicionamiento.

De este modo, las series posicionales se pueden aproximar mediante un modelo descrito de la siguiente forma:

$$u(t) = u_0 + v \cdot t + \sum_i [c_i(t) + p_i(t)] + \sum_k h_k(t) + s(t) + \text{CME}(t) \quad (4.1)$$

donde se considera una constante de corrección u_0 , una señal secular lineal debido a la deformación producida en el periodo inter-sísmico $v \cdot t$, los parámetros $c_i(t)$ que representan los desplazamientos co-sísmicos permanentes ocurridos en el intervalo de tiempo considerado, y los parámetros $p_i(t)$ que representan la deformación post-sísmica. Las funciones $h_k(t)$ y $s(t)$ representan señales antropogénicas y estacionales respectivamente, y el CME corresponde a movimientos aparentes que son coherentes en toda la red GPS.

Con el fin de aislar las deformaciones producidas por las distintas señales tectónicas, se identificarán y separarán las componentes de las series de tiempo mediante un ajuste del modelo 4.1.

En las secciones siguientes, se describen las metodologías para obtener las distintas señales de interés, presentes en las series de tiempo posicionales en la región afectada por el terremoto de Pisagua M_w 8.2, 2014.

4.1. Introducción: Modelos de Trayectoria

En cada sección de este capítulo se describen las distintas metodologías y modelos utilizados para extraer las diferentes señales sísmicas que forman parte de las series de tiempo posicionales registradas por el GPS. Para comprender la forma básica de los modelos utilizados para el ajuste de las series de tiempo, en esta sección se hará una breve reseña de los modelos matemáticos más comúnmente utilizados por geofísicos para caracterizar el movimiento de un punto de la corteza en función del tiempo, o modelos de trayectoria basado en el artículo de Bevis & Brown (2014).

Los modelos de trayectoria modernos están compuestos por tres sub-modelos que representan tendencias seculares (*trend*), oscilaciones anuales (*cycle*) y discontinuidades o "saltos" (*jumps*) en las series de tiempo:

$$x(t) = X_{\text{trend}} + X_{\text{jumps}} + X_{\text{cycle}} \quad (4.2)$$

El sistema de referencia más simple concebible para una Tierra dinámica, considera un *modelo de velocidad constante* (CVM por sus siglas en inglés de *constant velocity model*) que se expresa como una función lineal del tiempo:

$$x(t) = X_R + v(t - t_R) \quad (4.3)$$

con t_R el tiempo de referencia, X_R la posición de referencia y v es la velocidad de la estación. Esta ecuación representa el desplazamiento en cada una de las componentes, E, N y Z, de una estación, por lo que se necesitan 6 parámetros para describir el movimiento total en cada una de las estaciones.

El modelo 4.3 no puede ajustar los repentinos "saltos" observados en muchas series de tiempo geodésicas. Estos saltos, en algunos casos, corresponden a desplazamientos co-sísmicos y, en otros casos, son causados por cambios en el *hardware* del GPS, especialmente en la antena. Esto último genera discontinuidades artificiales en las señales, desde el punto de vista que el suelo no se ha movido realmente.

El enfoque más elegante y manejable para incluir estas discontinuidades, es simplemente modelar cada salto utilizando la función de Heaviside $H(\cdot)$, conocida como "función escalón":

$$x(t) = X_R + v(t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_J} b_j H(t - t_j) \quad (4.4)$$

donde b_j caracteriza el salto que ocurre al tiempo t_j como un desplazamiento instantáneo.

Este modelo modificado fue utilizado por la comunidad geodésica internacional hasta finales de los 80's. En la época de los 90's, los geofísicos comenzaron a resolver las oscilaciones del suelo que manifiestan una respuesta elástica de la tierra, a los cambios estacionales en las cargas impuestas a la litosfera, debido especialmente a las cargas asociadas con el agua superficial, la nieve y el

hielo. Se concluye que, dentro de las series de tiempo geodésicas, estas oscilaciones pueden ser bien aproximadas por cuatro términos de las series de Fourier, los que consisten en dos términos anuales y dos semi-anuales.

$$x(t) = X_R + v(t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_J} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [s_K \sin(\omega_k t) + c_K \cos(\omega_k t)] \quad (4.5)$$

donde el número de frecuencias utilizadas para modelar el ciclo de desplazamientos estacionales usualmente es $n_F = 2$, y $\omega_k = 2\pi/\tau_k$ con $\tau_1 = 1$ año y $\tau_2 = 1/2$ año.

Este último modelo de trayectoria (ecuación 4.5), se puede modificar y mejorar incorporándole otros fenómenos físicos, como por ejemplo, deformaciones post-sísmicas que se suelen caracterizar por una o más funciones logarítmicas.

Un conjunto significativo de las estaciones de CGPS en el mundo está ubicada en áreas sismo-génicas, y la mayoría de ellas han registrado uno o más episodios co-sísmicos que están seguidos de pronunciados transientes post-sísmicos. Las deformaciones post-sísmicas pueden ser ocasionadas por la combinación del rebote poroelástico (causada por la respuesta de la presión de fluidos), la dislocación post-sísmica en el contacto entre placas o *afterslip*, y la relajación visco-elástica del manto bajo la falla.

El rebote poroelástico no siempre contribuye fuertemente a la deformación post-sísmica, y se diferencia de los otros dos mecanismos en que es de relativo corto plazo, siendo muy débil e incluso irresoluble después de pocas semanas de transcurrido el evento sísmico. El *afterslip* y la relajación visco-elástica persisten por muchos años y estos pueden afectar a una gran región.

Sólo el segundo mecanismo, es decir, el *afterslip*, es fácil de modelar usando una simple forma matemática. El *afterslip* es conocido por generar desplazamientos transientes que pueden ser bien aproximados sobre varios años, por la fórmula logarítmica $A \log(1 + \Delta t/T)$ sugerida para modelos de fricción, donde Δt es el tiempo transcurrido desde el tiempo origen del terremoto, y T es un tiempo de decaimiento. En contraste, los efectos poroelásticos y la relajación visco-elástica son modelados típicamente usando métodos numéricos más complejos, por ejemplo, utilizando elementos finitos.

Hay que considerar que este modelo simple a menudo falla para la deformación rápida que toma lugar en las primeras semanas o meses luego de un evento sísmico, en donde la deformación a corto plazo es producida en gran parte por la deformación poroelástica. Otra consideración a tener en cuenta es que no necesariamente el desplazamiento de todas las estaciones siguen la fórmula logarítmica de un único valor de T , ya que debido a sus diferentes posiciones las estaciones no reciben la misma cantidad de energía sísmica, y por tanto es lógico pensar que su vuelta al estado de equilibrio sea diferente para cada una de ellas.

Por último, es importante tener en cuenta que los modelos de trayectoria antes descritos se enfocan directamente en las trayectorias de las estaciones geodésicas y no en el fenómeno causal que las provoca.

4.2. Estimación de los Desplazamientos Co-sísmicos del terremoto de Pisagua y su réplica principal

Se utilizan series de tiempo cinemáticas, con un muestreo de 30 segundos, en una ventana de tiempo de 80 minutos para el terremoto de Pisagua, y 45 minutos para la réplica principal, lo que garantiza una buena estimación de los desplazamientos co-sísmicos. Se utilizan series de tiempo muestreadas a 30 [s] (y no diarias), para evitar considerar los desplazamientos provocados por los movimientos dinámicos causados por la propagación directa de las ondas sísmicas, y de manera de poder estimar desplazamientos post-sísmicos que puedan ocurrir en las primeras horas posteriores a la ocurrencia del terremoto (procesos que afectan considerablemente al promedio de desplazamiento diario obtenido en el posicionamiento estático). Además, se utilizan ventanas de tiempo cortas debido a que, en esta etapa del trabajo, el único parámetro de interés es la discontinuidad causada por los desplazamientos co-sísmicos, y también porque así se puede considerar el desplazamiento post-sísmico temprano como una tendencia lineal, lo que simplifica el modelo a utilizar (se acotó la ventana de tiempo en las series que contienen a la réplica principal, para poder garantizar la determinación de las discontinuidades, que son de menores magnitudes). El modelo utilizado para representar las posiciones en esta ventana de tiempo se define como

$$u(t) = u_0 + v \cdot t + C_{MS} \cdot H(t - t_{MS}) + P_{MS} \cdot (t - t_{MS}) \cdot H(t - t_{MS}) \quad (4.6)$$

en donde u_0 representa una constante (símil a la posición de referencia descrita en 4.3), v es la velocidad secular (asociado al acoplamiento interplaca durante el periodo inter-sísmico), C_{MS} es el desplazamiento co-sísmico estático causado por el evento principal, el cual ocurre en tiempo t_{MS} , y P_{MS} representa la tasa de los desplazamientos post-sísmicos tempranos, que se asume tienen una evolución lineal en el corto periodo de tiempo considerado.

La señal co-sísmica estimada a partir de las series de tiempo puede verse contaminada por los desplazamientos dinámicos, lo que gráficamente suele observarse en las series cinemáticas de 30 [s] como puntos anómalos a la tendencia general de la señal (*outliers*), como se observa en la figura 4.1. Para encontrar los parámetros del modelo descrito en (4.6), se resuelve el problema de inversión en que se minimiza la norma L_1 entre los datos observados y los predichos, el cual tiene la ventaja de ser menos sensible a los datos anómalos (*outliers*), como por ejemplo, las posiciones obtenidas para la muestra después de la ocurrencia del terremoto, que se ven afectados por el paso de las ondas sísmicas, las que pueden producir desplazamientos dinámicos de mayor amplitud que los estáticos.

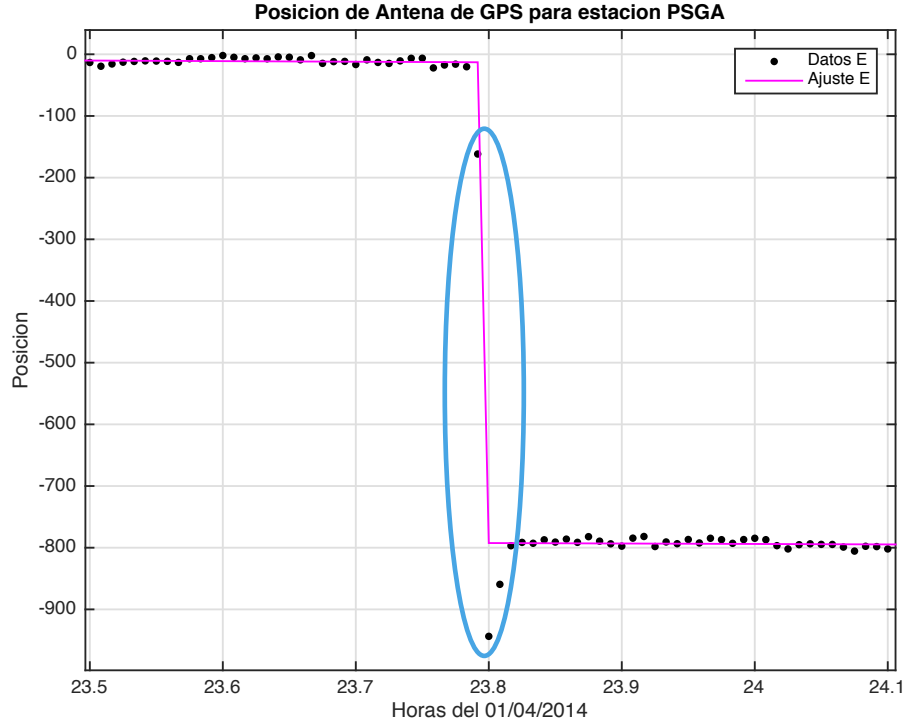


Figura 4.1: Serie de tiempo posicional de la componente Este de la estación de PSGA (puntos negros) y su ajuste al modelo 4.6 (línea continua magenta). La elipse muestra los puntos anómalos a la tendencia, causados por los movimientos dinámicos asociados al paso de las ondas sísmicas.

4.2.1. Algoritmo IRLS

El método utilizado en esta sección para estimar los desplazamientos co-sísmicos a partir de series de tiempo cinemáticas, corresponde al algoritmo IRLS (*Iteratively Reweighted Least Squares*) descrito por Scales *et al.* (1988) y por Aster *et al.* (2013). Este algoritmo resuelve el siguiente problema de minimización

$$\min_m f(m) = \|Gm - d\|_1 \quad (4.7)$$

en donde se busca minimizar la norma L_1 (menos sensible a datos anómalos) de la diferencia entre las observaciones y la predicción del modelo lineal (4.6), el cual se ha escrito en forma matricial como

$$u(t) = Gm \quad (4.8)$$

donde

$$G = \left[1 \mid t \mid H(t - t_{MS}) \mid (t - t_{MS}) \cdot H(t - t_{MS}) \right] ; \quad m = \begin{bmatrix} u_0 \\ v \\ C_{MS} \\ P_{MS} \end{bmatrix} \quad (4.9)$$

Notar que la norma L_1 no es diferenciable en los puntos donde la residual del modelo sea nula. Luego, para encontrar la solución a este problema de minimización, se requiere utilizar métodos

iterativos que permitan aproximar de manera asintótica la mejor solución. Para los valores de m donde $f(m)$ sea diferenciable ($d \neq Gm$), se calcula el gradiente de esta función para luego igualarlo a cero. Definiendo R como una matriz diagonal en donde sus elementos diagonales corresponden al inverso del valor absoluto de los residuales, es decir $R_{ii} = 1/|d - Gm|_i$, al imponer $\nabla f(m) = 0$ se obtiene la condición

$$G^T R G m = G^T R d \quad (4.10)$$

que es similar a las ecuaciones normales del problema de mínimos cuadrados con pesos. Sin embargo, aquí la matriz R es una función no lineal de m , por lo que, para resolver este problema es necesario utilizar un algoritmo iterativo basado en el teorema del punto fijo. El algoritmo comienza con la solución de mínimos cuadrados $m_0 = m_{L_2}$, y se realiza la siguiente iteración:

$$\begin{aligned} R_{k+1} &= R(m_k) \\ m_{k+1} &= m(R_{k+1}) = (G^T R_{k+1} G)^{-1} G^T R_{k+1} d \end{aligned} \quad (4.11)$$

Para evitar que R se indefina en los elementos donde las observaciones sean iguales a las predicciones, es decir donde $d_i = (Gm)_i$, se impone la condición

$$R_{i,i} = \begin{cases} \frac{1}{|d-Gm|_i} & , \text{ si } |d - Gm|_i \geq \gamma \\ \gamma & , \text{ si } |d - Gm|_i < \gamma \end{cases} \quad (4.12)$$

donde $\gamma > 0$ es tal que $\gamma \ll 1$.

El criterio de convergencia utilizado es el mismo propuesto por Aster *et al.* (2013), que establece que la iteración termina cuando se cumple la condición:

$$\frac{\|m^{k+1} - m^k\|_2}{1 + \|m^{k+1}\|_2} < \tau \quad (4.13)$$

En el caso de este trabajo se utiliza $\gamma = \tau = 10^{-6}$ [m], ya que las series de tiempo tienen errores del orden de 10^{-2} [m], y de este modo garantiza ser un valor lo suficientemente pequeño para considerarlo como parámetro de convergencia.

4.2.2. Propagación de error de Montecarlo

Como el algoritmo IRLS es una técnica iterativa y no lineal para la determinación de soluciones del modelo a estimar, no hay una manera directa de propagar las incertezas de los datos a las incertezas de los parámetros estimados para dicho modelo. En estos casos, se pueden aplicar técnicas de propagación de error de Montecarlo, las cuales simulan una colección de vectores de datos con ruido, y luego se examina la estadística del conjunto de modelos resultante (ej. Aster *et al.* (2013), Capítulo 2).

Para soluciones de minimización de la norma L_1 , se puede obtener una matriz de covarianzas aproximada, resolviendo el algoritmo IRLS una vez, y asumiendo que los datos predichos por esta solución (m_{L_1}) corresponden a una línea base libre de ruido (d_b)

$$d_b = G m_{L_1} \quad (4.14)$$

Luego, se resuelve el problema (4.15), usando el método IRLS. Esto se realiza q veces (en este caso $q = 10000$, que es un valor lo suficientemente grande para tener un buen muestreo). Notar que, como se usa la norma L_1 para medir la calidad del ajuste entre la predicción del modelo y las observaciones de línea base, el ruido η_i se genera a partir de una distribución de Laplace (ver Anexo D), en donde, a los datos de línea base se agregan diferentes realizaciones de ruido η_i independientes. Luego, los problemas a resolver son de la forma:

$$Gm_{L_1,i} = d_b + \eta_i \quad i = 1, \dots, q \quad (4.15)$$

Si $A_{q \times n}$ es la matriz cuya i -ésima fila contiene la diferencia entre la i -ésima estimación del modelo $m_{L_1,i}$, y el promedio de los modelos obtenidos en las q iteraciones $\overline{m_{L_1}}$,

$$A_{i,\cdot} = m_{L_1,i}^T - \overline{m_{L_1}}^T \quad (4.16)$$

luego, la estimación empírica de la matriz de covarianza del modelo m_{L_1} corresponde a

$$\text{Cov}(m_{L_1}) = \frac{A^T A}{q} \quad (4.17)$$

4.2.3. Desplazamientos co-sísmicos del Terremoto de Pisagua y su réplica principal

Para determinar los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua (M_w 8.2) y de su principal réplica (M_w 7.6), se resuelve la ecuación (4.6) utilizando el algoritmo IRLS descrito en 4.2.1.

El terremoto de Pisagua (M_w 8.2) ocurre el día 1º de abril del 2014 a las 23:46:45 UTC (día juliano 91), y su principal réplica, de magnitud M_w 7.6, ocurre el 3 de abril del 2014 a las 02:43:16 (día juliano 93). El programa de procesamiento utilizado, GIPSY, procesa los archivos RINEX de un día UTC a la vez, debido a que el formato de los archivos de órbitas satelitales es diario. Por este motivo, para estimar los desplazamientos co-sísmicos estáticos se utilizan las series de tiempo cinemáticas obtenidas para los días julianos 91 y 92, para el terremoto principal, y con el día 93 para la réplica. Se usan 2 días de datos con el terremoto principal debido a la ventana de tiempo escogida de 40 minutos antes y 40 minutos después del sismo, y dada a la hora UTC en que ocurre este evento.

Los desplazamientos co-sísmicos estimados (representados por el parámetro C_{MS}) se muestran en las figuras 4.2 y 4.3. Además, en el anexo E, en las tablas E.1 y E.2, se detallan los valores de desplazamientos co-sísmicos obtenidos, junto con sus desviaciones estándar.

Los desplazamientos co-sísmicos estimados para el terremoto de Pisagua y su réplica principal, son coherentes con los modelos de rebote elástico producidos al liberar de manera abrupta, en el instante co-sísmico, la energía acumulada y con el mecanismo inverso asociado a los sismos interplaca de subducción, el cual describe un movimiento vertical de subsidencia para la zona observada por las estaciones, y en la dirección horizontal que apunta hacia el centroide del evento (ver figura 5.4). Las figuras 4.4, 4.5 y 5.1 muestran esquemas para comprender mejor el comportamiento en superficie causado por la dislocación de tipo inversa en la falla.

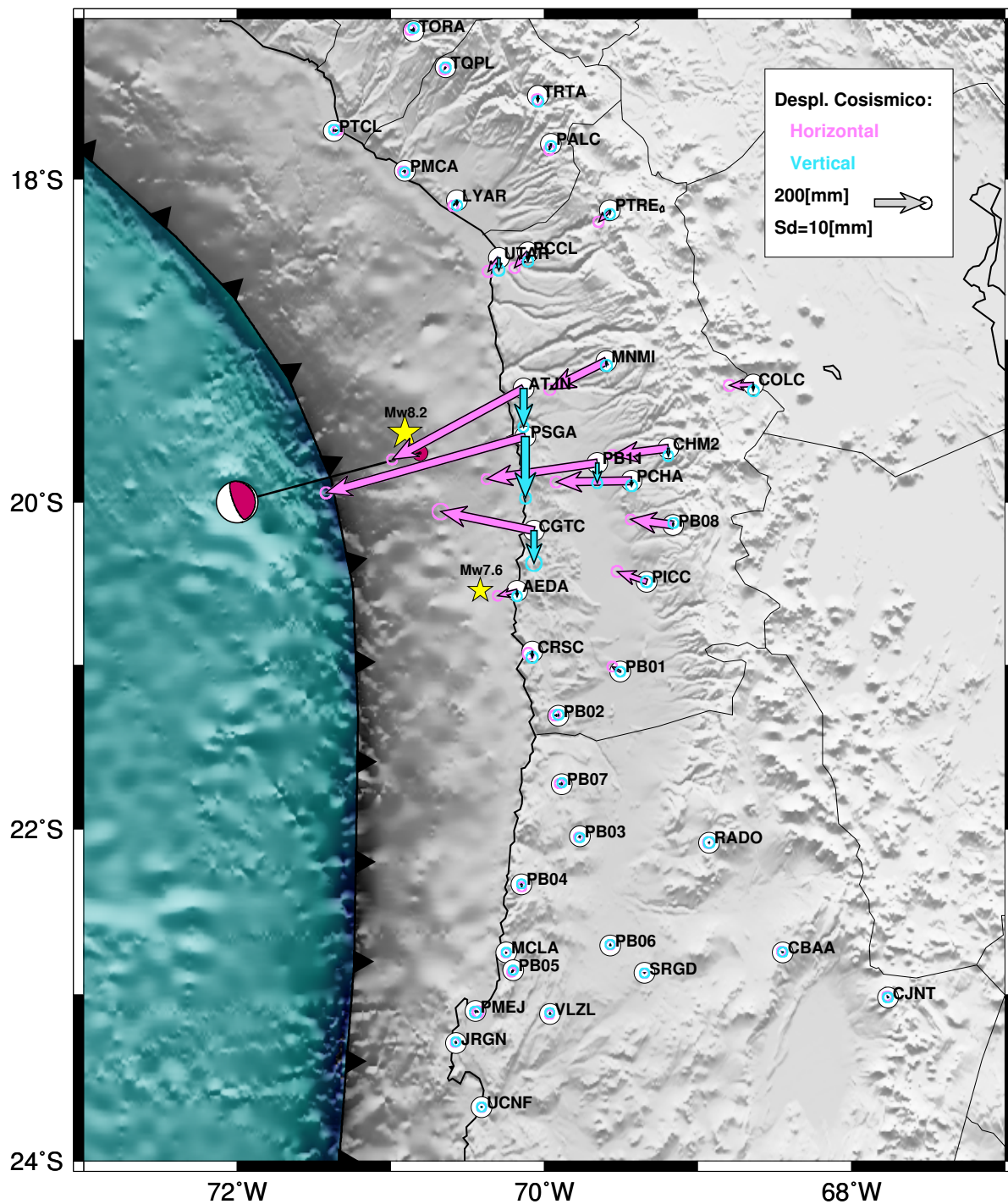


Figura 4.2: Desplazamientos co-sísmicos estáticos, horizontales y verticales (**flechas magenta y celeste**), obtenidos para el terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2 en las estaciones cGPS representadas por **círculos blancos** (datos en tabla E.1). Las **estrellas** representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN, y el mecanismo focal corresponde al centroide del terremoto de Pisagua calculado por el GCMT.

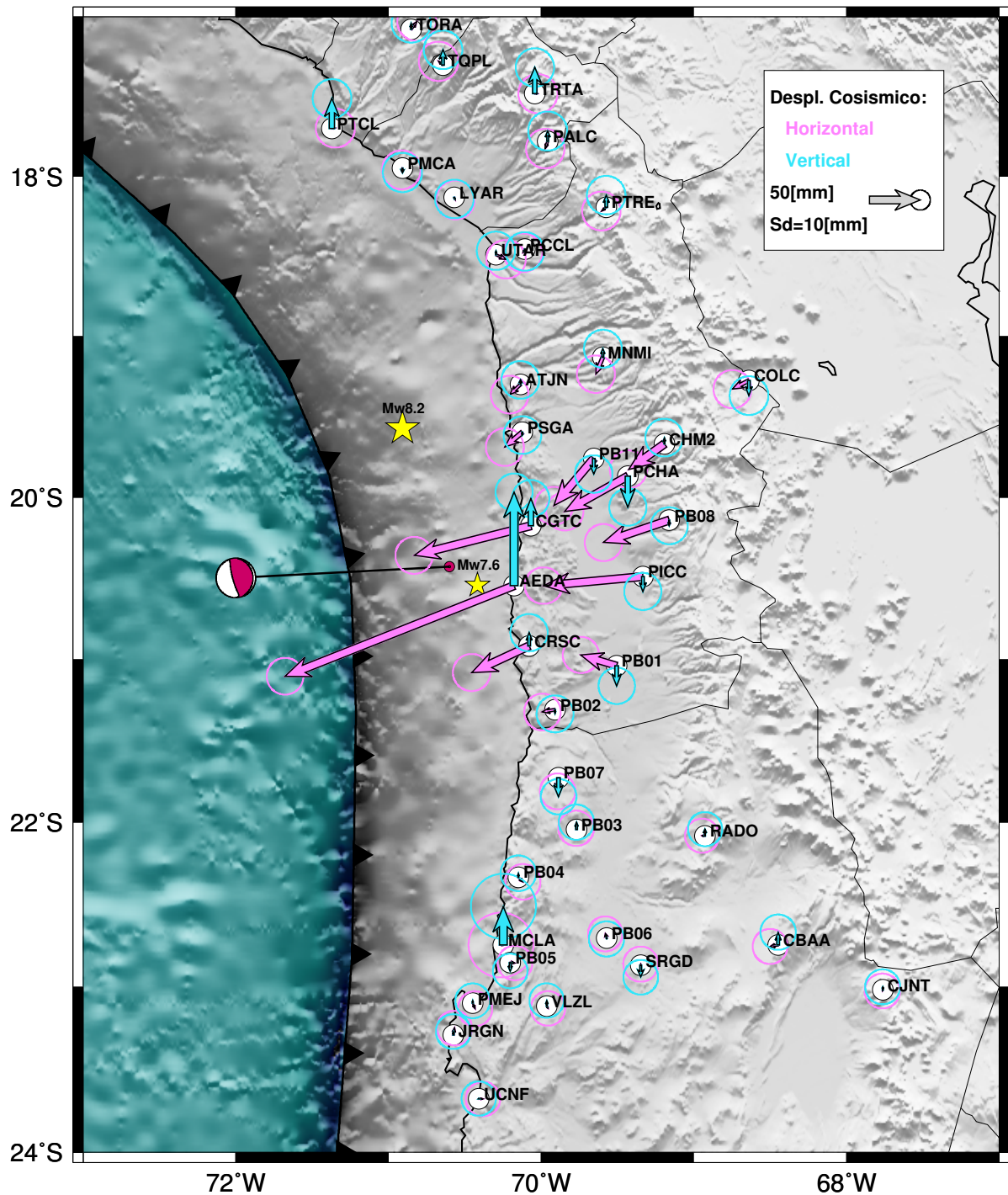


Figura 4.3: Desplazamientos co-sísmicos estáticos, horizontales y verticales (flechas magenta y celeste), obtenidos para la principal réplica M_w 7.6 en las estaciones cGPS representadas por círculos blancos (datos en tabla E.2). Las estrellas representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN, y el mecanismo focal corresponde al centroide de la réplica principal calculada por el GCMT.

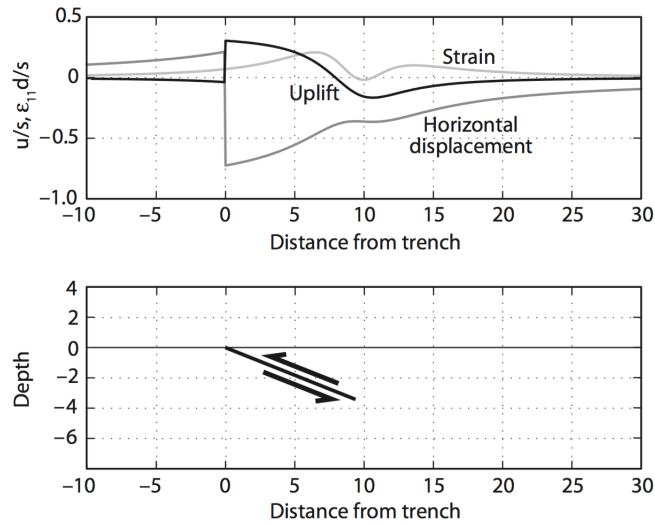


Figura 4.4: Diagrama del proceso de deformación co-sísmica observado en la superficie terrestre, causado por una dislocación inversa. **Arriba:** curvas de estrés (gris claro), movimiento horizontal (gris oscuro) y movimiento vertical (negro) que experimenta cada punto en la superficie. **Abajo:** Representación de la posición, ángulo y movimientos relativos de la dislocación inversa que genera la deformación modelada en el gráfico de arriba. Figura sacada de Segall (2010).

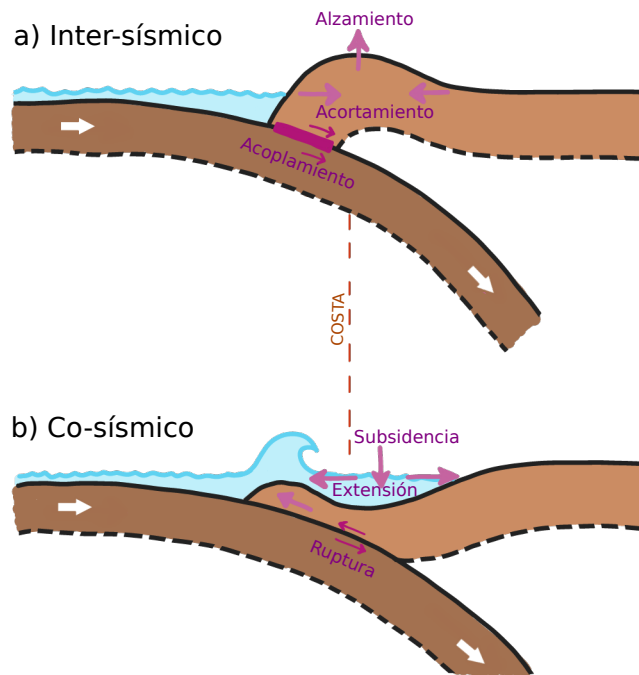


Figura 4.5: Ejemplo gráfico simplificado del proceso de deformación causado por las etapas de acumulación y liberación de energía en el margen de subducción. **a)** Proceso de deformación experimentado durante el periodo inter-sísmico, en donde la placa superior se encuentra en un régimen de estrés compresivo, provocando alzamiento y acortamiento de ésta. **b)** Proceso de deformación experimentado en el instante co-sísmico, cuando la energía acumulada se libera de forma abrupta, causando un régimen de estrés y deformación opuestos a los descritos en el periodo intersísmico.

Es posible notar que los desplazamientos máximos del terremoto de Pisagua (M_w 8.2) conciden con las localizaciones de los centroides del terremoto propuestos por Ruiz *et al.* (2014), Hayes *et al.* (2014), Duputel *et al.* (2015), Socquet *et al.* (2017) o el Global CMT, que ocurren todos al sur de sus respectivos epicentros. El máximo desplazamiento horizontal y vertical ocurren en la estación PSGA, con una magnitud de ~ 78 [cm] y ~ 22 [cm] respectivamente.

Los máximos desplazamientos co-sísmicos provocados por la réplica mayor M_w 7.6, la cual liberó 20 veces menos energía que la liberada por el terremoto principal, se localizan en la estación AEDA, y son del orden de ~ 22 [cm] para la componente horizontal y ~ 9 [cm] para la vertical.

4.3. Estimación de tasas seculares en las series de tiempo (inter-sísmico)

Para estimar las velocidades intersísmicas, se utilizan las series de tiempo posicionales con una tasa de muestreo diaria, procesadas hasta el 1 de enero del 2014. Se utiliza esta ventana de tiempo para evitar la influencia de las deformaciones co-sísmicas y post-sísmicas en desarrollo del terremoto de Pisagua 2014, y para excluir la señal pre-sísmica transiente observada por otros autores, que puede reflejar dislocación lenta que precede al terremoto principal (Ruiz *et al.* 2014; Yagi *et al.* 2014; Socquet *et al.* 2017) o representa la manifestación en superficie de la dislocación sísmica de los eventos precursoros (Bedford *et al.* 2015; Schurr *et al.* 2014).

El modelo utilizado para representar las diferentes señales presentes en las series de tiempo está dado a continuación:

$$\begin{aligned}
 u(t) = & u_0 + v \cdot t + \sum_{k=1}^{N_{\text{saltos}}} \alpha_k \cdot H(t - t_k) + \sum_{k=1}^{N_{\text{sismos}}} \sum_{j=1}^{N_{\text{días post}}} \beta_j \cdot \delta(t - t_k + \Delta_j) \\
 & + \sum_{k=1}^{N_{\text{splines}}} \gamma_k \cdot B_k(t) + \text{CME}(t)
 \end{aligned} \tag{4.18}$$

en donde u_0 representa una constante de corrección característica de la serie y v es la tasa secular. Cada α_k representa la amplitud del desplazamiento co-sísmico o de otra discontinuidad que ocurra al tiempo t_k en la serie de tiempo considerada, donde N_{saltos} corresponde al número total de estas discontinuidades consideradas en el modelo (sean co-sísmicas o no). Los β_j representan las amplitudes de los desplazamientos que ocurren inmediatamente después del terremoto, siendo N_{sismos} la cantidad de sismos a considerar, $N_{\text{días post}}$ la cantidad de días utilizados para modelar estos desplazamientos post-sísmicos tempranos, y Δ_j es el aumento de tiempo necesario para considerar cada dato a partir de la ocurrencia de un terremoto, y hasta alcanzar $N_{\text{días post}}$. Cada γ_k representa la amplitud asociada a las componentes de una familia de N_{splines} funciones base $B_k(t)$, correspondientes a b-splines (Anexo B), que representan las señales estacionales y otras señales suaves que pueden ocurrir lentamente en el tiempo. El CME es el modo común de error y corresponde a movimientos aparentes que son coherentes en toda la red GPS.

La combinación lineal de b-splines (funciones base, ver Anexo B) cuyo tamaño característico se escoge de 1 mes, permite modelar las señales periódicas, semi-anales y anuales, causadas por

diversos fenómenos físicos. Se escogen estas funciones en lugar de las series de Fourier, debido a que es directo de aplicar y no asume hipótesis alguna con respecto a la periodicidad específica o a una única amplitud, que puede variar de un año a otro (Yang *et al.* 2013).

Luego de la ocurrencia de un terremoto, se puede observar una tendencia post-sísmica en las series, la cual es necesario incluir en el modelo para que no contamine la señal inter-sísmica buscada, usando en cada punto de la serie de tiempo una serie de deltas de Kronecker $\delta(t - t_k + \Delta j)$, $j \in 0, \dots, 60$ (es decir, dos meses inmediatamente después de cada evento), y las b-splines de 1 mes de duración. Las primeras permiten modelar de buena manera los desplazamientos post-sísmicos iniciales más rápidos, y las segundas los desplazamientos post-sísmicos más lentos que les suceden.

El objetivo en esta etapa del trabajo consiste en obtener las velocidades intersísmicas (v), por lo que los parámetros β_k y γ_k se podrían interpretar análogamente como un "ruido" de la señal, sólo que este "ruido" es escogido de manera ad-hoc para que el modelo tenga más sentido físico, y no se vea influenciado por estas señales que pueden ser removidas adecuadamente de la serie de tiempo.

El modelo planteado utiliza la combinación lineal de muchas funciones base para ajustar la señal. Este conjunto de funciones por lo general será redundante y no todas las funciones necesariamente representan los datos de una estación específica (como por ejemplo, un sismo muy lejano a cierta estación no será leído por esta). De esta manera, se busca ajustar la señal usando la menor cantidad posible de las funciones base expuestas en la ecuación (4.18) (soluciones de tipo *sparse*). La solución de este problema se puede obtener mediante una regularización adecuada del problema de ajuste, como se detalla en la siguiente sección, donde se verá el método descrito por Aster *et al.* (2013) para encontrar este tipo de soluciones, donde se busca representar la señal con un mínimo de funciones base.

4.3.1. Mínimos cuadrados con Regularización en la norma L_1 : Algoritmo IRLS

Para resolver el problema (4.18), se escogió como metodología el seleccionar la cantidad mínima de funciones base, de un conjunto redundante de estas, que permita ajustar de buena manera la serie de tiempo en cuestión. Este problema de encontrar soluciones de tipo *sparse* se puede formular de la siguiente manera

$$\begin{aligned} & \text{mín } \|m\|_0 \\ \text{s.a } & \|Gm - d\|_2 \leq \delta \end{aligned} \tag{4.19}$$

en donde $\|m\|_0$ denota la cardinalidad de m (i.e la cantidad de parámetros no nulos), y $\delta > 0$ es una cota impuesta del error de ajuste.

Desafortunadamente, este tipo de problemas puede ser extremadamente difícil de resolver. Se ha demostrado que una alternativa efectiva es buscar las soluciones que minimicen la norma L_1 en lugar de la norma L_0 . A modo de ilustrar la efectividad de este enfoque, consideraremos el ejemplo representado en la figura 4.6. En el problema de la ecuación (4.19), se busca minimizar la norma de m para ajustar los datos con una calidad de ajuste acotado por $\delta > 0$. En la figura 4.6

se representa el lugar geométrico de todos los valores de m que tienen la misma norma, el que es un círculo para la norma L_2 y un rombo para la norma L_1 (c_1 y c_2 son los valores de la norma del modelo estimado usando norma L_1 y L_2 respectivamente). La solución al problema (4.19) es tal que la circunferencia o el rombo intersectan en un punto a la recta de la figura que representa las ecuaciones del modelo $G_{ij}m_j = d_i$. En esta figura se observa que, debido a la curvatura de la circunferencia que define la norma L_2 , su intersección a la línea recta corresponde a un punto con valores de m diferentes de 0, en cambio, el rombo que define la norma L_1 siempre tendrá uno de los dos parámetros nulo, salvo que las ecuaciones del problema sean paralelas a una de las aristas de esta curva. Por lo tanto, regularizar un problema de mínimos cuadrados minimizando la norma L_1 de su modelo, tenderá a producir soluciones *sparse*. Esta tendencia de que la regularización en la norma L_1 induzca soluciones de tipo *sparse* se vuelve aún más prominente a medida que se considera una mayor cantidad de funciones base.

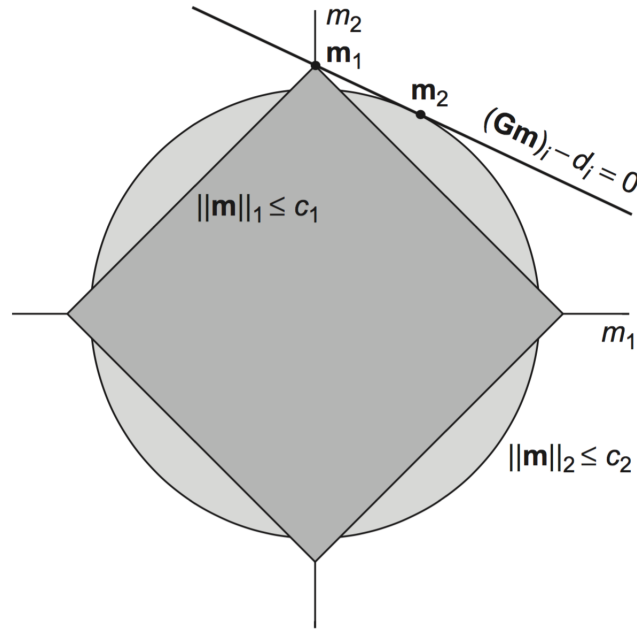


Figura 4.6: Demostración 2-D del uso del modelo de minimización de la norma L_1 para obtener regularización tipo *sparse*. El área cuadrada sombreada muestra la región donde $\|m\|_1 \leq c_1$, mientras que el círculo muestra la región donde $\|m\|_2 \leq c_2$. Cualquier ecuación arbitraria en el espacio 2-D, $(Gm)_i - d_i = 0$, define una línea. El mínimo residual L_2 del modelo, m_2 , satisface la restricción, pero generalmente no será *sparse*. Sin embargo, el mínimo residual L_1 del modelo, $m_1 = [0, c_1]^T$, tenderá a ser *sparse* debido a la presencia de esquinas en el contorno L_1 . Figura sacada de Aster *et al.* (2013), Capítulo 7.

De este modo, el problema (4.19) se puede plantear de manera equivalente como resolver un problema de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1 de la siguiente manera

$$\text{mín } \|Gm - d\|_2^2 + \varepsilon^2 \|m\|_1 \quad (4.20)$$

Este problema corresponde a un caso particular del problema de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1

$$\text{mín } f(m) = \|Gm - d\|_2^2 + \varepsilon^2 \|Lm\|_1 \quad (4.21)$$

en donde L corresponde a la matriz identidad en (4.20).

Para resolver este tipo de problemas, se extiende el algoritmo IRLS descrito en la sección (4.2.1), en donde la derivada de la función $f(m)$ se iguala a cero (buscando la solución de manera iterativa, evitando los valores de m donde la derivada se indefina). Definiendo entonces el vector $y = Lm$, y la matriz diagonal W como

$$W_{i,j} = \frac{1}{|y_i|} \delta_{ij}$$

De la condición optimal $\nabla f(m) = 0$ se obtienen las ecuaciones normales a resolver en cada iteración del método

$$(2G^T G + \varepsilon^2 L^T W L)m = 2G^T d \quad (4.22)$$

Como se vió en el algoritmo IRLS, W depende de m de manera no lineal, por lo que en cada iteración del método la matriz W debe actualizarse, hasta converger. Se itera hasta alcanzar convergencia, la que es determinada utilizando el criterio de la ecuación (4.13).

En el problema a resolver planteado en (4.18), sólo se requiere minimizar la cantidad de parámetros que representan el "ruido", que no corresponde a las velocidades inter-sísmicas. Es decir, no se buscan soluciones *sparse* para los parámetros u_0 y v , ya que estos no son modelados de manera redundante. Para lograr esto, se define una matriz diagonal de regularización L , en donde los elementos de su diagonal que se corresponden con los parámetros u_0 y v son nulos, y el resto toma el valor 1. Esto significa que, la nueva matriz L corresponde a una identidad sólo para el conjunto de parámetros que se busca que sean *sparse*.

4.3.2. Selección de la constante de amortiguamiento ε^2

El problema de minimización planteado en 4.21 requiere definir una constante de amortiguamiento ε^2 . Se han desarrollado varias metodologías para seleccionar el valor de ε^2 más apropiado en problemas lineales, tales como, curva-L (Hansen 1992), validación cruzada (CV) y validación cruzada generalizada (GCV) (Hansen 2005; Aster *et al.* 2013), ABIC (Yabuki & Matsu'Ura 1992), entre otros. Aquí, se escoge el método de validación cruzada generalizada, debido a que es más fácil de automatizar y computacionalmente es mucho más rápido que CV, además que su fácil programación permite considerar la matriz diagonal de regularización L .

Dado que GCV es sólo válido para problemas lineales, este método se realiza en cada iteración del algoritmo descrito en la sección anterior, utilizando un criterio similar a lo que hace el algoritmo de inversión de Occam (Constable *et al.* 1987) para resolver problemas no lineales, con el fin de encontrar la mejor solución en cada iteración dentro de la familia de soluciones que define ε^2 .

La expresión del GCV está dada por (Aster *et al.* 2013)

$$\min_{\varepsilon^2} g(\varepsilon^2) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \frac{((Gm_{\varepsilon^2}^{\text{est}})_k - d_k)^2}{(1 - (GG^{-g})_{k,k})^2} \quad (4.23)$$

en donde G^{-g} corresponde a la matriz *Inversa Generalizada*, N es la cantidad de datos y $m_{\varepsilon^2}^{\text{est}}$ es el modelo estimado para un ε^2 específico en cada iteración.

En resumen, en cada iteración del IRLS se encuentra una solución para un arreglo de distintos valores de ε^2 , y se encuentra el mínimo valor de g dado por la ecuación 4.23. Luego, la solución escogida es utilizada para crear la matriz W que se ocupará en el siguiente paso de la iteración.

4.3.3. Remoción del Modo Común de Error (CME)

Con el fin de extraer la mayor cantidad de información de los GPS, se han desarrollado varias técnicas de filtro para suprimir o eliminar ciertas fuentes de ruido en la serie posicional.

El modo común de error, o CME por sus siglas en inglés (*Common Mode Error*), es una señal de desplazamiento aparente, que es coherente en toda la red de estaciones GPS. El CME tiene origen en errores en la determinación del marco de referencia de cada intervalo en el cual se determina la posición, producidos por incertezas en la posición de los satélites de GPS, así como en los relojes de estos satélites.

Hay varias preguntas interesantes con respecto al CME que se pueden plantear: ¿Cuál es la fuente física del CME? ¿Qué señales están contenidas en este modo común? ¿La distribución espacial del CME podría ser uniforme en toda una región?

Según Dong *et al.* (2006), para calcular el CME a primer orden se puede hacer un "stacking" de un set de S estaciones representativas, en intervalos de tiempo de $i = 1, \dots, m$ días, de la forma

$$\varepsilon(t_i) = \frac{\sum_{k=1}^S (r_k(t_i) / \sigma_{i,k}^2)}{\sum_{k=1}^S (1 / \sigma_{i,k}^2)} \quad (4.24)$$

donde $r_k(t_i)$ es el valor residual de desplazamiento entre el modelo predicho y los datos de la k -ésima estación en un periodo de tiempo t_i , y $\sigma_{i,k}$ es la desviación estándar.

Con esto, se tiene que para cada estación la posición filtrada $x(t)$, es decir sin CME, se deriva simplemente extrayendo el modo común de error $\varepsilon(t)$ de la posición observada $x^0(t)$

$$x(t) = x^0(t) - \varepsilon(t) \quad (4.25)$$

El problema de este enfoque, es que se asume que el CME es igual para todas las estaciones, independiente de su posición. Pero esto no siempre es así, ya que, dada cierta geometría en las estaciones, las fuentes que causan el CME (terrestres o atmosféricas), pueden afectar de manera levemente distinta a cada estación, por ejemplo, debido a disipación de amplitud por distancia, o heterogeneidades laterales en la atmósfera.

A continuación, se verá un punto de vista que permite encontrar una respuesta de la red de estaciones ante el CME, la cual es no uniforme espacialmente (aunque sí considera uniformidad temporal).

Sea $\mathbf{X}_{m \times n}$ la matriz de residuales cuyas columnas contienen las series residuales de desplazamiento entre modelo predicho y los datos de GPS por cada estación. Con esta definición de \mathbf{X} , el índice de las filas m corresponde a la dimensión temporal, y el índice de las columnas n a la dimensión espacial (representa las estaciones). Como las columnas de la matriz \mathbf{X} , fueron formadas usando la residual de cada señal ajustada de serie de tiempo, se pretende identificar si existe una o más señales predominantes en las residuales de todas las estaciones. Para ello, se buscan dichas señales mediante un análisis de componente principal (PCA).

Sea \mathbf{B} la matriz de covarianzas cuyos elementos se pueden definir como

$$b_{ij} = \frac{1}{m-1} \sum_{k=1}^m \mathbf{X}(t_k, x_i) \mathbf{X}(t_k, x_j) \quad (4.26)$$

Esta matriz simétrica puede ser descompuesta como

$$\mathbf{B} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T \quad (4.27)$$

donde \mathbf{V} es la matriz ortonormal de vectores propios de \mathbf{B} , y $\mathbf{\Lambda}$ corresponde a una diagonal que contiene los valores propios correspondientes, la cual tiene k elementos distintos de cero. En la mayoría de los casos con datos de geodesia reales, se tiene que el rango de \mathbf{B} es completo, es decir $k = n$ (Dong *et al.* (2006)).

De este modo, se escoge la matriz de bases ortonormales \mathbf{V} para expandir la matriz de errores \mathbf{X}

$$\mathbf{X}(t_i, x_j) = \sum_{k=1}^n a_k(t_i) \nu_k(x_j) \quad (4.28)$$

donde $a_k(t)$ se deriva de

$$a_k(t_i) = \sum_{j=1}^n \mathbf{X}(t_i, x_j) \nu_k(x_j) \quad (4.29)$$

Esta descomposición es conocida como *PCA (Principal Component Analysis)*. El vector $a_k(t)$ se conoce como la k -ésima componente principal (CP) de la matriz \mathbf{X} , y $\nu_k(x)$ corresponde a su vector propio.

Si se ordenan los vectores propios, tal que sus valores propios correspondientes estén en orden decreciente, se tendrá que las primeras pocas CPs representan las mayores contribuciones de la varianza en las series de tiempo residuales de la red, lo que representa el CME (ver como ejemplo la figura 4.8).

En el anexo C se especifican algunos detalles y consideraciones de cómo se realizó la determinación del CME en este trabajo.

4.3.4. Velocidades inter-sísmicas de la zona norte de Chile

Se encuentran los parámetros de la ecuación (4.18) utilizando el método de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1 descrito en la sección 4.3.1. En este caso, para poder representar las tendencias periódicas semi-anales, y anuales, se utilizan 12 b-splines de orden 3 por año. Además, se impone que las discontinuidades a priori que se utilizarán son todos los sismos ocurridos en la zona con magnitud mayor o igual a 7.0. De este modo, utilizando el catálogo del Centro Sismológico Nacional (CSN), se determina que, dentro del periodo de tiempo considerado para el procesamiento de las series de tiempo, es decir, desde el año 2000 al 2016, los sismos con magnitud ≥ 7.0 corresponden a sólo 4 eventos: Arequipa 2001 M_w 8.4, Tarapacá 2005 M_w 7.9, Tocopilla 2007 M_w 7.7 y Pisagua 2014 M_w 8.2.

Se impone también, la condición que las series de tiempo posicionales deben tener una cantidad de datos equivalente a dos años (es decir, que deben poseer como mínimo 730 puntos), y que el tiempo total de medición, es decir, el tiempo entre el último y el primer dato, sea también mayor o igual a 2 años. De este modo, se evita realizar la inversión con estaciones que posean pocos datos o que no han podido capturar bien los fenómenos más lentos, como las señales estacionales, y que por tanto pueden mal condicionar el problema. A pesar de que el procesamiento de las series de tiempo parte desde el año 2000, estas condiciones reducen la ventana de tiempo a utilizar, siendo diferente en cada estación. Se tiene que, ninguna ventana de tiempo seleccionada cuenta con datos antes del año 2004, por lo que el terremoto de Arequipa 2001 M_w 8.4 no es considerado en la inversión de datos. Además, como para el cálculo de las velocidades inter-sísmicas no se consideran datos después del año 2014, se tiene entonces que las discontinuidades utilizadas para la primera iteración del método corresponden sólo a los eventos de Tarapacá 2005 M_w 7.9 y Tocopilla 2007 M_w 7.7.

Para explorar posibles valores de la constante de amortiguamiento ε^2 , se buscan 30 valores espaciados logarítmicamente y abarcando el intervalo entre $\varepsilon^2 = 10^{-2}$ hasta $\varepsilon^2 = 10^{1.4}$. Los valores obtenidos automáticamente mediante el método GCV descrito en la sección 4.3.2 para cada estación, se visualizan en el histograma de la figura 4.7, lo cual es útil para validar los valores escogidos como límites del arreglo, al no encontrarse los valores óptimos de ε^2 en los límites de dicho intervalo.

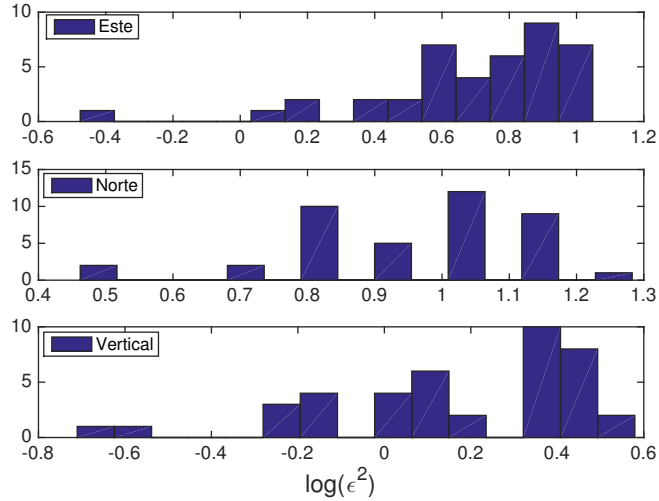


Figura 4.7: Histograma de los valores de ε^2 obtenidos por GCV para las distintas estaciones y en las tres componentes (E, N y Z), durante la inversión de las velocidades inter-sísmicas.

Para remover el modo común de error, se realizan 3 iteraciones en las cuales se remueve el CME obtenido a partir de los residuales de la iteración anterior. Para determinar el CME se escoge el primer modo en todas las componentes, ya que, en este caso, es el que contribuye mayoritariamente en las series de tiempo residuales. En la figura 4.8 se tienen los valores singulares de cada componente, correspondiente a la descomposición en valores singulares (SVD) realizada a la matriz de covarianzas de los residuales \mathbf{B} . En esta figura (4.8) se puede ver que el primer valor propio es el que más contribuye en la matriz.

Se grafican además los primeros modos normales espaciales, horizontales y verticales (figuras 4.9 y 4.10 respectivamente) determinados por la matriz de componentes principales \mathbf{A} , definida en la ecuación (4.29), y se grafican las series de tiempo de los primeros modos normales temporales dados por la matriz \mathbf{V} (figura 4.11).

De la ecuación (4.28) se puede ver que el CME corresponde a la unión de las series de tiempo de los modos normales temporales (dados por la matriz \mathbf{V}), las cuales estarán amplificadas en cada estación por su correspondiente modo espacial, definidos por la matriz \mathbf{A} . Dado que el CME es una señal coherente a todas las estaciones, es razonable esperar que esté controlado por aquellos modos que permitan esta coherencia en las estaciones, los cuales, intuitivamente deberían tener el mismo signo en toda la red. En los gráficos ya antes mencionados, se muestran sólo los tres primeros modos para poder visualizar que el primero es el único que predomina en el modo común de error.

Una explicación de por qué sólo la primera componente principal es relevante, es que las estaciones utilizadas son cercanas entre sí, es decir, su cobertura está acotada dentro de una región de menor extensión (del orden de unos cientos de kilómetros según Dong *et al.* (2006)). Al ser una cobertura de poca extensión, la señal del modo común de error no alcanza a ser afectada por la distancia, y por tanto es similar en todas las estaciones.

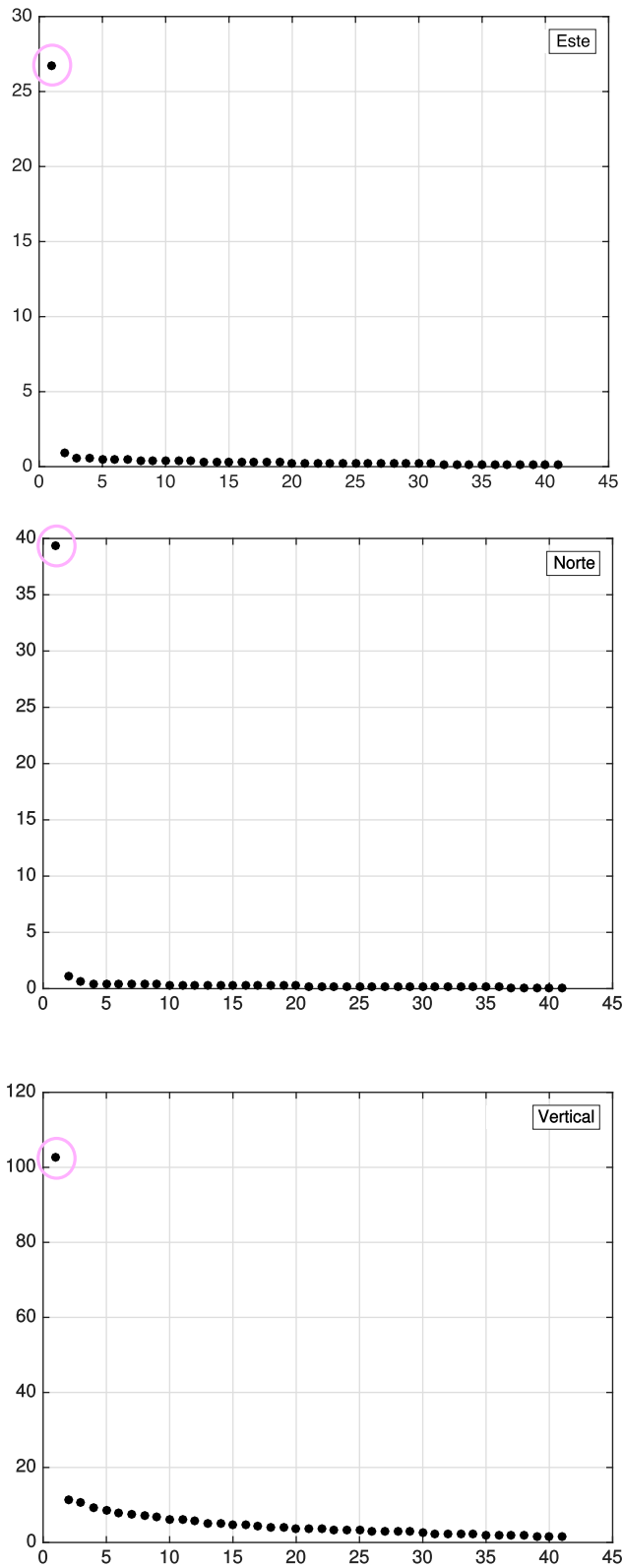


Figura 4.8: Valores propios de las componentes Este, Norte y Vertical correspondientes a la matriz de covarianzas \mathbf{B} , que representa las series residuales para la composición del CME. Se puede observar que, en las tres componentes, el primer modo es el que contribuye más a los residuales, el cual está marcado por un círculo magenta.

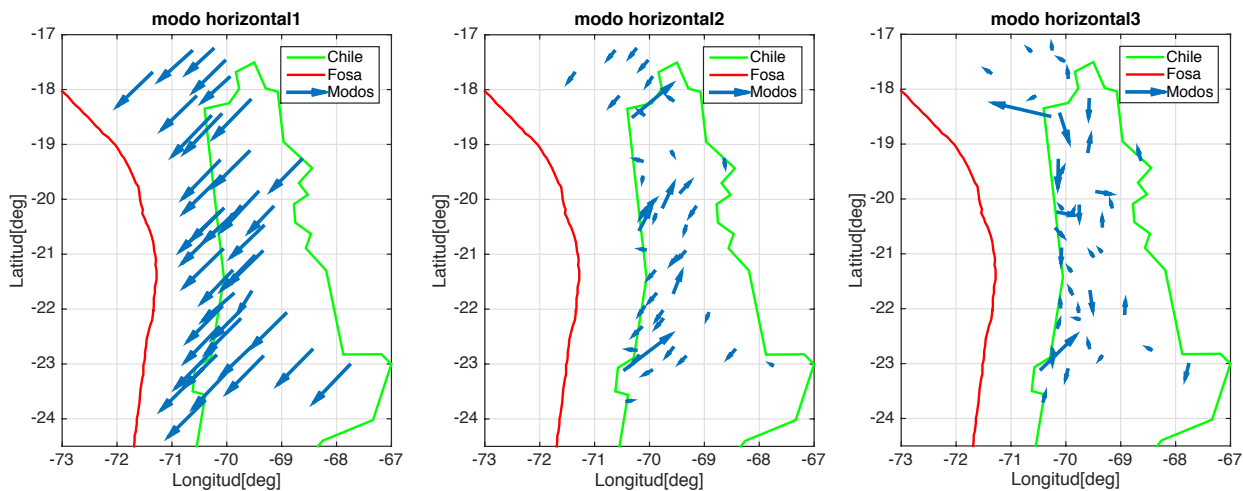


Figura 4.9: Modos normales horizontales dados por la matriz de componentes principales **A**. Aquí se representan los 3 primeros modos de la matriz (modo 1, 2 y 3 de izquierda a derecha respectivamente).

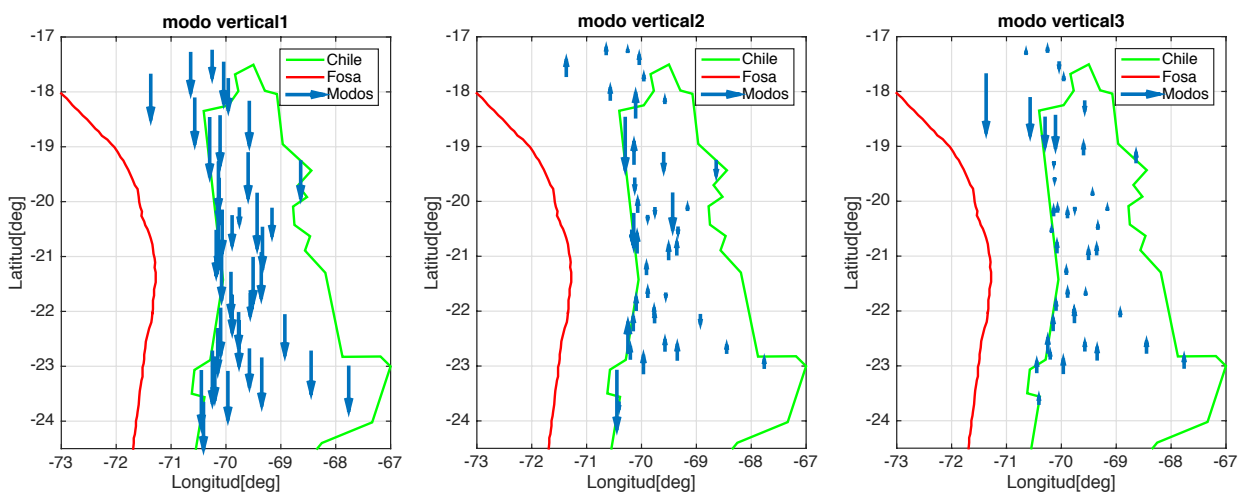
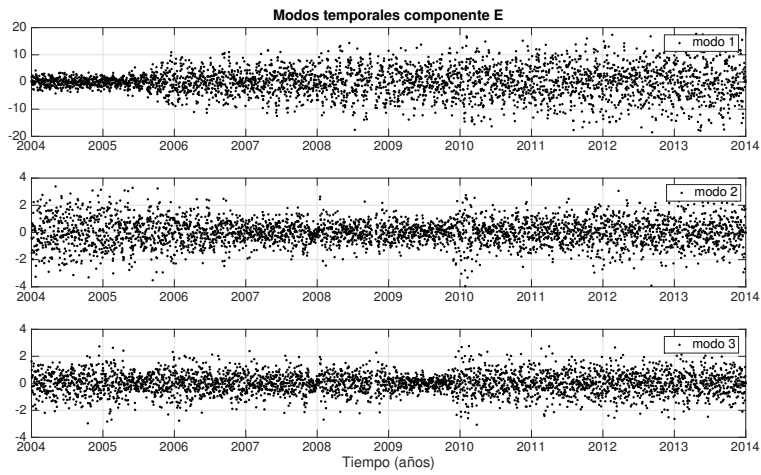
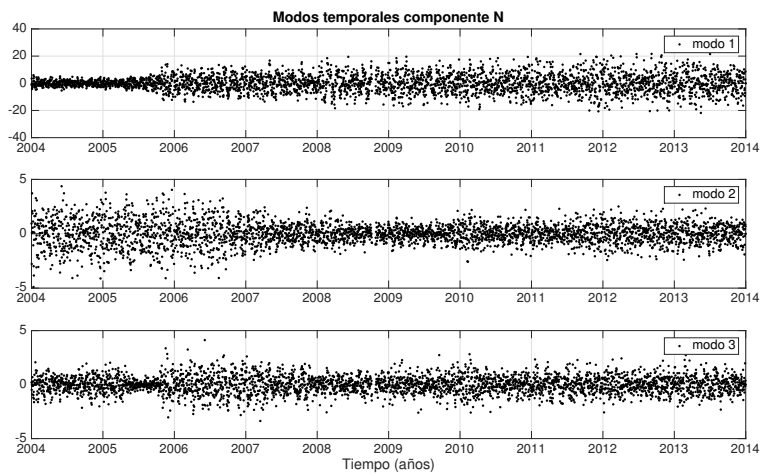


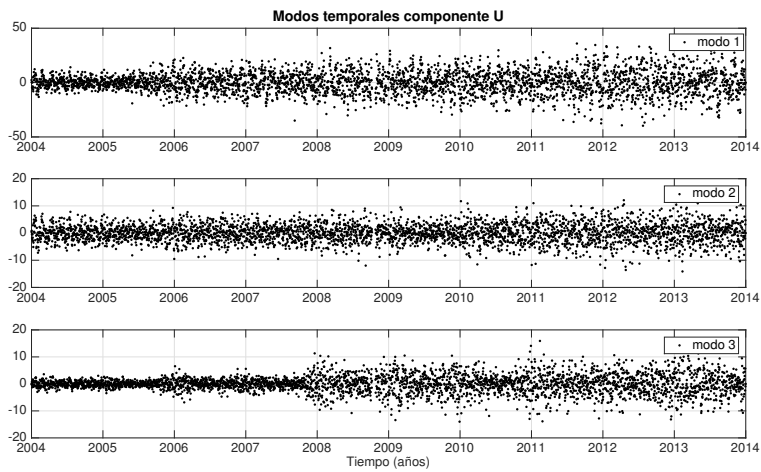
Figura 4.10: Modos normales verticales dados por la matriz de componentes principales **A**. Aquí se representan los 3 primeros modos de la matriz (modo 1, 2 y 3 de izquierda a derecha respectivamente).



(a)



(b)



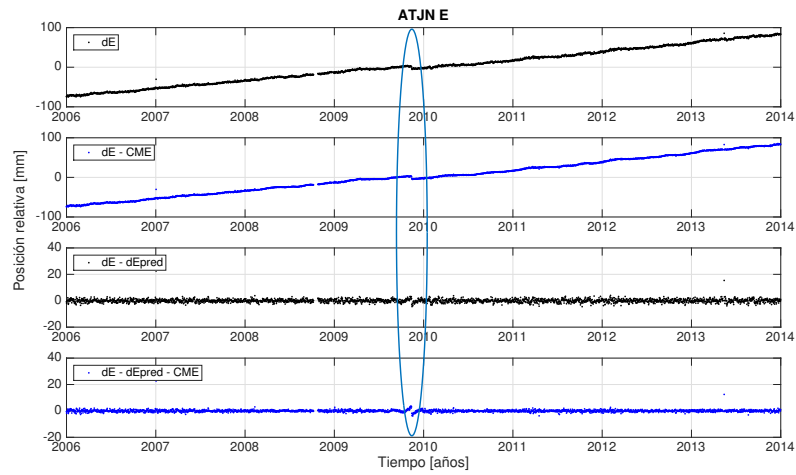
(c)

Figura 4.11: Modos temporales dados por la matriz V para cada una de las componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. Aquí, en cada figura se representan sólo los 3 primeros modos de la matriz V (Modo 1, 2 y 3 de arriba a abajo respectivamente).

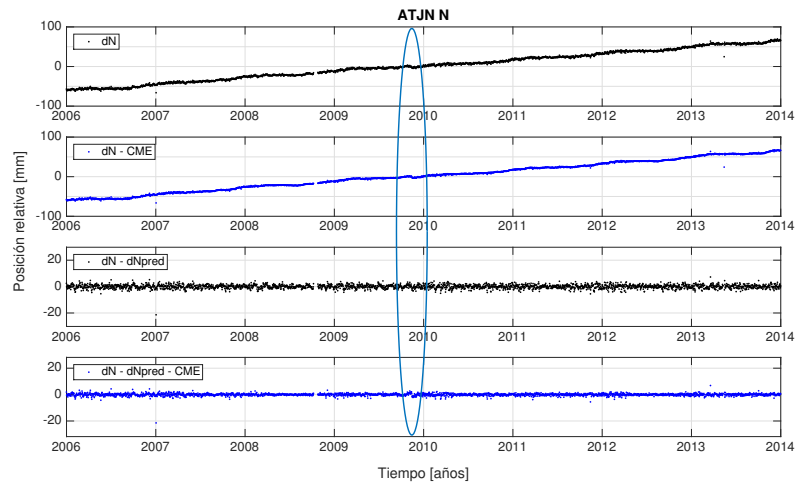
Cabe destacar que el objetivo de estimar y remover el CME de las series de tiempo es disminuir el nivel de ruido de las señales, lo que permite estimar de mejor manera discontinuidades y otras señales cuya amplitud sea cercana a la del CME. Por este motivo, en cada iteración se visualizan las series de tiempo con el CME removido de las tres componentes para todas las estaciones, con el fin de determinar las distintas discontinuidades que aparecen en ciertas estaciones, y de este modo incluirlos en la ecuación 4.18 (ejemplo en figuras 4.12 y 4.13)

En la figura 4.14 se muestran las velocidades inter-sísmicas obtenidas para la zona norte de Chile. Estas velocidades siguen la dirección esperada para la configuración de la red de estaciones, que en su mayoría corresponde a una compresión y alzamiento causado por los esfuerzos compresivos provocados por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (ejemplo figura 4.5.a). Además, tienen una magnitud del orden de 20 [mm/yr], que coincide con lo estimado por otros modelos de velocidad (como Métois *et al.* (2013), Chlieh *et al.* (2011), Moreno *et al.* (2010), Schurr *et al.* (2014)).

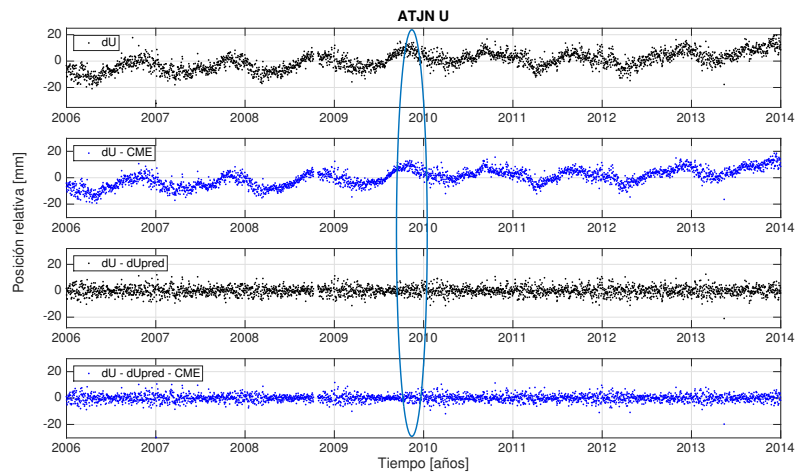
Finalmente, en esta sección no se realiza el cálculo de los errores a posteriori del modelo, debido a que no se calculará un modelo de acoplamiento, es decir, no se realizará una inversión de dislocación inter-sísmica, ya que se utilizará el modelo obtenido por Ortega-Culaciati *et al.* (2015). Las velocidades obtenidas se utilizan para mejorar la estimación de los desplazamientos post-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014.



(a)

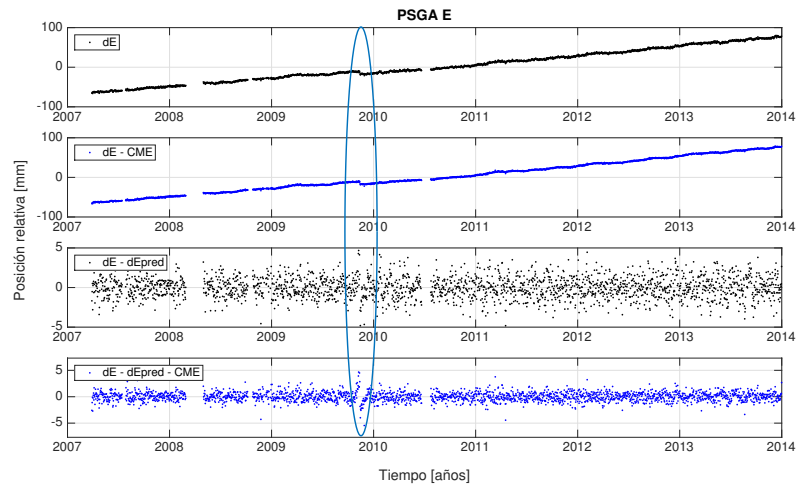


(b)

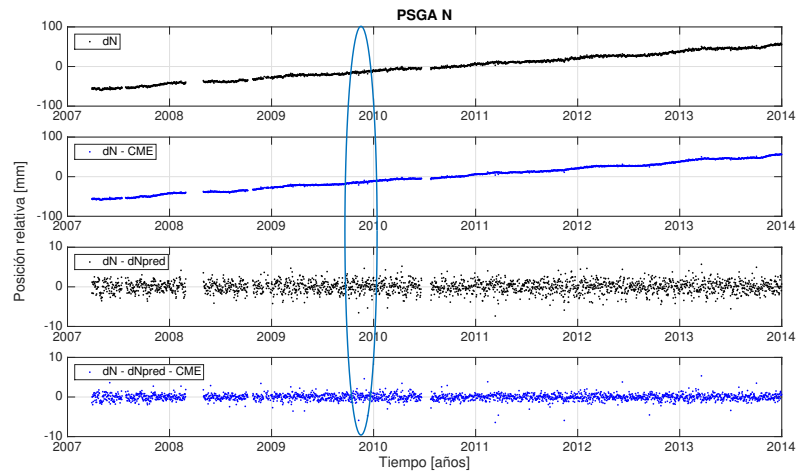


(c)

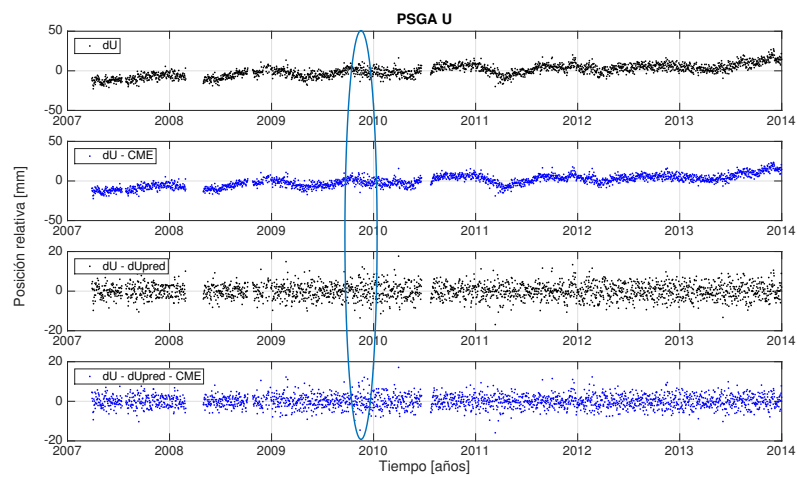
Figura 4.12: Series de tiempo posicional de las tres componentes de la estación ATJN: (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical, junto con sus respectivas series residuales. Las series negras representan a las señales sin removerles el CME, y las series azules muestran estas señales con el CME removido. La elipse celeste muestra una discontinuidad en la señal que no corresponde a los terremotos del catálogo utilizados para la primera iteración de la inversión.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.13: Series de tiempo posicional de las tres componentes de la estación PSGA: (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical, junto con sus respectivas series residuales. Las series negras representan a las señales sin removerles el CME, y las series azules muestran estas señales con el CME removido. La elipse celeste muestra una discontinuidad en la señal que no corresponde a los terremotos del catálogo utilizados para la primera iteración de la inversión.

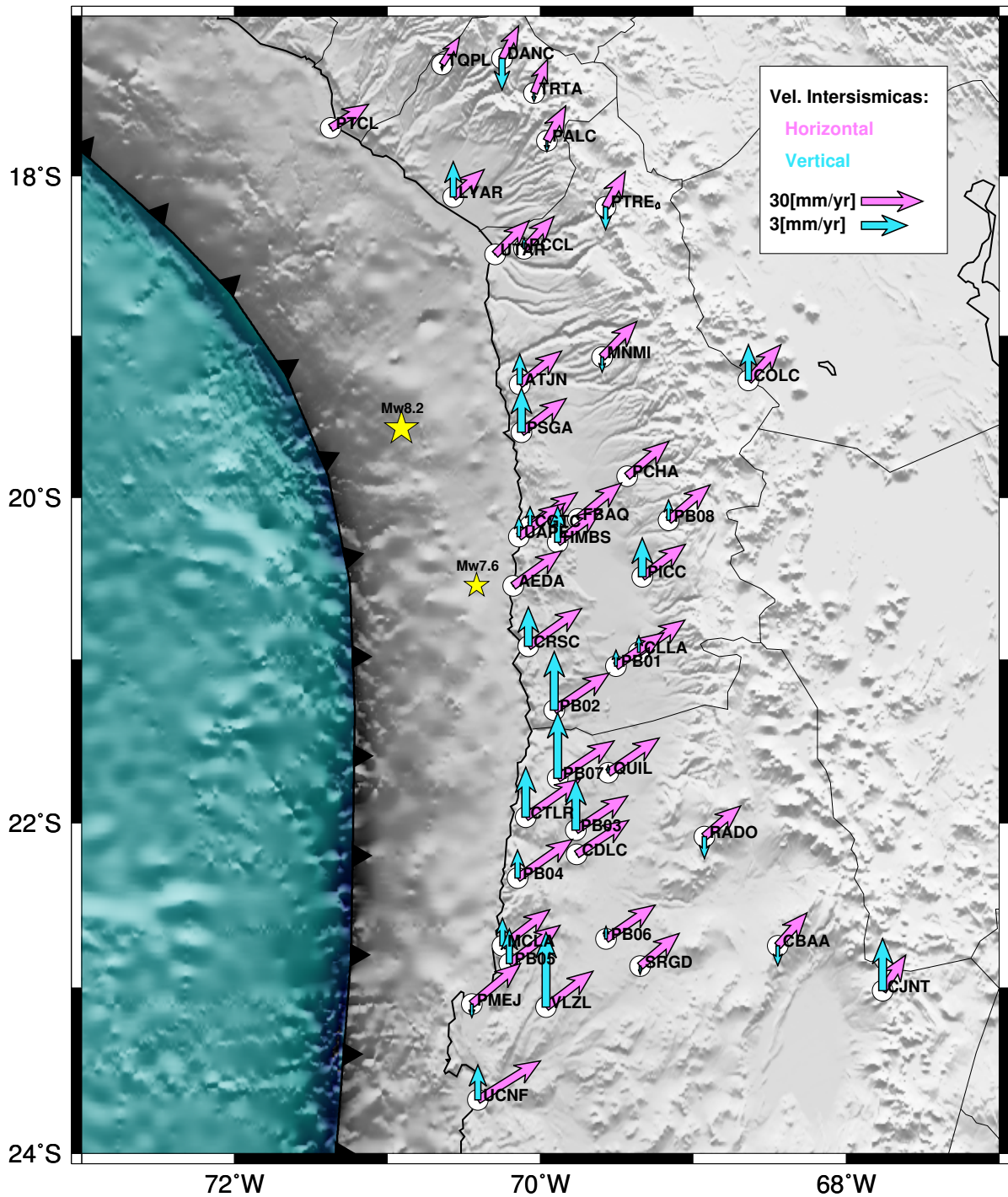


Figura 4.14: Velocidades inter-sísmicas horizontales y verticales (flechas **magenta** y **celeste**), obtenidas para la zona norte de Chile, durante el periodo entre el año 2004 al 2014, en las estaciones cGPS representadas por **círculos blancos** (datos en tabla E.3). Las **estrellas** representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN. En esta figura se eliminaron los desplazamientos verticales de las estaciones AEDA, FBAQ, PCHA, PTCL y UTAR ya que tenían una magnitud mucho mayor que el promedio y todas tienen una ventana sin datos de al menos un año. En la tabla E.3 se pueden observar estos valores.

4.4. Estimación de los desplazamientos post-sísmicos asociados a Pisagua

Toda la metodología realizada en la sección 4.3, tiene como finalidad determinar las velocidades inter-sísmicas, los desplazamientos co-sísmicos y otras discontinuidades de origen no tectónico presentes en la señal. Estas señales son removidas de la serie original, con el fin de obtener una nueva serie de tiempo que sólo contenga, con un nivel de ruido aceptable, los desplazamientos post-sísmicos provocados por grandes terremotos.

La ecuación (4.30), al lado izquierdo de la igualdad representa la serie posicional con las velocidades inter-sísmicas, los desplazamientos co-sísmicos y otras discontinuidades de origen no tectónico presentes en la señal removidas, lo que se considera como datos en esta etapa. De este modo, en el lado derecho de la igualdad quedan los términos que debemos estimar y que representan el proceso de relajación post-sísmica causado por terremotos. Se modela la relajación post-sísmica sólo para terremotos con magnitud mayor a 7.0 (ver sección 4.3.4), debido a que no se observa este proceso en los datos para magnitudes menores.

$$u(t) - u_0 - v \cdot t - \sum_{k=1}^{N_{\text{saltos}}} \alpha_k \cdot H(t - t_k) = \sum_{k=1}^{N_{\text{sismos}}} \sum_{\tau \in \mathcal{T}} \beta_k^\tau \cdot B_\tau^I(t - t_k) + \sum_{k=1}^{N_{\text{splines}}} \gamma_k \cdot B_k(t) \quad (4.30)$$

Los términos asociados a los coeficientes β_k^τ en (4.30), corresponden a semi b-splines integradas $B_\tau^I(t - t_k)$ con tiempo de decaimiento τ , donde \mathcal{T} correspondería a un conjunto de valores τ escogidos para el ajuste (figura 4.15). Estas funciones $B_\tau^I(t - t_k)$ modelan los desplazamientos post-sísmicos. Los términos asociados a los coeficientes γ_k modelan las señales estacionales anuales y semi-anuales (ver sección 4.3 y anexo B).

Para modelar señales transientes lentas con tiempos de inicio y duración desconocidos, Riel *et al.* (2014) propuso un método que utiliza técnicas de estimación con soluciones *sparse*, en donde el modelo que propone para representar las series de tiempo considera en sus parámetros una serie de funciones b-spline de tercer orden integradas, caracterizadas por diferentes tiempos de duración. La ventaja de su método es que permite encontrar los tiempos de duración y los tiempos de inicio dominantes en las señales transientes, sin que estos se deban incluir como información a priori.

En este trabajo, para representar la relajación post-sísmica se utilizó un enfoque similar al de Riel *et al.* (2014), en donde se desea utilizar funciones base con un inicio abrupto, dadas las aceleraciones rápidas que ocurren inmediatamente después de un terremoto (Bevis & Brown (2014)). De este modo, en la ecuación (4.30), el término que representa la relajación post-sísmica considera, para cada sismo, la suma de funciones de decaimiento con distintos tiempos de duración τ . Estas funciones están dadas por el término B_τ^I , que se define como la mitad positiva y normalizada de la integral de una función b-spline, de ancho 2τ , centrada en cero. En la figura 4.15 se muestran las funciones B_τ^I utilizadas, las que abarcan tiempos de decaimiento de 4 a 8192 días (pertenecientes al conjunto \mathcal{T}).

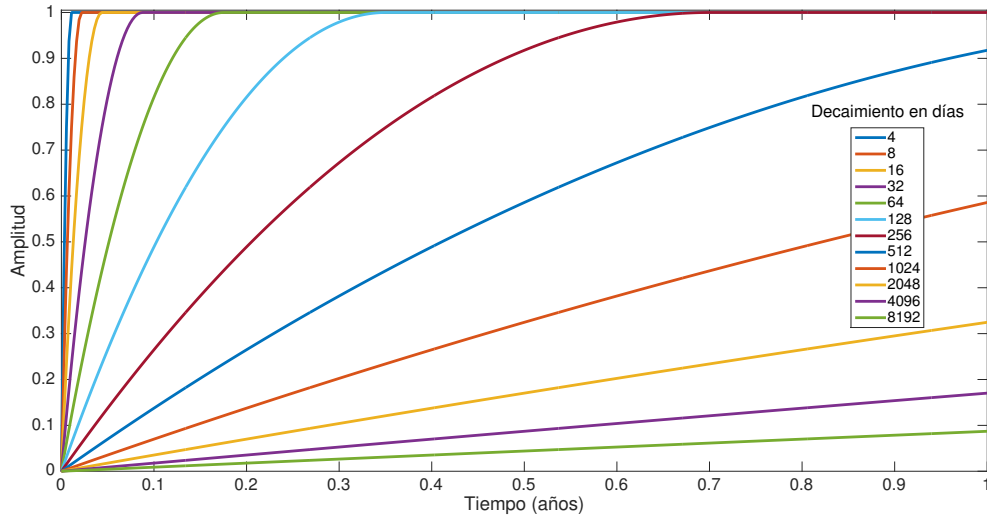


Figura 4.15: Ejemplo de las funciones utilizadas para modelar los decaimientos post-sísmicos a distintas escalas. En este caso, se utilizaron funciones correspondientes a la mitad de una B-spline integrada, centrada en cero y normalizada.

Se utilizan estas funciones, ya que representan deformaciones transientes de inicio rápido, pero que se ralentizan con el tiempo y que además tienen una duración finita, lo cual caracteriza de mejor manera las deformaciones post-sísmicas, las que deberían disminuir progresivamente luego de la ocurrencia de un terremoto, hasta llegar a ser nulas. Además, se utiliza la sumatoria de estas funciones con distintas escalas de tiempos, ya que el tiempo de relajación post-sísmico es desconocido, y varía según la magnitud del terremoto y la posición de la estación con respecto al epicentro, entre otros factores. De este modo, no es necesario conocer el tiempo de decaimiento post-sísmico, o el tiempo que durará la etapa post-sísmica antes de volver al estado de equilibrio, para incluirlo dentro de la ecuación (por ejemplo, Hsu *et al.* 2006; Freed 2007; Bevis & Brown 2014, quienes imponen un tiempo de decaimiento fijo tal que les permita obtener un buen ajuste).

Es importante hacer notar que las funciones base B_{τ}^I son modelos netamente matemáticos, a diferencia de los decaimientos logarítmicos comúnmente utilizados, que tienen origen en un modelo físico basado en leyes de fricción (Hsu *et al.* (2006), Freed (2007), Bevis & Brown (2014)). Estas funciones se escogen por ser continuas y suaves, por su cambio monótono de inicio rápido, y principalmente por su finitud, lo que caracteriza de mejor manera el comportamiento de las deformaciones post-sísmicas.

Como la ecuación (4.30) se describe en función de una gran cantidad de funciones base, el problema se resuelve con el método de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1 descrito en la sección 4.3.1, lo que permite encontrar soluciones *sparse* y representar la serie de tiempo con una mínima cantidad de funciones base. En este caso se buscan soluciones *sparse* para todos los parámetros, así que se utiliza una matriz de regularización L igual a la identidad. También se utiliza el criterio de validación cruzada generalizada en cada paso de la iteración (sección 4.3.2) para determinar la constante de amortiguamiento adecuada para el ajuste de cada serie de tiempo.

Para estimar los desplazamientos post-sísmicos de un determinado tiempo relativo al tiempo de ocurrencia del terremoto, se calculan los desplazamientos post-sísmicos dados por el término $\sum_{\tau \in T} \beta_k^T \cdot B_{\tau}^I(t)$, en donde t corresponde a un arreglo de tiempo que abarca desde 0 hasta el

tiempo que se desee evaluar, y τ es la escala de tiempo propia de cada función base $B_\tau^I(t)$. Luego, simplemente se resta el valor final de la posición estimada, menos el valor inicial.

4.4.1. Cuantificación de la incertidumbre de los modelos de tipo *sparse*

Como la técnica de propagación de error de Montecarlo (sección 4.2.2) requiere resolver un problema de inversión dado una cantidad de veces suficiente para tener un buen muestreo de las distintas soluciones, es inviable utilizarlo para resolver la ecuación 4.30, ya que por cada iteración del método IRLS se resuelve la minimización para distintos valores de ε^2 , lo que se traduce en un tiempo de procesamiento muy elevado. De este modo, se propone una forma alternativa para estimar los errores en los parámetros del modelo, basada en el método descrito por Riel *et al.* (2014), donde se relaja la norma L_1 a una L_2 con pesos adecuados en la regularización del problema inverso.

En la norma L_1 , se puede interpretar la minimización de la función de costo de la ecuación (4.21), como escoger el óptimo subconjunto de elementos de G que minimizan el error de ajuste de los datos y el número de elementos utilizados para la solución. De este modo, se puede construir una matriz \tilde{G} (Riel *et al.* 2014), cuyas filas corresponden a cada instante de tiempo de la serie y las columnas representan a los elementos correspondientes a los coeficientes en m con las mayores magnitudes en valor absoluto. Se construye una matriz de covarianza a priori C_m , en donde los valores de la diagonal corresponden al cuadrado de los coeficientes de m estimado usando la regularización L_1 . Luego, para una matriz de covarianzas de los datos dada C_d , se puede aplicar la formulación estándar de mínimos cuadrados para la obtención de un vector \tilde{m}

$$\tilde{m} = (\tilde{G}^T C_d^{-1} \tilde{G} + C_m^{-1})^{-1} \tilde{G}^T C_d^{-1} d \quad (4.31)$$

Utilizando las desviaciones estándar de los datos en C_d , la matriz de covarianzas a posteriori del modelo se puede escribir como

$$\tilde{C}_m = (\tilde{G}^T C_d^{-1} \tilde{G} + C_m^{-1})^{-1} \quad (4.32)$$

Luego, la función de densidad de probabilidad de los datos predichos es una Gaussiana multivariada con un promedio $\tilde{G}\tilde{m}$, y su matriz de covarianzas a posteriori $\tilde{C}_d^{\text{post}}$ está dada por

$$\tilde{C}_d^{\text{post}} = \tilde{G} \tilde{C}_m \tilde{G}^T \quad (4.33)$$

Notar que la fórmula dada en (4.32) para \tilde{C}_m usa en su definición los errores formales de los datos, cuyos valores no necesariamente se condicionan con la dispersión de la señal residual después del ajuste (ver ejemplo en la figura 4.16).

Luego, a modo de incorporar la dispersión de la residual en los errores de los parámetros obtenidos, corregimos los errores de los datos con la siguiente fórmula

$$C_d^\alpha = \alpha^2 C_d \quad (4.34)$$

donde α^2 es un factor de escala para las varianzas observacionales, que se obtiene de manera que al considerar los errores escalados C_d^α , el término χ^2 (asociado a la dispersión de error) efectivo sea igual a 1.

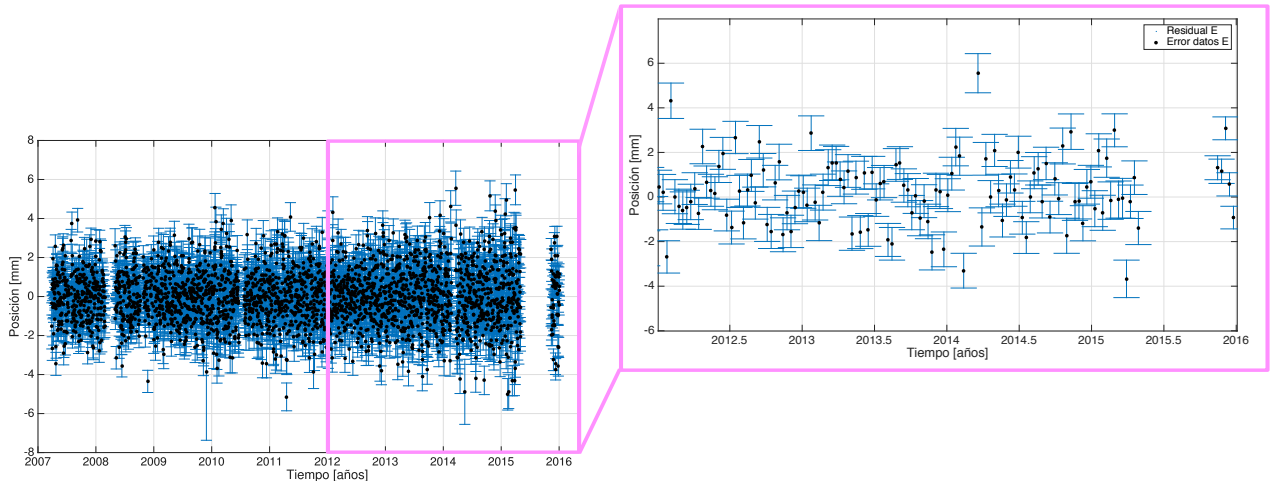


Figura 4.16: Señal residual entre los datos y la predicción (puntos negros) de la componente Este de la estación de PSGA, junto con las barras de error que representan los errores formales de los datos. Al lado derecho se realiza un zoom, junto con un re-muestreo, con el fin de poder notar a simple vista que la magnitud en los residuales es mayor que la de los errores formales.

Una manera de estudiar la dispersión del error en los problemas de inversión consiste en evaluar el término χ^2 que se define como,

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{\sigma_i^2} \quad (4.35)$$

Luego, asumiendo que la matriz de covarianzas de los datos es diagonal y corresponde al cuadrado de las desviaciones estándar en su diagonal, se tiene que los errores corregidos (o escalados) de los datos son los errores observacionales amplificados por el factor α , es decir,

$$\sigma_{\alpha,i} = \alpha \sigma_i \quad (4.36)$$

De este modo, se evaluará el término χ_α^2 dado por,

$$\chi_\alpha^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{\sigma_{\alpha,i}^2} \quad (4.37)$$

$$= \alpha^{-2} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{\sigma_i^2} \quad (4.38)$$

$$= \alpha^{-2} \chi^2 \quad (4.39)$$

Se desea encontrar el factor α tal que se cumpla la regla de tres (conocida en inglés como *thumb rule*),

$$\frac{\chi_\alpha^2}{N_{\text{dof}}} \leq 1 \quad (4.40)$$

donde N_{dof} representa el número de grados de libertad, que se puede aproximar como la cantidad de datos menos la cantidad de parámetros ($N_{\text{dof}} = N - M$).

De este modo, si no se cumple la desigualdad (4.40) para $\alpha = 1$, se calcula α de manera que

$$\frac{\chi_{\alpha}^2}{N_{\text{dof}}} = 1 \quad (4.41)$$

Así, se tendrá en dicho caso que

$$\alpha^2 = \frac{\chi^2}{N_{\text{dof}}} \quad (4.42)$$

En resumen, primero se calcula el modelo para los errores formales de los datos ($\alpha = 1$). Luego, si no se cumple la desigualdad de (4.40), se aumentan los errores formales de los datos por el factor α que permite que se cumpla la igualdad. Una vez escalados estos errores se procede a ajustar un nuevo modelo que resuelva la ecuación (4.30) y su respectiva matriz de covarianzas mediante el método de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1 , pero utilizando C_d^{α} .

Como el cálculo de los desplazamientos post-sísmicos se calcula como una resta entre dos valores de datos predichos, para determinar el error de este desplazamiento se utiliza la propagación de error de la suma de dos variables.

Sea D^{post} el desplazamiento post-sísmico

$$D^{\text{post}} = d_{t_0} - d_{t_1} \quad (4.43)$$

Entonces, dada la matriz de covarianzas a posteriori $\widehat{C}_{\alpha,d}^{\text{post}}$, determinada en función de la matriz \widehat{G} , cuyas filas representan el arreglo de tiempo que dura la cantidad del decaimiento que se quiere calcular, según la expresión dada por la ecuación (4.33), se tiene que la varianza del desplazamiento post-sísmico está dada por

$$\text{Var}(D^{\text{post}}) = \widehat{C}_{\alpha,d}^{\text{post}}(t_0, t_0) + \widehat{C}_{\alpha,d}^{\text{post}}(t_1, t_1) - 2\widehat{C}_{\alpha,d}^{\text{post}}(t_0, t_1) \quad (4.44)$$

Es importante destacar que este método utilizado para calcular los errores en los desplazamientos post-sísmicos, es una aproximación que permite encontrar una estimación de un orden de magnitud razonable, en comparación con los residuales entre los datos medidos y los predichos. Pero al ser este método una inversión no lineal, no es completamente correcto determinar la matriz de covarianzas del modelo como la propagación de error correspondiente a mínimos cuadrados, y lo ideal sería utilizar métodos estadísticos para evaluar cómo varía el modelo, pero que lamentablemente conllevan a un costo computacional muy elevado.

4.4.2. Deformaciones post-sísmicas provocadas por el terremoto de Pisagua 2014

Se resuelve el problema descrito en (4.30), utilizando el método de inversión de mínimos cuadrados con regularización en la norma L_1 , para obtener soluciones tipo *sparse*. Para esto, se utilizan las series de tiempo diarias en un rango de tiempo que abarca desde el año 2004 hasta mediados del 2016. A estas señales se le sustrae la tendencia inter-sísmica determinada en la sección 4.3,

junto con los saltos co-sísmicos del catálogo (terremotos del 2005 y 2007) y las otras discontinuidades como saltos co-sísmicos, señales antropogénicas, o cambios en el marco de referencia, que fueron determinadas manualmente para cada estación. Las figuras 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20 muestran ejemplos de las series de tiempo con las señales ya mencionadas removidas, en donde se puede visualizar que la señal resultante se compone básicamente por la relajación post-sísmica causada por diversos sismos.

Cabe mencionar que, como nuevos parámetros en la ecuación (4.30) se agregan al catálogo los terremotos de Pisagua y su principal réplica para que sean determinados como saltos dentro de la inversión. Los decaimientos post-sísmicos (representados por los coeficientes β) se calculan para los eventos mayores, es decir, para el terremoto del 2005, 2007 y Pisagua 2014, ya que estos generan una señal post-sísmica relevante y visible en las estaciones más cercanas al epicentro, lo que es consistente al no observar este tipo de señales en las series de tiempo residual.

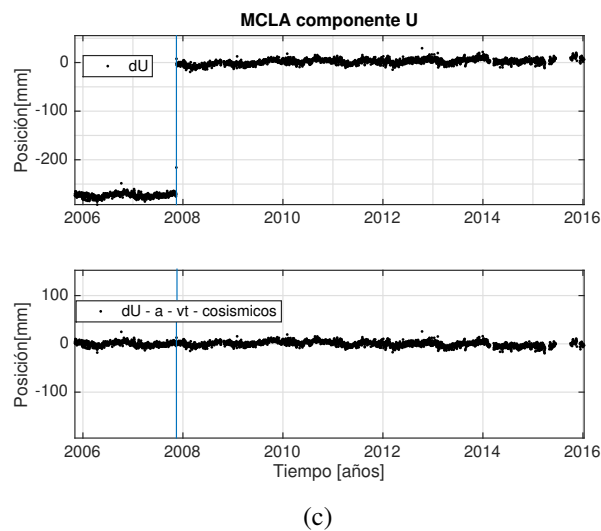
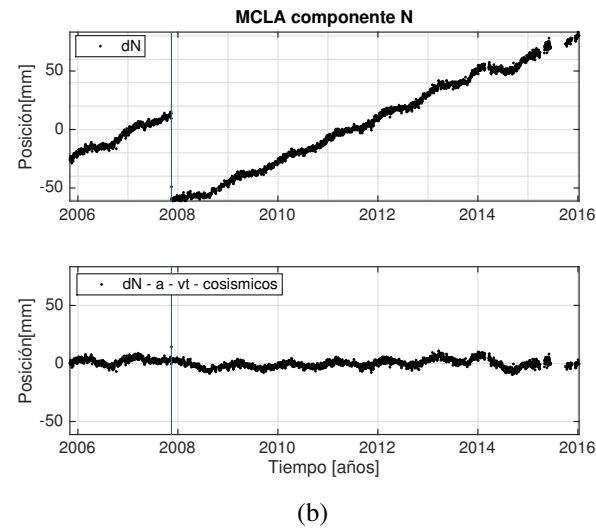
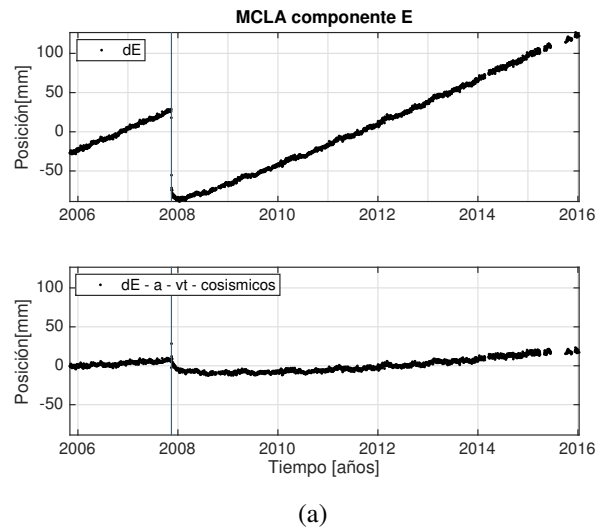
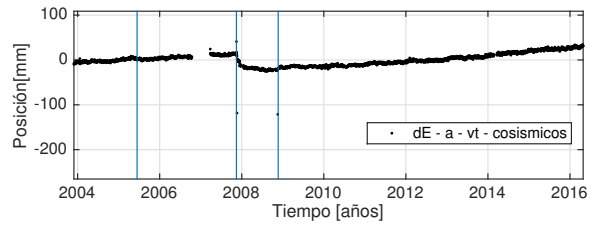
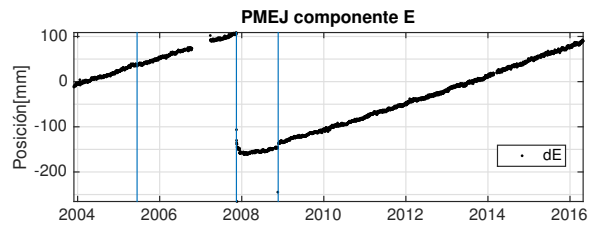
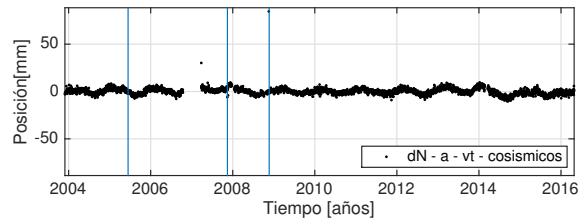
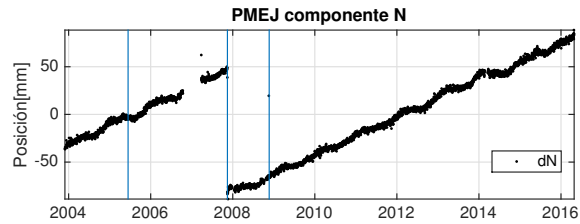


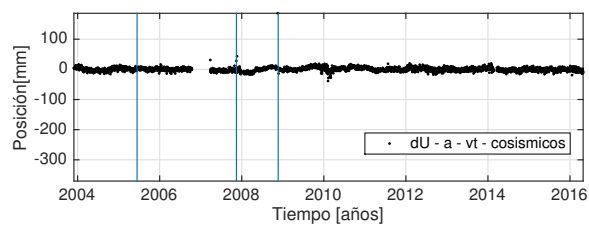
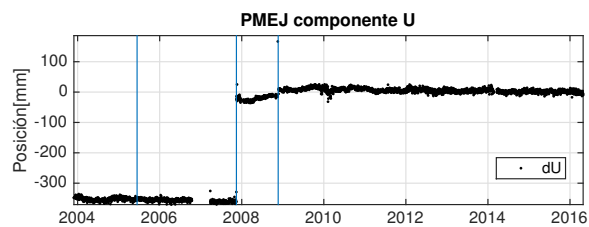
Figura 4.17: Serie de tiempo de la estación MCLA, que muestra las señales de las tres componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. En cada componente se muestra la serie sin remover (arriba) y con remover (abajo) las diferentes señales obtenidas en la sección 4.3, que corresponden a las tasas seculares y a las diferentes discontinuidades (marcadas por líneas verticales azules) correspondientes a desplazamientos co-sísmicos de los terremotos de Tarapacá 2005 y Tocopilla 2007, o a otras discontinuidades obtenidas manualmente para cada señal.



(a)

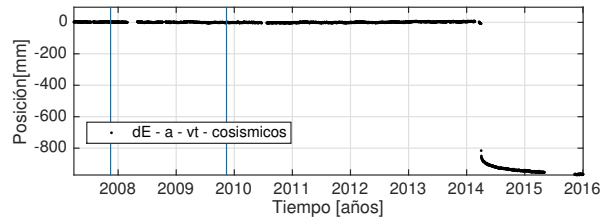
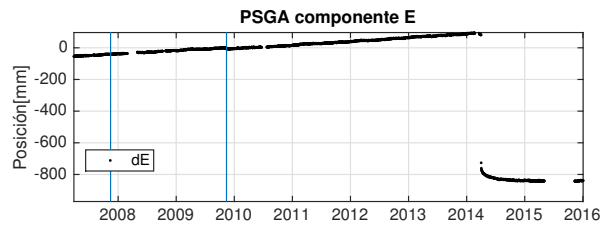


(b)

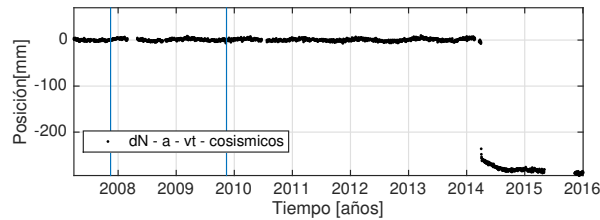
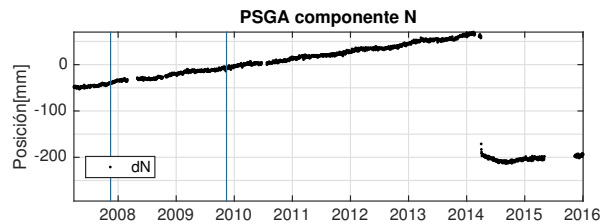


(c)

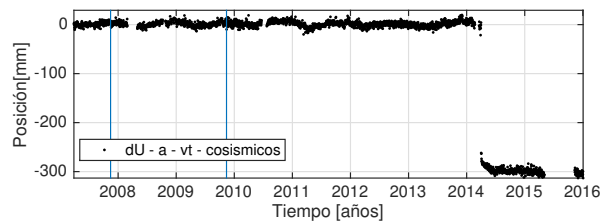
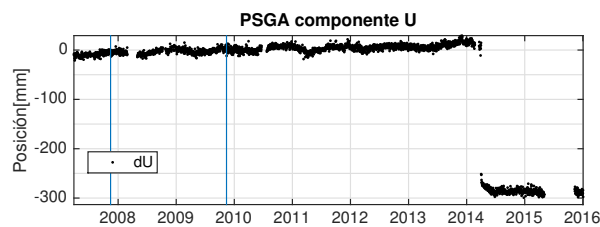
Figura 4.18: Serie de tiempo de la estación PMEJ, que muestra las señales de las tres componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. En cada componente se muestra la serie sin remover (arriba) y con remover (abajo) las diferentes señales obtenidas en la sección 4.3, que corresponden a las tasas seculares y a las diferentes discontinuidades (marcadas por líneas verticales azules) correspondientes a desplazamientos co-sísmicos de los terremotos de Tarapacá 2005 y Tocopilla 2007, o a otras discontinuidades obtenidas manualmente para cada señal.



(a)

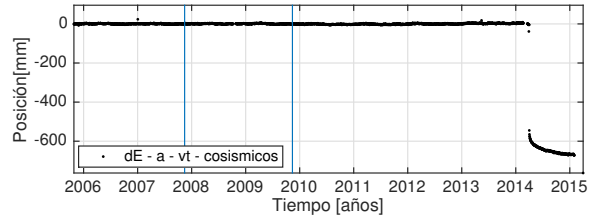
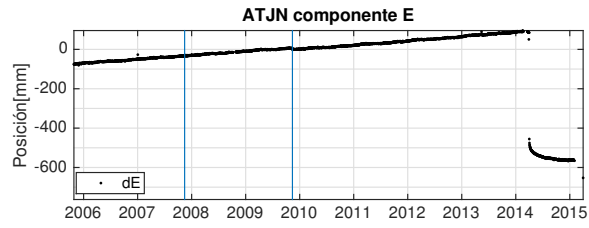


(b)

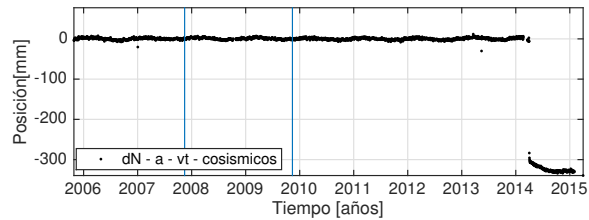
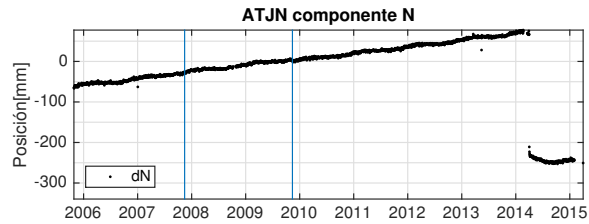


(c)

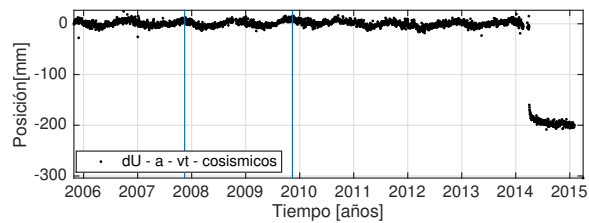
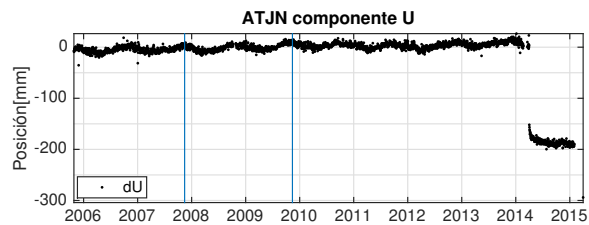
Figura 4.19: Serie de tiempo de la estación PSGA, que muestra las señales de las tres componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. En cada componente se muestra la serie sin remover (arriba) y con remover (abajo) las diferentes señales obtenidas en la sección 4.3, que corresponden a las tasas seculares y a las diferentes discontinuidades (marcadas por líneas verticales azules) correspondientes a desplazamientos co-sísmicos de los terremotos de Tarapacá 2005 y Tocopilla 2007, o a otras discontinuidades obtenidas manualmente para cada señal.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.20: Serie de tiempo de la estación ATJN, que muestra las señales de las tres componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. En cada componente se muestra la serie sin remover (arriba) y con remover (abajo) las diferentes señales obtenidas en la sección 4.3, que corresponden a las tasas seculares y a las diferentes discontinuidades (marcadas por líneas verticales azules) correspondientes a desplazamientos co-sísmicos de los terremotos de Tarapacá 2005 y Tocopilla 2007, o a otras discontinuidades obtenidas manualmente para cada señal.

Se utiliza un total de 35 valores de ε^2 equiespaciados logarítmicamente en el rango de $\varepsilon^2 = 10^{-2}$ y $\varepsilon^2 = 10^{1.8}$. En la figura 4.21 se pueden distinguir los distintos valores de ε^2 seleccionados por el método de validación-cruzada generalizada para las distintas estaciones, confirmando que el rango escogido es válido al no encontrarse los valores óptimos de ε al borde de éste.

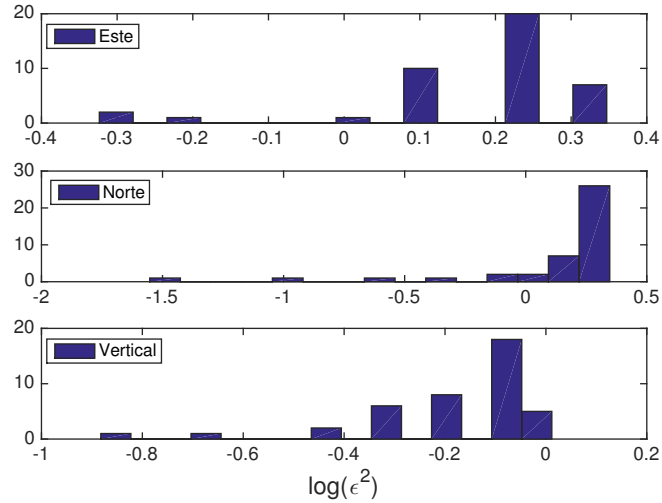


Figura 4.21: Histograma de los valores de ε^2 obtenidos para las distintas estaciones, en la inversión de los desplazamientos post-sísmicos.

En las figuras 4.22, 4.23 y 4.24 se muestran las amplitudes de las funciones B_τ^I para los tiempos de decaimiento τ , y los decaimientos post-sísmicos de dos años, resultantes para 3 estaciones cercanas al epicentro del terremoto (PSGA, ATJN y CGTC). Se puede ver que, efectivamente, las soluciones para los τ son *sparse* y, por tanto, la combinación lineal de sólo una pequeña cantidad de funciones base puede caracterizar de buena forma la relajación post-sísmica, sin la necesidad de tener conocimiento previo del tiempo de decaimiento post-sísmico.

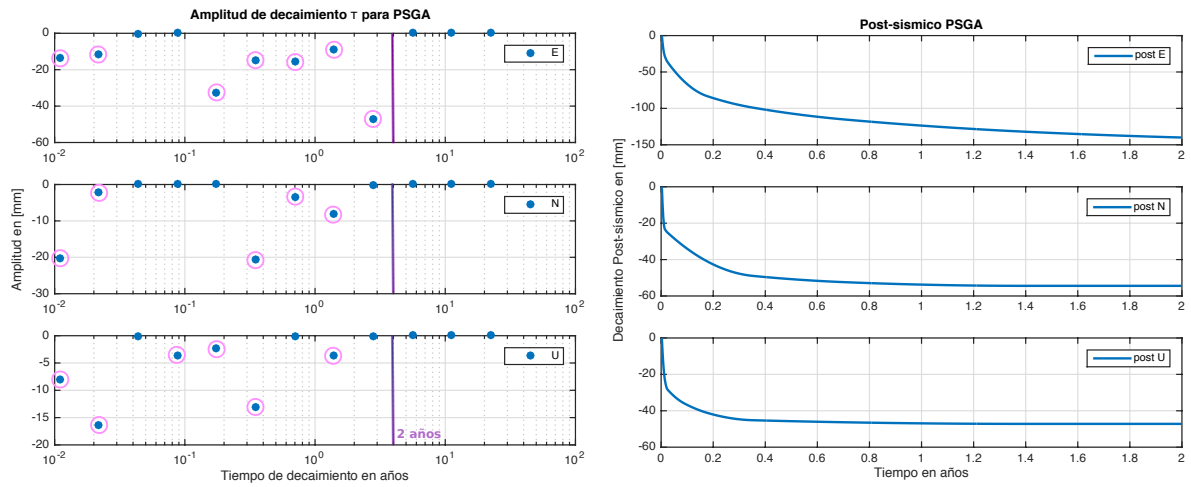


Figura 4.22: (Izquierda) Valor de las amplitudes de decaimiento τ determinadas en la inversión para las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo). Los círculos magenta indican qué valores de τ son distintos de cero, y la línea vertical morada indica el periodo de 2 años. (Derecha) Funciones de decaimiento post-sísmicos del terremoto de Pisagua para 2 años, en las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo), generadas por la combinación lineal de las funciones $B_{\tau}^I(t)$ amplificadas por los distintos valores de τ . Resultados obtenidos para la inversión de la estación PSGA.

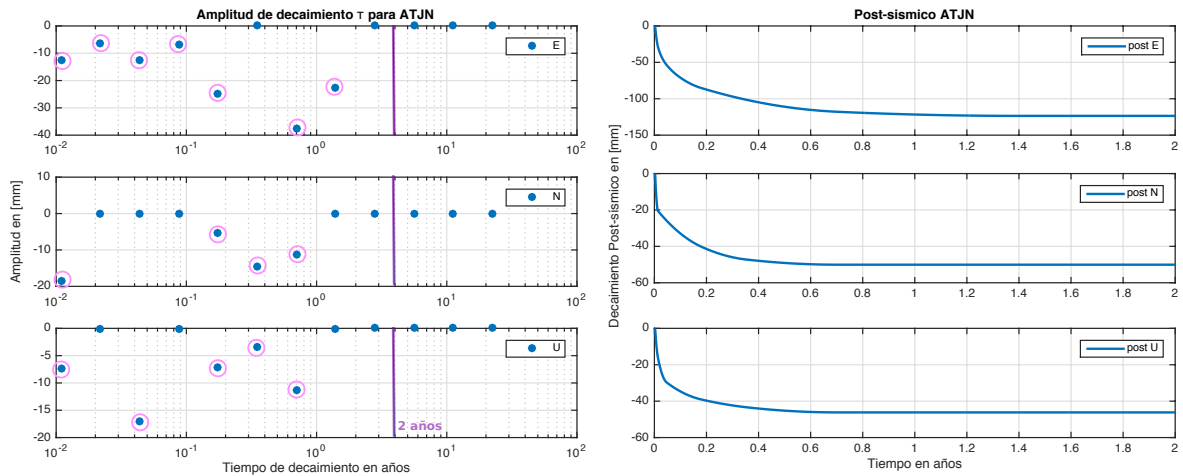


Figura 4.23: (Izquierda) Valor de las amplitudes de decaimiento τ determinadas en la inversión para las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo). Los círculos magenta indican qué valores de τ son distintos de cero, y la línea vertical morada indica el periodo de 2 años. (Derecha) Funciones de decaimiento post-sísmicos del terremoto de Pisagua para 2 años, en las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo), generadas por la combinación lineal de las funciones $B_{\tau}^I(t)$ amplificadas por los distintos valores de τ . Resultados obtenidos para la inversión de la estación ATJN.

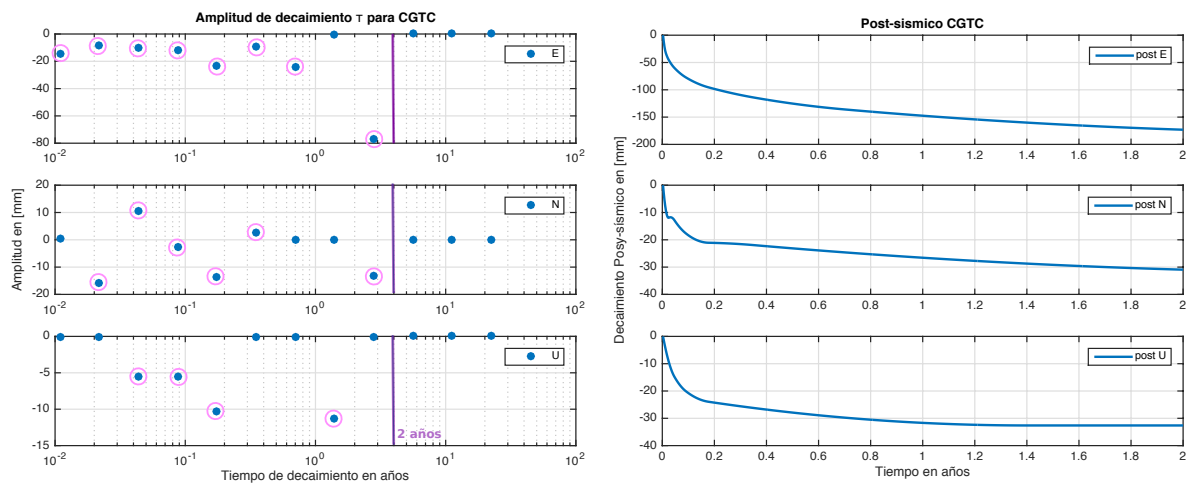
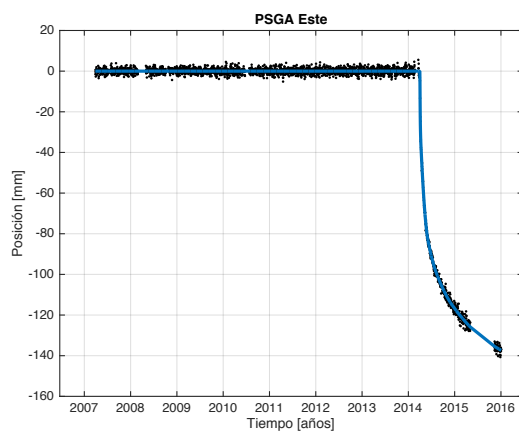
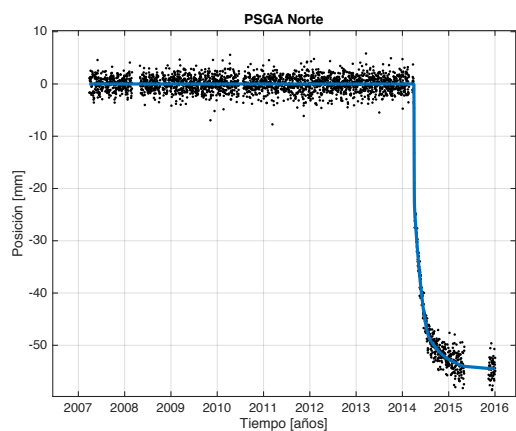


Figura 4.24: (Izquierda) Valor de las amplitudes de decaimiento τ determinadas en la inversión para las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo). Los círculos magenta indican qué valores de τ son distintos de cero, y la línea vertical morada indica el periodo de 2 años. (Derecha) Funciones de decaimiento post-sísmicos del terremoto de Pisagua para 2 años, en las distintas componentes Este (arriba), Norte (centro) y Vertical (abajo), generadas por la combinación lineal de las funciones $B_{\tau}^I(t)$ amplificadas por los distintos valores de τ . Resultados obtenidos para la inversión de la estación CGTC.

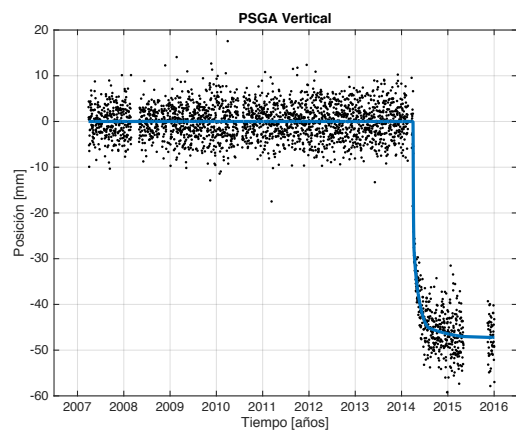
En las figuras 4.25, 4.26 y 4.27 se muestran las deformaciones post-sísmicas calculadas en comparación a las series posicionales utilizadas como dato, a las cuales se les remueve los ajustes de los desplazamientos co-sísmicos y las señales modeladas por las b-splines, con el fin de tener únicamente datos de deformación post-sísmica.



(a)

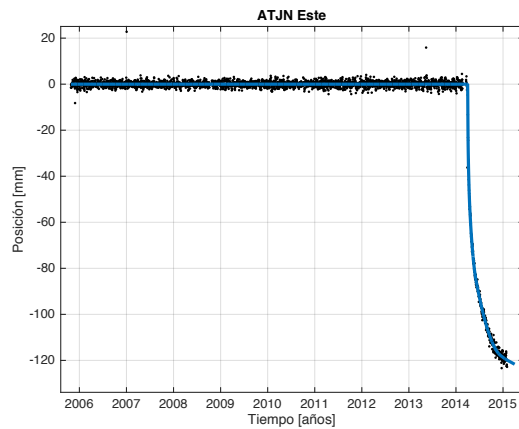


(b)

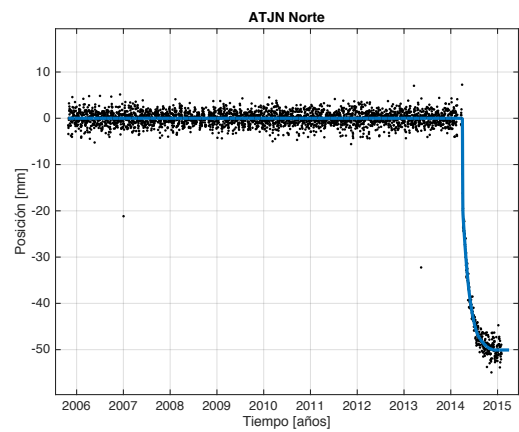


(c)

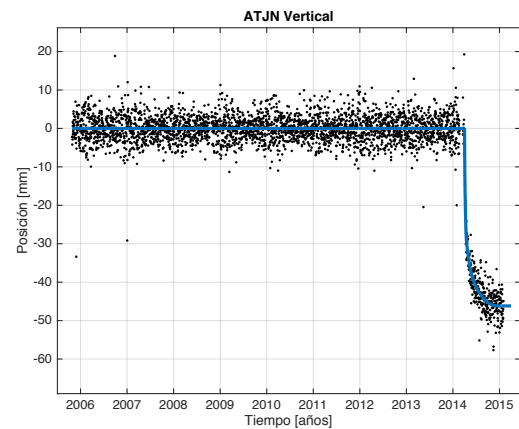
Figura 4.25: Comparación entre las series de tiempo con los ajustes de b-splines y saltos co-sísmicos removidos (puntos negros), y la tendencia post-sísmica calculada (línea azul), en cada una de las 3 componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. Series correspondientes a la estación PSGA.



(a)

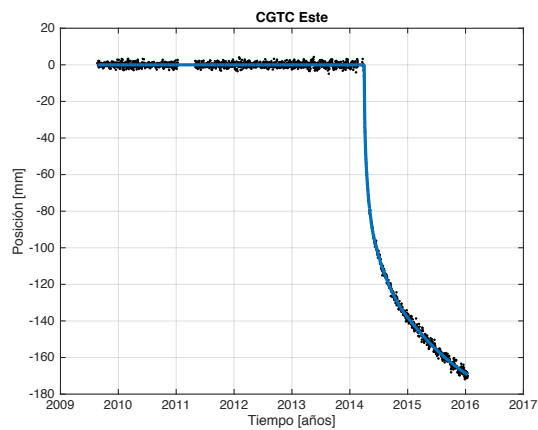


(b)

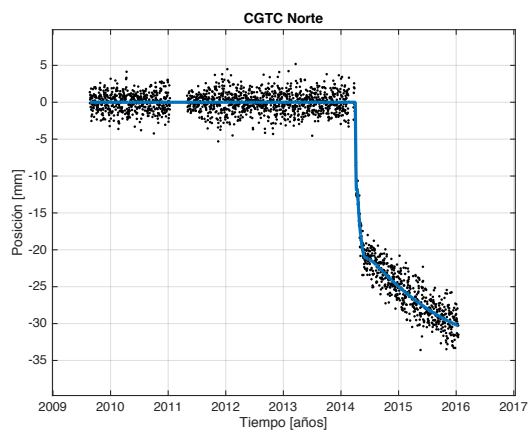


(c)

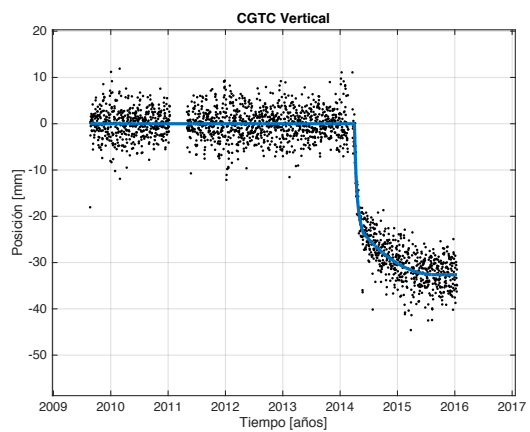
Figura 4.26: Comparación entre las series de tiempo con los ajustes de b-splines y saltos co-sísmicos removidos (puntos negros), y la tendencia post-sísmica calculada (línea azul), en cada una de las 3 componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. Series correspondientes a la estación ATJN.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.27: Comparación entre las series de tiempo con los ajustes de b-splines y saltos co-sísmicos removidos (puntos negros), y la tendencia post-sísmica calculada (línea azul), en cada una de las 3 componentes (a) Este, (b) Norte y (c) Vertical. Series correspondientes a la estación CGTC.

En las figuras 4.28 y 4.29 se muestran los desplazamientos post-sísmicos calculados en cada estación GPS para periodos de 1 y 2 años después de la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014 respectivamente. La dirección de estos desplazamientos es en dirección hacia la fosa, y descendente. Dada la configuración de las estaciones, esta dirección y sentido de movimiento ocurre acorde al proceso de relajación de esfuerzos inducido por el terremoto principal, en donde, parte de este esfuerzo inducido por el evento co-sísmico en las zonas aledañas a la ruptura, es liberado o relajado lentamente a través de dislocación (Hsu *et al.* 2006; Segall 2010). Además, se puede observar que estos desplazamientos tienen magnitudes similares a lo largo de un área extensa (entre los 19°S y 21.5°S), que van entre los ~ 10 a ~ 15 [cm].

En la figura 4.30 se muestra la diferencia entre los desplazamientos post-sísmicos de dos años y un año de ocurrido el terremoto, lo que refleja los desplazamientos corticales que ocurren durante el periodo del segundo año después de ocurrido el terremoto de Pisagua 2014. Estos desplazamientos corresponden aproximadamente a un 10 % de los desplazamientos que ocurren durante el primer año.

Por último, es importante señalar que los desplazamientos post-sísmicos se generan debido a dos fuentes principales: (1) la dislocación post-sísmica que ocurre en la interface de placas (*afterslip*), y (2) la relajación visco-elástica del manto bajo la zona sismogénica (Klein *et al.* 2016; Segall 2010). Este último efecto provocado por la relajación visco-elástica del manto se calcula en el capítulo 6 de este trabajo, mediante el uso del software de modelación finita PyLith, y un modelo simplificado de la reología del medio (figura 6.2). Los desplazamientos causados por el movimiento visco-elástico del manto corresponden al orden del 1 % del desplazamiento post-sísmico total. Esto significa que en el periodo de tiempo considerado (1-2 años posteriores al evento principal), los desplazamientos provocados por el movimiento visco-elástico del manto no son significativos en comparación de los desplazamientos post-sísmicos que provoca la dislocación en el contacto entre placas, por lo que no afecta en gran medida al resultado final del modelo de dislocación post-sísmica. En el Capítulo 6 se detalla el procedimiento realizado para calcular los desplazamientos superficiales causados por la respuesta visco-elástica del manto, y se presentan modelos de dislocación post-sísmica calculados al considerar este efecto.

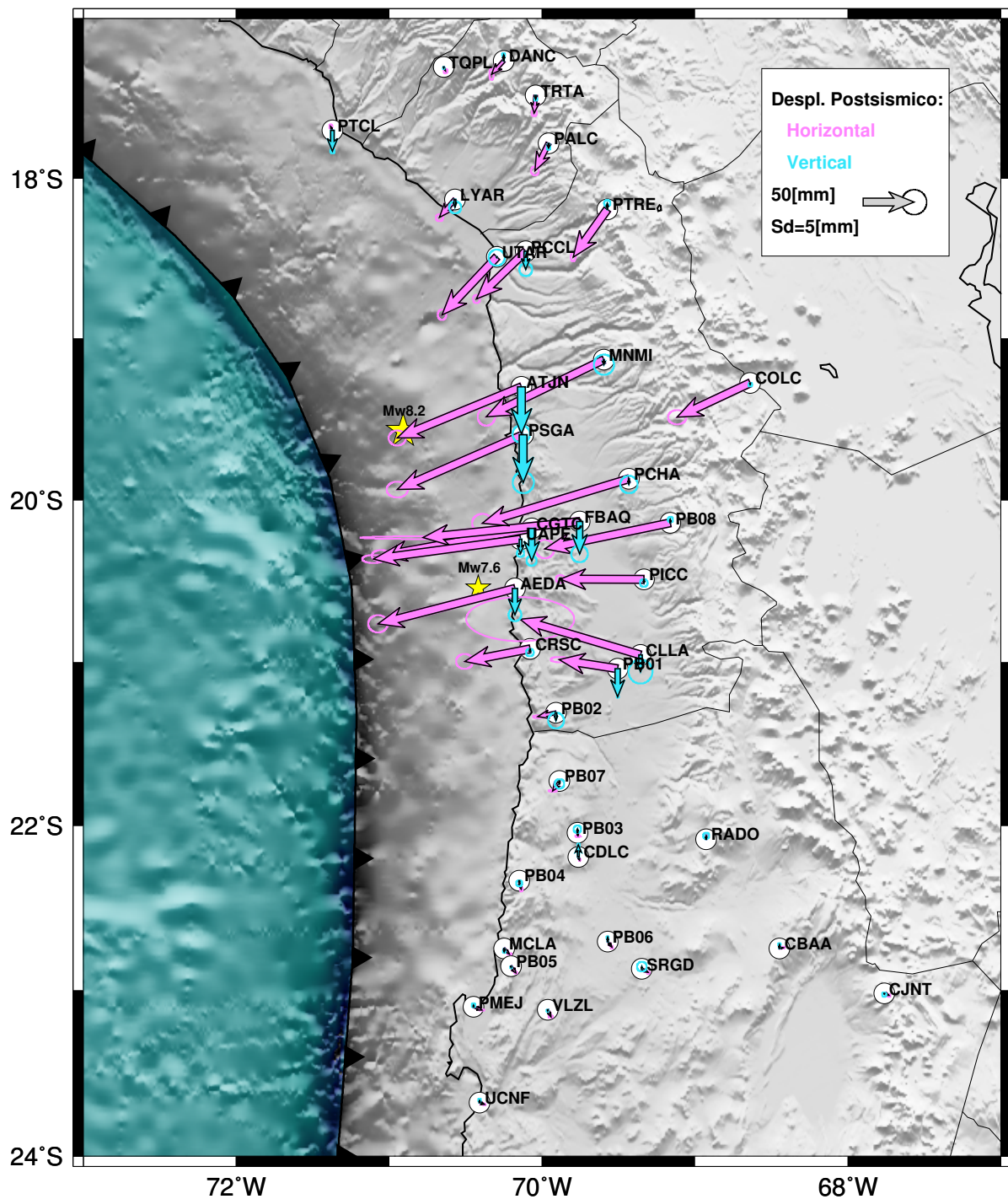


Figura 4.28: Desplazamientos post-sísmicos, horizontales y verticales (flechas magenta y celeste), obtenidos para el terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2 en las estaciones cGPS representadas por círculos blancos, después de un año de la ocurrencia de este (datos en tabla E.4). Las estrellas representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN.

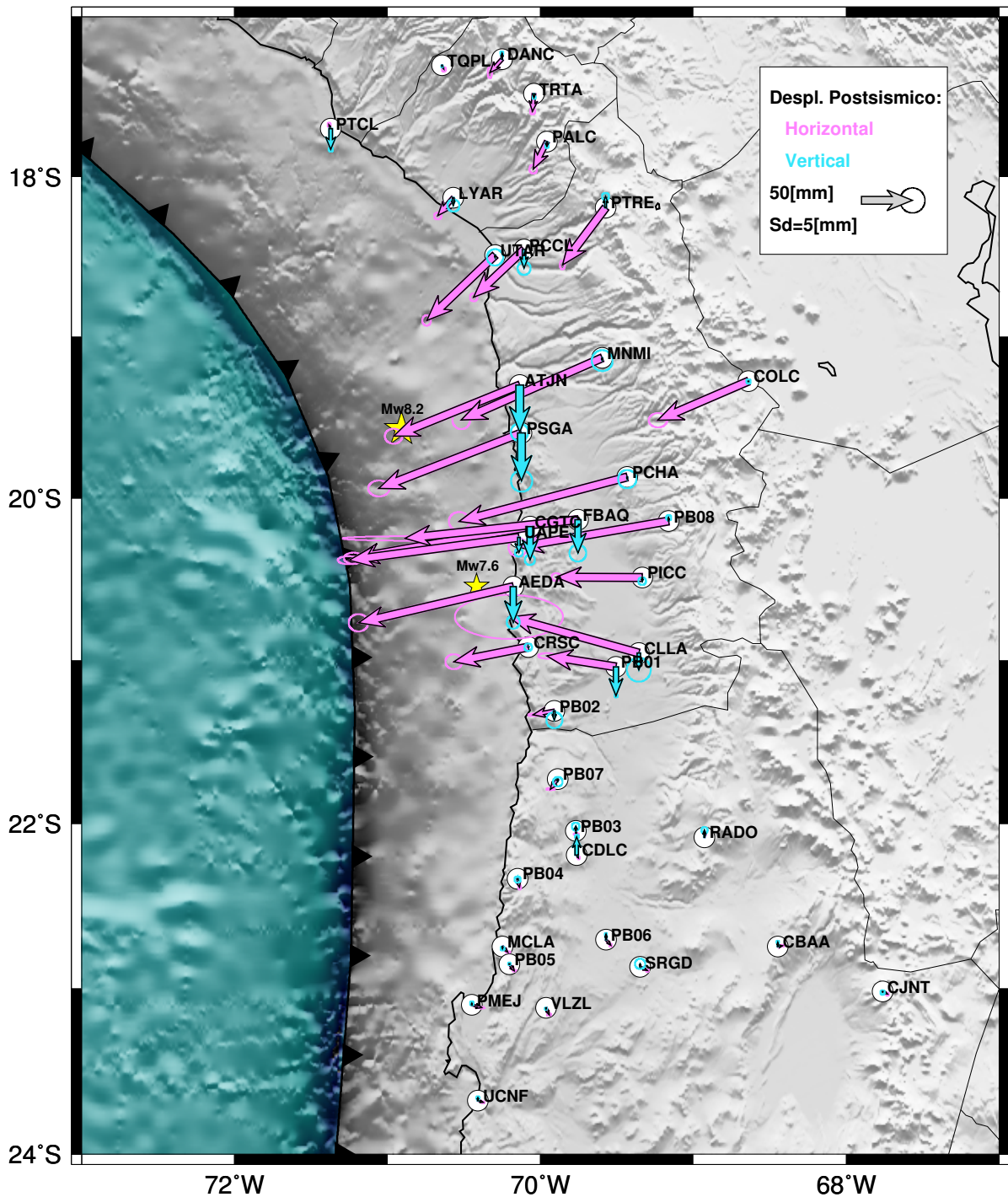


Figura 4.29: Desplazamientos post-sísmicos, horizontales y verticales (flechas magenta y celeste), obtenidos para el terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2 en las estaciones cGPS representadas por círculos blancos, después de dos años de la ocurrencia de este (datos en tabla E.4). Las estrellas representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN.

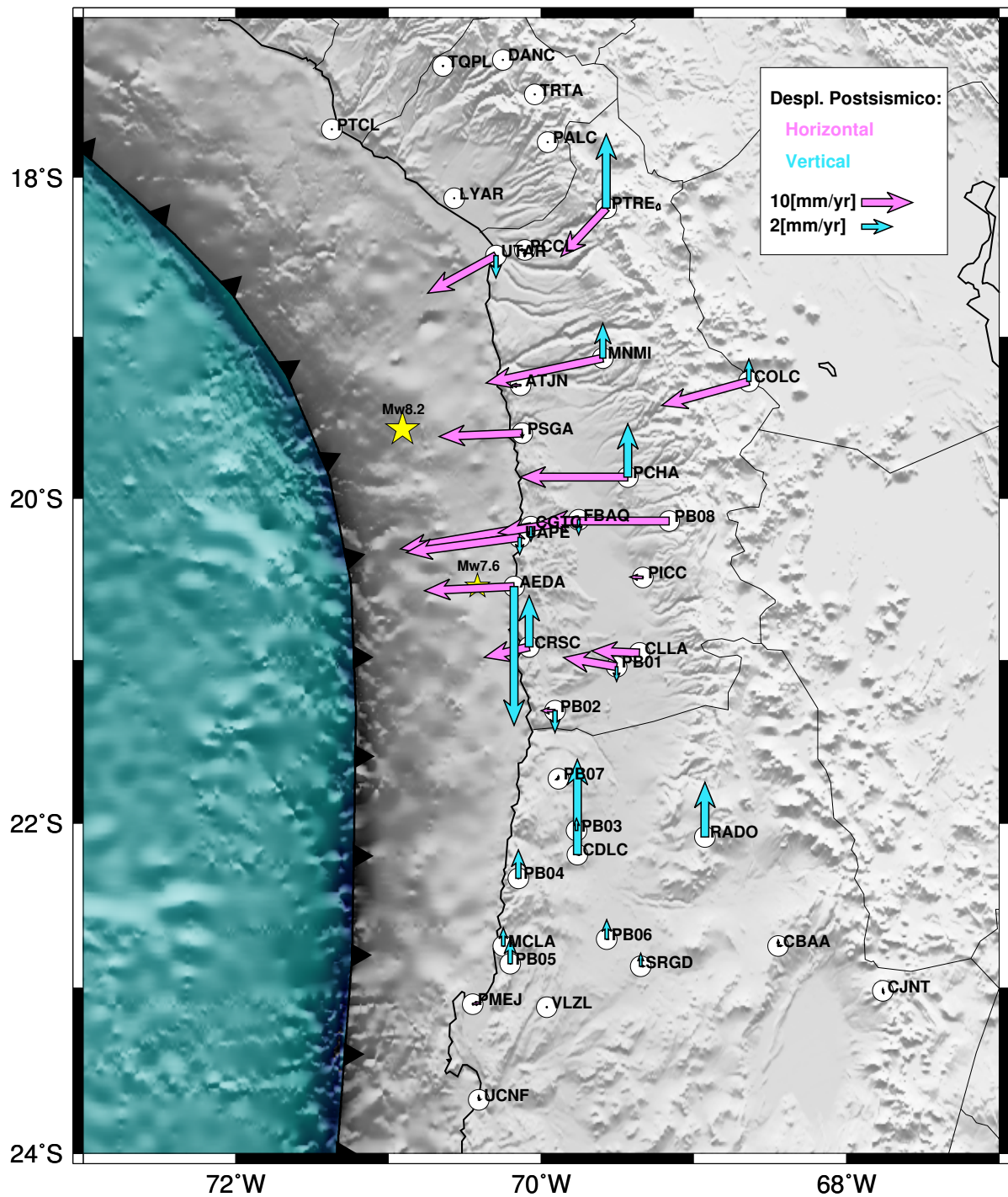


Figura 4.30: Diferencia entre los desplazamientos post-sísmicos de 2 años y un año, calculadas para las componentes horizontales y verticales (flechas magenta y celeste) en las estaciones cGPS representadas por círculos blancos. Las estrellas representan los epicentros del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.6 calculados por el CSN.

Capítulo 5

Modelos de Dislocación Co-sísmica y Post-sísmica

Durante el ciclo sísmico, se producen movimientos y deformaciones de la corteza terrestre que contienen señales asociables a procesos de acumulación y liberación de esfuerzos en superficies de falla. En una zona de subducción, como por ejemplo, en regiones acopladas del contacto sismogénico, se acumulan esfuerzos durante el período inter-sísmico, los que se liberan de manera abrupta durante la ocurrencia de terremotos, o paulatinamente durante el período post-sísmico, o ante la ocurrencia de eventos de dislocación lenta. Cada uno de dichos fenómenos produce patrones de desplazamiento característicos en la superficie de la corteza terrestre, los que pueden ser medidos y utilizados para inferir las distribuciones de dislocación en la superficie de falla que los originan.

En el capítulo 4 se determinaron los desplazamientos en la superficie terrestre inducidos por el terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014, a partir de las series de tiempo posicionales observadas en estaciones de GPS instaladas en la zona de estudio. En este capítulo, se estiman modelos de dislocación como posible fuente física para las observaciones asociadas a los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua, su réplica principal, y los desplazamientos post-sísmicos ocurridos durante los dos años posteriores a la ocurrencia del evento principal. Para ello, se plantea un modelo cuasi-estático de dislocación elástica en el contacto interplaca de subducción, que relaciona las observaciones de deformación cortical con la distribución de dislocación en el contacto sismogénico que las causó.

5.1. Modelo físico directo y cálculo de las funciones de Green del problema

En esta sección se plantea un modelo físico que relaciona movimientos que pueden ocurrir en el contacto sismogénico de subducción con los desplazamientos que pueden ser observados en la superficie de la corteza terrestre. Cuando una superficie de falla es sometida a esfuerzos, si estos superan a los esfuerzos admisibles en la interface, se produce un movimiento relativo entre ambos lados de la superficie de la falla, llamado dislocación. Formalmente, una dislocación se define como

una discontinuidad localizada en el campo de desplazamientos de un sólido. Al producirse una dislocación en la superficie de falla se deforma el medio circundante, causando desplazamientos que pueden ser observados y registrados en la superficie de la corteza terrestre por instrumentos sismológicos y geodésicos, en particular por receptores GPS, como se ilustra en la figura 5.1.



Figura 5.1: Ejemplo gráfico simplificado de la relación entre (a) el acoplamiento o (b) la dislocación inversa que ocurre en el contacto interplaca (interfaz entre la placa de Nazca (Nz) y la placa Sudamericana (Sa)), lo que induce deformación en superficie, la que es medida por los receptores de GPS. Este ejemplo esquematiza la deformación que registrarían las estaciones de GPS utilizadas en este trabajo, que en el caso de dislocación inversa (b), es mayoritariamente descendente y en dirección a la fosa. Las flechas blancas indican el movimiento de las placas, y las flechas rosadas representan el movimiento relativo entre el contacto placa oceánica-continental y el contacto placa oceánica-manto.

A continuación, se plantea un modelo directo cuasi-estático de dislocación en fallas, es decir, un modelo que permite hacer una predicción de desplazamientos en la superficie de la corteza, dada una distribución de dislocación en el contacto sismogénico de subducción.

Para el problema lineal cuasi-estático, la relación entre una dislocación en la superficie de falla, y los desplazamientos en la superficie de la corteza terrestre se pueden describir de forma general mediante la ecuación integral de Fredholm de primer tipo:

$$\int_{\Omega} \kappa(\Phi, \Omega) m(\Omega) d\Omega = d(\Phi) \quad (5.1)$$

donde Ω representa las coordenadas sobre la superficie de falla, Φ representa las coordenadas de los puntos donde se realizan las observaciones, $\kappa(\Phi, \Omega)$ es la respuesta elástica de la tierra (desplazamientos en el medio) ante una dislocación unitaria en un punto en la superficie de la falla, y $d(\Phi)$ son las observaciones de desplazamiento en la superficie de la corteza.

Para resolver el problema (5.1) de manera numérica, se discretiza la superficie de falla en subfallas que ocupan una región Ω_j , de manera que no se traslapen, con lo que se obtiene que la superficie de falla completa se puede representar por la unión de las subfallas, es decir que $\Omega = \bigcup_j \Omega_j$.

Además, se asume que la dislocación $m_j = m(\Omega_j)$ es constante en cada uno de estos elementos discretizados. Luego, si las observaciones se realizan en los puntos discretos, como ocurre en las mediciones experimentales (ej. estación GPS con coordenadas Φ_i), tal que $d_i = d(\Phi_i)$, se tendrá que la ecuación de Fredholm discreta queda:

$$\sum_j m_j G_{ij} = d_i \quad (5.2)$$

$$\Leftrightarrow Gm = d \quad (5.3)$$

donde $G_{ij} = \int_{\Omega} \kappa(\Phi_i, \Omega_j) d\Omega_j$ es la respuesta de la tierra en el punto de observación Φ_i , debido a la dislocación unitaria del elemento discretizado de tamaño finito Ω_j , que forma parte de la superficie de la falla Ω .

Para generar la matriz de funciones de Green G (i.e., los elementos G_{ij}), se utiliza el programa EDKS (*Elementary Dislocation Kernel Source*, Luis Rivera - comunicación personal) el cual utiliza un medio elástico estratificado. En el programa EDKS, primero se calcula una base de datos de *kernels* que relacionan dislocaciones unitarias con desplazamientos en superficie, haciendo uso de la simetría axial del problema elástico. En la figura 5.2 se muestra la geometría del problema base para calcular los *kernel*, el cual define una serie de fuentes puntuales en profundidad y de receptores alineados en superficie, donde se calculan los desplazamientos producidos por cada una de las 6 componentes independientes del tensor de momento para cada fuente puntual. Las ecuaciones de movimiento que se utilizan dentro del programa EDKS son las descritas en Kennett (2009), las cuales fueron manipuladas para poder imponer la condición de frecuencia angular igual a cero, es decir, para obtener los desplazamientos estáticos (remanentes) causados por una fuente puntual.

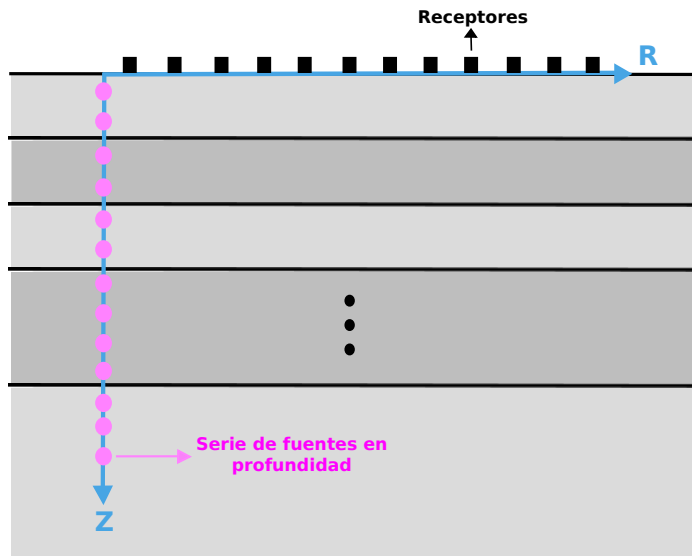


Figura 5.2: Esquema del sistema de referencia que se utiliza en el programa EDKS para generar los *kernels*, los que representan desplazamientos de los receptores (cuadrados negros) inducidos por la dislocación de cada fuente puntual (círculos magenta).

Una vez obtenidos los *kernels*, estos se combinan para construir la matriz G de un caso específico, es decir, para una geometría de falla (ej. rumbo, manteo, dirección de deslizamiento) y distribución de receptores particular (ver como ejemplo la figura 5.3). La geometría de falla consta de varias subfallas Ω_j , que son finitas. Al interior de cada región Ω_j se definen fuentes puntuales,

que al integrarlas sobre Ω_j representan una fuente finita para Ω_j , con una dislocación m_j constante sobre Ω_j .

Para calcular cada elemento de G , es decir, la respuesta elástica en cada punto de medición producido por la dislocación unitaria de cada subfalla Ω_j , los pasos siguientes que realiza el programa EDKS son: buscar los *kernel* más cercanos a las fuentes puntuales que conforman cada Ω_j , promediar estos *kernels* cercanos, y realizar una transformación de coordenadas ad-hoc del tensor de momento y de la predicción de los desplazamientos. De esta manera, el tiempo de procesamiento para generar G se reduce considerablemente, ya que sólo es necesario interpolar con los *kernels* que han sido previamente calculados.

5.2. Modelos de Dislocación

El contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana se modela mediante una superficie que ha sido discretizada en elementos triangulares, con el fin de lograr una representación 3D acabada de ésta. La geometría del contacto interplaca se ha constreñido usando datos de sismicidad, perfiles sísmicos, entre otros datos geofísicos (Ortega Culaciati 2013, y referencias citadas al interior). En la figura 5.3 se muestra el modelo utilizado del contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, discretizado como una malla de elementos triangulares. Los puntos rojos al interior de cada triángulo representan las diferentes fuentes puntuales del modelo, integradas numéricamente para simular la dislocación finita triangular. Los círculos verdes muestran las posiciones de las estaciones de GPS en superficie, que corresponden a las utilizadas en este trabajo. Para generar este modelo de falla, se divide la superficie del contacto en triángulos de áreas similares, las que serán las subfallas triangulares de la malla (las regiones Ω_j). Luego, para simular una fuente finita triangular, cada uno de estos triángulos se subdivide en 4 triángulos más, y así sucesivamente, hasta que se cumpla que el lado más grande de estos sub-triángulos sea menor a un cuarto de la distancia entre la fuente y el receptor GPS más cercano, esto utilizando el *principio de Saint-Venant*. Estos sub-triángulos que resultan de la división de cada elemento de la malla Ω_j , al cumplir el *principio de Saint-Venant* son lo suficientemente pequeños como para ser representados por una fuente puntual. De este modo, en el centro de cada uno de estos sub-triángulos se ubica una fuente puntual con una potencia proporcional a su área. Luego, la representación numérica de la dislocación finita sobre cada subfalla triangular Ω_j , se obtiene mediante superposición de las dislocaciones unitarias de todos los sub-triángulos que la conforman.

Como estructura del medio se considera un semi-espacio elástico y homogéneo, que se comporta como un sólido de Poisson. Si bien, el programa *EDKS* permite utilizar un medio elástico estratificado, se ha optado por un semi-espacio homogéneo para asegurar la consistencia de este con el modelo visco-elástico que se utilizará (y explicará) posteriormente en el capítulo 6 para modelar los desplazamientos post-sísmicos inducidos por la ocurrencia del terremoto de Pisagua.

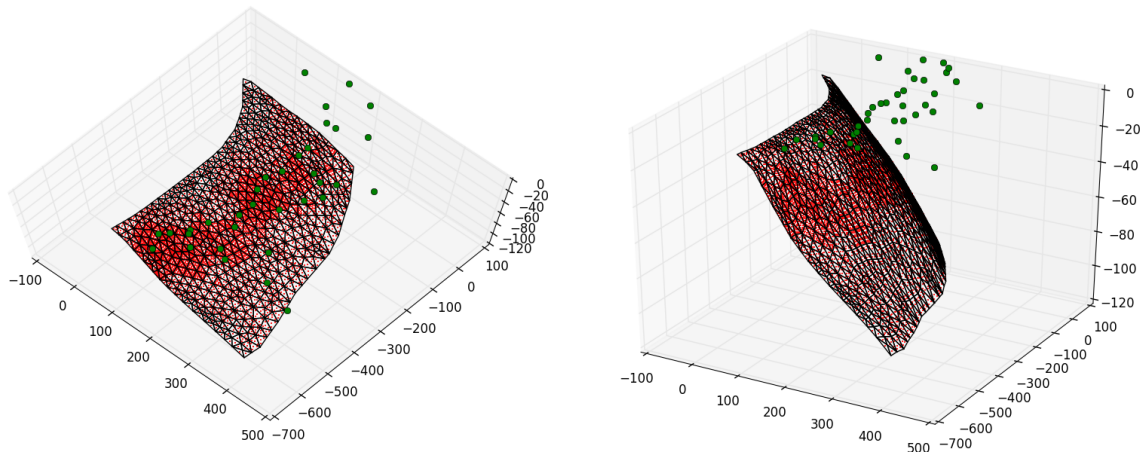


Figura 5.3: Contacto entre las placas discretizado en triángulos de áreas similares, en donde los puntos rojos representan las diferentes fuentes puntuales del modelo, las cuales corresponden al centro de los diferentes sub-triángulos usados para modelar cada dislocación triangular en la malla. Los círculos verdes muestran las posiciones de las estaciones de GPS en superficie. En la figura 5.4 se observa la proyección del contacto de placas en superficie, que corresponde a la región coloreada.

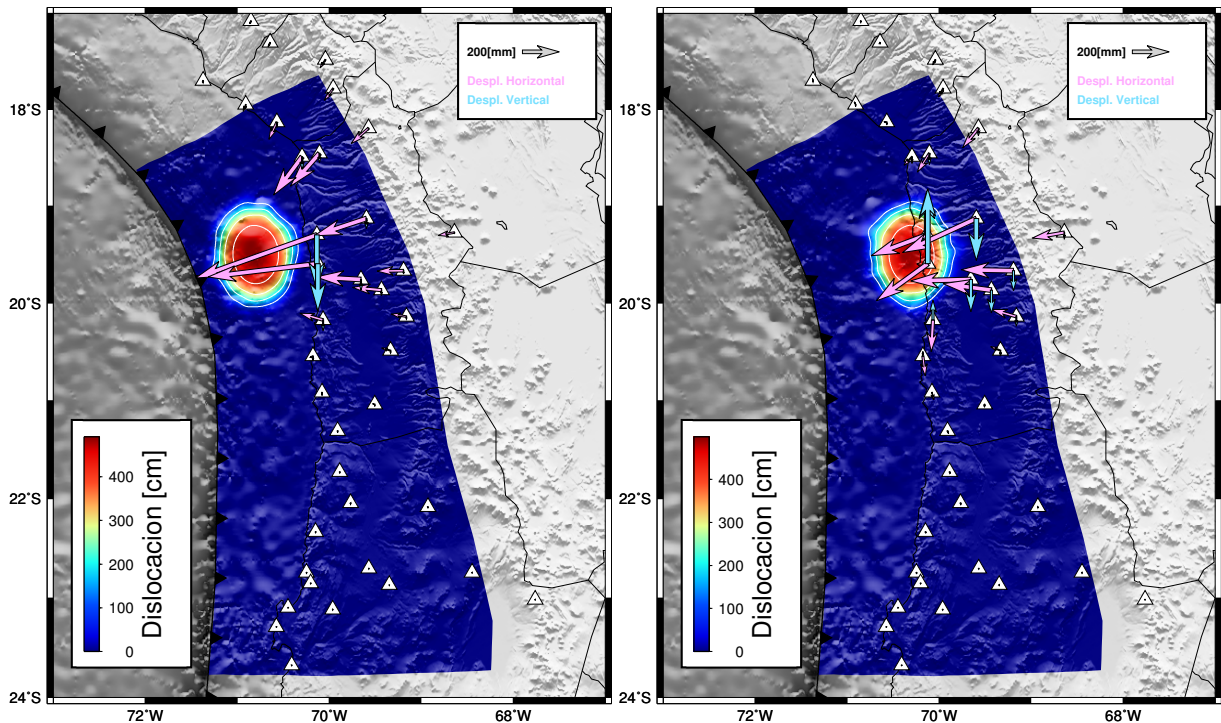


Figura 5.4: Datos sintéticos de desplazamiento, creados a partir de aproximaciones de elipses de dislocación cuyo momento sísmico equivale a un terremoto de magnitud M_w 8.2. La paleta de color representa la dislocación en [cm] en el contacto sismogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales (magenta) y verticales (celeste) modelados para estas estaciones.

A modo de ejemplo de modelamiento directo, en la figura 5.4 se ilustran los desplazamientos calculados en los puntos donde se encuentran instalados los instrumentos GPS utilizados en este estudio, debido a una distribución elíptica de dislocación que simula un terremoto de magnitud M_w 8.2 (una versión simplificada del terremoto de Pisagua). En la figura se ilustran dos ejemplos, que varían en la ubicación de la fuente elíptica en el contacto sismogénico de subducción, la prime-

ra fuente se ubica completamente al oeste de las estaciones GPS, bajo el océano, y la segunda queda parcialmente ubicada bajo algunas estaciones GPS. En el primer caso, las predicciones de desplazamiento se comportan de manera similar a los inferidos en este trabajo utilizando las observaciones de estaciones GPS, mostrando un movimiento predominante hacia el oeste y descendiente. En el segundo caso la predicción de los desplazamientos indica un alzamiento en las estaciones de GPS inmediatamente sobre la zona de dislocación y subsidencia en el resto de las estaciones. Los ejemplos claramente muestran que el patrón de desplazamientos que se observa en superficie depende de la ubicación relativa de los puntos de observación con respecto a la fuente y su mecanismo, similarmente a lo descrito por Segall (2010) para un modelo más sencillo, ilustrado en la figura 4.4. Al comparar las predicciones de los modelos sintéticos de dislocación con las observaciones del terremoto de Pisagua, se infiere que la región de ruptura del terremoto de Pisagua debería ubicarse mayormente en la porción del contacto sismogénico de subducción que se encuentra bajo el océano, indicando que la región donde se modela la dislocación incluiría a la zona de ruptura del terremoto de Pisagua.

5.3. Inversión de Dislocación

Para obtener estimaciones de dislocación cuasiestática en la falla, en función de los datos observados en superficie, se requiere resolver la ecuación (5.3). Sin embargo, a menos que las observaciones estén muy cercanas a la superficie de la falla (que en la mayoría de los casos es inviable), las predicciones del modelo de dislocación son muy poco sensibles a oscilaciones de alta frecuencia de la distribución de dislocación en la superficie de falla, llevando a un problema de inversión lineal que es inherentemente mal condicionado (Hansen 2005). De este modo, errores observacionales o de la predicción del modelo físico, pueden introducir señales espurias de dislocación, obteniéndose estimaciones inestables o irreales de la distribución de dislocación al tratar de sobre-ajustar los errores antes mencionados. Producir estimaciones de dislocación en la falla precisas y realistas es un paso crítico para comprender la física que controla el comportamiento de fallas durante el ciclo sísmico, por lo que es necesario usar métodos de inversión que puedan lidiar correctamente con la inestabilidad inherente del problema inverso.

En general, hay dos enfoques límites para estimar modelos de dislocación en una falla que tratan con la inestabilidad inherente del problema inverso: el enfoque Bayesiano (e.g., Tarantola & Valette 1982; Minson *et al.* 2013) que produce muestras de la distribución a posteriori de los parámetros del modelo a estimar, y los métodos de optimización que usan alguna forma de mínimos cuadrados con regularización para obtener un modelo óptimo (Harris & Segall 1987; Segall & Harris 1987). Una propiedad importante del enfoque bayesiano sobre los métodos de optimización clásicos, es la capacidad de imponer información a priori con justificación física, impuesto por la parametrización del modelo mismo, sin tener que imponer otro comportamiento a priori. Por el contrario, los enfoques de optimización utilizan alguna forma de regularización para evitar inestabilidades numéricas y el exceso de ajuste de errores observacionales y de la predicción del modelo físico (errores epistémicos), requiriendo además determinar la cantidad de regularización aplicada. Una limitación del enfoque Bayesiano es, que la calidad de los modelos estimados serán tan buenos como lo sea el modelo de covarianza a priori de los errores observacionales y epistémicos, y aunque se han hecho avances al respecto (e.g., Duputel *et al.* 2014), lograr estimaciones razonables del error de predicción sigue siendo un problema abierto. Por otro lado, los métodos Bayesianos son

computacionalmente caros, requiriendo supercomputadores con cientos de procesadores para su resolución. Luego, mientras generalmente se prefiere utilizar modelación inversa Bayesiana, debido a restricciones de *hardware* disponible, en este trabajo se utiliza el método de mínimos cuadrados con regularización.

En el método de mínimos cuadrados regularizado, para resolver el problema de estimación de dislocación se requiere minimizar la expresión dada por la ecuación (5.4) (ej. Menke 2012)

$$\min_m \{E(m) + \varepsilon^2 L(m)\} \quad (5.4)$$

en donde m es el vector de parámetros a estimar, $E(m)$ es una medida de longitud del error de ajuste entre la predicción del modelo y las observaciones, y $L(m)$ es una medida de longitud de la regularización. En este método, la medida $E(m)$ está dada por

$$E(m) = \|W_\chi(Gm - d)\|_2^2 \quad (5.5)$$

y la expresión de la medida de longitud de la regularización $L(m)$ se expresa como

$$L(m) = \|W_m(m - m^*)\|_2^2 \quad (5.6)$$

en donde m^* es un modelo conocido a priori, y la matriz W_m define un operador lineal de regularización que se aplica a $(m - m^*)$. Ambos representan información a priori o conocimiento previo del problema inverso a resolver.

El parámetro ε^2 , llamado parámetro de amortiguamiento, se escoge de tal modo que exista un equilibrio entre obtener un error de ajuste $E(m)$ razonablemente pequeño, y una buena regularización de la solución. Este parámetro controla el peso relativo entre las ecuaciones del modelo físico en $E(m)$ y las ecuaciones de la regularización en $L(m)$.

El operador de regularización W_m puede ser escogido según el conocimiento previo que se tiene de la física del problema a resolver, como por ejemplo, imponer suavidad a la solución de dislocación que se desea encontrar. Si se utiliza un m^* tal que $W_m m^* = 0$, la ecuación (5.6) corresponde a la denominada regularización de *Tikhonov*. Los operadores de regularización W_m típicamente utilizados para obtener distribuciones de dislocación cuasiestática se presentan en la tabla 5.1.

Operador de Regularización	Efecto en la Solución
$W_m = I$	Minimiza la amplitud de $(m - m^*)$
$W_m = \nabla$	Minimiza la pendiente de $(m - m^*)$ (impone continuidad en la solución)
$W_m = \nabla^2$	Minimiza la rugosidad de $(m - m^*)$ (impone suavidad en la solución)

Tabla 5.1: Ejemplos de operadores de regularización típicamente utilizados, y sus efectos en la solución si se utiliza regularización de *Tikhonov* ($W_m m^* = 0$).

En general, se puede utilizar cualquier operador W_m para construir una medida de la distancia entre los parámetros del modelo a estimar m y los de referencia o a priori m^* , siempre que la regularización aplicada defina un problema inverso bien condicionado. Según Ortega Culaciati (2013) y Segall & Harris (1987), escoger W_m como una aproximación de diferencias finitas del operador Laplaciano (∇^2) es la opción preferible para los problemas de inversión de la dislocación. Sin embargo, Ortega Culaciati (2013) indica que utilizando únicamente este operador se pueden

observar inestabilidades para las dislocaciones estimadas en las regiones de la superficie de falla más alejadas de los puntos de observación, correspondientes a las subfallas más cercanas a la fosa en un modelo de subducción. Ortega Culaciati (2013) sugiere que, además de imponer suavidad a la solución de dislocación, se debería utilizar un operador de regularización que homogeneice la variabilidad espacial de la inestabilidad de las soluciones del problema inverso, la que relaciona con lo que define como la *sensibilidad* S de cada elemento discretizado de la superficie de falla.

La *sensibilidad* S se define como

$$S = \text{diag}(G^T C_\chi^{-1} G) \quad (5.7)$$

donde $C_\chi = (W_\chi^T W_\chi)^{-1}$ es la matriz de covarianza del ajuste ($Gm - d$). La *sensibilidad* de la subfalla i -ésima S_i se puede interpretar como una medida de qué tan sensible es la predicción del modelo a una perturbación unitaria de la dislocación en dicha subfalla. Si consideramos, como un ejemplo simple, que la matriz de covarianza del ajuste es $C_\chi = \sigma_o^2 I$, entonces $S_i = \sigma_o^{-2} \|G_{:,i}\|^2$, que es proporcional a la norma de la función de Green de la dislocación en la subfalla i -ésima. Lo anterior, significa que cada elemento de la discretización tiene una *sensibilidad* proporcional al desplazamiento total (la norma de los desplazamientos) que produce sobre todas las estaciones de GPS. Luego, los elementos de S pueden tomarse como una medida indirecta de qué tan fuerte las observaciones constriñen la dislocación en cada subfalla. En la figura 5.5, se muestra un ejemplo de los valores del logaritmo de la *sensibilidad* (normalizada por su máximo valor) en cada subfalla, para el caso de una dislocación unitaria con dirección dip-slip (inversa) y para el caso de una dislocación unitaria con dirección strike-slip (sinestral), considerando las estaciones de GPS utilizadas en este trabajo (figura 4.2). Se puede observar que, los elementos de la falla más lejanos a las estaciones GPS tienen menor *sensibilidad*. Una dislocación unitaria en estas subfallas, produce desplazamientos en las estaciones de GPS que son 2 órdenes de magnitud menos que los que producen las subfallas más cercanas a la costa. Luego, dado que los elementos de la falla con menos *sensibilidad* provocan desplazamientos en las estaciones GPS de baja magnitud, se infiere que errores observacionales y epistémicos pueden producir mayores perturbaciones en la dislocación estimada en estas regiones de menor *sensibilidad*, ya que, para que el modelo estimado compense el error en las observaciones, se requiere una dislocación de amplitud mucho mayor que la requerida en las zonas con alta *sensibilidad*.

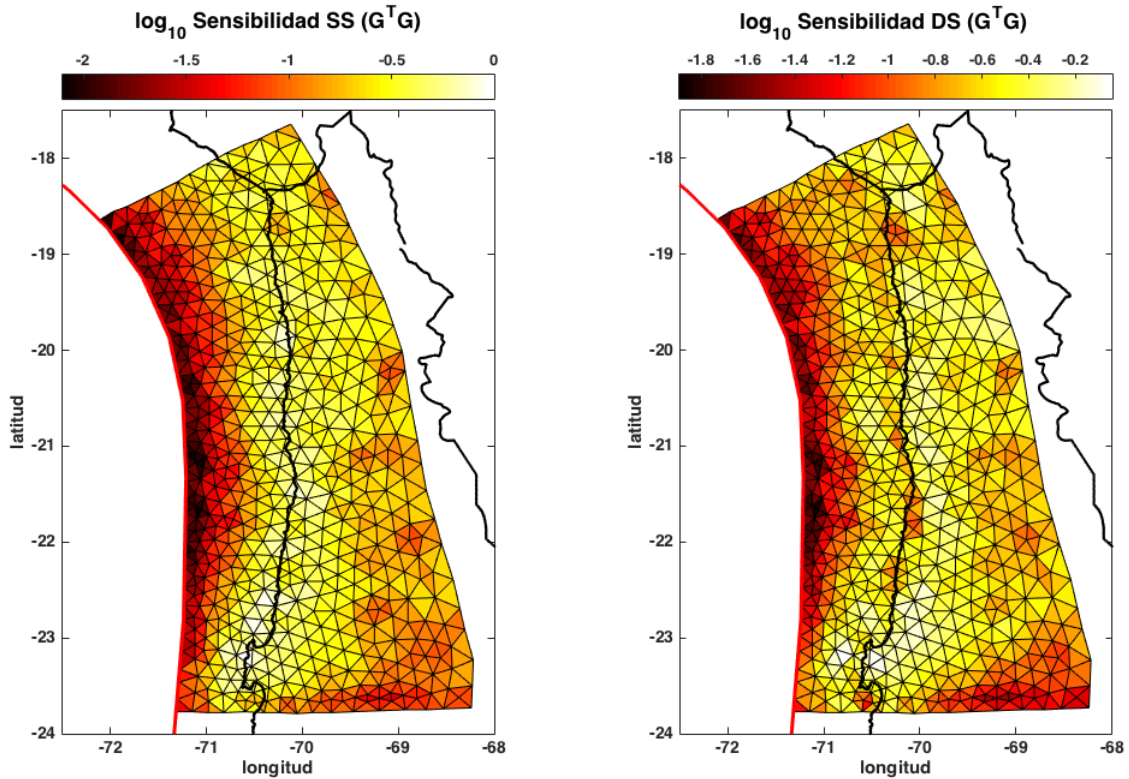


Figura 5.5: Valores del logaritmo de la *sensibilidad* (normalizada por su máximo valor) en cada discretización de la falla, en función de las estaciones de GPS utilizadas para calcular los desplazamientos co-sísmicos (figura 4.2). A la izquierda se muestra el caso de una dislocación unitaria con dirección strike-slip (sinistral), y a la derecha el caso de una dislocación unitaria con dirección dip-slip (inversa). La línea negra delimita el territorio chileno, y la línea roja delimita la fosa.

Dada la medida de *sensibilidad* de cada subfalla, Ortega Culaciati (2013) propone utilizar un operador de regularización que corresponde al operador Laplaciano ponderado por el recíproco de la *sensibilidad*

$$W_m = S^{-\frac{1}{2}} \nabla^2 \quad (5.8)$$

lo que se traduce en que los elementos de la falla que poseen menor *sensibilidad* tendrán un peso mayor en la regularización, y por lo tanto la dislocación estimada en estos elementos será más suavizada. Por el contrario, los elementos con mayor *sensibilidad* serán menos regularizados, de manera que se admite que las estimaciones de dislocación sean más rugosas, es decir, con una mayor variabilidad espacial. Luego, el operador Laplaciano modulado por la *sensibilidad* permite incrementar la correlación espacial de los elementos de la falla menos sensibles, logrando obtener soluciones del problema inverso con mayor detalle en las regiones de mayor *sensibilidad* y, a su vez, más robustas y estables (Ortega Culaciati 2013).

Recapitulando, en este trabajo se utilizan observaciones de desplazamiento en estaciones GPS, se generan las funciones de Green con el programa EDKS, y luego se realiza una inversión de mínimos cuadrados con regularización, en donde el operador de regularización corresponde al Laplaciano modulado por la *sensibilidad* de cada subfalla del modelo (ecuación 5.8).

Para implementar la metodología de inversión, el vector de datos d se genera concatenando los desplazamientos observados en cada una de las direcciones (Este, Norte y Vertical) de las estaciones

GPS. Asimismo, la matriz de funciones de Green G considera las dislocaciones en la dirección *dip-slip* (denotado como DS), y en la dirección *strike-slip* (denotado como SS). De este modo, el vector de soluciones será una concatenación de vectores que representan dislocaciones en la dirección del *dip-slip*, y dislocaciones en la dirección del *strike-slip* (ver ecuación 5.9).

$$d = \begin{pmatrix} d^E \\ d^N \\ d^U \end{pmatrix} \quad G = \left[\begin{array}{c|c} G_{SS}^E & G_{DS}^E \\ G_{SS}^N & G_{DS}^N \\ G_{SS}^U & G_{DS}^U \end{array} \right] \quad m = \begin{pmatrix} m_{SS} \\ m_{DS} \end{pmatrix} \quad (5.9)$$

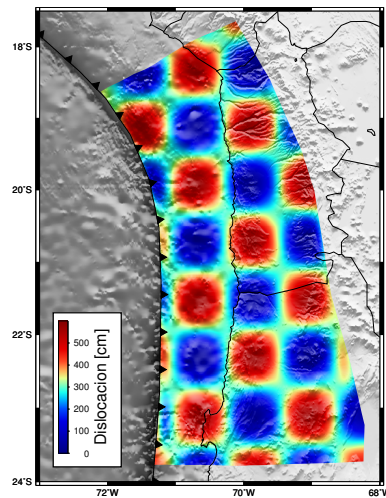
Asimismo, dado que se busca estimar dislocaciones con mecanismo inverso para modelar los desplazamientos de los eventos sísmicos y relajación post-sísmica asociados al terremoto de Pisagua, se impone una condición de no-negatividad para la componente en dirección *dip* de la dislocación, y se impone que la solución correspondiente al *strike* sea cercana a cero. Para esto, se utiliza el algoritmo *lsqlin* de MATLAB, que permite resolver mínimos cuadrados imponiendo restricciones lineales y condiciones de borde.

Para determinar la cantidad de regularización a aplicar para obtener la solución del problema inverso, es decir encontrar el mejor valor del parámetro de amortiguamiento ε^2 , se puede utilizar criterios de validación cruzada (e.g., Aster *et al.* 2013), Akaike Bayesian Information Criterion (e.g., Yabuki & Matsu'Ura 1992), curva L (e.g., Hansen 1992), entre otros. Por su simplicidad, y debido a su aplicabilidad en el problema con restricción de no-negatividad, en este trabajo se utiliza el criterio de la curva L para escoger el parámetro de regularización a utilizar en la resolución del problema inverso.

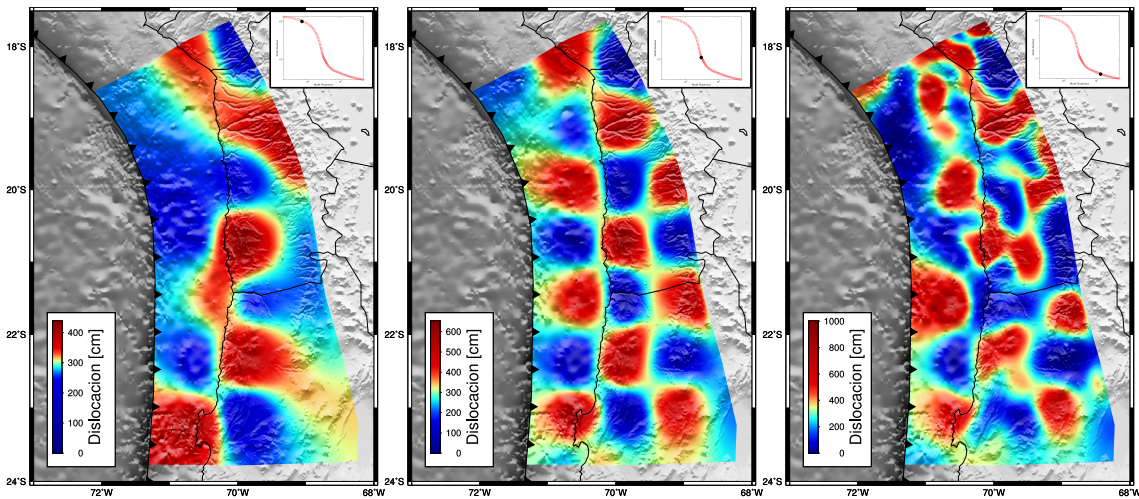
Al graficar los valores optimales de $L(m_{\varepsilon^2}^{\text{est}})$ versus $E(m_{\varepsilon^2}^{\text{est}})$ (ecuaciones 5.5 y 5.6) en escala logarítmica, esta curva típicamente tiene la forma de "L". Esto sucede debido a que $L(m_{\varepsilon^2}^{\text{est}})$ es una función de ε^2 estrictamente decreciente, y $E(m_{\varepsilon^2}^{\text{est}})$ es estrictamente creciente en función de ε^2 . La forma de la "esquina" varía en cada problema, pero usualmente está bien definida. De esta manera, el criterio de la curva L consiste en seleccionar el parámetro de regularización ε^2 cuyo valor entregue la solución de m más cercana a la "esquina" o máxima curvatura de la curva L (ver figuras 5.7 como ejemplo). Como el parámetro ε^2 define la cantidad de regularización aplicada, mientras menor sea este valor significa que la solución estará menos regularizada y por lo tanto obtendremos una solución sub-amortiguada. Por el contrario, mientras mayor sea el valor de ε^2 , mayor será la regularización y por lo tanto la solución será sobre-amortiguada.

5.3.1. Inversión con datos sintéticos: modelos de tablero de ajedrez

Antes de realizar estimaciones de dislocación utilizando datos observados, se realizan pruebas utilizando datos de desplazamiento en superficie, generados mediante modelos sintéticos de dislocación (datos sintéticos), con el fin de estudiar la resolución y la estabilidad del problema de inversión de dislocación. Para tal fin, se construyen modelos de dislocación del tipo "Tablero de Ajedrez" como los mostrados en la figura 5.6 (a), el cual presenta, en cada una de sus "casillas", dimensiones espaciales y de máxima dislocación equivalentes a las del terremoto de Pisagua M_w 8.2, 2014. Los modelos del tablero de ajedrez se generan considerando dislocación en la dirección del *dip-slip* y se asume una dislocación nula en la dirección del *strike-slip*.



(a) Modelo Sintético



(b) Sobre-amortiguado

(c) "favorita"

(d) Sub-amortiguado

Figura 5.6: a) Modelo sintético (*checkerboard*) generado. b) c) y d) Corresponden a soluciones sobre-amortiguada, "favorita" y sub-amortiguada respectivamente, obtenidas utilizando el método descrito en la sección 5.3, usando los datos sintéticos generados a partir del modelo sintético de a), con un ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar obtenidas para los datos de desplazamiento co-sísmico (ver tabla E.1).

Por cada modelo sintético de dislocación se calcula una predicción de desplazamientos en las coordenadas de las estaciones de GPS, definiendo así datos de línea base. Luego, los datos sintéticos a utilizar en la inversión se generan adicionando a los datos de línea base un ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar obtenidas para los datos de desplazamiento co-sísmico (ver tabla E.1). En la figura 5.6 se muestra un modelo sintético de dislocación junto a resultados de la inversión realizada utilizando la metodología descrita anteriormente. En esta figura se presenta un modelo sobre-amortiguado, un modelo sub-amortiguado, y un modelo que correspondería al "favorito", determinado como el modelo que se corresponde con el punto de máxima curvatura en la curva L. Como es de esperar, el modelo sobre-amortiguado presenta una distribución de dislocación demasiado suavizada, en donde la suavidad es mayor en la zona más cercana a la fosa, la que corresponde a la zona de menor *sensibilidad* (ver también figura 5.5), y por lo tanto, con mayor peso en la regularización. El modelo sub-amortiguado presenta una distribución de dislocación mucho más heterogénea, con regiones que presentan valores elevados de dislocación

debido a la mayor inestabilidad de la solución. El modelo seleccionado como la mejor solución al problema inverso, o modelo "favorito" se escoge usando el criterio de la curva L y logra recuperar bien el modelo sintético original, salvo que se observa una mayor suavidad en aquellas zonas de menor *sensibilidad* (ver figura 5.5), las que corresponden mayoritariamente a la región del borde Oeste de la falla, es decir, a la región más cercana a la fosa.

En el Apéndice F se muestran otras realizaciones de modelos sintéticos en donde se puede ver, de manera general, la estabilidad en las soluciones. Se muestra que la estabilidad de la solución para el modelo de dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2 es muy buena, mientras que la estabilidad de los otros modelos (co-sísmico réplica principal M_w 7.7 y post-sísmico) no es comparativamente tan buena como la del terremoto principal, pero aun así la tendencia general de los modelos es estable. Esto último, se debe a que los desplazamientos superficiales de la réplica principal M_w 7.7 y de la dislocación post-sísmica, son menores que los desplazamientos del terremoto principal. De este modo, el ruido aplicado para generar desplazamientos sintéticos de la réplica y del periodo post-sísmico, será proporcionalmente mayor que el ruido aplicado para generar desplazamientos del terremoto principal (razón señal/ruido menor). Así, la contribución del ruido en la estimación de dislocación será mayor en el caso de la réplica y el post-sísmico, causando una menor estabilidad en la solución.

5.3.2. Dislocaciones Co-sísmicas y Post-sísmicas del terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.2

Utilizando las observaciones de desplazamiento de las estaciones GPS obtenidos en el Capítulo 4, se realizan las inversiones para los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua (M_w 8.2), su réplica principal (M_w 7.7), y para los desplazamientos post-sísmicos ocurridos durante uno y dos años posteriores al evento principal, obteniendo modelos de dislocación para cada uno de los casos antes mencionados.

Se calculan, además, las magnitudes asociadas a las dislocaciones modeladas. El cálculo de magnitudes se realiza considerando una constante de rigidez promedio μ , que se obtiene en función del modelo de velocidades 1D utilizado por Delouis & Legrand (2007) para la región. Como es un modelo de capas planas (caracterizado por tener espesores H_i y constantes de rigidez μ_i), se calcula la rigidez como

$$\mu = \frac{\sum_i \mu_i \cdot H_i}{\sum_i H_i} \quad (5.10)$$

que corresponde al promedio de las constantes de rigidez ponderado por los espesores. El valor obtenido para la rigidez promedio es de $\mu = 5,6 \times 10^{12} [\text{dyn/cm}^2]$.

La magnitud de momento obtenida para el co-sísmico del terremoto de Pisagua es M_w 8.2 ($M_0 = 2 \times 10^{21} [N \cdot m]$), su réplica mayor entrega una magnitud M_w 7.8 ($M_0 = 6 \times 10^{20} [N \cdot m]$), y la magnitud asociada a los desplazamientos post-sísmicos de uno y dos años es de M_w 8.1, para ambos casos ($M_0 = 1,4 \times 10^{21} [N \cdot m]$ para un año y $M_0 = 1,6 \times 10^{21} [N \cdot m]$ para dos años). En las tablas 5.2 y 5.3 se muestran las comparaciones entre las magnitudes y momentos sísmicos obtenidos en este trabajo, y los obtenidos por otras instituciones, que utilizan formas de onda para realizar el cálculo de momento. Si bien, existen diferencias en los valores de magnitud y momento

sísmico presentados, se puede ver que, para cada caso (evento principal y réplica), los momentos sísmicos tienen el mismo orden de magnitud. Esto indica que, a pesar de las diferentes metodologías utilizadas para el cálculo de momento sísmico, hay una consistencia dentro de las estimaciones de la energía sísmica liberada.

Institución	Magnitud Pisagua 2014 (M_w)	Momento sísmico [$N \cdot m$]
Este trabajo	8.2	2×10^{21}
CSN	8.2	-
USGS	8.2	$2,3 \times 10^{21}$
GCMT	8.1	$1,9 \times 10^{21}$
GFZ	8.1	$1,6 \times 10^{21}$

Tabla 5.2: Valores de magnitud y momento sísmico del terremoto de Pisagua 2014 obtenidos en este trabajo, y obtenidos por otras instituciones. El valor del momento sísmico calculado por el CSN no se encuentra disponible.

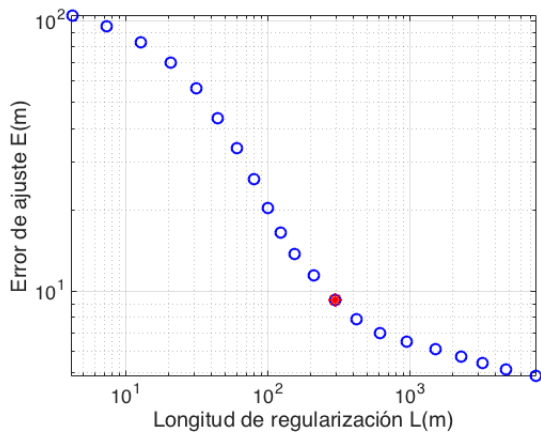
Institución	Magnitud réplica principal (M_w)	Momento sísmico [$N \cdot m$]
Este trabajo	7.8	6×10^{20}
CSN	7.6	-
USGS	7.7	$4,7 \times 10^{20}$
GCMT	7.7	$4,9 \times 10^{20}$
GFZ	7.6	$2,7 \times 10^{20}$

Tabla 5.3: Valores de magnitud y momento sísmico de la réplica principal obtenidos en este trabajo, y obtenidos por otras instituciones. El valor del momento sísmico calculado por el CSN no se encuentra disponible.

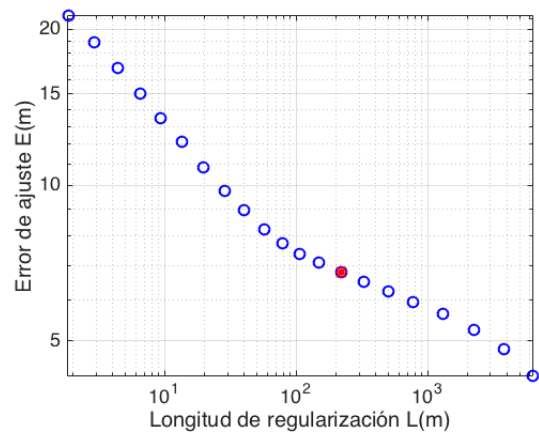
En la figura 5.7 se presentan las curvas-L de cada una de las inversiones realizadas, y las soluciones escogidas para los distintos parámetros de amortiguamiento ε^2 .

En las figuras 5.8, 5.9, 5.10 y 5.11, se muestran modelos de dislocación obtenidos para el co-sísmico del terremoto de Pisagua M_w 8.2, la réplica principal de magnitud M_w 7.7, y los desplazamientos post-sísmicos medidos a uno y dos años después de ocurrido el evento principal, respectivamente. Es posible ver que, el ajuste en los desplazamientos de cada estación de GPS (flechas magenta y naranja) es bueno. No obstante, como las componentes verticales presentan un error mayor en su determinación y son más propensas a ser afectadas por errores debido a la simplicidad del modelo de estructura utilizado (semi-espacio homogéneo), a los elementos de la matriz de peso de los datos (W_χ) correspondientes a la componente vertical se les asigna un factor de peso menor que a los elementos correspondientes a las componentes horizontales. De esta manera, el ajuste en las componentes horizontales puede verse comparativamente mejor que el ajuste en las componentes verticales.

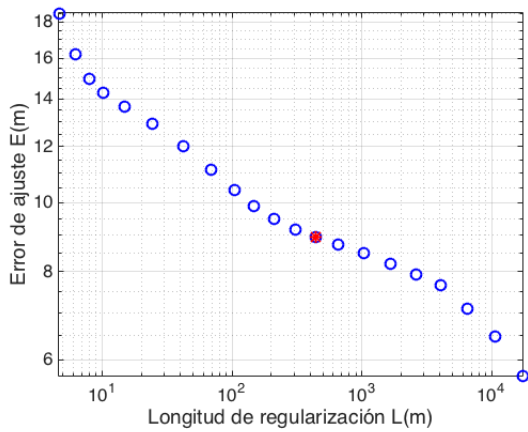
En la figura 5.12 se presenta el modelo de acoplamiento calculado mediante las observaciones de GPS por Ortega-Culaciati *et al.* (2015), en donde se superponen los contornos de los modelos de dislocación co-sísmica y post-sísmica calculados en este trabajo. En ella, se puede observar cómo las dislocaciones co-sísmicas coinciden con zonas de alto acoplamiento, y también se puede ver que la dislocación post-sísmica "rodea" la zona acoplada y la zona de ruptura del terremoto.



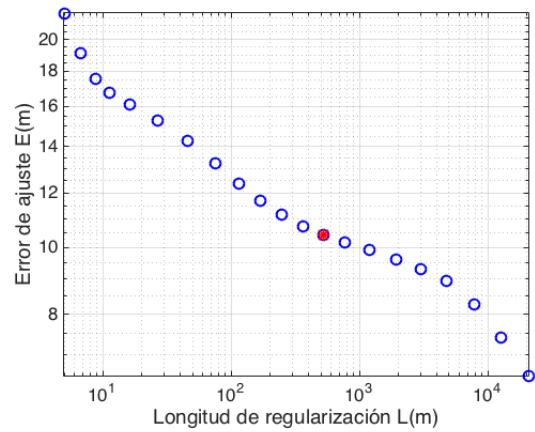
(a) Co-sísmico Pisagua M_w 8.2



(b) Co-sísmico réplica principal M_w 7.7



(c) Post-sísmico hasta un año



(d) Post-sísmico hasta 2 años

Figura 5.7: Curvas L obtenidas para las distintas inversiones de dislocación realizadas: (a) co-sísmico Pisagua M_w 8.2, (b) co-sísmico réplica principal M_w 7.7, (c) post-sísmico hasta un año y (d) post-sísmico hasta 2 años de ocurrido el terremoto. El asterisco rojo muestra qué solución se escoge para cada caso.

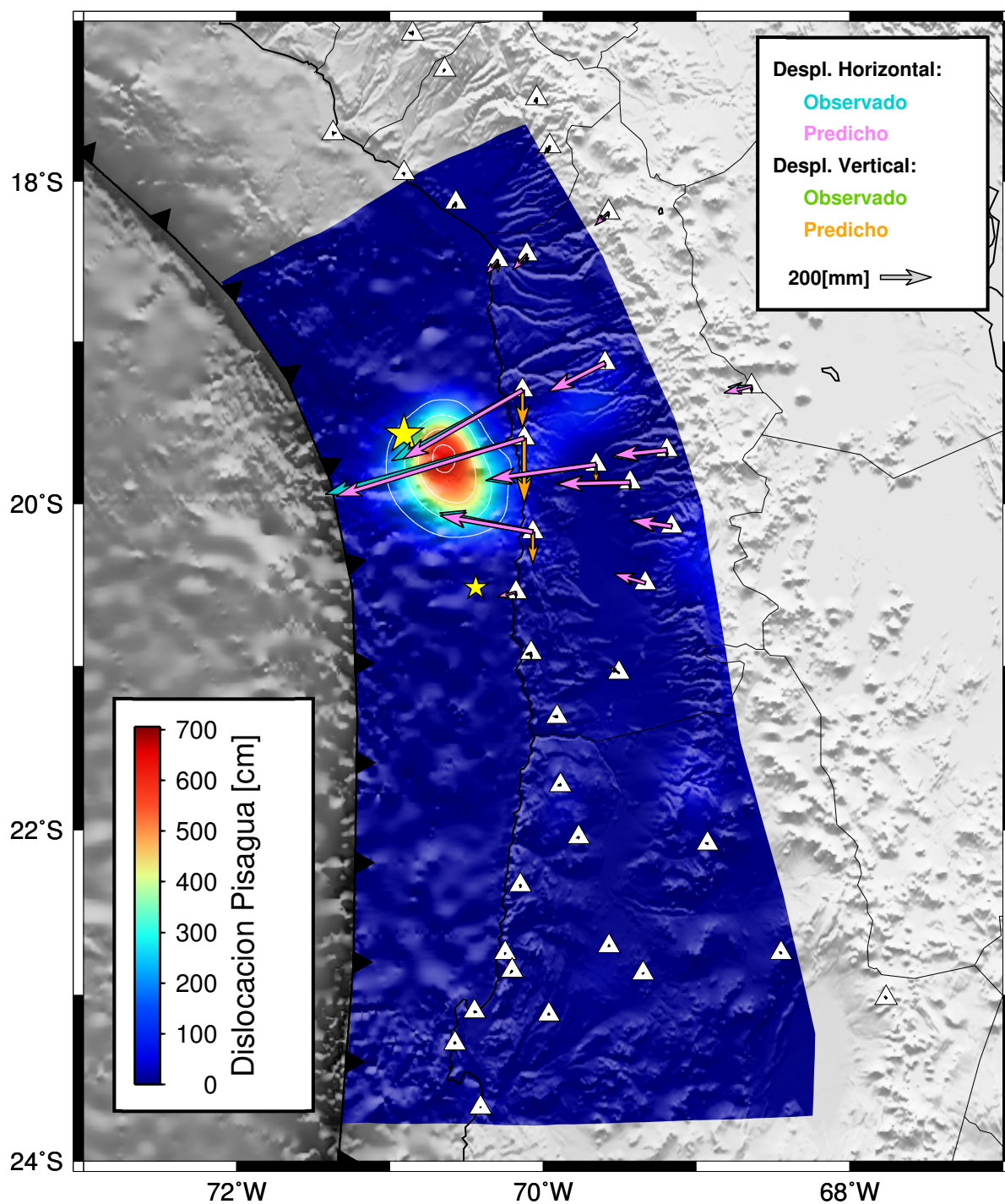


Figura 5.8: Modelo de dislocación co-sísmica, obtenido para el terremoto de Pisagua M_w 8.2 2014. La región coloreada representa la dislocación en [cm] en el contacto sísmogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales y verticales observados (obtenidos en el capítulo 4) y predichos en función del modelo de dislocación obtenido (ver leyenda para descripción de colores y escala).

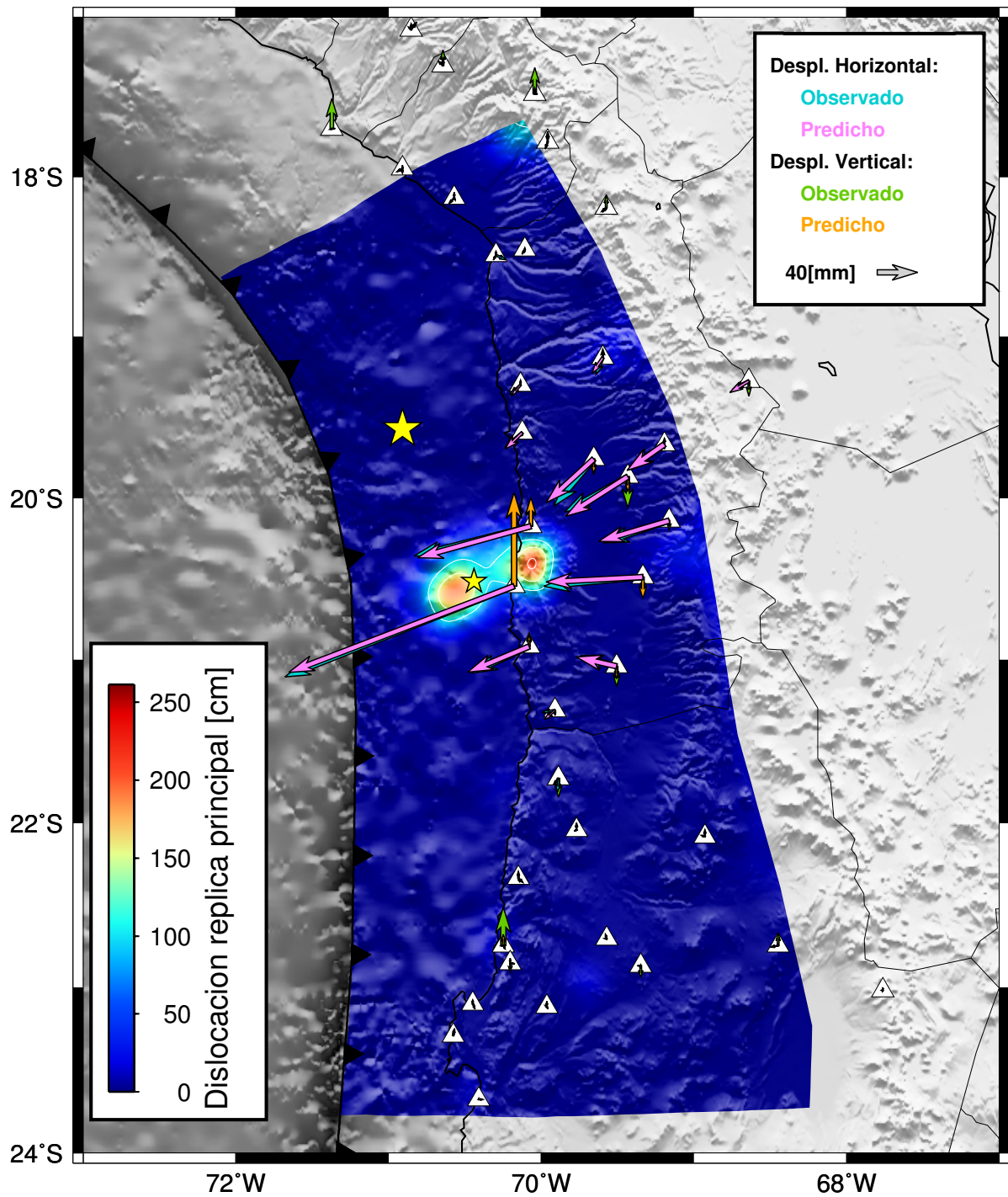


Figura 5.9: Modelo de dislocación co-sísmica, obtenido para el la réplica principal M_w 7.7 del terremoto de Pisagua. La región coloreada representa la dislocación en [cm] en el contacto sísmogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales y verticales observados (obtenidos en el capítulo 4) y predichos en función del modelo de dislocación obtenido (ver leyenda para descripción de colores y escala).

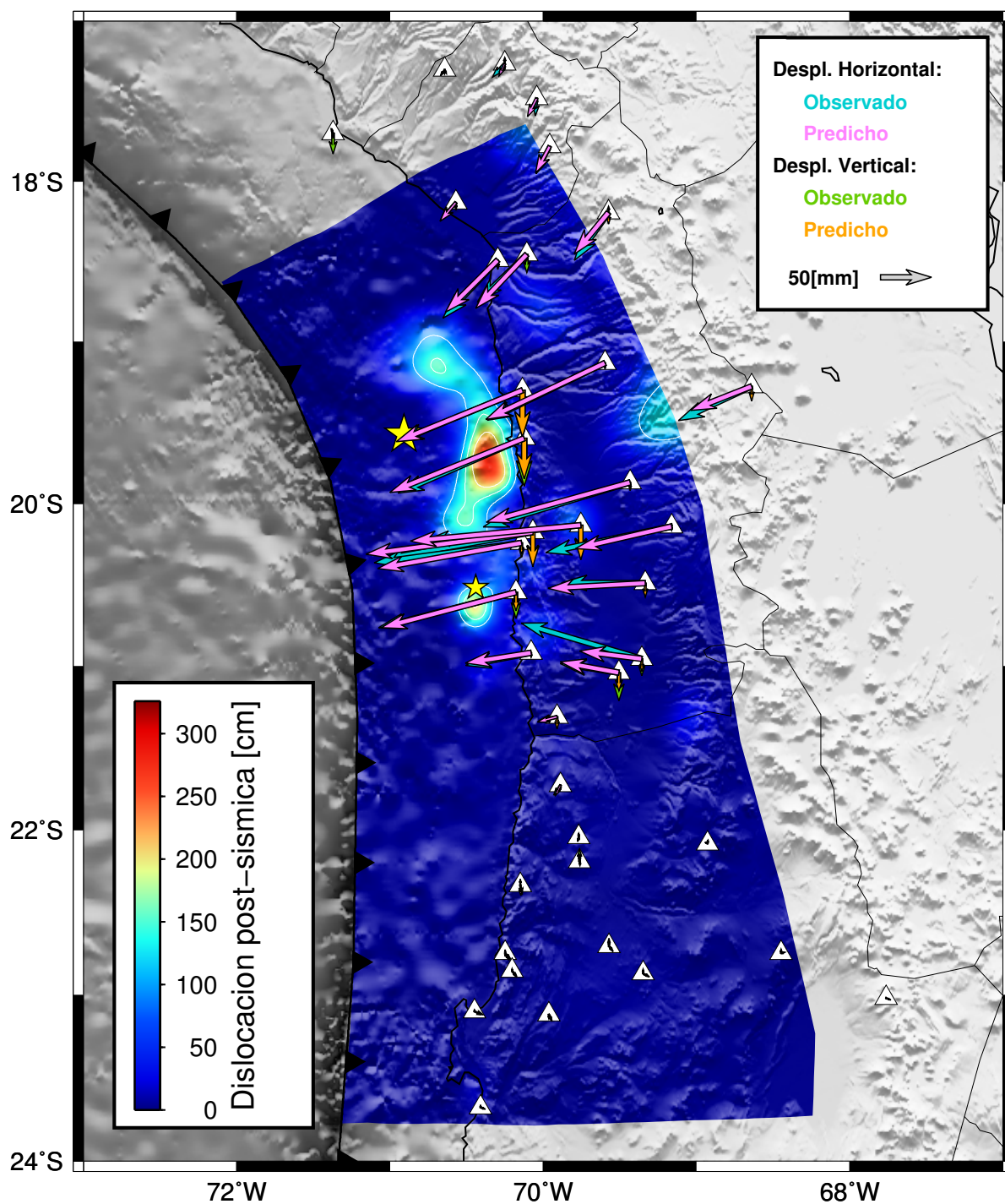


Figura 5.10: Modelo de dislocación post-sísmica, obtenido para los desplazamientos post-sísmicos después de un año de ocurrido el terremoto de Pisagua. La región coloreada representa la dislocación en [cm] en el contacto sismogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales y verticales observados (obtenidos en el capítulo 4) y predichos en función del modelo de dislocación obtenido (ver leyenda para descripción de colores y escala).

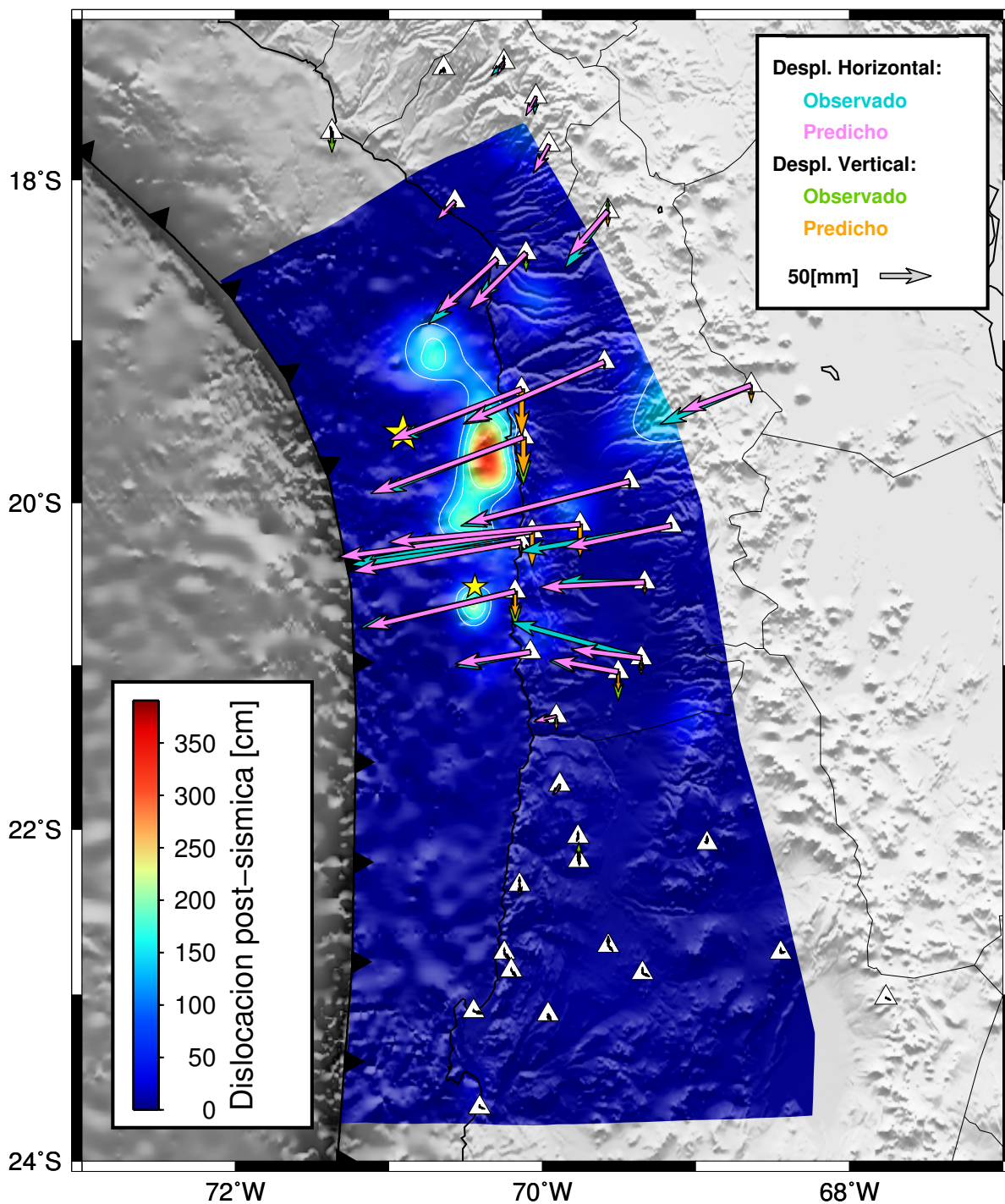


Figura 5.11: Modelo de dislocación post-sísmica, obtenido para los desplazamientos post-sísmicos después de dos años de ocurrido el terremoto de Pisagua. La región coloreada representa la dislocación en [cm] en el contacto sismogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales y verticales observados (obtenidos en el capítulo 4) y predichos en función del modelo de dislocación obtenido (ver leyenda para descripción de colores y escala).

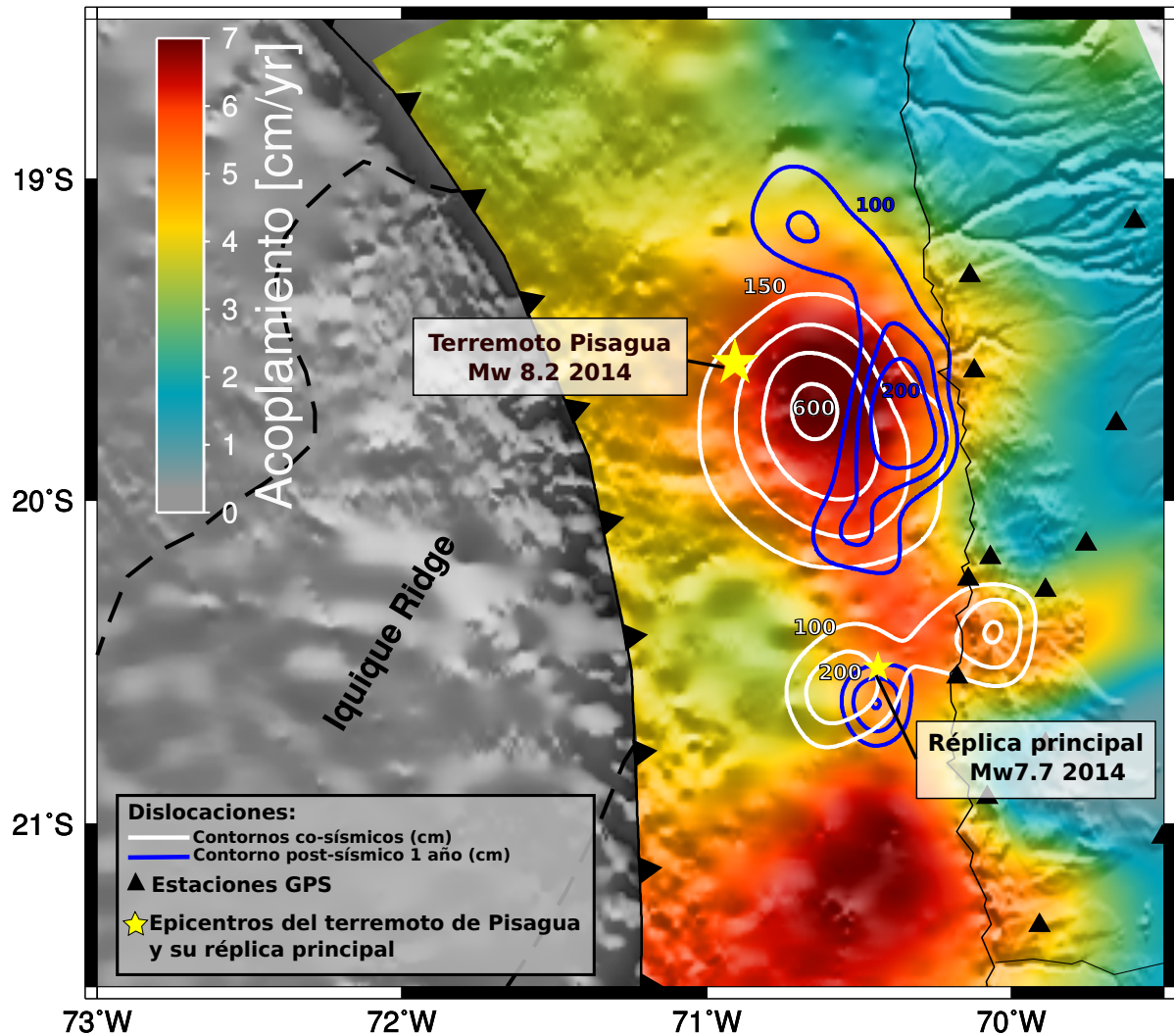


Figura 5.12: Comparación entre los modelos de dislocación calculados en este trabajo: co-sísmico del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica principal M_w 7.7 (contornos blancos), y el post-sísmico de un año de ocurrido el terremoto de Pisagua (contorno azul); junto con el modelo de acoplamiento calculado por Ortega-Culaciati *et al.* (2015) (área coloreada), en donde las zonas de mayor acoplamiento están representadas por tonos más rojos (ver barra de colores). Los contornos de dislocación se encuentran equiespaciados desde el valor indicado en el contorno más externo, hasta el valor indicado en el contorno más interno (en [cm]). Para el terremoto de Pisagua los contornos tienen valores de 150, 300, 450 y 600 [cm]. Para la réplica principal, los contornos tienen valores de 100, 150 y 200 [cm]. Los valores de dislocación post-sísmica son de 100, 150 y 200 [cm]. Los triángulos negros representan las estaciones de GPS utilizadas, y las estrellas amarillas los epicentros del terremoto de Pisagua y de su réplica mayor.

Capítulo 6

Efectos Visco-elásticos durante el periodo post-sísmico

Los modelos de dislocación obtenidos en el capítulo 5, se calcularon asumiendo un medio lineal elástico. La aproximación de elasticidad del medio es razonable para procesos que ocurren a escalas de tiempo pequeñas (segundos a minutos), por ejemplo, para modelar la fuente de un terremoto. Sin embargo, para escalas de tiempo mayores, como la del proceso de relajación post-sísmica, que es del orden de meses a años, la hipótesis de comportamiento elástico deja de ser una buena aproximación debido a procesos de deformación que ocurren en el manto superior. En esta región, al ser mayor la temperatura y presión, el material tiende a comportarse de manera más bien dúctil, respondiendo de manera lenta a los cambios de esfuerzos inducidos por terremotos, y produciendo deformaciones transientes de gran extensión temporal y espacial, que pueden ser observadas en la superficie de la corteza.

A modo de realizar un modelamiento que considere los efectos de deformación a largo plazo, en lugar de considerar un medio elástico homogéneo, se puede construir un modelo simple de una placa elástica sobre un medio viscoso que represente la litósfera de espesor H , sobre la astenósfera de espesor h , conocido como el *Modelo de Elasser* (Segall 2010, capítulo 6). La deformación u de dicho modelo, se puede representar para el caso 1D, mediante la ecuación de difusión,

$$\kappa \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial u}{\partial t} \quad , \quad \kappa = hH \frac{\mu}{\eta} \quad (6.1)$$

donde κ es la difusividad, que se describe en función de las propiedades de cada medio, siendo μ la constante de rigidez del medio elástico, y η la constante de viscosidad del medio viscoso. Esta ecuación, con las condiciones iniciales y de borde correctas, se puede utilizar para determinar el desplazamiento en el tiempo a lo largo de la placa elástica incluyendo la influencia de la deformación viscosa de la astenósfera.

El modelo simple de Elasser es útil para entender la física de la difusión de esfuerzo post-sísmico inducido por terremotos, sin embargo, tiene dos limitaciones serias. Primero, la astenósfera no se comporta como un fluido viscoso ya que, a escalas de tiempo cortas, ésta puede comportarse elásticamente, lo que se demuestra debido a que se ha observado que la astenósfera transmite ondas sísmicas de corte. Una mejor descripción de la astenósfera, es un medio visco-elástico, el

cual se comporta elásticamente a escalas de tiempo cortas, a pesar de tener un comportamiento fluido-viscoso en periodos de tiempo mayores. La segunda limitación del modelo de Elasser es su simplicidad, al ser un modelo unidimensional, ignora los gradientes verticales de desplazamiento y esfuerzo.

En el análisis anterior, se concluye que, en vez de utilizar un modelo elástico del medio, se debe utilizar un modelo que incorpore un comportamiento elástico de la litósfera y uno visco-elástico de la astenósfera. Sin embargo, existen diversas reologías viscoelásticas que se podrían considerar. A modo de ilustrar las diferencias entre modelos reológicos elásticos y visco-elásticos, se analiza los ejemplos expuestos en la figura 6.1, que representan las diferentes reologías en un modelo unidimensional, utilizando para ello un resorte con una constante de rigidez μ y un amortiguador con una viscosidad η .

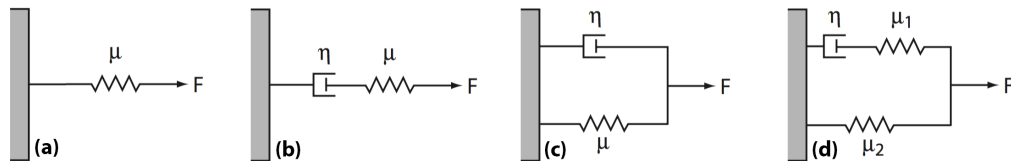


Figura 6.1: Representación simple de un modelo elástico y de modelos viscoelásticos compuestos por la combinación de elementos elásticos (resortes) y viscosos (amortiguador). De izquierda a derecha, las distintas reologías representadas corresponden a: (a) sólido elástico, (b) fluido de Maxwell, (c) sólido de Kelvin y (d) sólido linear estándar (Segall 2010, capítulo 6).

Con respecto a las relaciones constitutivas de las componentes, elástica (μ) y viscosa (η), de los modelos en la figura 6.1, para el resorte elástico lineal de rigidez μ , el esfuerzo σ es proporcional a la deformación ε

$$\sigma = 2\mu\varepsilon \quad (6.2)$$

y para el amortiguador viscoso de viscosidad η , el esfuerzo de corte es proporcional a la tasa de deformación

$$\tau = 2\eta\dot{\varepsilon} \quad (6.3)$$

Los modelos visco-elásticos, han sido descritos con leyes constitutivas simples que pueden ser pensadas como combinaciones de los elementos elásticos y viscosos antes mencionados, pudiendo considerarse 3 tipos de reologías viscoelásticas básicas (figura 6.1):

- Fluido de Maxwell (figura 6.1 b): Para escalas de tiempo muy pequeñas se comporta como un sólido elástico, y para períodos de tiempo muy grandes (o bajas frecuencias), se comporta como un fluido viscoso.
- Sólido de Kelvin (figura 6.1 c): Se comporta como un sólido elástico para escalas de tiempo grandes. Para escalas de tiempo muy cortas, se comporta de manera rígida sin deformación.
- Sólido linear estándar (figura 6.1 d): Se puede ver como una combinación de los materiales anteriores.

Considerando los modelos reológicos antes descritos, es posible producir modelos más complejos. Por ejemplo, el modelo reológico de Burger, que es una combinación lineal de los modelos de

Maxwell y Kelvin. Los modelos de Maxwell y de Burger se han utilizado exitosamente para modelar deformación post-sísmica de la astenósfera (Segall 2010). Sin embargo, debido a su simplicidad y aplicabilidad, el modelo reológico de Maxwell es preferido (e.g., Klein *et al.* 2016; Hoffmann *et al.* 2018).

En este capítulo, se estudiará de manera detallada la deformación post-sísmica asociada al terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014, considerando la respuesta visco-elástica del manto mediante la utilización del Método de Elementos Finitos y un medio consistente principalmente en 4 bloques: litósfera continental y oceánica, que se comportan como sólidos elásticos; y astenósfera continental y oceánica, los cuales poseen una reología visco-elástica de Maxwell. Para ello, se utilizará el *software open-source* de Elementos Finitos PyLith (Aagaard *et al.* 2013) y una geometría del norte de Chile en 3 dimensiones, proporcionada por Dr. Marcos Moreno Switt, la cual se generó a partir del programa CUBIT (Figura 6.2).

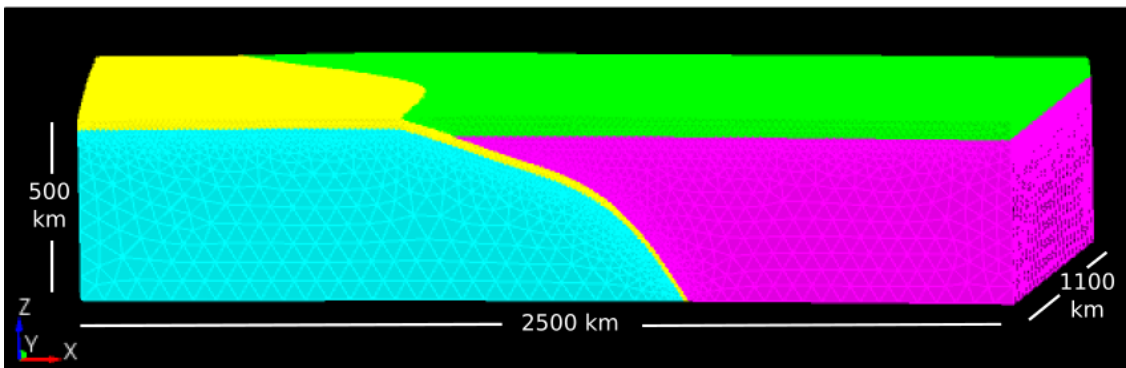


Figura 6.2: Malla de la geometría del norte de Chile, generada con el programa CUBIT, y utilizada en este trabajo como input del programa PyLith para realizar modelaciones directas. Los bloques verde y amarillo corresponden a las cortezas continental y oceánica respectivamente, cuyas reologías se consideran elásticas. Los bloques magenta y celeste corresponden a los mantos continental y oceánico respectivamente, cuyas reologías son consideradas como visco-elásticas tipo Maxwell.

6.1. Estimación de la respuesta visco-elástica en la superficie

Para determinar la dislocación en el contacto interplaca, que ocurre como un proceso de relajación de esfuerzos inducidos por la ocurrencia de un terremoto, es importante considerar que la deformación post-sísmica total observada en la superficie de la corteza, es causada principalmente por dos fenómenos: (1) El *afterslip* de la zona de ruptura principal y (2) la relajación visco-elástica del manto (e.g., Segall 2010; Klein *et al.* 2016). De este modo, a las señales de deformación post-sísmica observadas por las estaciones de GPS, se les debe extraer la deformación provocada por la relajación visco-elástica, con el fin de obtener únicamente la manifestación en superficie del *afterslip*, y así poder realizar un modelo de dislocación post-sísmica más realista.

En este trabajo, se modela la deformación visco-elástica de los mantos continental y oceánico que se produce en respuesta a los esfuerzos inducidos por la ocurrencia del terremoto de Pisagua, utilizando el *software* PyLith. Luego, la señal visco-elástica modelada se sustrae de las observaciones de deformación post-sísmica, obtenidas en la sección 4.4. Con el procedimiento anterior, se

obtiene la deformación en superficie que ocurre posterior al terremoto de Pisagua, causada únicamente por la dislocación entre las placas. Esta deformación post-sísmica será utilizada para estimar la distribución de *afterslip* en el contacto interplaca de subducción.

6.1.1. *Software PyLith*

A continuación, se describe de manera concisa en qué consiste el *software* libre PyLith, basado en el manual de usuario de Aagaard *et al.* (2013).

PyLith es un *software* de simulación multi-escala, desarrollado para modelar la física de terremotos. Este *software*, es portable y escalable, desarrollado para la simulación de la deformación cortical a través de escalas espaciales que van desde metros a cientos de kilómetros, y escalas temporales que abarcan desde milisegundos hasta miles de años.

Para los propósitos de este trabajo, PyLith utiliza un código de elementos finitos (código LithoMop), que sirve para simular la deformación cortical estática y cuasi-estática. También, utiliza otro código (código EqSim) que resuelve problemas dinámicos de terremotos, incluyendo propagación de ruptura y propagación de onda sísmica. Esto quiere decir, que PyLith permite encontrar soluciones de problemas tanto implícitos (cuasi-estáticos), como explícitos (dinámicos).

Al resolver problemas de interés geofísico, primero se debe obtener una estructura geométrica que represente al medio que se desea estudiar. Una vez que la estructura ha sido definida, ésta se discretiza computacionalmente, generando una grilla compatible con el modelamiento de Elementos Finitos. PyLith cuenta con 3 opciones para importar grillas: *CUBIT Exodus format*, *LaGriT GMV and Pset files*, y *PyLith mesh ASCII format*. Luego, para realizar el modelamiento de los procesos físicos de interés, como el proceso de deformación post-sísmica, se utilizan programas (códigos físicos) como PyLith. Los resultados del modelo suelen estar en archivos de formato VTK o HDF5/Xdmf, que pueden ser interpretados por varios programas de visualización (por ejemplo, ParaView, Visit y MatLab). En la figura 6.3 se muestra un esquema de todo lo anteriormente descrito, en donde se nombran distintos programas que suelen ser utilizados en las diferentes tareas necesarias para la modelación de elementos finitos.

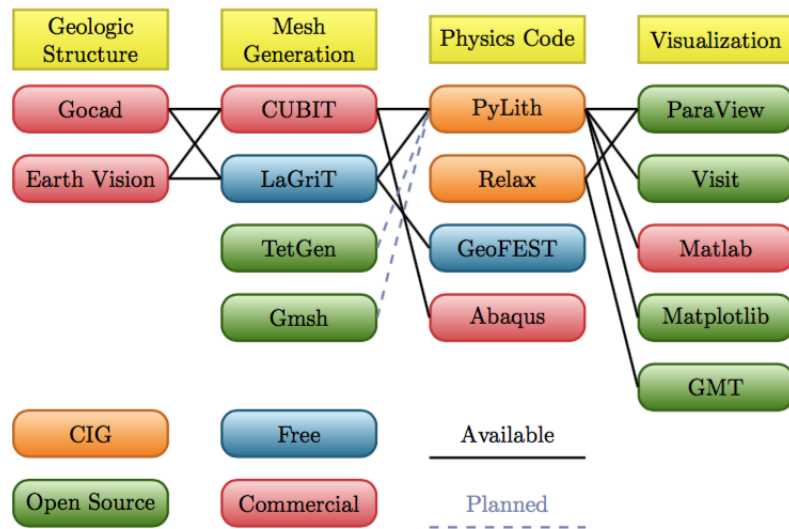


Figura 6.3: Esquema que muestra los entornos involucrados en la búsqueda de soluciones a problemas geofísicos, que abarcan desde la estructura geológica, hasta el análisis y visualización de la solución (Aagaard *et al.* (2013))

Para resolver los distintos problemas de interés, PyLith formula e implementa modelos de elementos finitos de ecuaciones fundamentales de la física, pudiendo resolver problemas dinámicos o cuasi-estáticos, donde éste último no incluye los términos inerciales de las ecuaciones de movimiento. Para realizar la formulación de elementos finitos, se utiliza el método de Galerkin.

Al resolver un problema con PyLith, se necesitan esencialmente tres elementos:

1. Información de la grilla. Esta incluye la topología de los elementos finitos de la grilla (coordenadas de los vértices y cómo estos vértices están conectados en las celdas), un identificador material para cada celda y el conjunto de vértices asociados a las condiciones de borde, fallas, y bordes de subconjuntos de la grilla.
2. Un conjunto de parámetros que describen el problema. Estos parámetros describen el tipo de problema a resolver, tales como, información sobre el método de resolución, información de los saltos de tiempo a utilizar, condiciones de borde y tipos de materiales. Esta información puede ser entregada mediante líneas de comando, o utilizando archivos de formato *.cfg*.
3. Bases de datos que especifiquen valores de las propiedades de los materiales, y valores de las condiciones de borde que serán utilizados. Las variaciones espaciales complejas en los bordes, las condiciones de fallas, y las propiedades de los materiales pueden ser entregados en archivos de formato *.spatialdb*.

En la figura 6.4 se muestra un diagrama de flujo que esquematiza el procedimiento de trabajo del *software* PyLith desde la entrada de datos hasta la obtención de los resultados de la modelación.

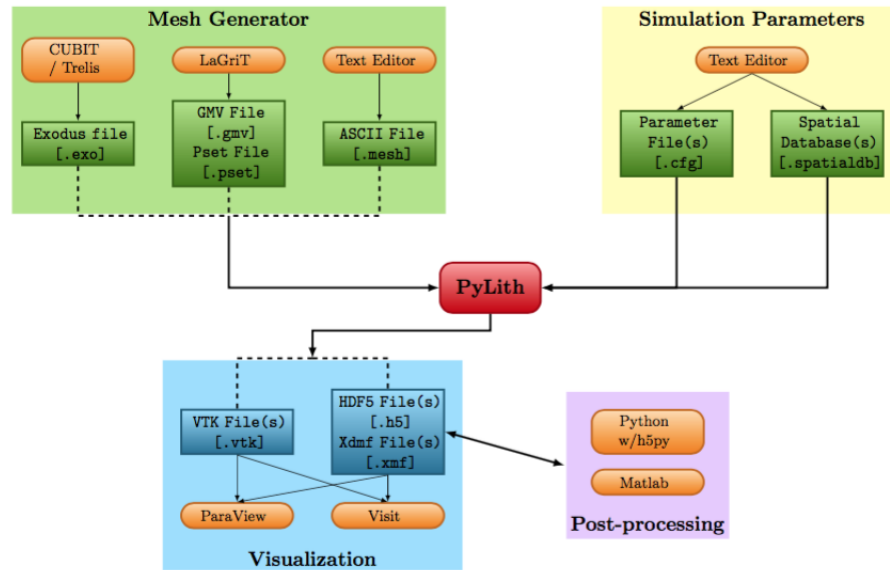


Figura 6.4: Esquematación del flujo de trabajo principal que utiliza PyLith para resolver distintos problemas geofísicos (Aagaard *et al.* (2013)).

6.1.2. Modelo directo de los desplazamientos visco-elásticos

Se modela el campo de desplazamientos en superficie provocado por el terremoto de Pisagua 2014 (M_w 8.2), considerando la respuesta del manto visco-elástico. Este modelo se calcula para un periodo de tiempo de 4 años, y utiliza como dato de entrada la dislocación co-sísmica ocurrida en el contacto sismogénico de subducción considerando el terremoto de Pisagua, y su principal réplica (modelos obtenidos en la sección 5.2).

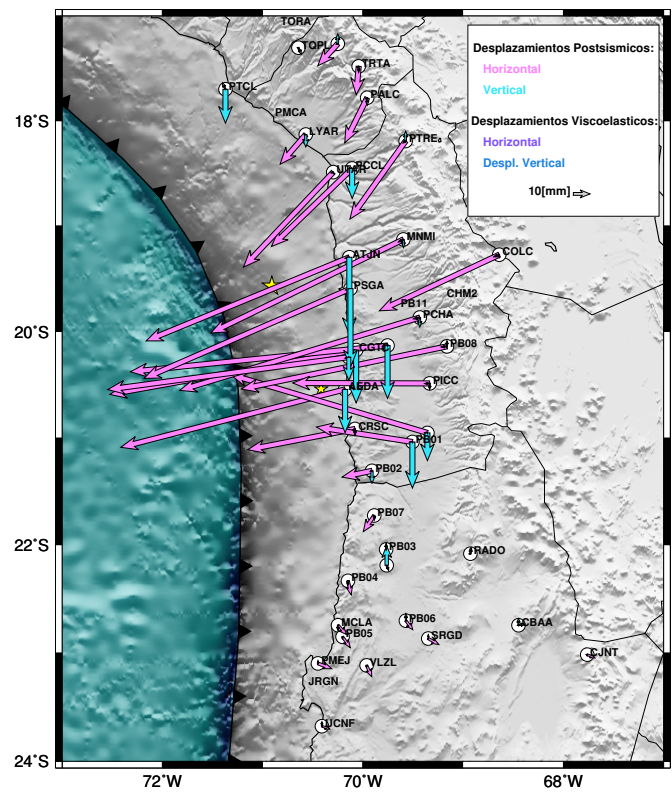
Para calcular el modelo de desplazamientos en PyLith, primero es necesario generar un archivo con la dislocación de la falla. Así, los archivos de dislocación obtenidos en la sección 5.2, se interpolan dentro de la grilla de la geometría del norte de Chile que define el medio utilizado por PyLith (ver figura 6.2). Esta interpolación requiere cambios entre coordenadas geográficas y cartesianas, para la cual se considera la zona UTM de las coordenadas ($-71^\circ, -35^\circ$), que equivale a la zona -19. La dislocación de entrada se escribe en un archivo formato *.spatialdb*, para que pueda ser interpretada con PyLith (ver sección 6.1.1).

Luego, se crean los archivos *.cfg* propios de PyLith que contienen toda la información necesaria del problema a modelar (sección 6.1.1). En particular, nuestro problema consiste en obtener la deformación post-sísmica en la superficie, dada una distribución de dislocación inicial (en el tiempo 0), en un periodo total de 4 años, con una tasa de muestreo temporal de 0.1 años. Se imponen condiciones de borde de Dirichlet, y se considera que los mantos oceánico y continental tienen comportamiento visco-elástico de Maxwell. Se impone también que, como resultado de la modelación, se calculen los desplazamientos en las coordenadas de las estaciones GPS utilizadas para obtener la dislocación post-sísmica en la sección 5.2.

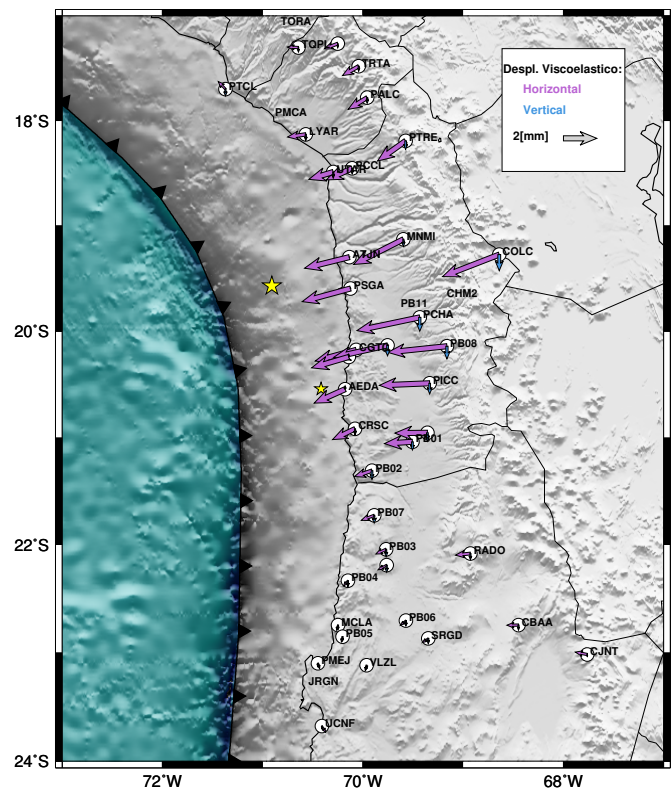
Finalmente, se genera un archivo *.spatialdb* para cada bloque del medio utilizado, es decir, para la corteza oceánica, la corteza continental, el manto oceánico y el manto continental (figura 6.2). Estos archivos contienen información de las propiedades elásticas de estos medios, cabe decir,

densidad y velocidades de onda P y S. Además, en el caso del manto que se considera visco-elástico, se impone el valor de viscosidad de Maxwell. Se utilizan valores de viscosidad de la zona, dadas por Hu *et al.* (2004) y Klein *et al.* (2016), que corresponden a $2,5 \times 10^{19}$ [Pa·s] en el manto continental, y 10^{20} [Pa·s] para el manto oceánico. Cabe destacar que, Hoffmann *et al.* (2018) realizó un test de viscosidad en el manto continental, variando los valores desde 10^{18} [Pa·s] hasta 10^{20} [Pa·s], obteniendo un mejor ajuste con el valor de viscosidad de 2×10^{19} [Pa·s] (similar al utilizado en este trabajo).

Con la definición del modelo expuesta anteriormente, se realiza la modelación que permite obtener los desplazamientos en superficie, en las estaciones de GPS, causados por la dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua y su réplica mayor, y por el flujo visco-elástico del manto en respuesta a los esfuerzos inducidos por dicha distribución de dislocación co-sísmica. Con esto, se obtiene un archivo de salida, que contiene la información de los desplazamientos en superficie en cada instante de tiempo (cada 0.1 años). A estos desplazamientos calculados, se les remueve la deformación provocada en el primer instante de tiempo (instante 0), es decir, se les remueve el desplazamiento co-sísmico, y de este modo se obtienen las deformaciones provocadas únicamente por la respuesta visco-elástica del manto ante la ocurrencia del terremoto de Pisagua, y su réplica principal. Los resultados de este modelo de desplazamientos post-sísmicos, se comparan directamente con los desplazamientos observados en las estaciones GPS (Figuras 6.5 y 6.6). El análisis muestra que los desplazamientos causados por el flujo visco-elástico del manto, poseen amplitudes que son del orden del 1 % de los desplazamientos post-sísmicos observados por los instrumentos GPS, después de dos años de ocurrido el terremoto de Pisagua.

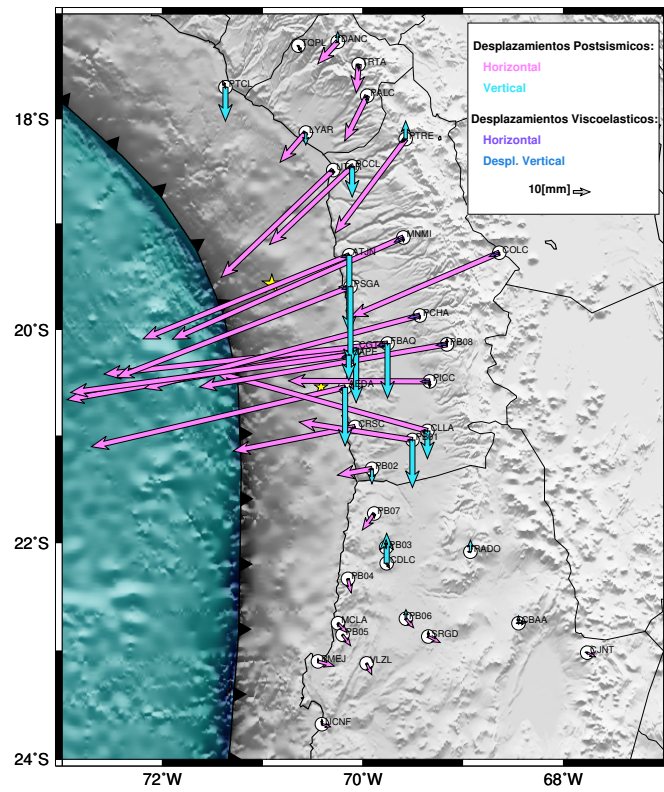


(a)

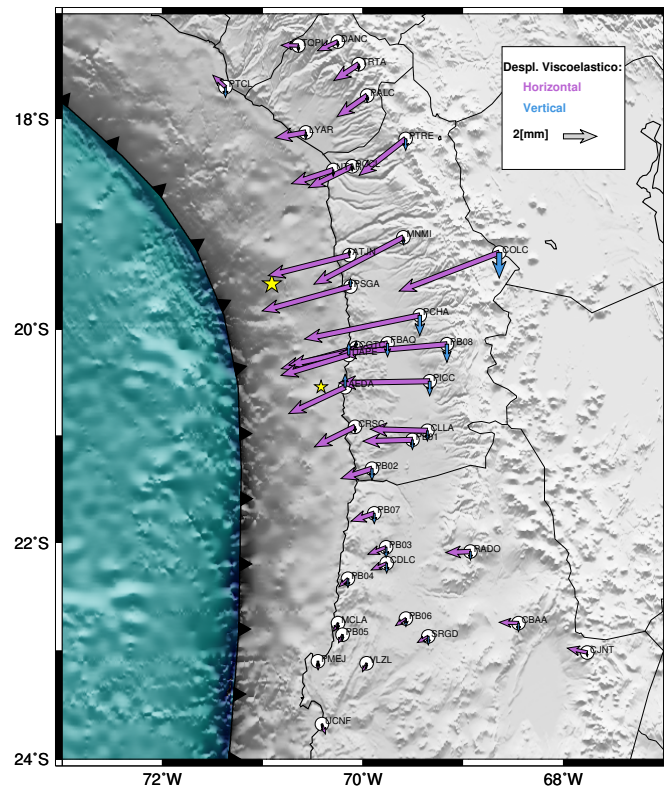


(b)

Figura 6.5: Comparación entre: (a) los desplazamientos post-sísmicos observados en las estaciones de GPS (ver sección 4.4), y los desplazamientos visco-elásticos modelados con PyLith, que corresponden a solo una parte de las observaciones, para un periodo de tiempo de 1 año. (b) Desplazamientos visco-elásticos modelados con PyLith a una escala mayor para poder ser observados apropiadamente.



(a)



(b)

Figura 6.6: Comparación entre: (a) los desplazamientos post-sísmicos observados en las estaciones de GPS (ver sección 4.4), y los desplazamientos visco-elásticos modelados con PyLith, que corresponden a solo una parte de las observaciones, para un periodo de tiempo de 2 años. (b) Desplazamientos visco-elásticos modelados con PyLith a una escala mayor para poder ser observados apropiadamente.

6.2. Determinación de la distribución del *afterslip*

Recordando que la deformación post-sísmica en superficie se debe principalmente a dos fenómenos: (1) El *afterslip* de la zona de ruptura principal, y (2) la relajación visco-elástica del manto; se tiene que el desplazamiento observado por cada una de las estaciones de GPS (D_{GPS_post}), se puede expresar como la suma de los desplazamientos provocados por estos dos mecanismos ($D_{afterslip}$ y D_{visc}) de la forma:

$$D_{GPS_post} = D_{afterslip} + D_{visc} \quad (6.4)$$

Utilizando los desplazamientos obtenidos por el modelo visco-elástico de la sección anterior, y los datos de deformación obtenidos de las observaciones de estaciones GPS, se puede modelar el *afterslip* en función del vector de observaciones que resulta de la diferencia entre los desplazamientos medidos por las estaciones GPS, y los desplazamientos modeladas con PyLith que se producen debido a la respuesta visco-elástica del manto (Figuras 6.7 y 6.8). Es decir, para calcular el modelo de dislocación post-sísmica, se considera como vector de datos de desplazamientos

$$D_{afterslip} = D_{GPS_post} - D_{visc} \quad (6.5)$$

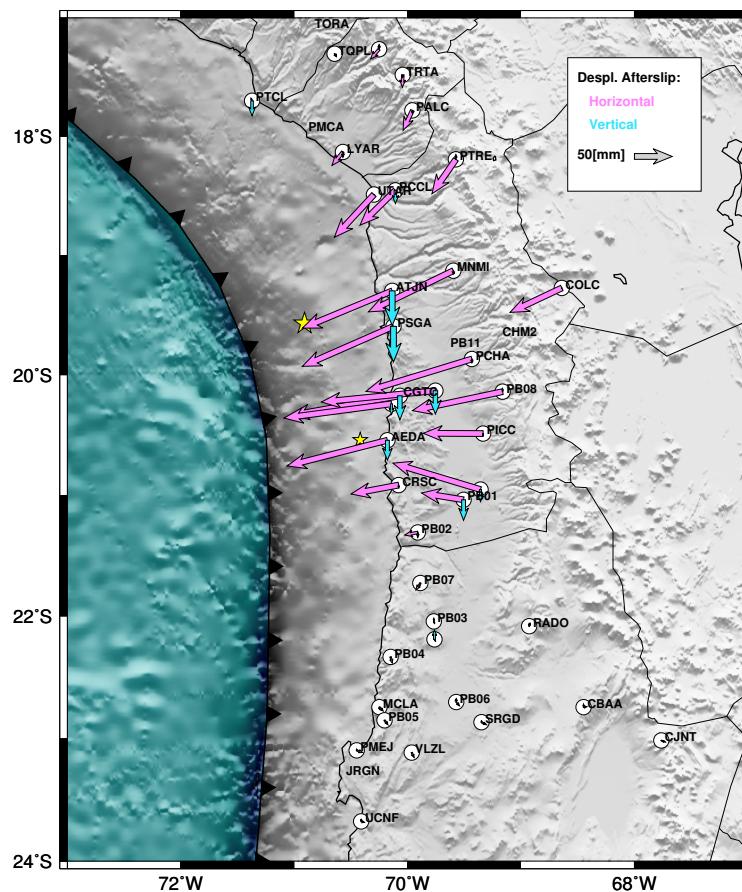


Figura 6.7: Residuales entre los desplazamientos post-sísmicos observados en las estaciones de GPS y los modelados con PyLith, que se utilizan como datos para modelar el *afterslip* después de un año de ocurrido el terremoto.

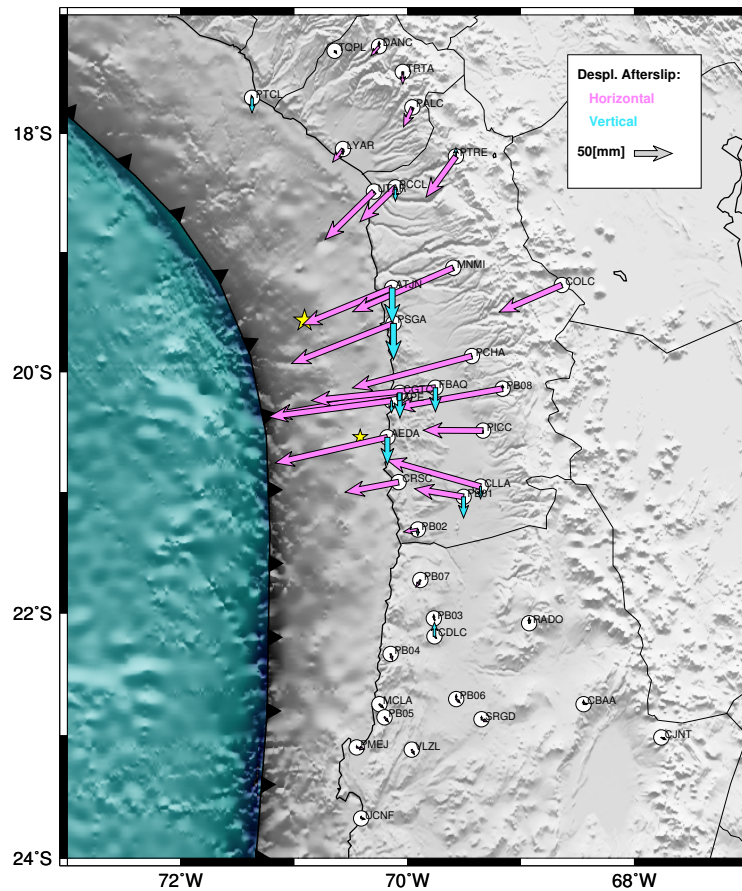


Figura 6.8: Residuales entre los desplazamientos post-sísmicos observados en las estaciones de GPS y los modelados con PyLith, que se utilizan como datos para modelar el *afterslip* después de dos años de ocurrido el terremoto.

Usando las observaciones corregidas, se estima la dislocación post-sísmica en el contacto interplaca inducida por la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2, utilizando la metodología de inversión descrita en el capítulo 5. Los modelos de *afterslip* obtenidos finalmente, que consideran los efectos del manto visco-elástico sobre la deformación en superficie, se pueden visualizar en la figura 6.9. En la figura 6.10, se pueden observar las diferencias entre modelos de dislocación post-sísmica estimados con y sin considerar la corrección de desplazamientos visco-elásticos calculada con PyLith. Se puede ver, que no hay una diferencia significativa en la distribución del *afterslip* y, además, las magnitudes de momento sísmico obtenidas al remover los desplazamientos visco-elásticos corresponden a M_w 8.1, que es el mismo valor obtenido sin removerlos. Esto podría significar que, las deformaciones corticales provocadas por el movimiento visco-elástico del manto no son relevantes en el periodo de tiempo de 2 años considerado. Lo anterior, implicaría que, para estudios en donde se requiere modelar rápidamente la dislocación post-sísmica, es justificable no considerar los desplazamientos corticales producidos por la relajación visco-elástica del manto, ya que dominaría la deformación causada por el *afterslip* en las señales de desplazamiento post-sísmico medidas en la superficie de la corteza.

Sin embargo, no se debe olvidar que los valores de viscosidad utilizados se fijaron en base a los estudios de Hu *et al.* (2004) y Klein *et al.* (2016), y que estos podrían no ser realmente representativos para la zona, lo que cambiaría significativamente los resultados. Determinar la viscosidad del

manto no es un procedimiento trivial, además de que, este valor no necesariamente es constante en el espacio y tiempo.

Aunque, fuera de los alcances de este trabajo, sería de interés incluir el modelamiento visco-elástico del manto dentro de la metodología de inversión utilizada. De este modo, se podría encontrar de manera conjunta la distribución de dislocación post-sísmica, junto con la viscosidad del manto. Sin embargo, un modelo físico que incluya ambos fenómenos, naturalmente incluirá un *trade off* entre los valores de la viscosidad del manto y de las dislocaciones post-sísmicas en el contacto de la falla, que será relevante a la hora de plantear una solución del problema inverso.

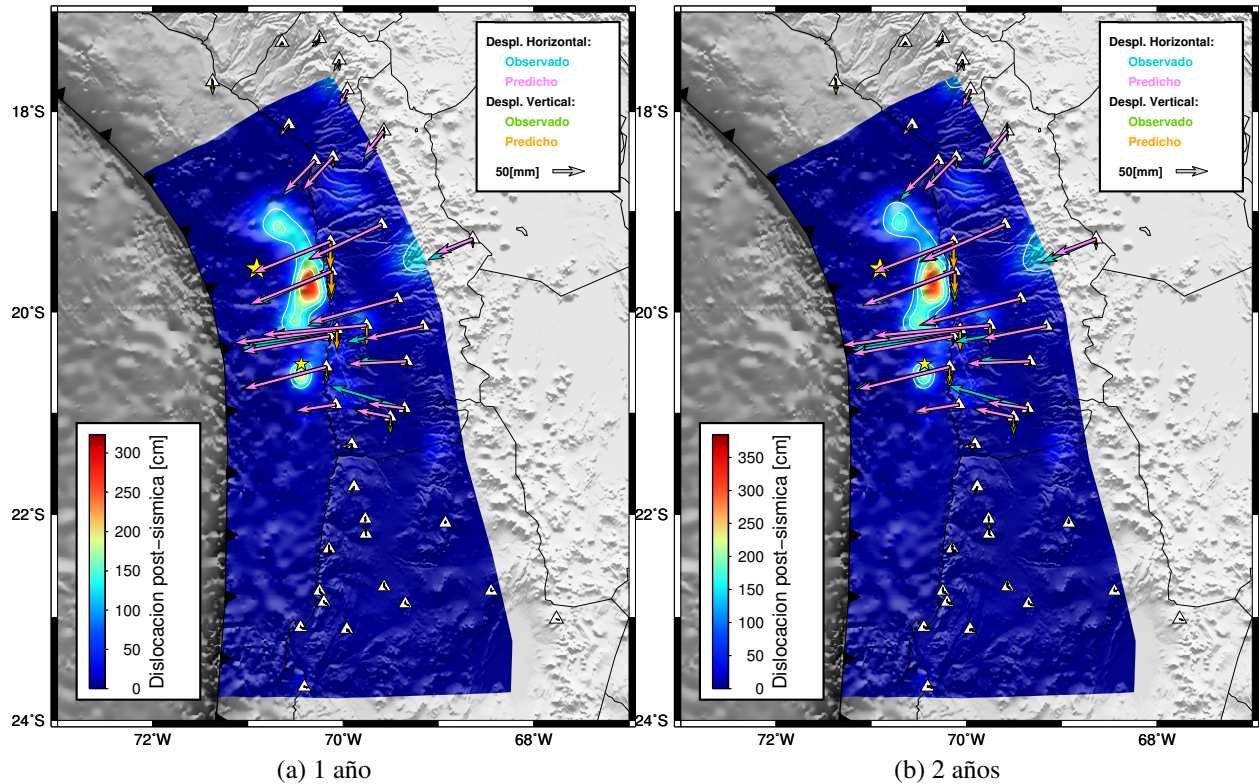


Figura 6.9: Modelos de dislocación obtenidos para los desplazamientos post-sísmicos a los cuales se les ha removido los desplazamientos visco-elásticos del manto. La paleta de color representa la dislocación en [cm] en el contacto sismogénico, los triángulos representan la posición de las estaciones GPS utilizadas, y las flechas corresponden a los desplazamientos horizontales y verticales observados (descritos en 6.7) y predichos en función del modelo de dislocación obtenido (ver leyenda para descripción de colores y escala).

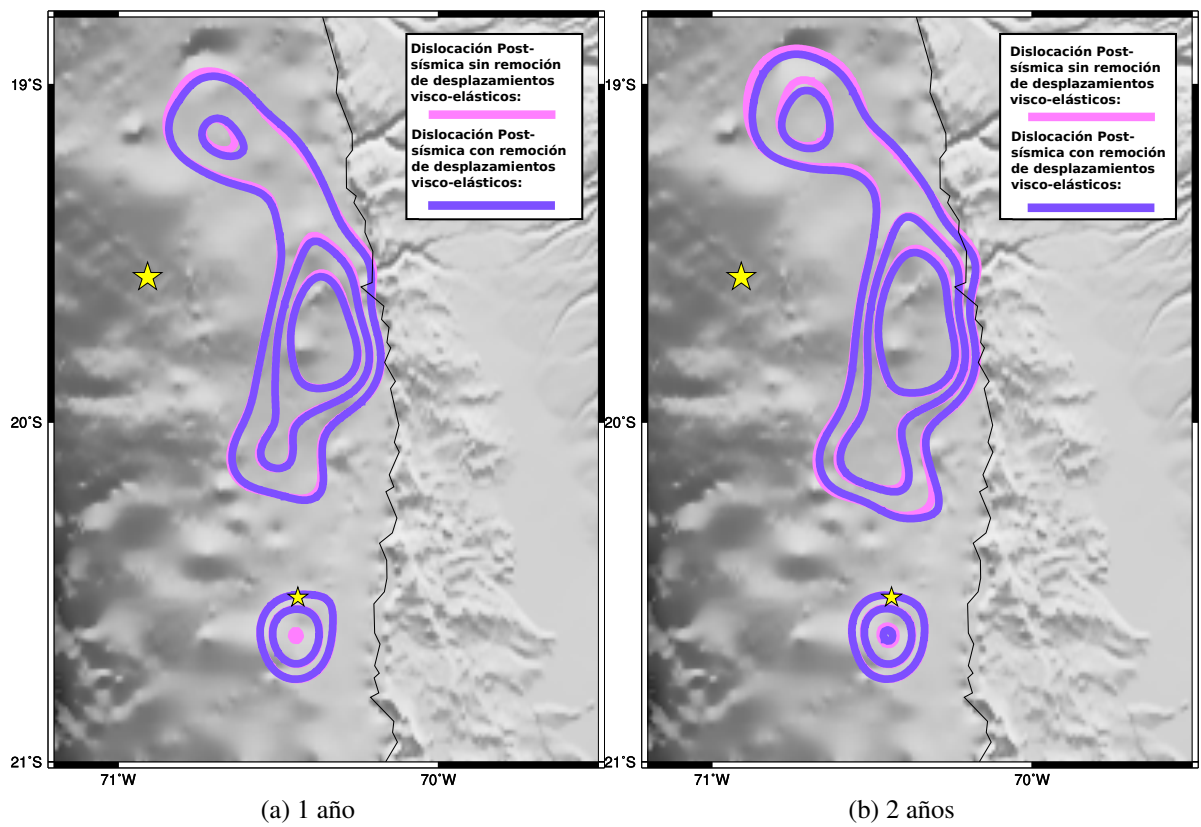


Figura 6.10: Comparación entre los contornos de los modelos de dislocación obtenidos para los desplazamientos post-sísmicos, sin y con removerles los desplazamientos visco-elásticos del manto (contornos magenta y violeta respectivamente).

Capítulo 7

Discusión y Conclusiones

A lo largo de este trabajo, se desarrollaron modelos matemáticos capaces de explicar de forma realista las diferentes señales sismotectónicas presentes en las series de tiempo posicionales, medidas por receptores GPS. Luego, mediante distintos métodos de inversión, se identificaron los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.2, de su réplica principal (M_w 7.7), los desplazamientos post-sísmicos inducidos por dichos terremotos, y las velocidades inter-sísmicas para el período anterior al terremoto de Pisagua. Utilizando estos desplazamientos, se estiman modelos de dislocación en el contacto sismogénico de subducción, asociados a los procesos co-sísmicos y post-sísmicos. En este último capítulo, se analizan los modelos de dislocación obtenidos en este trabajo, en conjunto con modelos de acoplamiento inter-sísmico y análisis de los terremotos y deformación post-sísmica disponibles en la literatura. Lo anterior, con el fin de comprender de mejor manera los procesos físicos que ocurren en el contacto sismogénico de subducción, y que son responsables de la generación de grandes terremotos. En particular, se busca mejorar el entendimiento del comportamiento mecánico del contacto sismogénico en la zona afectada por el terremoto de Pisagua 2014.

7.1. Procesamiento y Modelamiento de datos GPS

Dado el alto potencial sismogénico de la zona norte de Chile, grupos de científicos de diversas instituciones, nacionales e internacionales, han desarrollado una red robusta de receptores GPS en este territorio, con el fin de monitorear la evolución espacial y temporal de la deformación de la corteza durante los procesos de acumulación y liberación de energía que ocurren en el ciclo sísmico. Por ejemplo, las observaciones proporcionadas por dichos instrumentos permiten estudiar los desplazamientos antes, durante y después de grandes terremotos. Como primer paso en este trabajo, se procesaron todos los archivos RINEX de los receptores de GPS localizados en la zona norte de Chile y sur del Perú, desde el año 2000 hasta mediados del 2016. Con ello, se obtuvieron series de tiempo posicionales a tasa de muestreo diaria, y series cinemáticas con una tasa de muestreo de 30 segundos para el día del terremoto de Pisagua, y de su principal réplica.

Las series de tiempo posicionales contienen señales provenientes de distintas fuentes, las cuales incluyen procesos geofísicos, artefactos en el mismo sistema de posicionamiento actual, y fuentes antropogénicas. Las señales geofísicas pueden incluir, entre otras, el movimiento secular debido a la carga tectónica inter-sísmica, deformación asociada a terremotos y señales estacionales con origen en un proceso de forzamiento hidrológico. En las series de tiempo obtenidas en este estudio, se visualizan claramente los diferentes patrones de deformación superficial de la corteza en las diferentes etapas del ciclo sísmico.

Con el fin caracterizar los patrones de deformación de la corteza en cada una de las etapas del ciclo sísmico, se identifican y separan dichos patrones a través del análisis de las series de tiempo posicionales obtenidas para la red de estaciones GPS de la zona de estudio, mediante un procedimiento de inversión robusto, basado en la norma L_1 , para ajustar modelos de trayectorias ad-hoc a las series de tiempo de desplazamiento. Se obtienen estimaciones de los desplazamientos co-sísmicos remanentes para el terremoto de Pisagua y su réplica principal, post-sísmicos durante los 2 años posteriores al evento principal, y tasas seculares inter-sísmicas, incluyendo la determinación de los errores asociados a éstos.

Los desplazamientos co-sísmicos encontrados, son coherentes con los modelos de rebote elástico propuestos para el ciclo sísmico, dada la configuración de estaciones en la zona de estudio, las cuales se encuentran en tierra firme, al Este de la zona de ruptura. Es importante destacar que, debido al diseño del sistema GPS, los errores asociados a los desplazamientos verticales son mayores que los de los horizontales. Además, al ser la réplica de magnitud moderada, los desplazamientos estimados para ésta poseen una razón señal/ruido bastante menor que para el evento principal, lo que se traduce en que las estimaciones de dislocación co-sísmica del terremoto principal, tendrán mayor estabilidad y menores errores asociados que para los resultados obtenidos de la réplica.

Las tasas seculares inter-sísmicas, se estimaron considerando las series de tiempo posicionales de estaciones GPS para tiempos anteriores a la ocurrencia del terremoto de Pisagua (hasta el 1 de enero de 2014), a modo de evitar contaminar las tasas seculares con la señal de desplazamiento del período post-sísmico, ya que ambas son señales con un contenido de frecuencia muy bajo. Las velocidades inter-sísmicas obtenidas, poseen una dirección predominante ENE con una amplitud promedio de 20 [mm/yr] y obedecen al comportamiento esperado considerando un modelo de tipo *back-slip* de acumulación de energía elástica de deformación (e.g., Savage 1983; Bevis & Martel 2001).

Los desplazamientos post-sísmicos calculados en este trabajo, concuerdan con modelos de relajación post-sísmica, donde el *afterslip* y la relajación visco-elástica del manto provocan que las estaciones GPS se muevan hacia la zona de ruptura, en un movimiento opuesto al causado por el acoplamiento inter-sísmico, reflejando un proceso de liberación de esfuerzos inducidos por la ocurrencia de terremotos en el medio circundante (e.g., Wang *et al.* 2012; Bedford *et al.* 2016).

Cabe destacar, que a diferencia de otros autores, las señales de desplazamiento post-sísmico fueron modeladas mediante la superposición de funciones transientes con distintas escalas temporales. Esto permite, una representación acabada del comportamiento transiente de la deformación después de un terremoto, siendo una mera descripción matemática de la señal, que no depende de hipótesis alguna acerca de la física que la gobierna. Típicamente, se utilizan funciones de decaimiento logarítmico, con origen en una reología friccional del contacto de fallas para representar la señal post-sísmica (e.g., Hsu *et al.* 2006). Sin embargo, dicho modelo no es capaz de explicar,

de manera conjunta, los desplazamientos tempranos (primeras 2 semanas) y de largo plazo (meses a años posteriores) de la señal post-sísmica de desplazamiento cortical (e.g., Bevis & Brown 2014; Hoffmann *et al.* 2018). En este aspecto, nuestro modelo mejora considerablemente el ajuste de la señal, lo que influye fuertemente en la determinación de la amplitud de los desplazamientos post-sísmicos, y en los errores en la determinación de éstos.

Finalmente, cabe destacar que, tanto para los desplazamientos co-sísmicos como los desplazamientos post-sísmicos, las estaciones posicionadas al norte de los 19°S y al sur de los 21°S parecieran no ser afectadas por la ruptura del terremoto principal, ni sus posteriores efectos, lo que podría indicar presencia de barreras a la propagación de la ruptura.

7.2. Modelos Estimados de Dislocación

A partir de los desplazamientos sismotectónicos medidos por las estaciones GPS, se estiman modelos de dislocación en el contacto sismogénico de subducción. Se determinan modelos de dislocación asociados a los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua y su réplica principal, y modelos de dislocación asociados a las deformaciones post-sísmicas. La determinación de estos modelos de dislocación se realizó mediante una inversión de mínimos cuadrados con regularización, en donde el operador de regularización impone una suavización del modelo de dislocación, basado en la sensibilidad de éste a las observaciones. La regularización utilizada, variable en la superficie de falla, impone una suavización mayor de la dislocación en las zonas de la falla con menor sensibilidad. Lo anterior, evita suavizar en exceso las regiones del modelo bien constreñidas por las observaciones y permite la obtención de modelos de dislocación robustos, estables y con un mayor nivel de detalle (Ortega Culaciati 2013).

El modelo de dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua 2014 (figura 5.8), entrega una magnitud M_w 8.2 ($M_0 = 2 \times 10^{21}$ [$N \cdot m$]), similar a la entregada por el CSN y por el USGS. También, se obtiene que la distribución de máxima dislocación se concentra en una sola aspereza. En el anexo G se muestran modelos de dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua calculados por otros autores (Hayes *et al.* 2014; Kato & Nakagawa 2014; Lay *et al.* 2014; Ruiz *et al.* 2014; Schurr *et al.* 2014; Yagi *et al.* 2014; Jaramillo *et al.* 2017; Socquet *et al.* 2017). A pesar de las diferentes metodologías utilizadas para calcular estos modelos (por ejemplo, distintos tipos de datos, ya sean sismológicos, geodésicos, de tsunami o una combinación de estos; o diferentes métodos de inversión), en todos ellos se puede ver que la distribución de máxima dislocación se concentra en una sola aspereza, similar a la distribución obtenida en este trabajo. Además, la máxima amplitud de dislocación obtenidas por los otros autores varía entre 5 y 8 [m], valor similar al de 7 [m] obtenido en este estudio.

Se observa además, una tendencia general en todos los modelos, incluido el de este trabajo, que muestra que la máxima concentración de dislocación ocurre al sur del epicentro del Terremoto de Pisagua. Si bien, los modelos de dislocación co-sísmica obtenidos en este trabajo tienen algunas diferencias en forma y extensión con modelos obtenidos por otros autores, se rescata la tendencia general que indica que el frente de ruptura tuvo lugar hacia el Sur/Este del punto de nucleación del terremoto, alcanzando la máxima amplitud de dislocación (~ 7 [m]) al sur del epicentro del sismo.

El modelo de dislocación co-sísmica de la réplica principal (figura 5.9), entrega una magnitud M_w 7.8, ($M_0 = 6 \times 10^{20}$ [$N \cdot m$]), que es 0.2 grados mayor que la magnitud entregada por el CSN, y 0.1 grados mayor que la entregada por el USGS, lo que puede ser causado por errores observacionales, o por diferencias en la metodología de cálculo utilizada. Aún así, el momento sísmico obtenido en este trabajo y en otras instituciones, es del orden de 10^{20} [$N \cdot m$] (ver tabla 5.3), lo que indica que existe consistencia dentro de las estimaciones de la energía sísmica liberada. Se puede observar que, la distribución de dislocación de la réplica principal está concentrada en dos asperezas principales al sur de la ruptura del terremoto de Pisagua, cuyas máximas dislocaciones son del orden de 200 [cm]. Los estudios de Hayes *et al.* (2014), Ruiz *et al.* (2014) y Schurr *et al.* (2014) muestran una distribución de dislocación para la réplica de una sola aspereza, pero con valores de dislocación similares a los de este trabajo. Sin embargo, Liu *et al.* (2015) y Duputel *et al.* (2015) sí muestran dos asperezas predominantes en la dislocación, pero con valores máximos de 80 [cm] (ver anexo G). A pesar de la diferencia en la distribución de dislocación y sus máximos valores, todos los modelos siguen la tendencia de distribuirse a lo largo del contacto, llegando hasta aproximadamente 50 [km] de profundidad, lo que indica que la propagación de ruptura fue principalmente en dirección *dip* del contacto sísmogénico. Las diferencias observadas en los distintos modelos de dislocación, se atribuyen a los distintos tipos de datos y métodos utilizados para calcularlos, y a que, debido a la magnitud moderada de este terremoto, cualquier tipo de dato utilizado posiblemente tenga un mayor nivel de ruido, en comparación con el terremoto principal de Pisagua.

Los modelos de dislocación post-sísmica (figuras 5.10 y 5.11) entregan una magnitud equivalente de M_w 8.1 para uno y dos años después de la ocurrencia del terremoto principal ($M_0 = 1,4 \times 10^{21}$ [$N \cdot m$] para un año y $M_0 = 1,6 \times 10^{21}$ [$N \cdot m$] para dos años), lo que indica que el acomodo de las zonas dentro del contacto que no deslizaron durante el co-sísmico, después de 2 años de ocurrido el terremoto, ha liberado una energía del orden de un 80 % de la liberada por el evento principal.

La distribución espacial de dislocación post-sísmica del terremoto de Pisagua, rodea la región del máximo deslizamiento co-sísmico, y ocurre mayoritariamente en la zona inmediatamente más profunda al área de ruptura. Este patrón, también es observado en otros grandes terremotos de la última década, como el de Sumatra 2005, M_w 8.7 (Hsu *et al.* 2006), el del Maule 2010, M_w 8.8 (Bedford *et al.* 2013), o el de Japón 2011, M_w 9.0 (Ozawa *et al.* 2011). En el anexo H, se presenta la figura del modelo de dislocación post-sísmica del terremoto de Pisagua obtenida por Hoffmann *et al.* (2018), el cual muestra similitudes con este trabajo en la forma de la región donde se distribuye la dislocación post-sísmica. Sin embargo, las amplitudes de dislocación se distribuyen de manera diferente en dicha región, particularmente porque no coincide la ubicación de las amplitudes máximas de dislocación. En este trabajo, la dislocación máxima (del orden de unos 3[m] de *afterslip*) ocurre en la zona más profunda adyacente a la región de máxima dislocación co-sísmica, y según Hoffmann *et al.* (2018), el valor máximo de *afterslip* es del orden de 90 [cm], ocurriendo en los bordes norte y sur de la distribución total de dislocación post-sísmica, que a su vez se ubica en las regiones NE y SE relativo a la dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua. Estas diferencias, pueden tener origen en dos factores predominantes:

1. Diferencias en la metodología utilizada para estimar los desplazamientos post-sísmicos provocados por el terremoto de Pisagua. En este trabajo se utilizaron funciones transientes que permiten modelar señales con variaciones en múltiples escalas de tiempo, a diferencia del trabajo de Hoffmann *et al.* (2018) en que se utiliza funciones logarítmicas con un tiempo de relajación característico, y que tienen problemas para explicar de manera conjunta, los des-

plazamientos tempranos (primeras 2 semanas) y de largo plazo (meses a años posteriores) de la señal post-sísmica de desplazamiento cortical.

2. Diferencias de la metodología de inversión, particularmente en el tipo de regularización ocupada y en el grado de amortiguamiento que se aplica durante la inversión.

A pesar de las diferencias entre los modelos de dislocación post-sísmica, nos inclinamos por preferir el modelo de dislocación obtenido en este trabajo, ya que, es consistente con que el traspaso de esfuerzos liberados en un terremoto, es mayor en la zona cercana al máximo valor de dislocación co-sísmica, y este luego se disipa con la distancia (ver cambios de esfuerzos de falla de Coulomb en figura 8b en Hoffmann *et al.* 2018).

7.3. El ciclo sísmico en la zona del terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2

Los modelos de dislocación finalmente obtenidos (figura 7.1), muestran que las dislocaciones co-sísmicas coinciden con zonas de alto acoplamiento, y también se puede ver que la dislocación post-sísmica rodea la zona de dislocación co-sísmica. Esta observación es consistente con una interfaz interplaca, cuyas propiedades mecánicas son bastante heterogéneas. En este sentido, los resultados obtenidos reflejan un comportamiento de la dislocación en el contacto interplaca que sigue una ley friccional del tipo *rate and state* (Ruina 1983; Dieterich & Kilgore 1994). En este modelo friccional, se propone que la interfaz está compuesta por una distribución de asperezas embebidas en un material dúctil. Las asperezas se comportan de manera inestable, ya que son capaces de acumular grandes esfuerzos y los liberan abruptamente cuando se sobrepasan los esfuerzos admisibles en ésta, lo que se conoce como un comportamiento de tipo *rate weakening*. En cambio las zonas dúctiles, siguen un comportamiento de tipo *rate strengthening*, caracterizándose por no poder acumular grandes esfuerzos y, en el caso de que los esfuerzos sean inducidos abruptamente, éstos son liberados de manera muy lenta, por ejemplo, la ocurrencia de *afterslip* debido a esfuerzos inducidos por la ocurrencia de un terremoto.

La distribución de asperezas en el contacto interplaca de subducción se puede relacionar con la existencia de heterogeneidades, tanto geométricas en el contacto, como en las propiedades del medio circundante. Por ejemplo, estas heterogeneidades se observan en la zona norte de Chile, debido a la edad de la placa oceánica en esta región, la cual es antigua, por tanto más fría y rígida (Contreras-Reyes & Carrizo 2011). Esto induce a la generación de mayor fracturamiento de la placa subductante, lo que se traduce en las asperezas antes mencionadas, y fallas que se pueden activar con el traspaso de esfuerzos liberados por un gran terremoto, dando origen a las réplicas y a la posible activación de fallas corticales. También, el Norte Grande de Chile es un ambiente árido en términos climatológicos, por lo que la sedimentación en el fondo oceánico es muy baja y casi inexistente. Todo esto, se condice con que la región del norte de Chile corresponde a un margen erosivo de subducción, por lo que la fricción en el contacto de placas se vuelve importante. Adicional a lo anterior, en esta zona se suma la subducción del *Ridge de Iquique*, que puede actuar como un gran conjunto de fuertes asperezas, produciendo alto grado de acoplamiento entre las placas de Nazca y Sud-Americana.

Es interesante resaltar que, la zona de dislocación post-sísmica no rodea totalmente la zona de dislocación co-sísmica, si no que, en realidad se estima en la zona adyacente inmediatamente inferior a la zona de ruptura del terremoto de Pisagua. La mayoría del *afterslip* modelado ocurre más profundo que los 35 [km] y alcanza la zona de transición de la corteza frágil a la cuña del manto hidratado que tiene un comportamiento más dúctil (Bloch *et al.* 2014). En contraste, la zona definida por las réplicas, si bien, ocurre adyacente a la dislocación co-sísmica, es predominante en la zona superior del contacto sismogénico. Esto también es observado por Hsu *et al.* (2006) en Sumatra, quién explica que esas variaciones pueden deberse al efecto directo de la temperatura sobre la reología en la interfaz de las placas, o al efecto indirecto asociado al metamorfismo.

Se desea destacar la zona delimitada por un signo de pregunta (?) que, según el estudio de Ortega-Culaciati *et al.* (2015), muestra que en la región al sur de la latitud 21°S, existe un alto nivel de acoplamiento, y por lo tanto corresponde a una región con un alto potencial sismogénico. Del mismo modo, otros estudios de acoplamiento (Li *et al.* 2015; Métois *et al.* 2013; Hoffmann *et al.* 2018) muestran distribución heterogénea de acoplamiento (con amplitudes de *back-slip* máximos de 61[mm/yr]), y muestran, aunque con diferentes distribuciones espaciales, una zona de bajo acoplamiento en torno a los 21°S, que podría actuar como barrera a la propagación de la ruptura de terremotos (e.g., Kaneko *et al.* 2010; Hoffmann *et al.* 2018).

Los modelos de dislocación post-sísmica, muestran que la distribución de dislocación se vuelve despreciable cerca de los 21°S de latitud, reflejando el cambio abrupto del campo de desplazamientos post-sísmico observado en las estaciones GPS. Además, al sur de los 21°S se observa una fuerte disminución de la sismicidad. Este comportamiento puede estar asociado a una barrera sismotectónica en las cercanías de los -21° de latitud, lo que sugiere que las estaciones al sur de esta zona no serían afectadas por el *afterslip* (Hoffmann *et al.* 2018).

Una explicación física a esta barrera sismotectónica, puede relacionarse con la heterogeneidad de la corteza, que no es tomada en cuenta en el modelo de semi-espacio homogéneo utilizado en este trabajo. La barrera podría ser una consecuencia de variaciones mecánicas en el acoplamiento entre la interfase y la placa de superior. Geersen *et al.* (2015) atribuye el acoplamiento heterogéneo a montes submarinos en la placa subductante que previenen que la ruptura del terremoto de Pisagua migre hacia el sur. También, se tiene que a esa latitud converge el límite del *Iquique Ridge*, el cual favorece las condiciones asísmicas con pequeños sismos, en lugar de grandes rupturas debido al gran fracturamiento en el borde de placas (Geersen *et al.* 2015; Wang & Bilek 2011). Otra explicación de la presencia de la barrera puede ser un cambio abrupto en el manto del contacto interplaca, lo que se ha observado en catálogos de sismicidad (León-Ríos *et al.* 2016; Sippl *et al.* 2018).

Melnick *et al.* (2017) propone, con respecto a los terremotos del Maule 2010, M_w 8.8, e Illapel 2015, M_w 8.4, que el desacoplamiento producto de la liberación de esfuerzos durante un terremoto, puede incrementar la acumulación de esfuerzo inter-sísmico en los segmentos adyacentes. Por lo que, el terremoto de Pisagua (segmento Camarones) podría llevar al segmento de los 21°S a 23°S (segmento Loa) a estar próximo a romper. Esto último, debido al incremento de esfuerzos producidos en el segmento Loa, provenientes de los esfuerzos liberados y transferidos por el terremoto de Pisagua. En ese caso, el riesgo de otro terremoto entre los 21° y 23° ha aumentado (Hoffmann *et al.* 2018).

Al norte de los 19°S, también se puede observar una baja sismicidad, y bajos desplazamientos co- y post-sísmicos. La correlación espacial de la sismicidad con el bajo acoplamiento y la nula dislocación, probablemente indica el borde de otro segmento sismotectónico (Li *et al.* 2015; Métois *et al.* 2013). Esto, también podría explicar las bajas tasas de desplazamiento cortical superficial al norte de los 19°S en los periodos inter-sísmico y post-sísmico, los que son provocados por un segmento de bajo acoplamiento.

7.4. Conclusiones

La zona del Norte Grande de Chile, delimitada por la ruptura del terremoto de 1877, cumple con las condiciones para que el contacto sismogénico se comporte como el modelo friccional tipo *rate and state*. Este modelo, indica que en el contacto sismotectónico de subducción se acumula una gran cantidad de esfuerzos, que son liberados de manera abrupta al superar los esfuerzos admisibles, produciendo grandes terremotos. Parte de la energía liberada por el terremoto induce esfuerzos en las zonas dúctiles adyacentes a las asperezas que participan en el proceso de ruptura del terremoto, la que se libera de manera lenta, produciendo *afterslip*.

Estudios de acoplamiento de la zona, indican que el área de ruptura enmarcada por el terremoto de 1877, entre los 18°-23°S, se encuentra altamente acoplada. Pero, la energía liberada por el terremoto de Pisagua 2014 (M_w 8.2) y su réplica principal (M_w 7.7), sólo corresponde a una fracción de la energía acumulada desde el terremoto de 1877. Asimismo, la zona al sur de los 21°S hasta los 23°S (península de Mejillones), permanece sin romper hasta la fecha. En consecuencia, el área al sur de los 21°S, donde no se han producido grandes terremotos desde 1877, es una región de alto peligro sísmico.

Por último, todas las observaciones realizadas y modelos presentados en este trabajo (desplazamientos en superficie, modelos de acoplamiento, modelos de dislocación y sismicidad), muestran que, efectivamente, las regiones cercanas a los 19°S y 21°S de latitud presentan discontinuidades aparentes de propiedades físicas del medio. Estas discontinuidades pueden actuar como una barrera para detener el frente de ruptura de sismos comparables al terremoto de Pisagua 2014, sin embargo, dada la extensión espacial del terremoto de 1877, dicha barrera podría no ser efectiva para sismos de mayor magnitud. Esto último significa que, la barrera de los 21°S posee un comportamiento variable que depende del tamaño del terremoto, similar a lo indicado por Kaneko *et al.* (2010), en un estudio numérico de dinámica de la ruptura de terremotos.

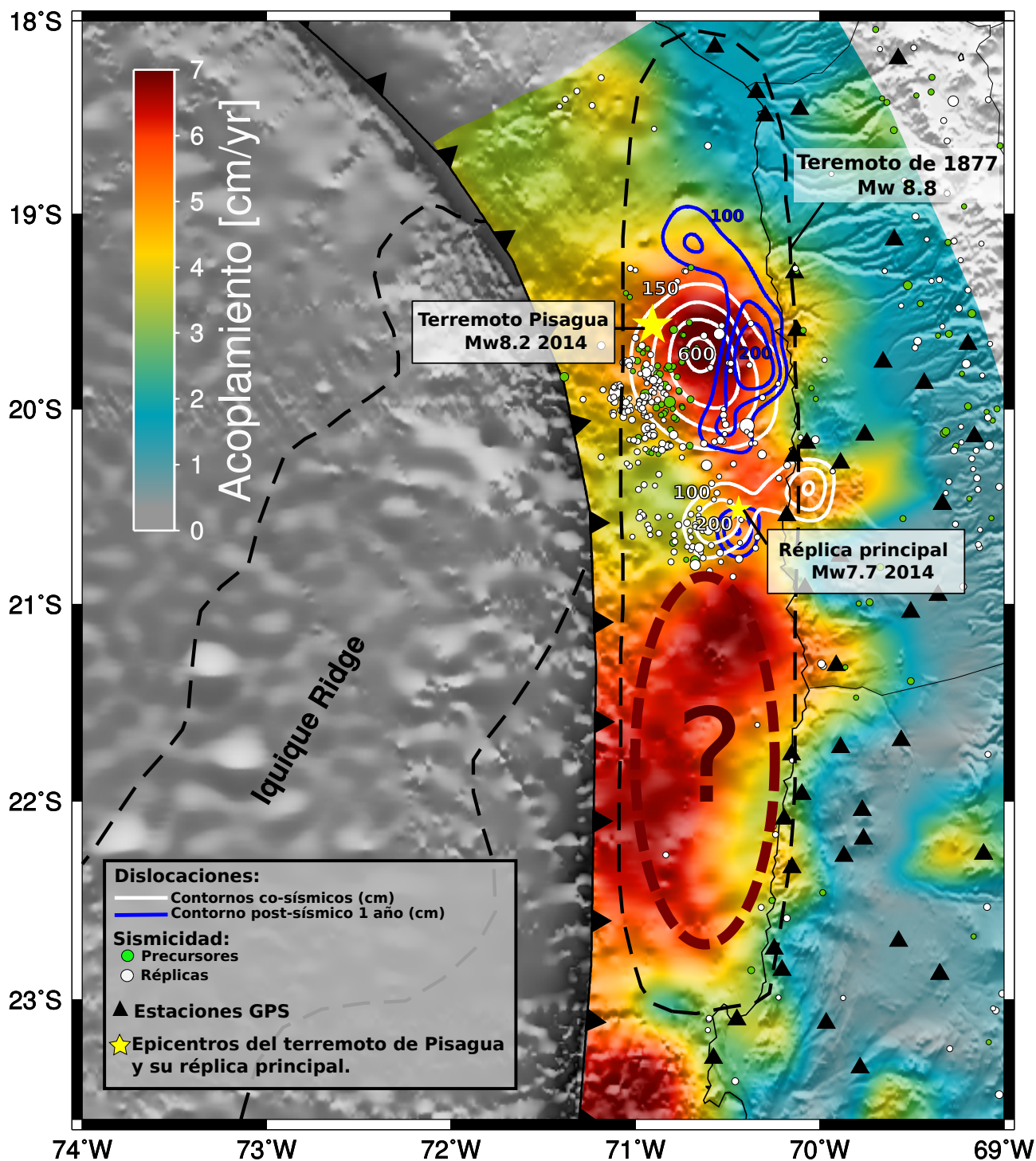


Figura 7.1: Comparación entre los modelos de dislocación calculados en este trabajo: co-sísmico del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica principal M_w 7.7 (contornos blancos), y el post-sísmico de un año de ocurrido el terremoto de Pisagua (contorno azul); junto con el modelo de acoplamiento calculado por Ortega-Culaciati *et al.* (2015) (área coloreada), en donde las zonas de mayor acoplamiento están representadas por tonos más rojos (ver barra de colores). Se representa también la sismicidad $M \geq 4.5$ localizada entre el año 2013 hasta el año 2016 incluido (catálogo otorgado por el CSN), la cual está separada entre la sismicidad precursora al terremoto (círculos verdes) y la sismicidad posterior al terremoto (círculos blancos). Los contornos de dislocación se encuentran equiespaciados desde el valor indicado en el contorno más externo, hasta el valor indicado en el contorno más interno (en [cm]). Para el terremoto de Pisagua los contornos tienen valores de 150, 300, 450 y 600 [cm]. Para la réplica principal, los contornos tienen valores de 100, 150 y 200 [cm]. Los valores de dislocación post-sísmica son de 100, 150 y 200 [cm]. Los triángulos negros representan las estaciones de GPS utilizadas, y las estrellas amarillas los epicentros del terremoto de Pisagua y de su réplica mayor. Además, se representa con un signo de pregunta (?) la zona con alto acoplamiento en donde no ha ocurrido un gran terremoto desde 1877 hasta la fecha.

7.5. Comentarios Finales

Finalmente, se explican algunas ideas para futuros estudios que pueden complementar el trabajo realizado.

En primer lugar, dado que la cantidad de datos de la red de GPS en Chile está aumentando, tanto temporal como espacialmente, se propone crear un modelo único que caracterice las series de tiempo posicionales en su totalidad, incluyendo los saltos co-sísmicos con sus deformaciones post-sísmicas asociadas, la deformación secular, los desplazamientos estacionarios, y señales antropogénicas. Al ser tantas las funciones que caracterizarán este modelo, es necesario buscar un método de inversión robusto que permita determinar los parámetros relevantes de la señal, y descartar aquellos que no aportan nada a esta. Con ello, se propone encontrar algún algoritmo de inversión que sea capaz de encontrar soluciones *sparse*, pero asignándole peso a aquellas funciones más relevantes que no deberían ser nulas. Además, dado el largo de las señales y la gran cantidad de sismicidad u otras discontinuidades, tales como señales antropogénicas, es relevante generar algoritmos eficaces capaces de encontrar saltos en las señales de manera automática. La estudiante tesista del Magíster en ciencias, Mención Geofísica de la Universidad de Chile, Nicole Krumm N., se encuentra trabajando en esta idea antes mencionada, con resultados prometedores para los futuros análisis de series de tiempo posicionales con señales de origen tectónico.

Además de las distintas señales que conforman el modelo de desplazamiento cortical mencionadas anteriormente, este modelo se podría robustecer aún más, agregándole otras funciones que permitan caracterizar en completitud el movimiento en la corteza. Estas funciones podrían ser, por ejemplo, las deformaciones producidas por la respuesta viscoelástica del manto, o transientes lentos producidos por fenómenos tales como eventos de dislocación lenta (*slow slip events*).

De igual forma, para mejorar los modelos de dislocación utilizados en este trabajo y darles un enfoque más realista, es necesario utilizar un medio tridimensional, que incluya las heterogeneidades características de las propiedades elásticas del medio en la región. Por ejemplo, se podría utilizar modelos 3D de velocidades obtenidos mediante estudios de tomografía, como el de Comte *et al.* (2016), e incluir en él un comportamiento visco-elástico del manto.

También, cabe destacar que en este trabajo se determinaron los errores en las soluciones mediante aproximaciones lineales (e.g, Riel *et al.* 2014). Con esto en mente, es importante realizar a futuro un estudio más detallado de los errores en la determinación de los parámetros, tanto de modelos de trayectoria como de los valores de dislocación. Se propone de este modo, hacer este estudio con un enfoque Bayesiano, en donde se pueda determinar cómo es afectado el modelo al imponer perturbaciones en los datos. El enfoque Bayesiano ya está siendo estudiado por la estudiante tesista del Magíster en ciencias, Mención Geofísica de la Universidad de Chile, Natalia Díaz S., cuyo modelo de dislocación co-sísmica para el terremoto de Tocopilla 2007 permite realizar un análisis completo de los errores de los modelos estimados, siendo la dirección necesaria a tomar por la comunidad científica para obtener modelaciones más robustas.

Para terminar, se destaca que se encuentra en preparación un artículo que será enviado a una revista científica, el cual refleja las metodologías y resultados relevantes de este estudio, y de esta manera se podrá contribuir a la generación de nuevo conocimiento en las Ciencias de la Tierra.

Bibliografía

- Aagaard, B, Kientz, S, Knepley, M, Strand, L, & Williams, C. 2013. PyLith User Manual, Version 2.1.0, Computational Infrastructure for Geodynamics. URL: geodynamics.org/cig/software/pylith/pylith_manual-2.1.0.pdf.
- An, Chao, Sepúlveda, Ignacio, & Liu, Philip L-F. 2014. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(11), 3988–3994.
- Aster, RC, Borchers, B, & Thurber, CH. 2013. *Parameter Estimation and Inverse Problems second edition Elsevier Inc.*
- Baker, A, Allmendinger, RW, Owen, LA, & Rech, JA. 2013. Permanent deformation caused by subduction earthquakes in northern Chile. *Nature Geoscience*, **6**(6), 492–496.
- Bedford, Jonathan, Moreno, Marcos, Baez, Juan Carlos, Lange, Dietrich, Tilmann, Frederik, Rose-nau, Matthias, Heidbach, Oliver, Oncken, Onno, Bartsch, Mitja, Rietbrock, Andreas, *et al.* . 2013. A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw= 8.8, Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **383**, 26–36.
- Bedford, Jonathan, Moreno, Marcos, Schurr, Bernd, Bartsch, Mitja, & Oncken, Onno. 2015. Investigating the final seismic swarm before the Iquique-Pisagua 2014 Mw 8.1 by comparison of continuous GPS and seismic foreshock data. *Geophysical Research Letters*, **42**(10), 3820–3828.
- Bedford, Jonathan, Moreno, Marcos, Li, Shaoyang, Oncken, Onno, Baez, Juan Carlos, Bevis, Michael, Heidbach, Oliver, & Lange, Dietrich. 2016. Separating rapid relocking, afterslip, and viscoelastic relaxation: An application of the postseismic straightening method to the Maule 2010 cGPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**(10), 7618–7638.
- Béjar-Pizarro, Marta, Carrizo, Daniel, Socquet, A, Armijo, R, Barrientos, S, Bondoux, Francis, Bonvalot, Sylvain, Campos, J, Comte, D, De Chabalier, JB, *et al.* . 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical journal international*, **183**(1), 390–406.
- Bertiger, Willy, Desai, Shailen D, Haines, Bruce, Harvey, Nate, Moore, Angelyn W, Owen, Susan, & Weiss, Jan P. 2010. Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *Journal of Geodesy*, **84**(5), 327–337.
- Bevis, Michael, & Brown, Abel. 2014. Trajectory models and reference frames for crustal motion

- geodesy. *Journal of Geodesy*, **88**(3), 283–311.
- Bevis, Michael, & Martel, Stephen J. 2001. Oblique plate convergence and interseismic strain accumulation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**(8).
- Blewitt, G. 2015. GPS and Space Based Geodetic Methods. *Pages 307–338 of: Treatise on Geophysics, 2nd edition*, vol. 3. Oxford: Elsevier.
- Blewitt, Geoffrey. 1997. Basics of the GPS technique: observation equations. *Geodetic applications of GPS*, 10–54.
- Bloch, W, Kummerow, J, Salazar, P, Wigger, P, & Shapiro, SA. 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: Seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, **197**(3), 1744–1749.
- Brodsky, Emily E, & Lay, Thorne. 2014. Recognizing foreshocks from the 1 April 2014 Chile earthquake. *Science*, **344**(6185), 700–702.
- Chlieh, M., De Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Chlieh, Mohamed, Perfettini, Hugo, Tavera, Hernando, Avouac, Jean-Philippe, Remy, Dominique, Nocquet, Jean-Mathieu, Rolandone, Frédérique, Bondoux, Francis, Gabalda, Germinal, & Bonvalot, Sylvain. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**(B12).
- Choi, Kyuhong, Bilich, Andria, Larson, Kristine M, & Axelrad, Penina. 2004. Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning. *Geophysical research letters*, **31**(22).
- Comte, Diana, & Pardo, Mario. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural hazards*, **4**(1), 23–44.
- Comte, Diana, Carrizo, Daniel, Roecker, Steven, Ortega-Culaciati, Francisco, & Peyrat, Sophie. 2016. Three-dimensional elastic wave speeds in the northern Chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **207**(2), 1080–1105.
- Constable, Steven C, Parker, Robert L, & Constable, Catherine G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**(3), 289–300.
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**(1), 49–58.
- Delouis, Bertrand, & Legrand, Denis. 2007. Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, **34**(1).

- Delouis, Bertrand, Pardo, Mario, Legrand, Denis, & Monfret, Tony. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(1), 87–94.
- Dieterich, James H, & Kilgore, Brian D. 1994. Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties. *Pure and Applied Geophysics*, **143**(1-3), 283–302.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Webb, F., Prawirodirdjo, L., Kedar, S., & Jamason, P. 2006. Spatiotemporal filtering using principal component analysis and Karhunen-Loeve expansion approaches for regional GPS network analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(B3).
- Dorbath, L, Cisternas, A, & Dorbath, C. 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**(3), 551–576.
- Duputel, Z, Jiang, J, Jolivet, R, Simons, M, Rivera, L, Ampuero, J-P, Riel, B, Owen, SE, Moore, AW, Samsonov, SV, *et al.* . 2015. The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, **42**(19), 7949–7957.
- Duputel, Zacharie, Agram, Piyush S, Simons, Mark, Minson, Sarah E, & Beck, James L. 2014. Accounting for prediction uncertainty when inferring subsurface fault slip. *Geophysical Journal International*, **197**(1), 464–482.
- Estey, Lou, & Weir, S. 2014. Teqc Tutorial, Basics of Teqc use and teqc products. *Copyright UNAVCO, Boulder, Colorado.[Google Scholar]*.
- Fliegel, HF, Gallini, TE, & Swift, ER. 1992. Global positioning system radiation force model for geodetic applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B1), 559–568.
- Freed, Andrew M. 2007. Afterslip (and only afterslip) following the 2004 Parkfield, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **34**(6).
- Geersen, Jacob, Ranero, César R, Barckhausen, Udo, & Reichert, Christian. 2015. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nature communications*, **6**, 8267.
- Giovanni, Melissa K, Beck, Susan L, & Wagner, Lara. 2002. The June 23, 2001 Peru earthquake and the southern Peru subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **29**(21).
- Gurtner, Werner, & Estey, Lou. 2007. RINEX-The receiver independent exchange format-version 3.00. *Astronomical Institute, University of Bern and UNAVCO, Boulder, Colorado*.
- Gusman, Aditya Riadi, Murotani, Satoko, Satake, Kenji, Heidarzadeh, Mohammad, Gunawan, Endra, Watada, Shingo, & Schurr, Bernd. 2015. Fault slip distribution of the 2014 Iquique, Chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and GPS data. *Geophysical Research Letters*, **42**(4), 1053–1060.
- Hansen, Per Christian. 1992. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve.

- SIAM review*, **34**(4), 561–580.
- Hansen, Per Christian. 2005. *Rank-deficient and discrete ill-posed problems: numerical aspects of linear inversion*. Vol. 4. Siam.
- Harris, Ruth A, & Segall, Paul. 1987. Detection of a locked zone at depth on the Parkfield, California, segment of the San Andreas fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92**(B8), 7945–7962.
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P., & Samsonov, S. 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 295–298.
- Hoffmann, Felix, Metzger, Sabrina, Moreno, Marcos, Deng, Zhiguo, Sippl, Christian, Ortega-Culaciati, Francisco, & Oncken, Onno. 2018. Characterizing Afterslip and Ground Displacement Rate Increase Following the 2014 Iquique-Pisagua Mw 8.1 Earthquake, Northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Hsu, Ya-Ju, Simons, Mark, Avouac, Jean-Philippe, Galetzka, John, Sieh, Kerry, Chlieh, Mohamed, Natawidjaja, Danny, Prawirodirdjo, Linette, & Bock, Yehuda. 2006. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science*, **312**(5782), 1921–1926.
- Hu, Y, Wang, K, He, J, Klotz, J, & Khazaradze, G. 2004. Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**(B12).
- Jaramillo, Eduardo, Melnick, Daniel, Baez, Juan Carlos, Montecino, Henry, Lagos, Nelson A, Acuña, Emilio, Manzano, Mario, & Camus, Patricio A. 2017. Calibrating coseismic coastal land-level changes during the 2014 Iquique (Mw= 8.2) earthquake (northern Chile) with leveling, GPS and intertidal biota. *PloS one*, **12**(3), e0174348.
- Kaneko, Yoshihiro, Avouac, Jean-Philippe, & Lapusta, Nadia. 2010. Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. *Nature Geoscience*, **3**(5), 363–369.
- Kato, A., & Nakagawa, S. 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(15), 5420–5427.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **3**, 8–14.
- Kelleher, John A. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, **77**(11), 2087–2103.
- Kennett, Brian. 2009. *Seismic wave propagation in stratified media*. ANU Press.
- Klein, E, Fleitout, L, Vigny, C, & Garaud, JD. 2016. Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large-scale post-seismic deformation following the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake (Chile). *Geophysical Journal International*, **205**(3), 1455–1472.

- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E., & An, C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, **41**(11), 3818–3825.
- León-Ríos, Sergio, Ruiz, Sergio, Maksymowicz, Andrei, Leyton, Felipe, Fuenzalida, Amaya, & Madariaga, Raúl. 2016. Diversity of the 2014 Iquique's foreshocks and aftershocks: clues about the complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake. *Journal of Seismology*, **20**(4), 1059–1073.
- Li, Shaoyang, Moreno, Marcos, Bedford, Jonathan, Rosenau, Matthias, & Oncken, Onno. 2015. Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**(6), 4522–4538.
- Liu, Chengli, Zheng, Yong, Wang, Rongjiang, & Xiong, Xiong. 2015. Kinematic rupture process of the 2014 Chile Mw 8.1 earthquake constrained by strong-motion, GPS static offsets and teleseismic data. *Geophysical Journal International*, **202**(2), 1137–1145.
- Melnick, Daniel, Moreno, Marcos, Quinteros, Javier, Baez, Juan Carlos, Deng, Zhiguo, Li, Shaoyang, & Oncken, Onno. 2017. The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile. *Geophysical Research Letters*, **44**(2), 784–791.
- Meng, Lingsen, Huang, Hui, Bürgmann, Roland, Ampuero, Jean Paul, & Strader, Anne. 2015. Dual megathrust slip behaviors of the 2014 Iquique earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, **411**, 177–187.
- Menke, William. 2012. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory: MATLAB edition*. Vol. 45. Academic press.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M., & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, **194**(3), 1283–1294.
- Minson, SE, Simons, M, & Beck, JL. 2013. Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I?Theory and algorithm. *Geophysical Journal International*, **194**(3), 1701–1726.
- Moreno, Marcos, Rosenau, Matthias, & Oncken, Onno. 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, **467**(7312), 198.
- Nenov, Svetoslav I. 2016. B-Spline Curves and Surfaces as a Minimization of Quadratic Operators. *arXiv preprint arXiv:1609.05313*.
- Nishenko, Stuart P. 1991. Circum-Pacific seismic potential: 1989–1999. *Pure and applied geophysics*, **135**(2), 169–259.
- Ortega-Culaciati, F, Becerra-Carreño, VC, Socquet, A, Jara, J, Carrizo, D, Norabuena, EO, Simons, M, Vigny, C, Bataille, KD, Moreno, M, *et al.* . 2015. Imaging the seismic cycle in the central Andean subduction zone from geodetic observations. *In: AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Ortega Culaciati, Francisco Hernan. 2013. *Aseismic deformation in subduction megathrusts: central Andes and north-east Japan*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.

- Ozawa, Shinzaburo, Nishimura, Takuya, Suito, Hisashi, Kobayashi, Tomokazu, Tobita, Mikio, & Imakiire, Tetsuro. 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, **475**(7356), 373.
- Peyrat, S, Campos, J, De Chabalier, Jean-Bernard, Perez, A, Bonvalot, S, Bouin, M-P, Legrand, D, Necessian, Alexandre, Charade, Olivier, Patau, G, *et al.* . 2006. Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical research letters*, **33**(22).
- Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., & Webb, F. 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw= 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, **150**(2), 362–376.
- Pritchard, ME, Ji, C, & Simons, M. 2006. Distribution of slip from 11 Mw>6 earthquakes in the northern Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(B10).
- Ragheb, AE, Clarke, Peter J, & Edwards, SJ. 2007. GPS sidereal filtering: coordinate-and carrier-phase-level strategies. *Journal of Geodesy*, **81**(5), 325–335.
- Riel, Bryan, Simons, Mark, Agram, Piyush, & Zhan, Zhongwen. 2014. Detecting transient signals in geodetic time series using sparse estimation techniques. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**(6), 5140–5160.
- Ruina, Andy. 1983. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **88**(B12), 10359–10370.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.
- Saastamoinen, J. 1972. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The use of artificial satellites for geodesy*, **15**, 247–251.
- Savage, J C. 1983. A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research*, **88**(NB6), 4984–4996.
- Scales, John A, Gersztenkorn, Adam, & Treitel, Sven. 1988. Fast Ip solution of large, sparse, linear systems: Application to seismic travel time tomography. *Journal of Computational Physics*, **75**(2), 314–333.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., & Zhang, Y. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 299–302.
- Segall, Paul. 2010. *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.
- Segall, Paul, & Harris, Ruth. 1987. Earthquake deformation cycle on the San Andreas fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92**(B10), 10511–10525.

- Sherar, P.A. 2003-2004. *Variational Based Analysis and Modelling using B-splines*. Ph.D. thesis, Cranfield University, School of Engineering.
- Sippl, C, Schurr, B, Asch, G, & Kummerow, J. 2018. Seismicity structure of the Northern Chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Socquet, Anne, Valdes, Jesus Piña, Jara, Jorge, Cotton, Fabrice, Walpersdorf, Andrea, Cotte, Nathalie, Specht, Sebastian, Ortega-Culaciati, Francisco, Carrizo, Daniel, & Norabuena, Edmundo. 2017. An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophysical Research Letters*, **44**(9), 4046–4053.
- Tarantola, A., & Valette, B. 1982. Inverse problems= quest for information. *J. geophys*, **50**(3), 150–170.
- Tavera, H, Buforn, E, Bernal, I, Antayhua, Y, & Vilacapoma, L. 2002. The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001. *Journal of Seismology*, **6**(2), 279–283.
- Wang, Kelin, & Bilek, Susan L. 2011. Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes? *Geology*, **39**(9), 819–822.
- Wang, Kelin, Hu, Yan, & He, Jiangheng. 2012. Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. *Nature*, **484**(7394), 327.
- Yabuki, T, & Matsu'Ura, M. 1992. Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophysical Journal International*, **109**(2), 363–375.
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, Bo., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S., & Komoro, T. 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophysical Research Letters*, **41**(12), 4201–4206.
- Yang, Qian, Wdowinski, Shimon, & Dixon, Timothy H. 2013. Annual variation of coastal uplift in Greenland as an indicator of variable and accelerating ice mass loss. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**(5), 1569–1589.

Apéndice A

Descripción de códigos para el procesamiento de las series de tiempo posicional

Para realizar el posicionamiento de los archivos RINEX se necesita una carpeta que contenga de manera ordenada todos estos archivos. También se necesita un archivo con los coeficientes de carga oceánica correspondiente a cada estación, y un archivo con las posiciones a priori. Estos archivos se obtienen con los siguientes códigos:

- *"ordenar_RINEX.py"*: Ordena todos los archivos RINEX que están dentro de una carpeta en una nueva carpeta con el formato *YYYY/DDD/archivo*.
- *"get_pos.csh"*: Realiza un pre-procesamiento de los datos para obtener las posiciones a priori de cada estación, utilizando el archivo RINEX más nuevo de cada una de ellas. Para eso utiliza el comando *"pr2p"* de GIPSY-OASIS y genera un archivo con las coordenadas en formato X(m), Y(m), Z(m) de cada estación.
- *"ocnld_format.sh"*: Convierte un archivo de 4 columnas (Estación, lon, lat, H) a un archivo con formato legible para la pagina <http://holt.oso.chalmers.se/loading/> que calcula los coeficientes de carga oceánica, utilizando el modelo de carga oceánica *FES2004* y obteniendo los desplazamientos verticales y horizontales en formato BLQ.

Contando con esta información, se puede realizar el procesamiento de los archivos RINEX:

A.1. Posicionamiento diario

Para realizar el posicionamiento diario, hay que ejecutar los siguientes códigos en el orden dado a continuación:

1. *"pos_RINEX_between_dates.csh"*: Recorre la carpeta que contiene los archivos RINEX or-

denados, y procesa estos archivos para cada uno de los días que están entre una fecha inicial y una final entregadas por el usuario. Con este procesamiento se generan archivos *.stacov*, que quedan guardados en una carpeta llamada "stacovs", y se generan archivos *.tdp*, que quedan dentro de una carpeta llamada "tdp".

Los códigos que se utilizan para ejecutar este programa se describen a continuación:

- "*pos_RINEX_4_date.csh*": Procesa de forma paralela todos los archivos RINEX de una determinada fecha mediante una lista de trabajo.
 - "*arregla_worklist.py*": Código utilizado para evitar estaciones repetidas dentro de una misma lista de trabajo. Genera una nueva lista de trabajo con los códigos para procesar de forma paralela.
 - "*get_RINEX_4_date.csh*": Recorre la carpeta donde están los archivos RINEX y entrega un listado de todos los archivos existentes para una fecha determinada.
 - "*pos_RINEX.csh*": Toma un archivo RINEX, obtiene los datos necesarios de él, y realiza el posicionamiento mediante el software GIPSY-OASIS.
 - "*gd2p_var.csh*": Ejecuta el comando "*gd2p.pl*" de GIPSY-OASIS, que realiza el posicionamiento estático de cada archivo RINEX. Utiliza las banderas descritas en la tabla 3.1.
2. "*crear_series.csh*": Toma los archivos contenidos en la carpeta "stacovs", y por cada estación genera la serie de tiempo diaria correspondiente usando el comando "*stacov2env*", el cual genera un archivo *.tseries*. Todo queda guardado en una carpeta llamada "tseries". Además, se genera un archivo (*referencias.txt*) que contiene los archivos de referencia utilizados por cada estación para construir la serie de tiempo. Los archivos de referencia corresponden al día más antiguo procesado para cada estación de GPS.
 3. "*crear_coordenadas.csh*": Lee el archivo de referencia creado en el paso 2., y genera un archivo llamado *coordenadas.txt*, que tiene la longitud y latitud de cada estación (en formato de columnas: lon, lat, est). Para ello, utiliza el comando de GIPSY-OASIS "*statistics*" con la opción "*-gd*", que crea un archivo *.gd* por cada estación de GPS.

A.2. Posicionamiento cinemático

Para realizar el posicionamiento cinemático, se ejecutan los siguientes programas en el orden dado a continuación:

1. "*run_days.csh*": Realiza el posicionamiento cinemático para un rango de días indicado, dentro de un año específico, ejecutando los siguientes códigos:
 - "*pos_RINEX_4_day.csh*": Procesa todos los archivos RINEX de una determinada fecha. Las subrutinas que se utilizan al ejecutar este código se describen a continuación:

- *"get_RINEX_4_days.csh"*: Recorre la base de datos de los archivos RINEX y confecciona un listado de todos los archivos existentes para una fecha determinada.
 - *"pos_RINEX_conTDP.csh"*: Realiza el posicionamiento para un archivo RINEX determinado mediante el programa GIPSY-OASIS. Primero realiza un posicionamiento estático utilizando el código *"gd2p_var_s.csh"*, donde se estiman los retardos de la señal de GPS debido al efecto troposférico húmedo, el que se almacena en el archivo de salida *tdp_final*. Luego, realiza el posicionamiento cinemático ejecutando el archivo *gd2p_var_k_conTDP.csh*, el cual utiliza el modelo de retraso troposférico húmedo estimado durante el posicionamiento estático previo. Este proceso reescribe el archivo *tdp_final* con la solución del posicionamiento cinemático.
 - *"crear_series.csh"*: Crea las series de tiempo posicionales cinemáticas generados a partir de los archivos *tdp_final*, que se obtienen con el posicionamiento cinemático. Estas series contienen en su primera columna el tiempo en unidades de segundos a partir del año 2000, y en las otras columnas las posiciones (ITRF 2008) y los errores en la determinación de éstos para cada instante de tiempo considerado.
2. *"unir_series_days.csh"*: Las series de tiempo generadas por cada día quedan guardadas dentro de una carpeta. Este código toma todas las carpetas que contienen las series diarias, y une las series de tiempo para tener un único archivo por estación con la serie de tiempo completa para la ventana de tiempo considerada.

Apéndice B

Funciones B-splines

Las B-splines corresponden a un conjunto de funciones base construidas de manera numérica, en base a un conjunto de puntos denominados *nodos*. Dado el conjunto de nodos equi-espaciados (t_i), cada función base $N_{i,k}(t)$ de orden k está definida sobre $k + 1$ nodos, en el rango $[t_i, t_{i+k}]$. Las funciones base b-splines satisfacen la siguiente fórmula recursiva de Cox-de Boor (Sherar 2003-2004)

$$\begin{aligned} N_{i,1}(t) &= \begin{cases} 1 & \text{si } t_i \leq t < t_{i+1} \\ 0 & \text{si no} \end{cases} \\ N_{i,k}(t) &= \frac{t - t_i}{t_{i+k-1} - t_i} N_{i,k-1}(t) + \frac{t_{i+k} - t}{t_{i+k} - t_{i+1}} N_{i+1,k-1}(t), \quad k \geq 2 \end{aligned} \quad (\text{B.1})$$

En la figura B.1 se muestra un ejemplo de funciones B-spline de distinto orden, en función de un set de 11 nodos que van desde 0 hasta 100. Se puede apreciar que mientras más alto sea el orden de la b-spline, esta adquiere una mayor suavidad y requiere una mayor cantidad de nodos para generarse.

Las *curvas b-spline* corresponden a funciones diferenciables definidas por polinomios, las cuales se pueden representar en función de b-splines, dado un conjunto de puntos de control $(p_i)_{i=1}^n$. Una *curva b-spline* de orden k , se define como una combinación lineal entre los puntos de control p_i , cuya fórmula está dada por (Nenov 2016)

$$f(t) = \sum_{i=1}^n p_i N_{i,k}(t), \quad \text{en el set de nodos } (t_i)_{i=1}^{n+k} \quad (\text{B.2})$$

Cabe notar que la cantidad de puntos de control n corresponde al total del set de nodos escogidos (t_i), menos el orden k de las b-splines.

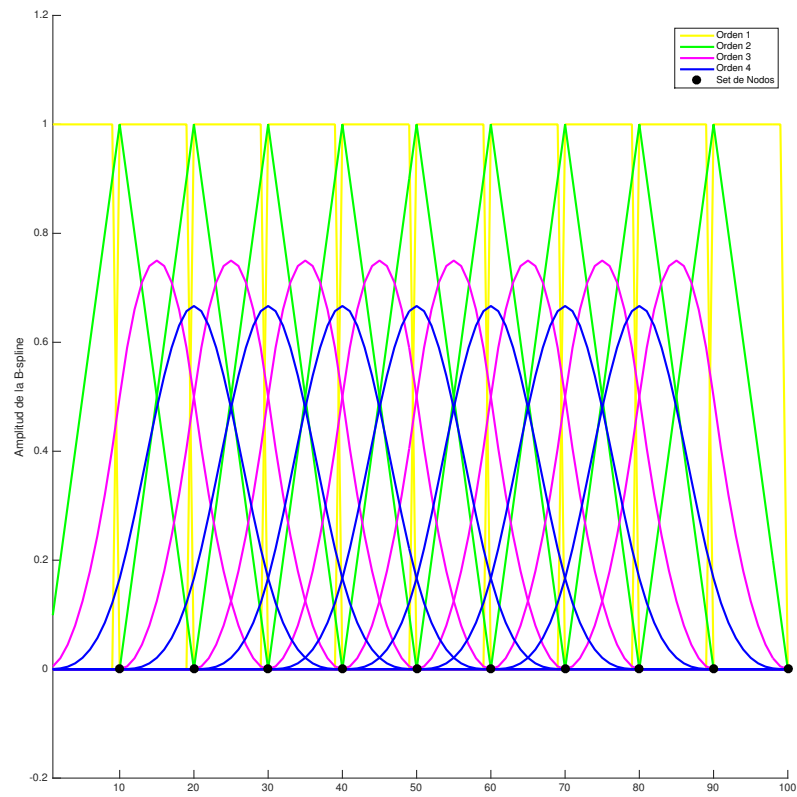


Figura B.1: Ejemplo de funciones b-splines de distinto orden, definidas dentro de un set de 11 nodos desde 0 hasta 100.

Apéndice C

Algoritmo utilizado para determinar el CME

A continuación se describirán los pasos a seguir, realizados para determinar el CME:

1. Generar un vector de tiempo único y completo: Para realizar la descomposición PCA, se debe crear la matriz de residuales \mathbf{X} . Pero, como cada estación tiene una cantidad de datos diferentes, ya sea porque comenzaron a medir en distintas fechas, o tienen ventanas de tiempo con falta de mediciones, etc, es necesario, como primer paso, crear un vector de tiempo único y completo, que abarque la totalidad de instantes en que existen datos. Para ello, se va leyendo el arreglo de tiempo de cada estación y guardando en el vector de tiempo total. Los valores repetidos serán eliminados (esto, considerando una tolerancia del orden de 10^{-4} años).
2. Generar la matriz de residuales \mathbf{X} : Se va llenando de a uno los elementos de \mathbf{X} , en donde las filas corresponden a los instantes de tiempo calculados en 1., y las columnas corresponden a cada estación. Para esto, los pasos a seguir y consideraciones a tener son:
 - (i) Se recorre cada una de las estaciones, es decir, cada una de las columnas de \mathbf{X} .
 - (ii) Para cada estación, se recorre el tiempo total de 1., y se verifica si existe un dato en ese instante (considerado un rango de tolerancia de 10^{-6} años). Si existe, se llena con el dato en ese instante, y si no existe, se llena con un 0.
 - (iii) En paralelo, se crea una matriz indicatriz, del mismo tamaño de \mathbf{X} , que indica cuándo existe un dato (1) y cuándo no (0).
 - (iv) Los datos que tienen un error formal superior a 80 [mm], no se consideran y se guardan como valor 0 en \mathbf{X} .
 - (v) Los elementos residuales que superen 3 veces la desviación estándar, con respecto a la residual total de cada estación, tampoco se incluirán y se imponen con un valor 0 dentro de \mathbf{X} . Para la desviación estándar se utiliza la mediana de la norma L_1 , la cual es más robusta.

3. Se remueve la media de cada residual, para trabajar con datos centrados en cero.
4. Los datos que faltan en un instante e tiempo para una estación, se reemplazan por el promedio de los datos que sí existen en las otras estaciones en ese instante.
5. A las series residuales, se les realiza un filtro paso bajo, de un periodo de 6 meses, para evitar considerar los periodos anuales y semi-anuales dentro de la determinación del CME.
6. Se determinan las PCA, mediante una descomposición SVD de la matriz de covarianzas $\mathbf{B} = X^T X / (m - 1)$.
7. Se obtiene una nueva matriz \mathbf{X}_2 , que contiene columnas con el CME de cada estación. Este CME se compone de las primeras n CP de \mathbf{X} (ver ecuación 4.28), los cuales se escogen por el usuario. Además, a cada CME se le vuelve a agregar la media removida en 3.
8. Se generan las series de tiempo del CME por cada estación, considerando el vector de tiempo correspondiente a las mediciones de cada una de estas. Estas series serán removidas de los datos para una nueva inversión.

Apéndice D

Distribución de Laplace

La función de densidad de probabilidad de una variable aleatoria x que sigue una distribución de Laplace con parámetros a y b es:

$$f(x|a, b) = \frac{1}{2b} \exp\left(\frac{-|x - a|}{b}\right) \quad (\text{D.1})$$

con función de distribución de probabilidad acumulada (*Cumulative Density Function*-CDF):

$$F(x|a, b) = p = \int_{-\infty}^x f(\xi|a, b) d\xi = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \cdot \text{sgn}(x - a) \cdot \left(1 - \exp\left(\frac{-|x - a|}{b}\right)\right) \quad (\text{D.2})$$

e inversa de la CDF:

$$F^{-1}(p|a, b) = x = a - b \cdot \text{sgn}\left(p - \frac{1}{2}\right) \cdot \ln\left(1 - 2 \cdot \left|p - \frac{1}{2}\right|\right) \quad (\text{D.3})$$

Aquí, al parámetro a se le denomina parámetro de localización o la mediana de la distribución (que es igual al promedio ya que la distribución es simétrica con respecto a a). El parámetro b es una medida de la dispersión de la distribución.

Apéndice E

Tablas con resultados obtenidos en el post-procesamiento de datos

A continuación, se muestran tablas con los desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014, los desplazamientos post-sísmicos de la réplica principal, las velocidades inter-sísmicas estimadas durante los años 2004 a 2014, y los desplazamientos post-sísmicos obtenidos luego de 1 y 2 años de la ocurrencia el terremoto de Pisagua. Todos estos resultados son obtenidos en el capítulo 4.

ESTA	lon [°]	lat [°]	DespE [mm]	DespN [mm]	DespU [mm]	SdE [mm]	SdN [mm]	SdU [mm]
AEDA	-70.18	-20.55	-76.0	-19.2	-21.4	7.7	7.9	7.7
ATJN	-70.14	-19.30	-513.2	-277.1	-149.9	8.0	8.0	8.0
CBAA	-68.45	-22.75	-3.9	3.5	1.2	7.6	7.6	7.6
CGTC	-70.07	-20.18	-364.4	75.0	-126.7	12.8	12.7	12.5
CHM2	-69.19	-19.67	-216.8	-27.0	-30.7	8.2	8.2	8.2
CJNT	-67.76	-23.02	-2.6	5.4	0.9	7.8	7.7	7.8
COLC	-68.64	-19.28	-93.9	-3.3	-24.4	8.9	8.9	8.8
CRSC	-70.08	-20.92	-14.8	-8.2	-23.0	9.0	9.1	9.0
JRGN	-70.58	-23.29	-3.3	2.7	5.4	7.1	7.1	7.2
LYAR	-70.57	-18.13	-14.7	-20.8	-19.3	8.1	8.2	8.2
MCLA	-70.25	-22.75	-1.9	-3.1	0.1	7.3	7.2	7.2
MNMI	-69.60	-19.13	-221.7	-110.9	-17.4	8.9	8.9	9.0
PALC	-69.96	-17.78	-6.1	-23.2	-9.3	8.6	8.5	8.4
PB01	-69.51	-21.04	-31.8	19.0	-1.1	7.8	7.9	7.8
PB02	-69.91	-21.31	-14.1	2.2	4.6	8.2	8.3	8.3
PB03	-69.77	-22.04	-4.5	-2.8	-4.4	7.4	7.4	7.3
PB04	-70.15	-22.34	1.8	-9.8	1.8	7.2	7.2	7.2
PB05	-70.20	-22.85	-5.5	-7.6	-0.5	7.4	7.4	7.4
PB06	-69.57	-22.71	0.9	2.6	4.8	7.2	7.3	7.4
PB07	-69.89	-21.73	-9.7	2.3	5.5	7.4	7.3	7.3
PB08	-69.16	-20.14	-166.3	22.3	8.6	8.0	7.9	8.1
PB11	-69.66	-19.76	-432.3	-62.2	-78.1	8.0	8.0	8.1
PCCL	-70.11	-18.46	-52.4	-60.2	-34.9	8.3	8.3	8.3
PCHA	-69.43	-19.87	-294.9	-4.7	-19.8	9.0	8.9	8.9
PICC	-69.33	-20.49	-115.2	39.8	0.1	8.9	8.9	9.0
PMCA	-70.91	-17.95	-6.5	-2.2	-6.8	8.1	7.9	7.9
PMEJ	-70.45	-23.10	10.1	-3.3	-4.2	9.0	9.0	9.0
PSGA	-70.12	-19.60	-779.4	-219.7	-240.2	8.9	8.9	8.8
PTCL	-71.37	-17.70	13.8	2.7	5.0	8.0	8.0	8.1
PTRE	-69.57	-18.19	-43.7	-45.5	-15.4	8.4	8.3	8.4
RADO	-68.93	-22.08	-1.9	0.2	1.0	9.0	8.8	8.8
SRGD	-69.35	-22.87	0.1	-1.9	0.0	7.3	7.3	7.4
TORA	-70.85	-17.08	-13.9	4.9	11.6	8.2	8.3	8.2
TQPL	-70.64	-17.30	-4.4	-7.3	-0.4	8.3	8.2	8.3
TRTA	-70.04	-17.48	-3.4	-14.2	-21.5	8.5	8.7	8.6
UCNF	-70.41	-23.68	0.2	-0.3	1.3	7.3	7.3	7.3
UTAR	-70.30	-18.49	-42.2	-53.0	-48.4	8.8	8.9	8.9
VLZL	-69.96	-23.12	-0.6	-2.1	5.2	7.2	7.2	7.2

Tabla E.1: Desplazamientos co-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.2.

ESTA	lon [°]	lat [°]	DespE [mm]	DespN [mm]	DespU [mm]	SdE [mm]	SdN [mm]	SdU [mm]
AEDA	-70.18	-20.55	-225.0	-89.1	91.9	18.4	18.4	18.6
ATJN	-70.14	-19.30	-10.5	-9.9	4.5	18.9	18.9	18.9
CBAA	-68.45	-22.75	-7.8	-1.6	12.4	17.5	17.6	17.7
CGTC	-70.07	-20.18	-114.6	-29.1	26.8	18.8	18.6	18.7
CHM2	-69.19	-19.67	-35.2	-25.2	6.0	18.6	19.0	18.9
CJNT	-67.76	-23.02	-0.3	-1.1	3.1	17.8	17.5	17.5
COLC	-68.64	-19.28	-16.3	-8.4	-14.8	19.0	19.2	19.4
CRSC	-70.08	-20.92	-56.3	-26.2	12.9	18.8	18.6	18.7
JRGN	-70.58	-23.29	1.2	7.0	3.6	17.5	17.4	17.5
LYAR	-70.57	-18.13	0.9	-2.3	-1.3	19.3	19.5	19.4
MCLA	-70.25	-22.75	-2.4	-0.3	37.8	32.5	32.5	32.7
MNMI	-69.60	-19.13	-6.9	-16.6	8.4	19.1	18.8	19.0
PALC	-69.96	-17.78	-2.4	-7.2	10.1	19.2	19.8	19.6
PB01	-69.51	-21.04	-35.2	10.6	-19.8	18.2	18.2	18.3
PB02	-69.91	-21.31	-12.4	-2.1	-3.9	18.4	18.4	18.5
PB03	-69.77	-22.04	-0.2	1.4	7.4	17.9	17.7	17.7
PB04	-70.15	-22.34	4.5	-4.5	4.0	17.7	17.9	17.8
PB05	-70.20	-22.85	4.7	-0.4	-8.4	17.5	17.3	17.4
PB06	-69.57	-22.71	-1.2	4.3	-0.7	17.2	17.6	17.7
PB07	-69.89	-21.73	-1.0	-13.5	-18.7	17.8	18.1	17.9
PB08	-69.16	-20.14	-64.7	-21.9	-5.4	18.8	18.6	18.5
PB11	-69.66	-19.76	-39.3	-46.3	-15.1	19.2	19.0	18.8
PCCL	-70.11	-18.46	-1.9	-3.4	-2.1	19.4	19.4	19.4
PCHA	-69.43	-19.87	-62.0	-34.7	-30.5	18.7	19.1	18.7
PICC	-69.33	-20.49	-97.5	-9.0	-14.8	18.9	18.4	18.6
PMCA	-70.91	-17.95	-0.9	-1.8	-4.4	19.4	19.5	19.7
PMEJ	-70.45	-23.10	2.3	-5.3	2.5	17.3	17.5	17.4
PSGA	-70.12	-19.60	-17.3	-14.6	-2.9	19.0	19.0	18.9
PTCL	-71.37	-17.70	3.3	0.4	29.5	19.6	19.5	19.5
PTRE	-69.57	-18.19	-4.7	-3.8	11.8	19.3	19.5	19.3
RADO	-68.93	-22.08	-2.9	0.3	6.7	17.1	17.1	17.1
SRGD	-69.35	-22.87	0.0	1.3	-11.6	17.5	17.7	17.4
TORA	-70.85	-17.08	5.4	7.4	6.0	19.5	19.4	19.7
TQPL	-70.64	-17.30	-4.4	3.9	15.2	19.8	19.7	19.3
TRTA	-70.04	-17.48	3.0	-0.1	25.8	19.6	19.6	19.3
UCNF	-70.41	-23.68	4.2	-0.1	0.4	17.3	17.3	17.2
UTAR	-70.30	-18.49	10.0	-4.6	3.7	19.8	19.3	19.2
VLZL	-69.96	-23.12	1.4	-2.4	5.4	17.2	17.4	17.3

Tabla E.2: Desplazamientos co-sísmicos de la réplica principal M_w 7.6 del terremoto de Pisagua 2014.

ESTA	lon [°]	lat [°]	VelE [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]	VelN [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]	VelU [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]	SdE [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]	SdN [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]	SdU [$\frac{\text{mm}}{\text{yr}}$]
AEDA	-70.18	-20.55	23.81	17.20	16.24	0.03	0.05	0.36
ATJN	-70.14	-19.30	20.54	16.31	1.98	0.05	0.04	0.10
CBAA	-68.45	-22.75	14.28	16.10	-1.29	0.03	0.03	0.07
CDLC	-69.76	-22.19	25.51	16.66	-3.53	0.07	0.08	0.56
CGTC	-70.07	-20.18	23.20	16.34	1.24	0.06	0.07	0.12
CJNT	-67.76	-23.02	11.31	17.45	3.41	0.19	0.04	0.17
CLLA	-69.36	-20.95	22.53	15.71	1.08	0.03	0.05	0.11
COLC	-68.64	-19.28	15.95	17.48	2.35	0.05	0.05	0.13
CRSC	-70.08	-20.92	26.07	18.49	2.57	0.03	0.04	0.08
CTLR	-70.10	-21.96	26.85	18.76	3.27	0.05	0.03	0.20
DANC	-70.25	-17.26	8.21	16.07	-2.06	0.08	0.11	0.33
FBAQ	-69.76	-20.13	21.33	17.58	6.26	0.09	0.06	0.78
HMBS	-69.89	-20.28	21.37	16.18	2.34	0.09	0.09	0.21
LYAR	-70.57	-18.13	15.15	13.46	2.31	0.02	0.03	0.06
MCLA	-70.25	-22.75	23.15	17.64	1.80	0.05	0.03	0.05
MNMI	-69.60	-19.13	16.93	17.39	-0.98	0.06	0.06	0.13
PALC	-69.96	-17.78	9.21	17.13	-0.71	0.09	0.12	0.27
PB01	-69.51	-21.04	23.37	16.31	1.04	0.03	0.06	0.09
PB02	-69.91	-21.31	27.06	18.24	3.83	0.03	0.03	0.07
PB03	-69.77	-22.04	25.48	16.83	3.31	0.04	0.07	0.12
PB04	-70.15	-22.34	27.04	19.00	1.82	0.04	0.03	0.09
PB05	-70.20	-22.85	24.82	18.64	2.26	0.04	0.04	0.06
PB06	-69.57	-22.71	24.01	16.51	0.83	0.09	0.09	0.12
PB07	-69.89	-21.73	27.61	18.32	4.29	0.04	0.07	0.15
PB08	-69.16	-20.14	20.38	17.32	1.33	0.05	0.08	0.18
PCCL	-70.11	-18.46	14.65	15.80	0.75	0.02	0.03	0.04
PCHA	-69.43	-19.87	20.42	17.11	9.55	0.04	0.04	0.16
PICC	-69.33	-20.49	21.20	15.93	2.53	0.14	0.05	0.20
PMEJ	-70.45	-23.10	23.89	19.89	-0.87	0.12	0.04	0.13
PSGA	-70.12	-19.60	21.95	16.52	2.88	0.10	0.06	0.15
PTCL	-71.37	-17.70	18.43	11.51	6.13	0.03	0.03	0.08
PTRE	-69.57	-18.19	9.67	17.38	-1.49	0.03	0.03	0.04
QUIL	-69.56	-21.69	25.04	17.08	0.48	0.13	0.08	0.32
RADO	-68.93	-22.08	17.83	15.09	-1.45	0.12	0.05	0.16
SRGD	-69.35	-22.87	19.23	16.07	-0.53	0.04	0.04	0.09
TQPL	-70.64	-17.30	8.63	13.53	-0.36	0.05	0.07	0.13
TRTA	-70.04	-17.48	6.67	16.54	-0.56	0.04	0.04	0.10
UAPE	-70.14	-20.24	22.69	16.36	1.28	0.04	0.04	0.12
UCNF	-70.41	-23.68	30.65	19.10	2.29	0.06	0.04	0.22
UTAR	-70.30	-18.49	16.70	16.51	7.59	0.07	0.06	0.10
VLZL	-69.96	-23.12	23.12	17.64	4.89	0.10	0.03	0.06

Tabla E.3: Velocidades inter-sísmicas obtenidas para la zona norte de Chile, durante el periodo entre el año 2004 al 2014.

ESTA	lon [°]	lat [°]	DespE [mm]	DespN [mm]	DespU [mm]	SdE [mm]	SdN [mm]	SdU [mm]
AEDA	-70.18	-20.55	-134.3	-34.7	-25.9	3.9	3.5	2.5
ATJN	-70.14	-19.30	-121.6	-50.1	-46.2	3.5	3.0	3.5
CBAA	-68.45	-22.75	3.9	0.7	4.0	0.5	0.4	0.5
CDLC	-69.76	-22.19	1.1	-3.0	11.6	0.2	0.5	0.5
CGTC	-70.07	-20.18	-147.4	-26.6	-31.7	3.8	2.2	2.0
CJNT	-67.76	-23.02	4.7	-2.0	-1.0	0.5	0.5	0.8
CLLA	-69.36	-20.95	-118.0	34.9	-16.6	21.7	8.8	4.8
COLC	-68.64	-19.28	-71.7	-33.6	-1.7	3.7	2.8	0.7
CRSC	-70.08	-20.92	-64.1	-12.4	-3.7	3.4	3.0	1.5
DANC	-70.25	-17.26	-11.9	-13.2	6.0	0.9	2.2	0.6
FBAQ	-69.76	-20.13	-153.9	-15.7	-31.7	24.9	0.6	3.3
LYAR	-70.57	-18.13	-15.4	-17.7	-7.5	1.5	1.4	2.4
MCLA	-70.25	-22.75	5.0	-5.5	-3.3	0.8	0.3	0.5
MNMI	-69.60	-19.13	-115.4	-56.0	-5.0	3.5	3.5	4.1
PALC	-69.96	-17.78	-13.5	-27.1	-4.5	1.6	1.8	0.7
PB01	-69.51	-21.04	-57.3	8.9	-27.6	3.5	1.1	0.4
PB02	-69.91	-21.31	-17.9	-3.8	-7.5	2.0	0.5	3.2
PB03	-69.77	-22.04	0.5	-3.1	3.7	1.0	0.3	1.5
PB04	-70.15	-22.34	2.0	-8.4	-2.6	0.5	0.8	1.2
PB05	-70.20	-22.85	4.7	-6.5	-1.3	0.5	0.4	0.3
PB06	-69.57	-22.71	4.1	-5.4	4.2	0.4	0.5	0.4
PB07	-69.89	-21.73	-6.6	-9.7	-2.9	1.7	0.4	1.9
PB08	-69.16	-20.14	-123.0	-25.5	3.4	3.7	3.7	1.1
PCCL	-70.11	-18.46	-48.3	-46.7	-17.9	1.4	1.6	2.6
PCHA	-69.43	-19.87	-143.7	-43.6	-5.7	4.1	3.7	3.5
PICC	-69.33	-20.49	-82.0	0.2	-3.7	1.8	1.5	1.5
PMEJ	-70.45	-23.10	8.1	-3.1	1.6	0.9	0.3	0.8
PSGA	-70.12	-19.60	-123.6	-53.7	-46.9	4.2	3.2	4.2
PTCL	-71.37	-17.70	-1.8	3.9	-20.3	0.6	0.8	0.9
PTRE	-69.57	-18.19	-33.4	-46.8	6.0	1.0	1.7	1.3
RADO	-68.93	-22.08	0.6	3.5	3.4	0.4	0.6	1.2
SRGD	-69.35	-22.87	6.3	-3.6	2.3	0.5	0.5	2.0
TQPL	-70.64	-17.30	1.7	-3.9	-1.1	0.8	0.9	0.3
TRTA	-70.04	-17.48	-1.5	-17.1	-3.7	1.0	1.3	0.6
UAPE	-70.14	-20.24	-144.3	-19.4	-13.9	4.5	1.6	1.5
UCNF	-70.41	-23.68	4.7	-1.7	2.6	0.5	0.3	0.6
UTAR	-70.30	-18.49	-53.7	-56.8	-0.9	1.7	2.1	3.2
VLZL	-69.96	-23.12	3.1	-6.8	-1.1	0.9	0.4	0.4

Tabla E.4: Desplazamientos post-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014, después de un año de la ocurrencia de este.

ESTA	lon [°]	lat [°]	DespE [mm]	DespN [mm]	DespU [mm]	SdE [mm]	SdN [mm]	SdU [mm]
AEDA	-70.18	-20.55	-151.9	-35.5	-35.0	3.9	3.5	2.6
ATJN	-70.14	-19.30	-123.5	-50.1	-46.2	3.5	3.0	3.5
CBAA	-68.45	-22.75	4.6	0.8	4.4	0.5	0.4	0.5
CDLC	-69.76	-22.19	1.8	-3.0	17.9	0.4	0.5	0.7
CGTC	-70.07	-20.18	-173.1	-30.9	-32.6	3.8	2.2	2.0
CJNT	-67.76	-23.02	4.9	-2.5	-0.9	0.6	0.6	0.9
CLLA	-69.36	-20.95	-127.4	35.3	-16.6	21.7	8.8	4.8
COLC	-68.64	-19.28	-88.9	-38.3	-0.2	3.7	2.9	0.9
CRSC	-70.08	-20.92	-73.0	-14.5	-0.4	3.4	3.0	1.5
DANC	-70.25	-17.26	-11.9	-13.2	6.0	0.9	2.2	0.6
FBAQ	-69.76	-20.13	-169.7	-18.3	-32.7	24.9	0.9	3.3
LYAR	-70.57	-18.13	-15.4	-17.7	-7.5	1.5	1.4	2.4
MCLA	-70.25	-22.75	5.2	-5.5	-2.1	0.9	0.3	0.8
MNMI	-69.60	-19.13	-138.3	-60.9	-2.7	3.5	3.7	4.2
PALC	-69.96	-17.78	-13.5	-27.1	-4.5	1.6	1.8	0.7
PB01	-69.51	-21.04	-67.8	10.7	-28.5	3.5	1.1	0.6
PB02	-69.91	-21.31	-20.6	-3.8	-8.9	2.0	0.5	3.2
PB03	-69.77	-22.04	0.5	-3.1	4.5	1.0	0.3	1.5
PB04	-70.15	-22.34	2.0	-8.4	-0.8	0.5	0.8	1.3
PB05	-70.20	-22.85	4.8	-6.5	0.3	0.5	0.4	0.5
PB06	-69.57	-22.71	4.6	-5.4	5.5	0.5	0.5	0.4
PB07	-69.89	-21.73	-7.1	-9.9	-2.7	1.7	0.4	1.9
PB08	-69.16	-20.14	-148.0	-25.5	3.4	3.8	3.7	1.1
PCCL	-70.11	-18.46	-49.4	-46.7	-18.3	1.5	1.6	2.6
PCHA	-69.43	-19.87	-164.9	-43.6	-2.2	4.1	3.7	3.7
PICC	-69.33	-20.49	-84.5	0.3	-3.7	1.8	1.5	1.5
PMEJ	-70.45	-23.10	9.7	-2.8	1.6	1.0	0.3	0.8
PSGA	-70.12	-19.60	-140.0	-54.4	-47.2	4.3	3.2	4.3
PTCL	-71.37	-17.70	-1.8	3.9	-20.3	0.6	0.8	0.9
PTRE	-69.57	-18.19	-42.3	-56.3	10.8	1.0	1.7	1.4
RADO	-68.93	-22.08	0.6	3.8	7.0	0.4	0.7	1.3
SRGD	-69.35	-22.87	7.1	-3.6	3.1	0.6	0.5	2.1
TQPL	-70.64	-17.30	1.7	-3.9	-1.1	0.8	0.9	0.3
TRTA	-70.04	-17.48	-1.5	-17.1	-3.7	1.0	1.3	0.6
UAPE	-70.14	-20.24	-166.5	-22.4	-15.0	4.5	1.6	1.6
UCNF	-70.41	-23.68	5.1	-1.6	2.9	0.5	0.3	0.6
UTAR	-70.30	-18.49	-67.1	-64.2	-2.3	1.7	2.1	3.3
VLZL	-69.96	-23.12	3.1	-6.8	-1.1	0.9	0.4	0.4

Tabla E.5: Desplazamientos post-sísmicos del terremoto de Pisagua 2014, después de dos años de la ocurrencia de este.

Apéndice F

Modelos Sintéticos y Estabilidad

A continuación, se presenta una serie de modelos de dislocación calculados a partir de datos sintéticos, con el fin de analizar a grandes rasgos la resolución y estabilidad del problema de inversión de dislocación propuesto en esta tesis.

En primer lugar, se presentan modelos del tipo "Tablero de Ajedrez". Se crean dos modelos de dislocación sintéticos, cuyas dimensiones espaciales y de máxima dislocación para cada parche del tablero, equivalen al terremoto de Pisagua M_w 8.2 2014 (figura F.1a), y a su réplica mayor M_w 7.7 (figura F.2a). Por cada uno de estos modelos de dislocación sintéticos, se hace una predicción de los desplazamientos en las estaciones GPS utilizadas, definiendo así datos de línea base, los que se perturban agregándoles un ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar obtenidas para los datos observados de desplazamiento co-sísmico (ver tablas E.1 y E.2). Estas predicciones de desplazamiento generadas, corresponden a los datos sintéticos. Luego, se estiman modelos de dislocación, utilizando la metodología de inversión descrita dentro del capítulo 5, a partir de los datos de desplazamientos sintéticos generados por la perturbación de dos realizaciones de ruido Gaussiano distintas, para cada una de las distribuciones de dislocación sintéticas creadas (figuras F.1 a y b, y F.2 a y b).

En segundo lugar, se presentan modelos de dislocación co-sísmica del terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2 y su réplica principal M_w 7.7, y modelos de dislocación post-sísmica. Estos modelos, se estiman utilizando como datos de línea base los desplazamientos predichos según los modelos de dislocación calculados dentro del capítulo 5 (sección 5.3.2). A estos desplazamientos de línea base, se les agrega ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar obtenidas para los datos observados de los desplazamientos co-sísmicos y post-sísmicos, según corresponda (ver tablas E.1, E.2 y E.4), generando así, datos sintéticos. Se hacen dos realizaciones de ruido por cada modelo de dislocación, y se realizan inversiones de los datos sintéticos, dando como resultado los modelos que se pueden observar en las figuras F.3, F.4 y F.5.

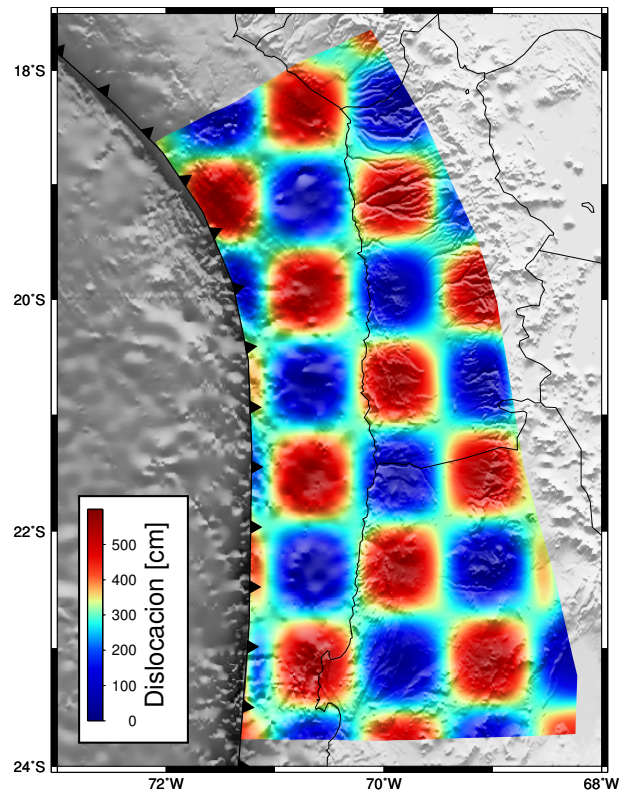
En las figuras F.1 y F.3, que representan al terremoto de Pisagua, se puede ver que las dos soluciones de dislocación obtenidas con distintos datos sintéticos son similares, tanto en la distribución de dislocación, como en las amplitudes. Además, estas soluciones recuperan la forma y amplitud del modelo base. Esto significa que, el problema de inversión de dislocación es estable, en el sentido de que se recupera bien la forma y amplitud del modelo original, cuando se tienen observaciones

de desplazamiento de orden similar a los desplazamientos producidos por el terremoto de Pisagua M_w 8.2, cuyos valores máximos de desplazamiento de las estaciones GPS, superan los 250 [mm].

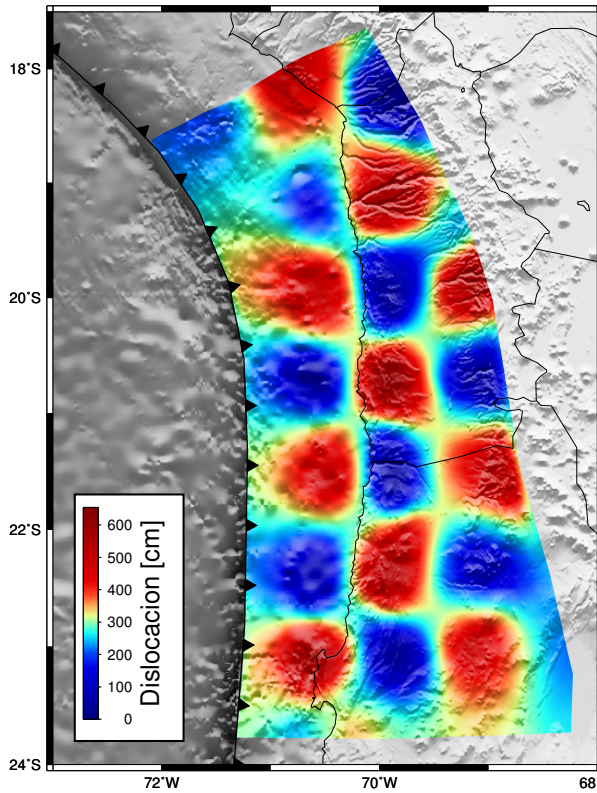
En cambio, en las figuras F.2 y F.4, que representan las dimensiones de la réplica mayor M_w 7.7, se observan claras diferencias en la distribución y amplitudes de dislocación. En el caso del tablero de ajedrez (figura F.2), se puede ver que ninguna de las soluciones de dislocación representa la forma de tablero y, a pesar de que se nota una tendencia de intercalar parches de dislocación mayores y menores, esta tendencia es dispersa. En el caso de reproducir la dislocación de la réplica principal (figura F.4), también se pueden ver discrepancias entre los tres modelos, en forma y amplitudes máximas. Aún así, las tres soluciones muestran que la dislocación de la réplica tiene dos asperezas, lo que indica que, las características generales a primer orden sí se pueden recuperar en la inversión.

En la figura F.5, se tienen los modelos de dislocación obtenidos a partir de la dislocación post-sísmica luego de un año de ocurrido el terremoto calculada en este trabajo. Al igual que con la réplica, se observan discrepancias en la forma de distribución de dislocación y las amplitudes máximas. No obstante, las cuatro zonas de mayor dislocación características del modelo base sí se recuperan.

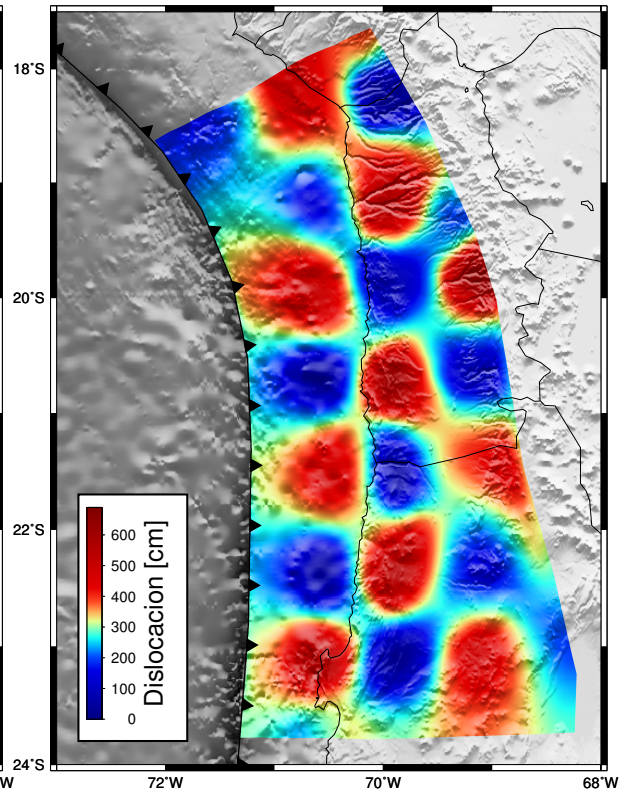
Esto podría significar que, los casos en que la dislocación produzca desplazamientos en las estaciones de GPS menores a 250 [mm], la solución de los modelos no será tan estable como para dimensiones mayores, pero, de todas formas se podrán recuperar las características generales de la dislocación.



(a) Modelo Sintético

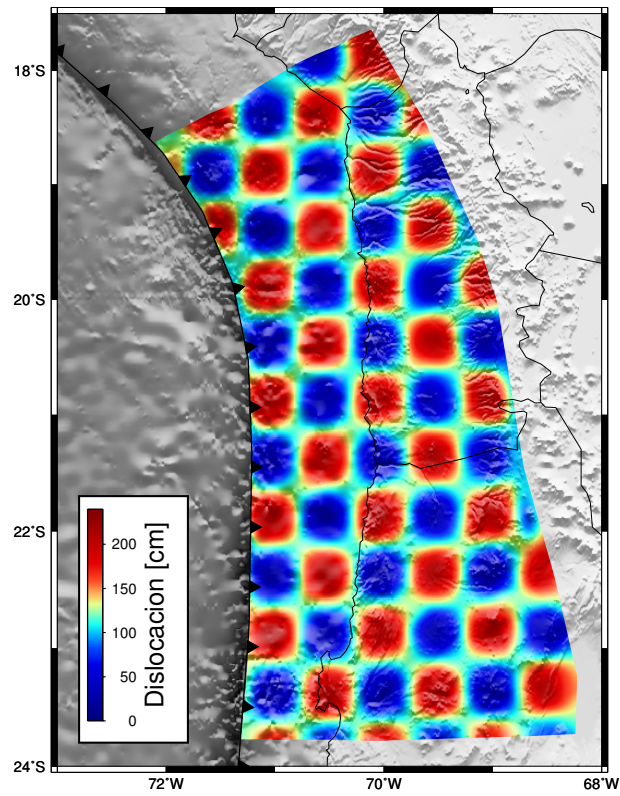


(b) Predicción para Ruido 1

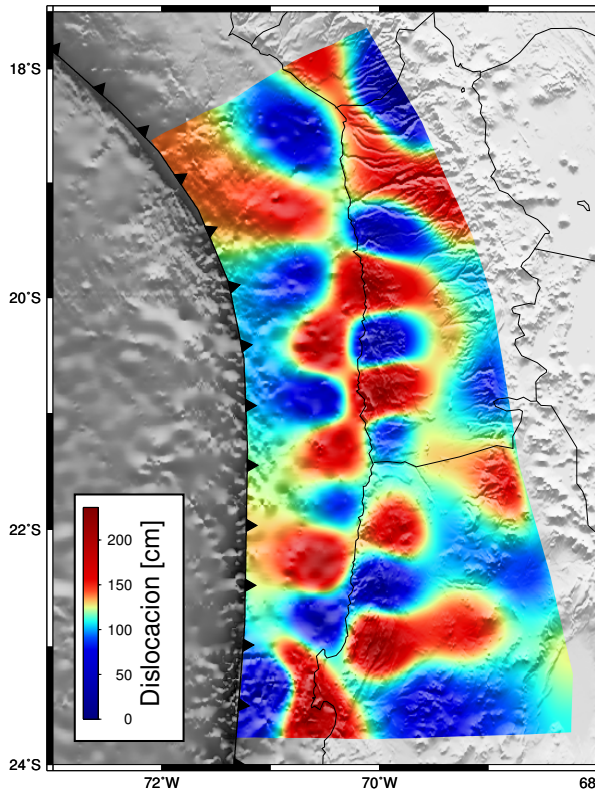


(c) Predicción para Ruido 2

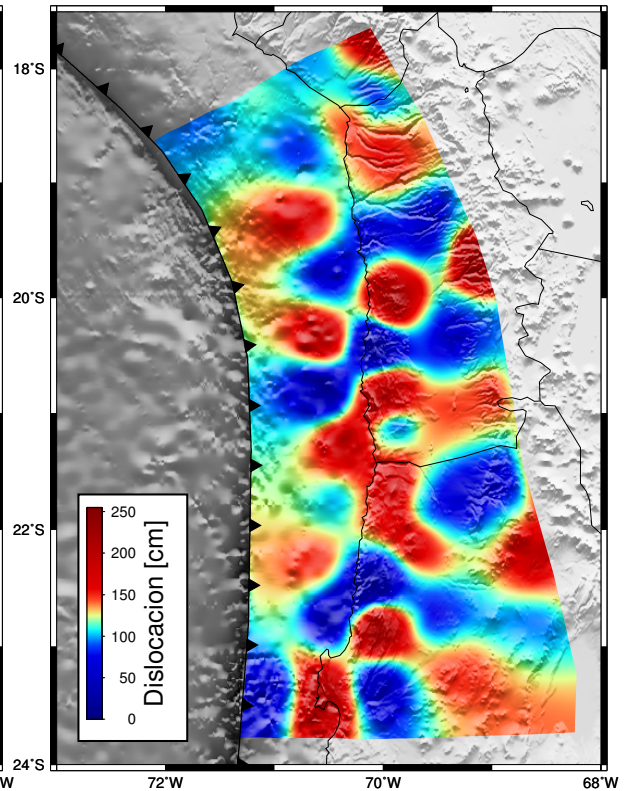
Figura F.1: **a)** Modelo sintético (*checkerboard*) generado, cuyas dimensiones espaciales y de máxima dislocación para cada parche del tablero, equivalen al terremoto de Pisagua M_w 8.2 2014. **b)** y **c)** corresponden a soluciones de dislocación, obtenidas para datos sintéticos generados a partir de dos realizaciones de ruido distintas (Ruido 1 y Ruido 2). Las realizaciones de ruido, se generan a partir de ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar de los datos observados de desplazamiento co-sísmico.



(a) Modelo Sintético



(b) Predicción para Ruido 1



(c) Predicción para Ruido 2

Figura F.2: **a)** Modelo sintético (*checkerboard*) generado, cuyas dimensiones espaciales y de máxima dislocación para cada parche del tablero, equivalen la réplica principal de Pisagua 2014. **b)** y **c)** corresponden a soluciones de dislocación, obtenidas para datos sintéticos generados a partir de dos realizaciones de ruido distintas (Ruido 1 y Ruido 2). Las realizaciones de ruido, se generan a partir de ruido Gaussiano con desviación estándar igual a las desviaciones estándar de los datos observados de desplazamiento co-sísmico.

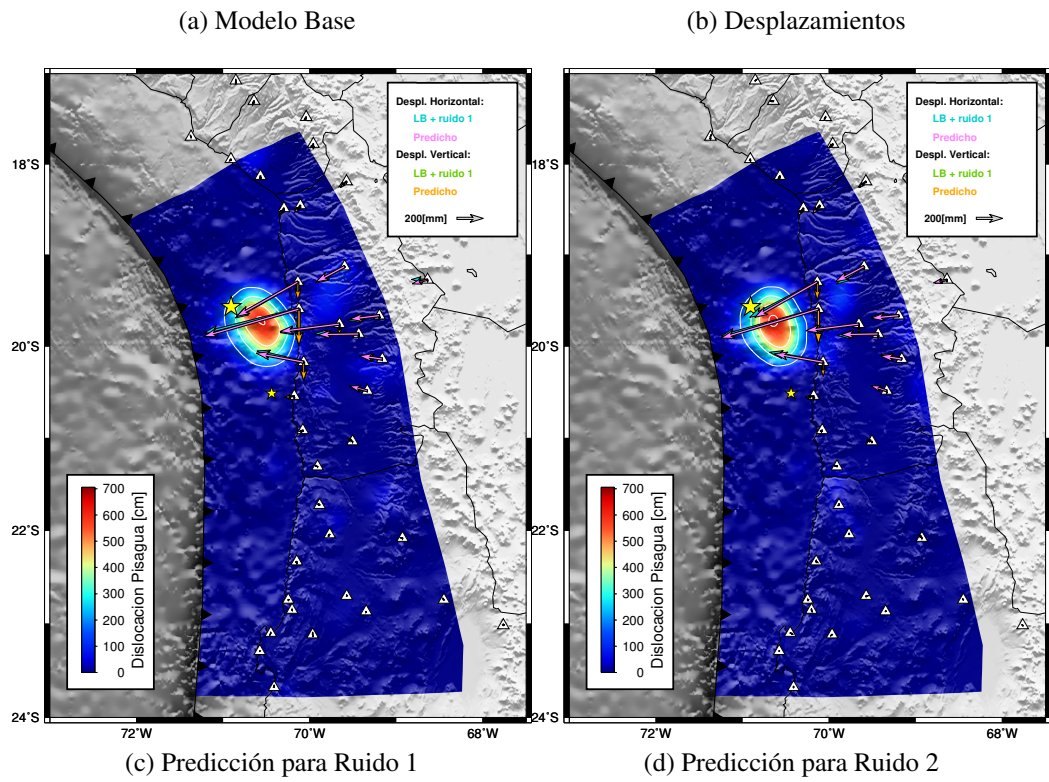
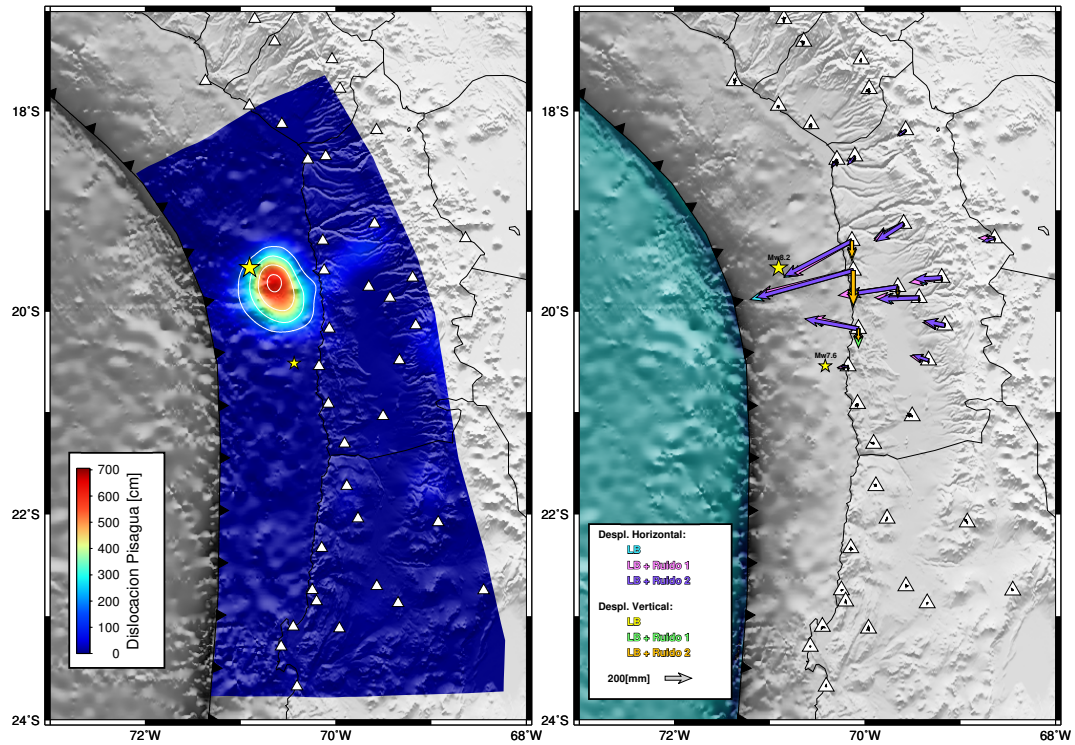
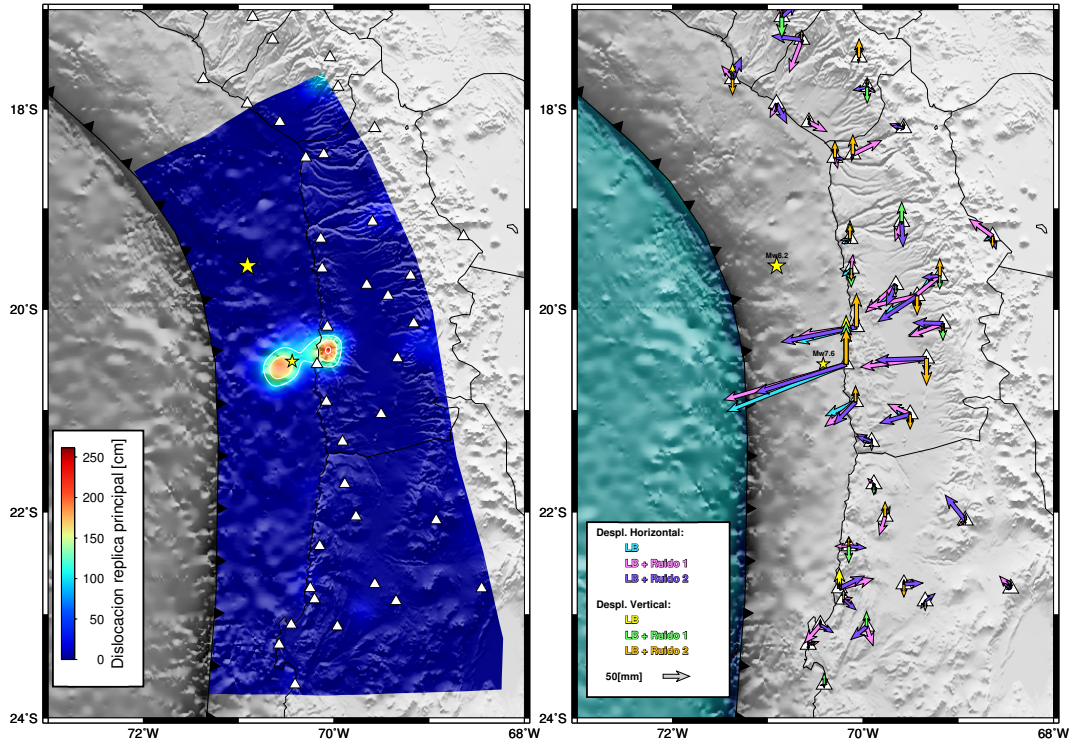
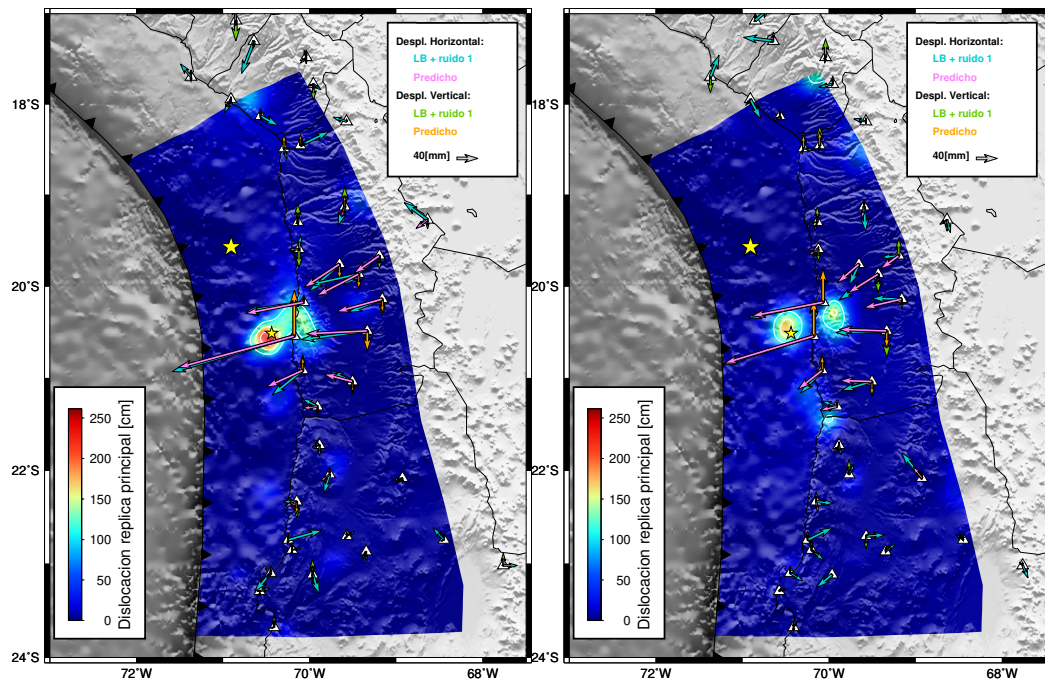


Figura F.3: **a)** Modelo de dislocación del co-sísmico del terremoto de Pisagua 2014, utilizado para generar datos de línea base (LB). **b)** Datos de línea base (LB), comparados con los datos sintéticos generados con dos realizaciones de ruido Gaussiano distintas (Ruido 1 y Ruido 2), utilizados para las nuevas inversiones de dislocación. **c)** y **d)** Modelos de dislocación calculados en la inversión de datos sintéticos generados para las dos realizaciones de ruido.



(a) Modelo Base

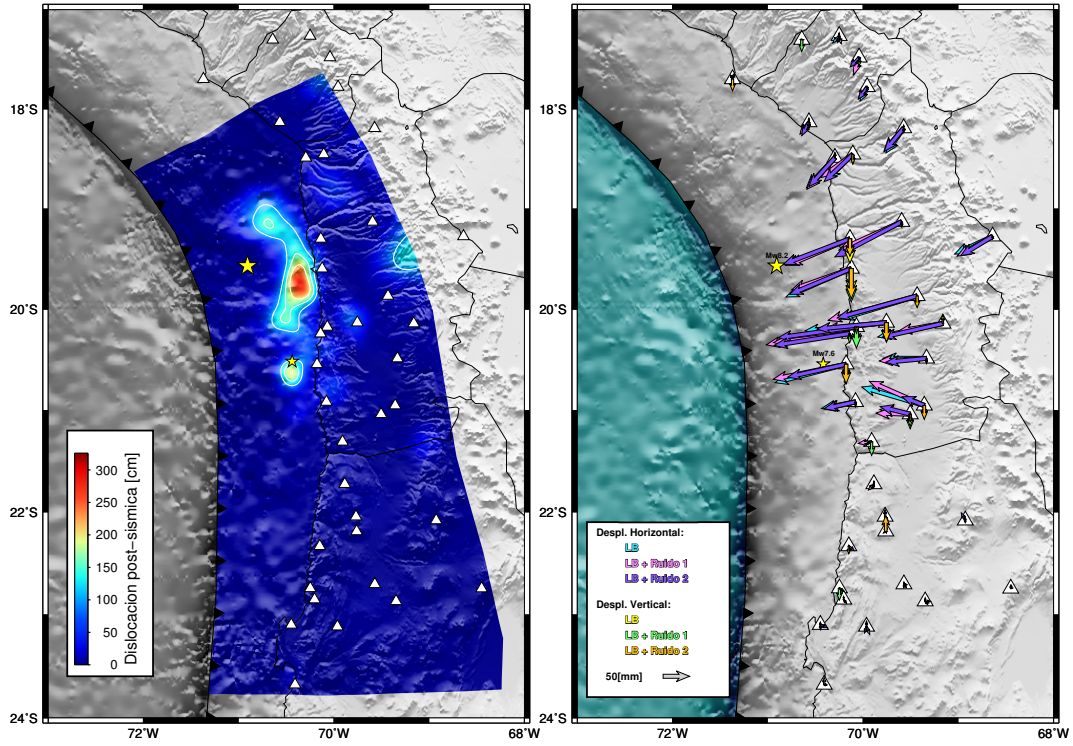
(b) Desplazamientos



(c) Predicción para Ruido 1

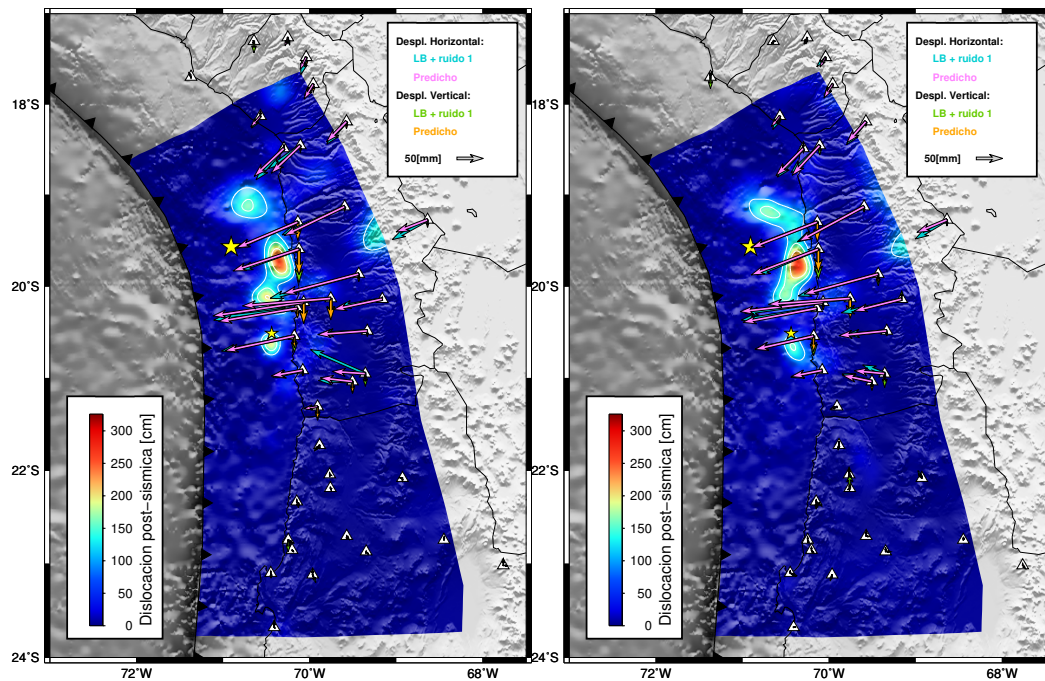
(d) Predicción para Ruido 2

Figura F.4: **a)** Modelo de dislocación del co-sísmico de la réplica mayor del terremoto de Pisagua 2014, utilizado para generar datos de línea base (LB). **b)** Datos de línea base (LB), comparados con los datos sintéticos generados con dos realizaciones de ruido Gaussiano distintas (Ruido 1 y Ruido 2), utilizados para las nuevas inversiones de dislocación. **c)** y **b)** Modelos de dislocación calculados en la inversión de datos sintéticos generados para las dos realizaciones de ruido.



(a) Modelo Base

(b) Desplazamientos



(c) Predicción para Ruido 1

(d) Predicción para Ruido 2

Figura F.5: **a)** Modelo de dislocación del post-sísmico luego de un año del terremoto de Pisagua 2014, utilizado para generar datos de línea base (LB). **b)** Datos de línea base (LB), comparados con los datos sintéticos generados con dos realizaciones de ruido Gaussiano distintas (Ruido 1 y Ruido 2), utilizados para las nuevas inversiones de dislocación. **c)** y **d)** Modelos de dislocación calculados en la inversión de datos sintéticos generados para las dos realizaciones de ruido.

Apéndice G

Modelos de dislocación co-sísmica de otros autores

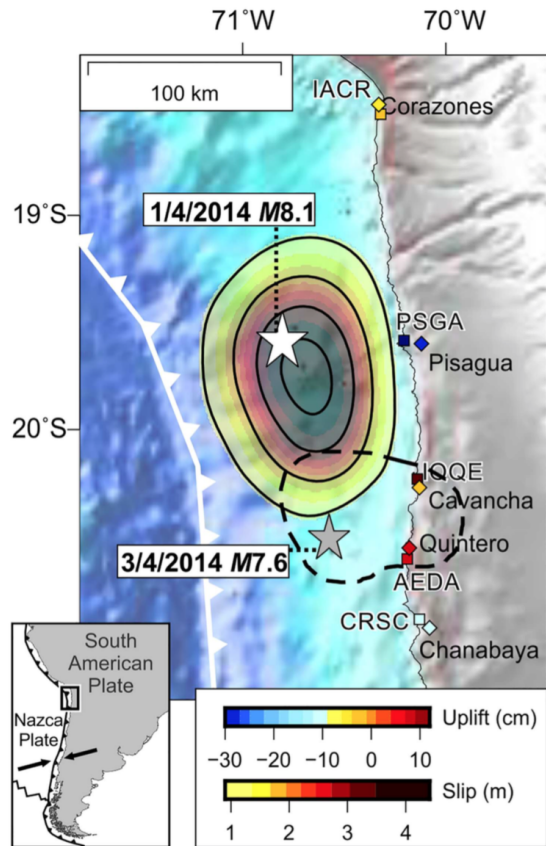


Figura G.1: Figura de Jaramillo *et al.* (2017), que realizó un estudio con datos geodésicos (*benchmarks* de GPS de campaña y elevación con respecto al nivel oceánico). La zona coloreada en escala de rojos representa la dislocación co-sísmica de Pisagua 2014, el contorno segmentado representa una aproximación de la ruptura de la réplica principal. La estrellas indican los epicentros del terremoto de Pisagua y su réplica principal. Los cuadrados denotan la localización de los puntos de medición (*benchmarks*), y los diamantes muestran la ubicación de estaciones de GPS continuas utilizadas para comparar los resultados.

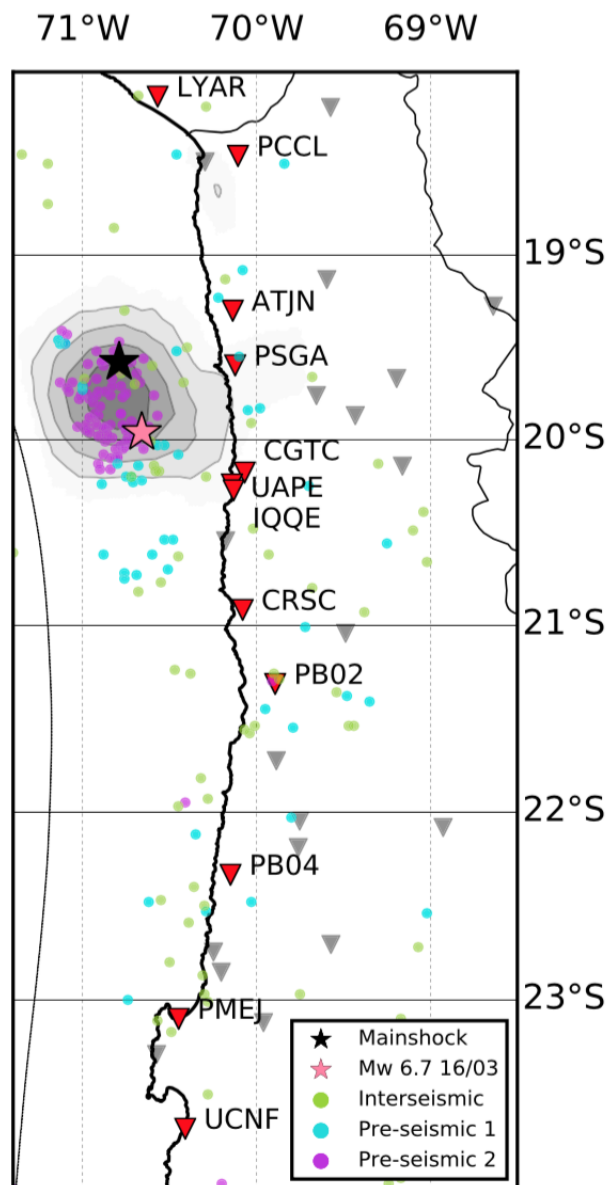


Figura G.2: Figura de Socquet *et al.* (2017), que realizó un estudio con datos geodésicos (red de GPS). La distribución de dislocación del terremoto de Pisagua está indicada por contornos de 1 [m]. Los círculos indican la actividad sísmica precursora por periodos (ver leyenda para mapa de colores), y las estrellas indican el epicentro del terremoto de Pisagua M_w 8.2 (negra) y el precursor más grande M_w 6.7 (rosada). Los triángulos indican las estaciones GPS.

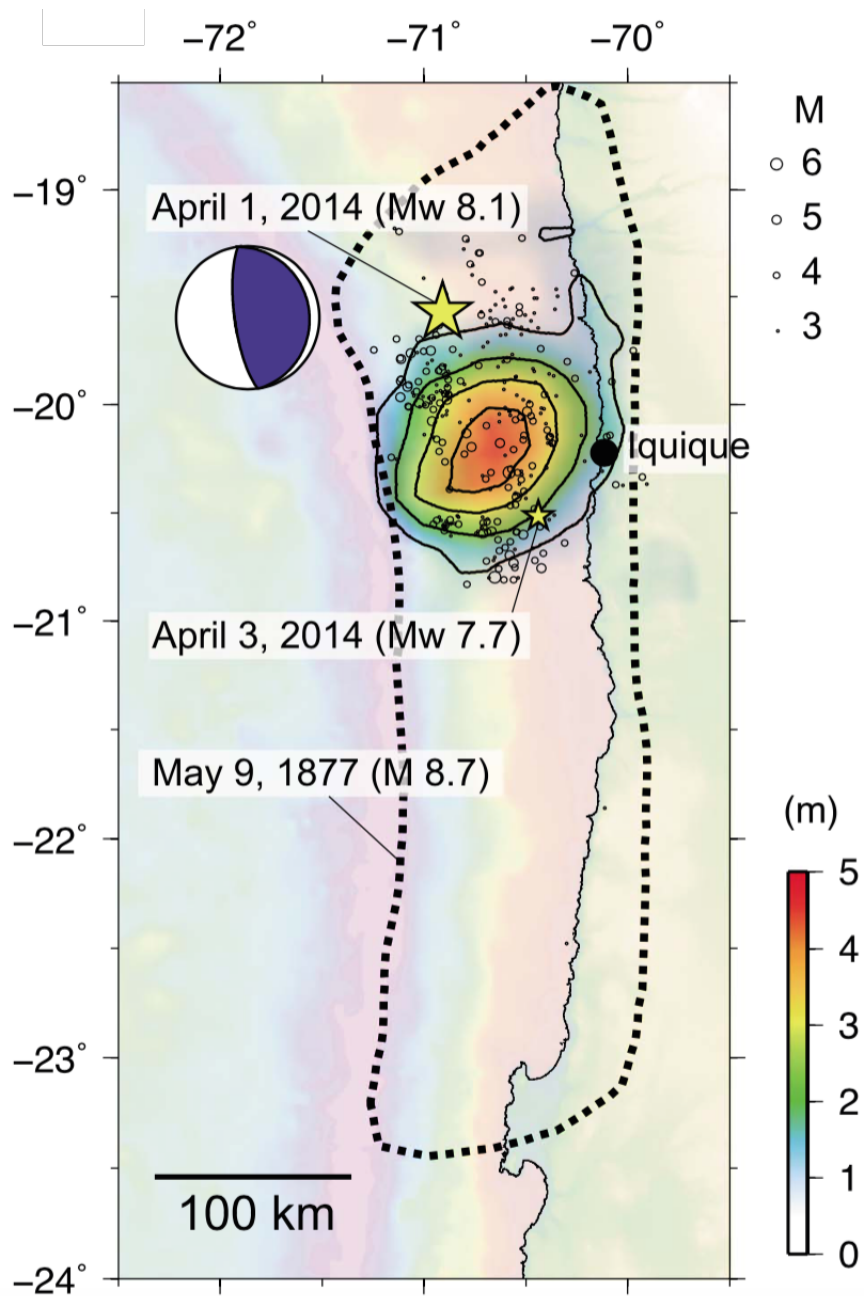


Figura G.3: Figura de Yagi *et al.* (2014), cuyo estudio consiste inversiones telesísmicas de la onda P. La zona coloreada indica la distribución de dislocación del terremoto de Pisagua. La estrella grande y la pequeña indican el epicentro del terremoto y su réplica principal, respectivamente. También se muestra el mecanismo focal del terremoto de Pisagua, y la localización entregada por el CSN de las réplicas de los primeros dos días (círculos negros). El área marcada con línea segmentada indica la zona de ruptura del terremoto de 1877.

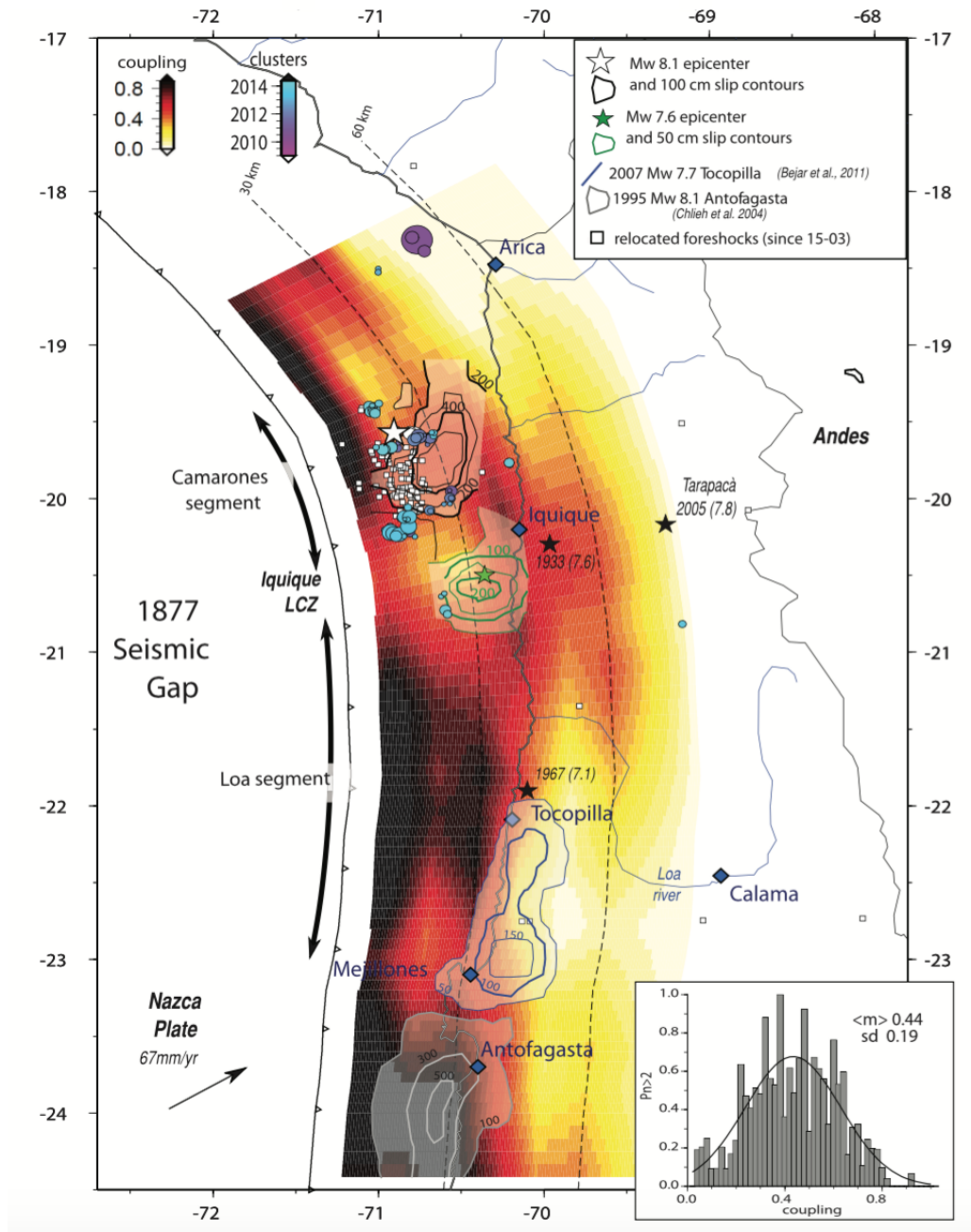


Figura G.4: Figura de Ruiz *et al.* (2014), cuyo estudio para la dislocación del terremoto de Pisagua y su réplica principal es mediante inversiones telesísmicas. El área coloreada muestra el acoplamiento intersísmico calculado mediante mediciones de GPS, adquiridas desde el 2008. Las líneas continuas marcan los contornos de dislocación de los terremotos de Antofagasta 1995, M_w 8.0, Tocopilla 2007, M_w 7.7, y el terremoto de Pisagua 2014, M_w 8.1 junto con su réplica mayor M_w 7.6. Los círculos muestran la actividad sísmica precursora, siendo el color celeste los sismos que ocurrieron a partir de enero del 2014. Las réplicas están marcadas como cuadrados blancos. Las líneas segmentadas muestran la proyección en superficie de cotas de nivel del contacto de subducción.

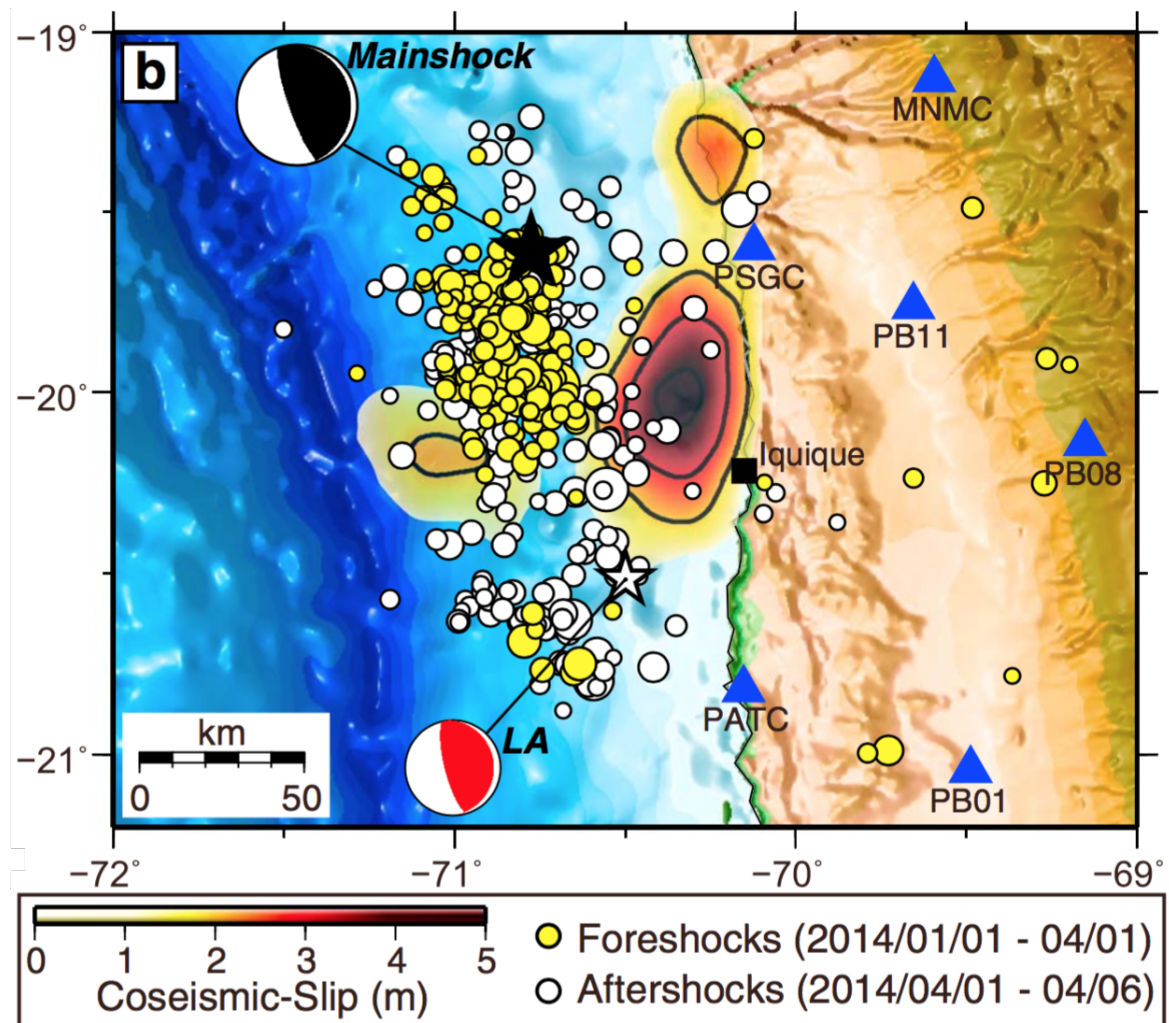


Figura G.5: Figura de Kato & Nakagawa (2014), que calcula la distribución de dislocación mediante inversiones tele-sísmicas. La escala de color y las líneas de contorno negras, muestran la distribución de dislocación del terremoto de Pisagua 2014 (los contornos son ≥ 1.5 [m] con intervalos de 1 [m]). Los círculos muestran la distribución de sismicidad, antes (amarillos), y después (blancos) del terremoto de Pisagua. Las estrellas, negra y blanca, muestran los epicentros del terremoto y su réplica mayor respectivamente, con las soluciones del tensor de momento del USGS. Los triángulos azules indican la localización de las estaciones sísmicas.

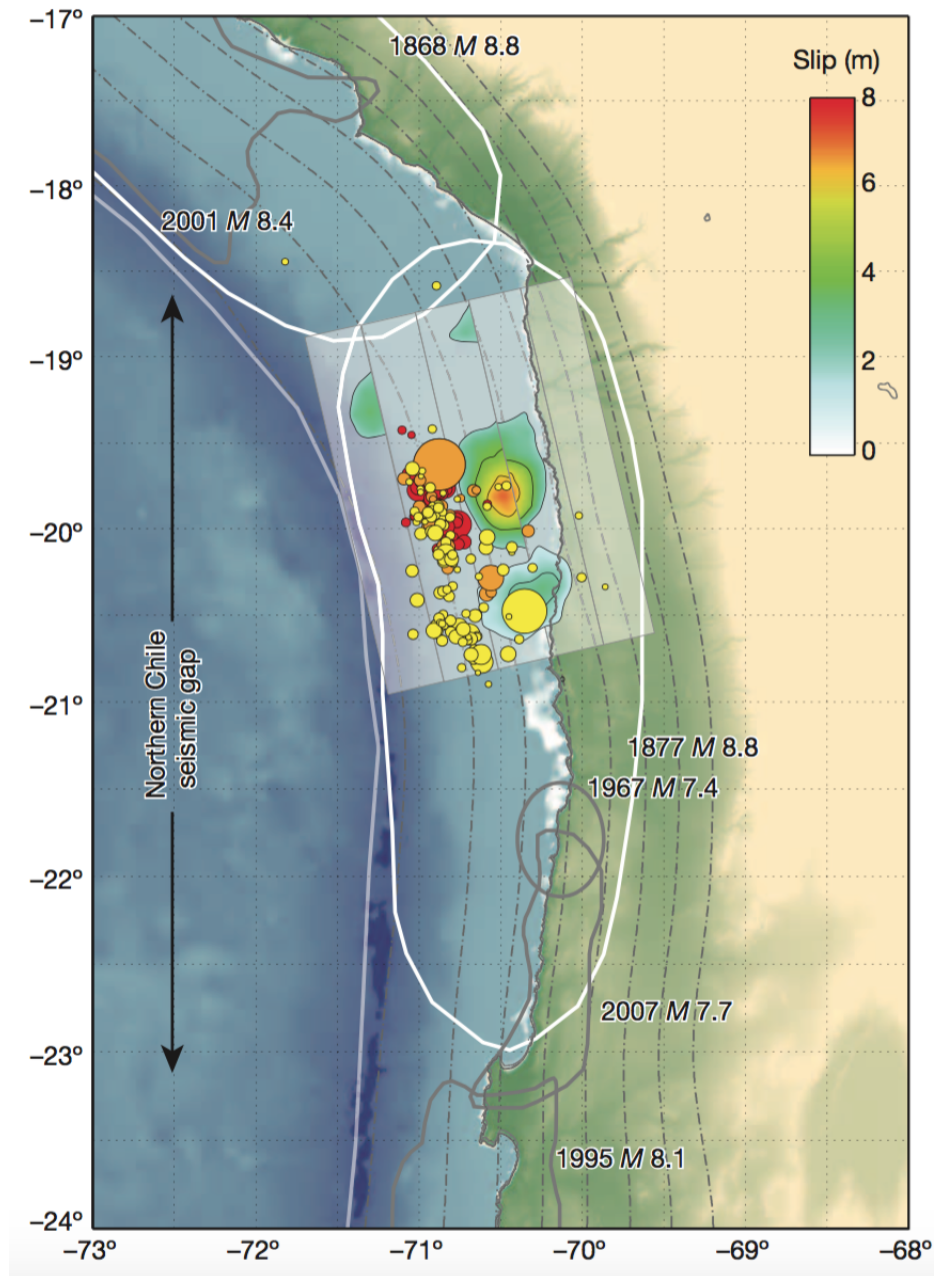


Figura G.6: Figura de Hayes *et al.* (2014), que calcula la distribución de dislocación mediante inversiones telesísmicas de onda P, SH y ondas superficiales. Las distribuciones de dislocación del terremoto de Pisagua M_w 8.2 y su réplica mayor M_w 7.7 se muestran en las zonas coloreadas y con contornos de 2 [m] de intervalo. Los otros contornos muestran las áreas de ruptura para los últimos grandes terremotos, siendo los contornos grises rupturas modeladas, y los contornos blancos áreas de ruptura estimadas. Los círculos muestran la sismicidad relocalizada del 2014 por colores: en rojo los precursores de Pisagua, en naranja los sismos que ocurren entre el terremoto de Pisagua y su réplica mayor, y en amarillo los sismos más recientes.

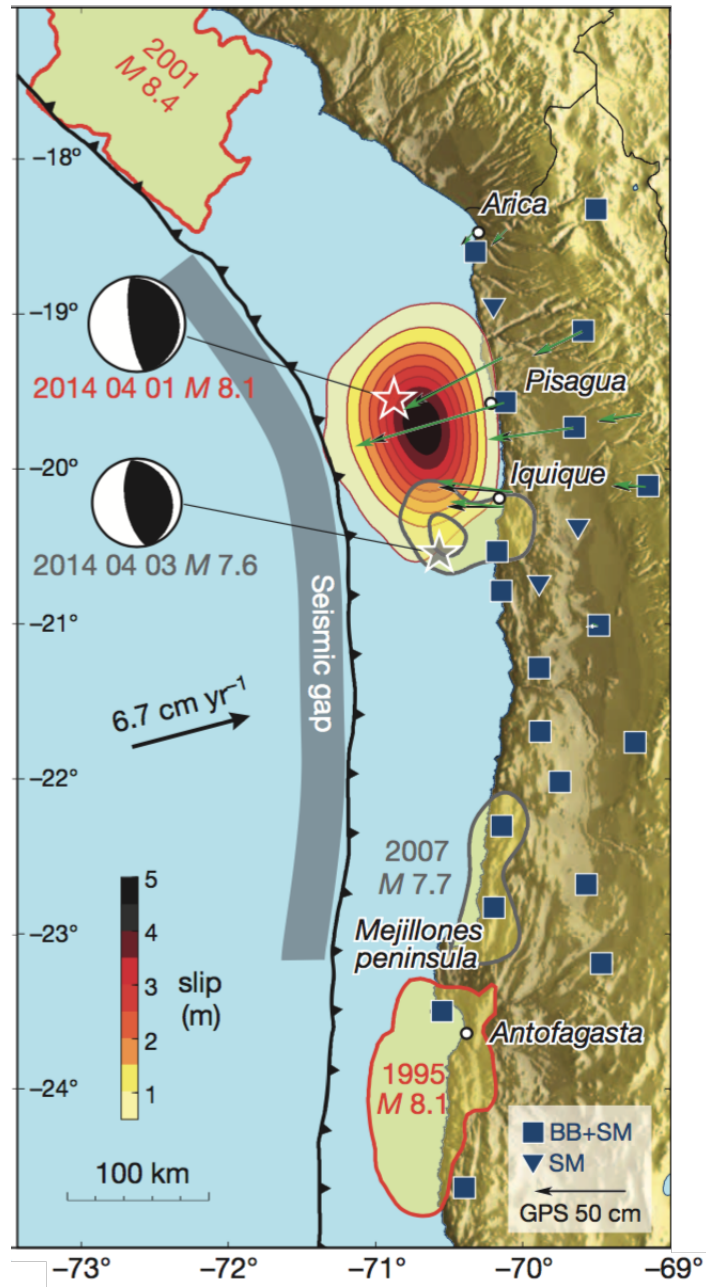


Figura G.7: Figura de Schurr *et al.* (2014), que realizó inversión conjunta de datos sísmicos (telesísmicos y locales) con datos de GPS, para calcular la dislocación. La distribución de dislocación para el terremoto de Pisagua (contornos rojos) y la réplica principal (contornos grises) se muestra en la zona coloreada, cuyos contornos tienen intervalos de 50 [cm]. Los vectores verdes y negros muestran los desplazamientos corticales horizontales del terremoto de Pisagua, observados y modelados. También se muestran las áreas de ruptura de los últimos terremotos.

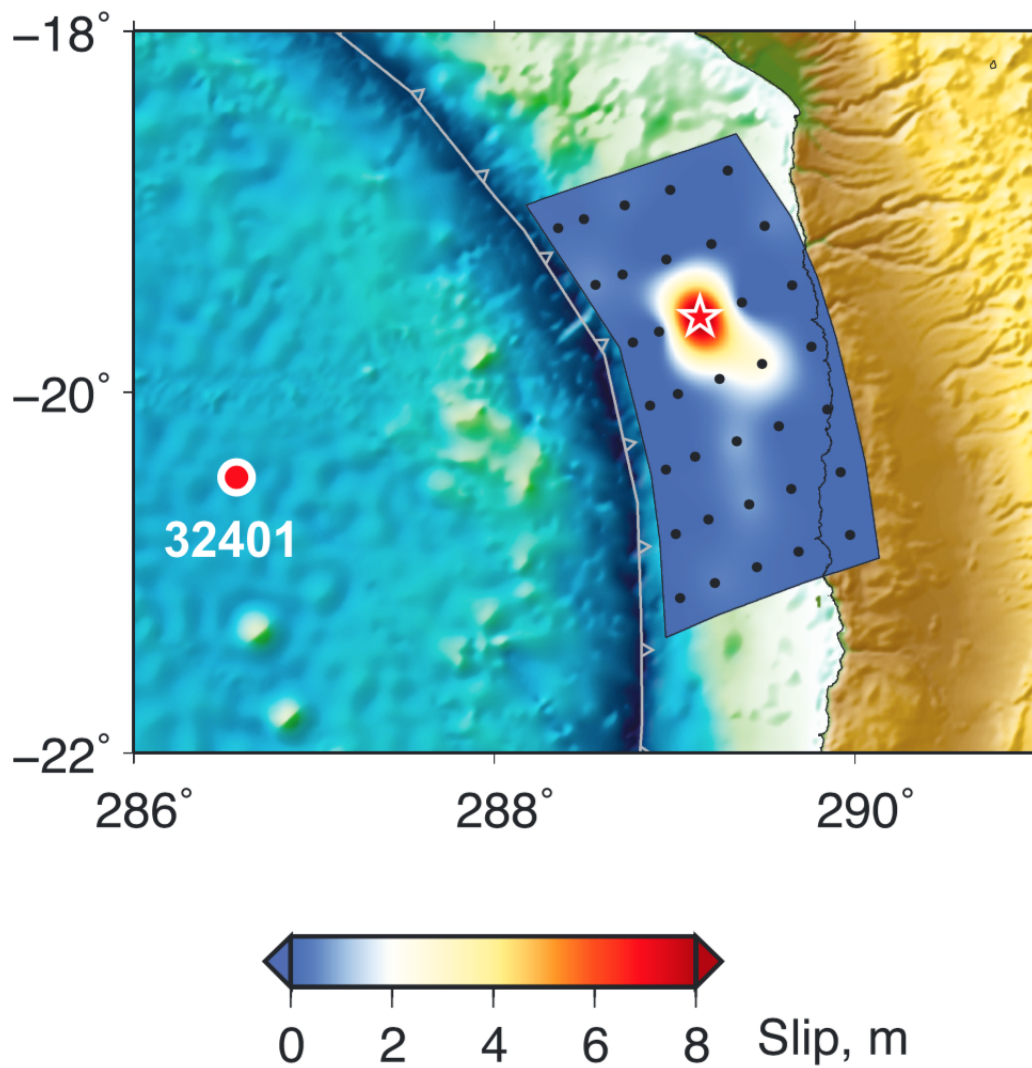


Figura G.8: Figura de Lay *et al.* (2014), que realizó inversión conjunta de datos telosísmicos (ondas P y SH) con formas de onda de tsunami, para calcular la dislocación del terremoto de Pisagua (área coloreada). El círculo rojo muestra el punto de medición de tsunami más cercano.

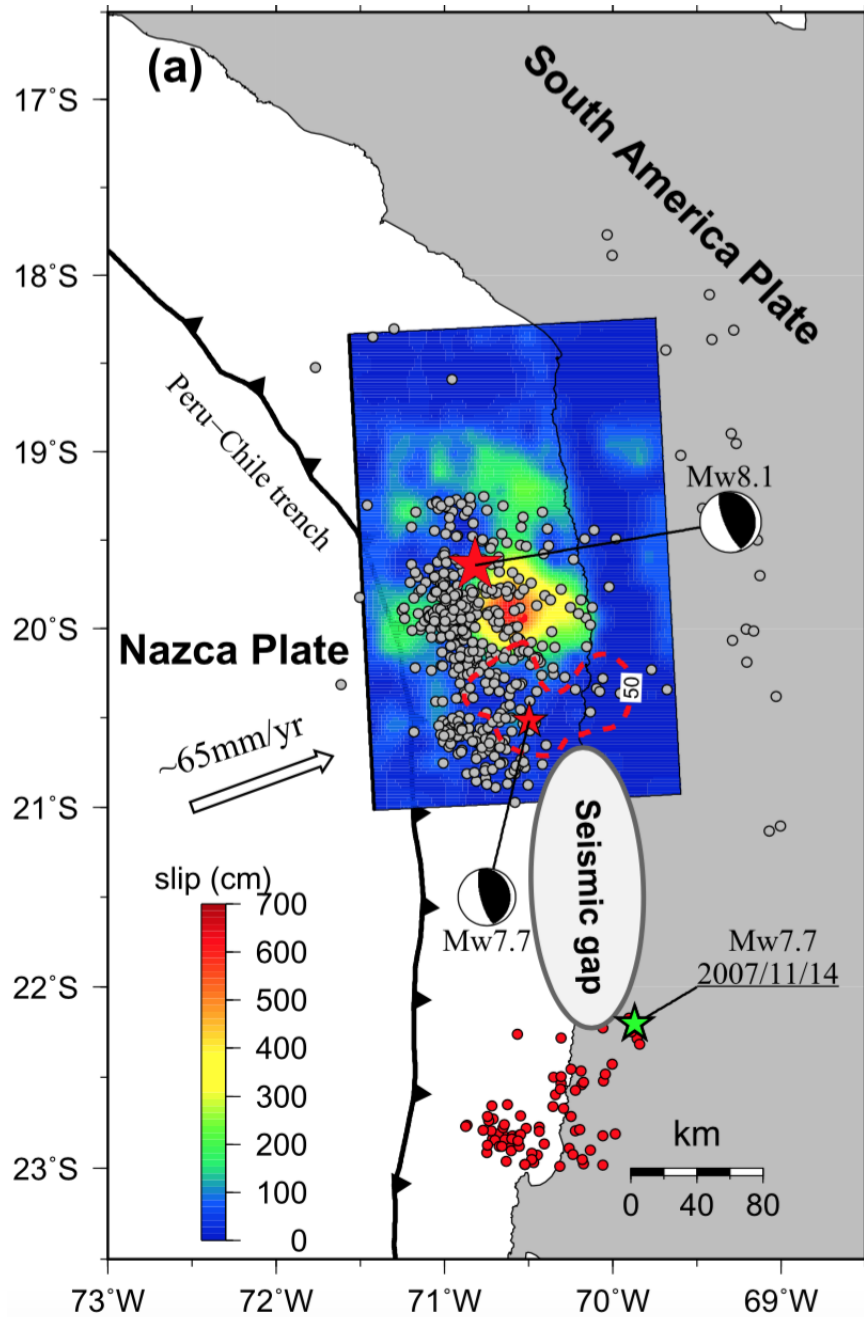


Figura G.9: Figura de Liu *et al.* (2015), que realizó inversión conjunta de datos sísmicos (acelerogramas), telesísmicos (ondas P y SH) y datos GPS, para calcular la dislocación del terremoto de Pisagua y su réplica principal. La zona coloreada, muestra la distribución de dislocación del terremoto de Pisagua, y el área marcada por una línea roja segmentada muestra el área de ruptura (>50 [cm]) de la réplica. Los círculos grises muestran la localización de las réplicas de Pisagua, y los círculos rojos muestran las réplicas del terremoto del 14 de noviembre 2007, M_w 7.7, que ocurrió en Antofagasta. La zona delimitada por una elipse muestra una laguna sísmica definida por el autor.

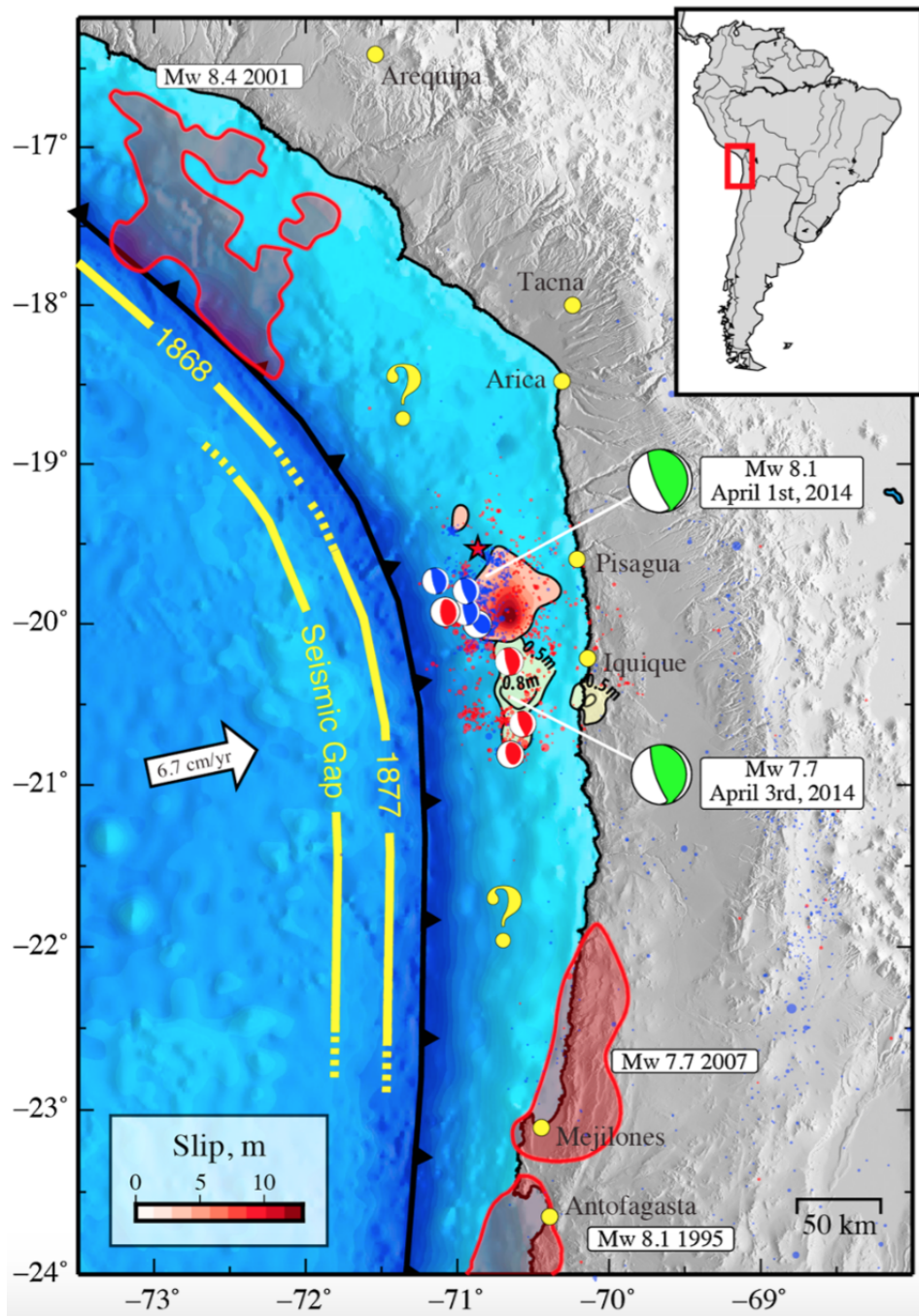


Figura G.10: Figura de Duputel *et al.* (2015), que realiza inversiones bayesianas utilizando datos conjuntos, geodésicos (GPS e INSAR), sísmicos (acelerómetros), y de formas de onda de tsunamis, para determinar la distribución de dislocación del terremoto de Pisagua y su réplica principal. Los contornos negros con escala de color roja, indican la solución de dislocación del terremoto de Pisagua, y la escala de color amarilla indica la réplica principal. Los mecanismos focales verdes son las soluciones de fase W para el evento principal M_w 8.2, y la réplica mayor M_w 7.7, y los mecanismos azules y rojos son las soluciones del GCMT de los precursores y las réplicas, $M_w > 6.1$, respectivamente. Las líneas amarillas indican las zonas de ruptura supuestas para los terremotos de 1868 y 1877. Los contornos rojos son las rupturas de Antofagasta 1995, M_w 8.1, Arequipa 2001, M_w 8.4, y Tocopilla 2007, M_w 7.7.

Apéndice H

Modelo de dislocación post-sísmica calculado por Hoffmann *et al.* (2018)

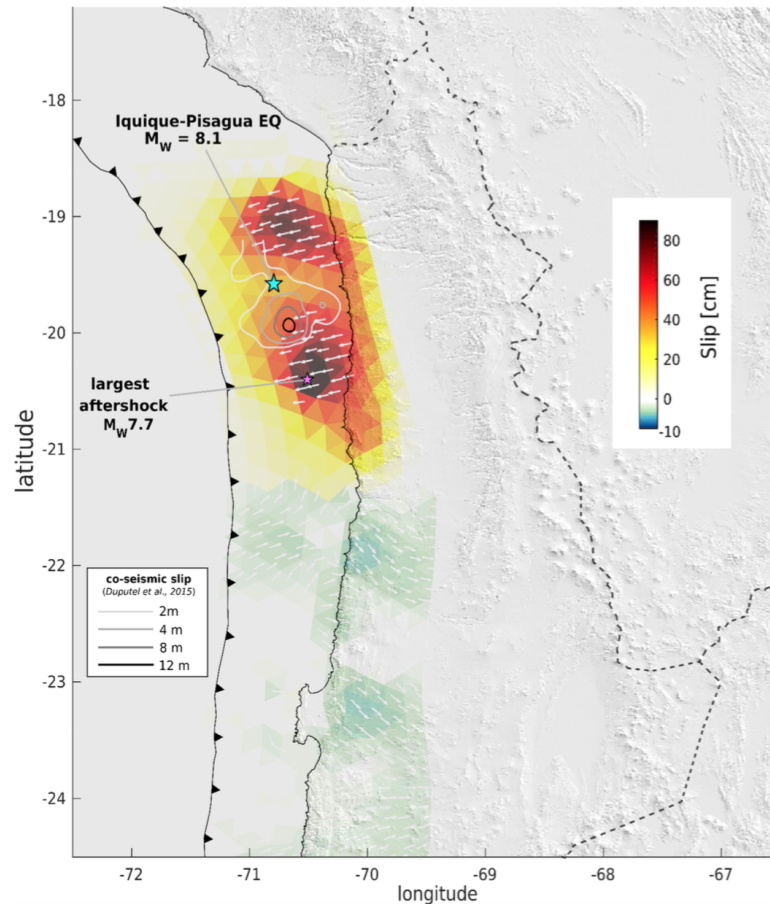


Figura H.1: Figura extraída de Hoffmann *et al.* (2018), que representa el modelo predicho de *afterslip* acumulado durante dos años, en el contacto interplaca, luego de la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014. La flechas blancas indican el *rake* normalizado. Las estrellas indican los epicentros del terremoto de Pisagua y su réplica principal. Los contornos muestran la dislocación co-sísmica de Pisagua calculada por Duputel *et al.* (2015).

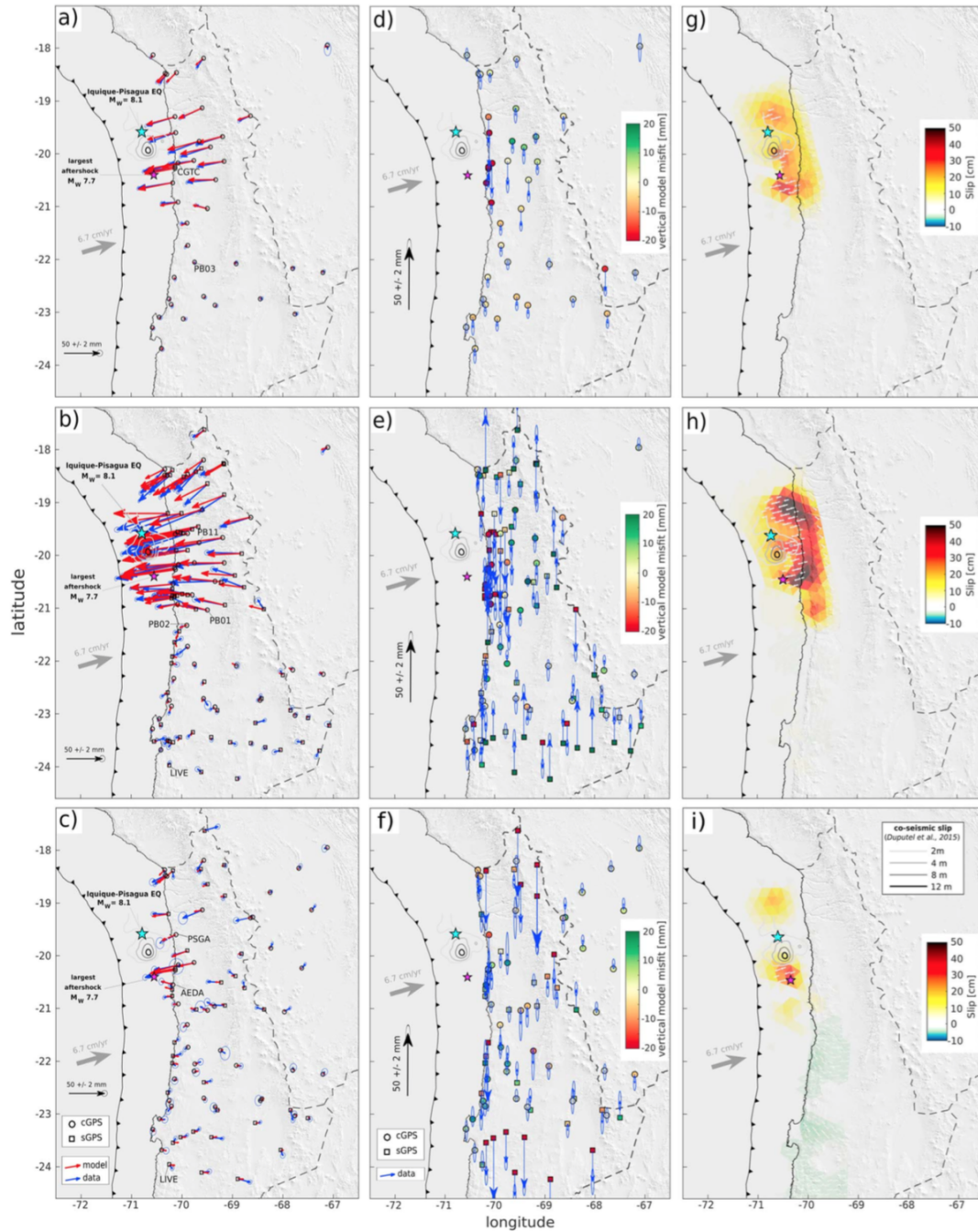


Figura H.2: Figura extraída de Hoffmann *et al.* (2018), que representa (a-c) los desplazamientos predichos (rojo) en comparación a las observaciones de desplazamiento del GPS (azul), para (a) 1-16 días (periodo 1), (b) 17-334 días (periodo 2) y (c) 335 a 717 días (periodo 3) después del terremoto de Pisagua. (d-f) son las observaciones de desplazamiento vertical (azul), y la escala de colores son los residuales correspondientes a los periodos post-sísmicos 1-3 respectivamente. (g-i) Son los modelos de *afterslip* predichos en el contacto interplaca durante los correspondientes periodos 1-3.