



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

**CARACTERIZACIÓN GEODÉSICA Y SISMOLÓGICA DE LOS
TERREMOTOS CORTICALES DE PICHILEMU MW 7.0 Y MW 6.9, 2010:
ESTUDIO DE LAS FASES INTER-, CO- Y POST-SÍSMICAS**

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

GABRIELA CATALINA HERRERA MALIG

PROFESOR GUÍA:
JAIME CAMPOS MUÑOZ

PROFESORES CO-GUÍA:
FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE
SEBASTIAN RIQUELME MUÑOZ

COMISIÓN:
SERGIO RUÍZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE
2024

CARACTERIZACIÓN GEODÉSICA Y SISMOLÓGICA DE LOS TERREMOTOS CORTICALES DE PICHILEMU MW 7.0 Y MW 6.9, 2010: ESTUDIO DE LAS FASES INTER-, CO- Y POST-SÍSMICAS

Los terremotos de subducción producen efectos geológicos permanentes y transientes en la estructura del antearco. Esto se debe al aumento de los esfuerzos estáticos de Coulomb en las fallas, lo que da como resultado una mayor probabilidad de reactivar fallas en la placa superior. De horas a días después de un megaterremoto de subducción, estos cambios de esfuerzos tienden a desencadenar terremotos en fallas ubicadas en el antearco, incluso en áreas distintas a la ruptura principal.

El 11 de marzo de 2010, dos terremotos (Mw 7.0 y Mw 6.9) cerca de Pichilemu, Chile, ocurrieron en dos fallas normales subparalelas, sin evidencia de ruptura superficial. Aparentemente, fueron gatillados por el terremoto del Maule Mw 8.8 del 27 de febrero de 2010. Estos eventos en la corteza continental de América del Sur son los mayores y mejor observados con InSAR desde la década de 1990.

Este estudio aborda las fases del ciclo sísmico, en la ventana 2007 a 2011, de las fallas de Pichilemu con datos InSAR (ALOS, ENVISAT).

Se modelaron interferogramas co-sísmicos y post-sísmicos, generando un perfil de evolución temporal de deformación superficial. La deformación postsísmica (duración de seis meses) alcanzó 0.1 [m], mucho menor que la cosísmica (0.6 [m]).

Inversiones de datos InSAR co-sísmicos, no asumiendo una geometría a priori en base a otras observaciones, revelaron para el primer evento: Mw 6.95, *strike* 135°, *dip* 57°, deslizamiento uniforme de 2.7 [m]. En el periodo post-sísmico sobre la falla, los resultados fueron: deslizamiento máximo de 0.17 [m] y Mw 6.1. Al comparar el mecanismo focal de la primera ruptura, obtenido con InSAR, con otros trabajos, se obtiene una variación estándar relativa de $\sigma_{rel} = 2.57\%$ para el *strike* y de $\sigma_{rel} = 6.87\%$ para el *dip*. Por lo tanto, estos resultados se encuentran dentro del rango publicado, además de estar en concordancia con el campo de esfuerzos esperado.

La inversión conjunta (InSAR, GPS estático y telesísmicos) para el primer evento resultó en un deslizamiento máximo de 3.1 [m] y Mw 6.86, donde la combinación de datos geodésicos y sismológicos mejora la caracterización de la fuente sísmica.

Para el segundo evento, inversiones telesísmicas con 4 mecanismos focales, publicados previamente, dieron un deslizamiento máximo de 3.1 [m] y Mw 6.97. Donde el rango de las soluciones publicadas para la magnitud van entre 6.79-7.05 Mw para la primera ruptura y entre 6.79-7.0 Mw para la segunda. Encontrándose las soluciones de este trabajo dentro de dicho rango.

Los resultados de este estudio indican que no se acumula deformación superficial medible, por sobre la incertidumbre de los datos, en las fallas durante la fase de bloqueo intersísmico en la ventana de observación considerada en este estudio. Además, en cuanto a leyes de escala, la magnitud de la deformación co- y post-sísmica concuerda con el rango de las fallas normales convencionales (regímenes extensionales), como en el caso del Tíbet o los Apeninos.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo General	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
2. Antecedentes	4
2.1. Ciclo sísmico, subducción y fallas normales	4
2.2. Chile central y terremoto del Maule (2010)	7
2.3. Caso de estudio: Serie de Pichilemu	9
2.4. Otro caso de estudio	13
3. Metodología	16
3.1. Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR)	16
3.2. Imágenes utilizadas y Procesamiento de interferogramas	19
3.2.1. Imágenes SAR: ALOS y ENVISAT	19
3.2.2. Procesamiento de un interferograma	21
3.2.2.1. Parámetros utilizados	26
3.3. Post procesamiento y selección de interferogramas	26
3.4. Procesamiento y obtención de series de tiempo InSAR	28
3.5. Inversión InSAR	30
3.6. Inversión conjunta	31
3.6.1. Adquisición y selección de datos sismológicos y geodésicos	31
3.6.2. Método de inversión	33
3.6.2.1. Funciones de Green	34
3.6.2.2. Transformada de <i>wavelet</i>	35
3.6.2.3. Función objetivo	35
3.6.2.4. Inversión simultánea	36
3.6.2.5. Parámetros utilizados	37
4. Resultados	38
4.1. Series de tiempo InSAR e interferogramas individuales	38
4.1.1. Fase intersísmica	38
4.1.2. Fase cosísmica	39
4.1.2.1. Terremoto del Maule	39
4.1.2.2. Serie de Pichilemu	40
4.1.3. Fase postsísmica	42
4.1.4. Resumen del ciclo sísmico de la falla	46

4.2. Inversión con datos InSAR: Fase cosísmica	47
4.3. Inversión conjunta: Primer evento	53
4.4. Inversión con datos telesísmicos: Segundo evento	60
4.5. Inversión con datos InSAR: Fase postsísmica	63
5. Discusiones	66
5.1. Fase intersísmica	66
5.2. Cosísmico	69
5.3. Postsismico	71
5.4. Fallas normales	73
6. Conclusiones	75
Bibliografía	77

Índice de Tablas

1.1.	Recopilación de terremotos en fallas geológicas con magnitudes mayores o iguales a 6.9 Mw en América del Sur desde el inicio de la geodesia satelital aplicada a tectónica activa.	1
2.1.	Registro de terremotos en la corteza de los Andes del Sur, no asociados directamente al ciclo sísmico de subducción, entre 1949 y 2021. Basado en (Santibáñez et al., 2019; J. A. Ruiz et al., 2014).	12
3.1.	Bandas de longitud de onda más comunes, centradas en longitudes de onda (λ) respectivas.	17
3.2.	Especificaciones de las imágenes SAR utilizadas en este estudio.	20
3.3.	Registro de GPS estático del primer terremoto de Pichilemu del 11 de marzo de 2010, tomado de Ryder et al. (2012).	32
3.4.	Recopilación de modelos publicados de <i>strike</i> y <i>dip</i> para la segunda ruptura de Pichilemu (Fig. 4.19).	37
4.1.	Resultados de las inversiones para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu con datos InSAR, primero utilizando solamente el interferograma cosísmico de ALOS, luego solo el interferograma cosísmico de ENVISAT y finalmente los parámetros resultantes del modelo final escogido ALOS+ENVISAT.	47
4.2.	Especificaciones de los periodos que abarcan los interferogramas cosísmicos ALOS y ENVISAT de este estudio utilizados para la inversión de la primera ruptura de la Serie de Pichilemu.	48

Índice de Ilustraciones

2.1.	Mapa sismotectónico de la zona de ruptura del Terremoto del Maule (basado en Moreno et al. (2012); Maldonado et al. (2021)) que muestra las principales estructuras neotectónicas y contornos del deslizamiento cosísmico de terremoto del Maule, donde el contorno blanco corresponde a un deslizamiento de 2[m], el verde de 8[m] y el amarillo de 14[m]. Las estructuras en negro cercanas a la costa son: FMM, falla Marga-Marga; FV, falla Valparaíso; FLV, falla Laguna Verde; FQ, falla Quintay; FEQ, falla El Quisco; FT, falla Topocalma; SFP, sistema de fallas Pichilemu; FPU, falla Puertecillo; FC, falla Carranza; FEY, falla El Yolki; FPE, falla Pelluhue; SFSM, sistema de fallas Santa María; FM, falla Morguilla; SFL, sistema de fallas Lanalhue; y FTI, falla Tirúa. El cuadro rojo corresponde a la zona de estudio de este trabajo. El resto de las fallas se encuentran detalladas en www.fallasactivas.cl	8
2.2.	Sismicidad de la zona de estudio. [a] Sismicidad entre el 11/03/2010 y 05/06/2010. Se señalan los mecanismos focales de los dos eventos de la Serie de Pichilemu. Los epicentros se señalan con una estrella amarilla para el primero y con una estrella cyan para el segundo; datos de (Calle-Gardella et al., 2021); [b] Perfil AB de sismicidad de la figura “a” en corte con hipocentros de los eventos de la Serie de Pichilemu señalados; [c] Sismicidad entre el 26/03/1990 y 27/01/2010, datos obtenidos de la base de datos de IRIS; [d] Perfil AB de sismicidad de la figura “c” en corte.	11
2.3.	Figura de Imanishi et al. (2012). Se muestra la distribución espacial de las soluciones del tensor de momento neto a menos de 15 km [a] antes del terremoto de Tohoku de 2011 (1 de enero de 2000 al 10 de marzo de 2011) y [b] después del terremoto (11 de marzo al 31 de diciembre de 2011). Se utilizan diferentes colores para diferenciar los mecanismos de fallas inversas (verde), de deslizamiento (rojo) y normales (azul); Las fallas activas están representadas por líneas azules.	14
3.1.	Objetivo puntual situado sobre un fondo absorbente. <i>Range cell migration compensation</i> . Figura original de Franceschetti y Lanari (2018).	17
3.2.	Geometría de adquisición del radar, que indica la dirección de <i>azimuth</i> y <i>range</i> (paralela y perpendicular al vuelo del satélite) y el pulso que se dirige a la superficie. La duración del pulso es τ_d . El ángulo de mirada promedio, θ , y el ángulo de incidencia promedio, β , se miden en el centro de la franja. Figura original de Simons y Rosen (2015), adaptada por Shreve (2020).	19

3.3.	Línea de base orbital. [a] Vista de plano inclinado de las órbitas de los satélites (líneas punteadas) durante las adquisiciones primaria y secundaria. B corresponde a la línea de base entre las dos posiciones de los satélites mientras se toman imágenes del punto P en el suelo. Se muestra que la inclinación de la órbita de la geometría de referencia es norte-sur. [b] Vista lateral del satélite durante las adquisiciones primaria y secundaria. La línea de base perpendicular es B_{\perp} , la línea de base paralela es B_{\parallel} . Figuras originales de Sansosti et al. (2006) adaptadas por Shreve (2020).	21
3.4.	Esquema de adquisición de datos de InSAR que utiliza dos aperturas separadas por una línea de base (\vec{B}). Con esta diferencia de fase entre las aperturas, el <i>range</i> y la línea base se puede utilizar para inferir la forma precisa del triángulo de imagen para derivar la altura topográfica del punto de la imagen con el teorema del coseno. A la izquierda, existe una diferencia en <i>range</i> porque la escena se ve desde dos puntos de vista diferentes. A la derecha, se genera una diferencia en <i>range</i> por un cambio en la posición de la escena de un momento al siguiente, tomado desde el mismo punto de vista. Figura tomada de Simons y Rosen (2015).	22
3.5.	Gráfico de la base perpendicular (Bperp) para imágenes satelitales ascendentes del satélite ALOS (<i>path</i> 114). Los puntos amarillos corresponden a imágenes. .	23
3.6.	Gráfico de la base perpendicular (Bperp) para imágenes satelitales descendentes del satélite ENVISAT (<i>path</i> 53). Los puntos rojos corresponden a las imágenes utilizadas para el <i>stack</i> de interferogramas postsísmico.	23
3.7.	Figura representativa de cómo leer un interferograma. El satélite sigue una trayectoria definida, t_1 corresponde al tiempo en que se toma la primera imagen y t_2 al de la segunda imagen. Cada <i>fringe</i> corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas. Figura original de Dzurisin et al. (2007).	25
3.8.	[a] Interferograma ALOS del primer terremoto de la Serie de Pichilemu con rayas ionosféricas. [b] Fase dispersiva ionosférica predicha por la corrección de espectro dividido que utiliza interferogramas de sub-banda. [c] Interferograma corregido después de la eliminación de la fase ionosférica dispersiva. Las imágenes se encuentran en coordenadas de radar y con la fase enrollada.	27
3.9.	Flujo de trabajo del programa Mintpy. Figura de Yunjun et al. (2019).	28
3.10.	Conexiones de la red de imágenes SAR para la obtención de interferogramas en función de la línea base perpendicular (Bperp) y el tiempo. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 12/03/2011.	29
3.11.	Distribución de estaciones telesísmicas utilizadas para la inversión conjunta de la primera ruptura de la Serie de Pichilemu. El cuadro verde representa la zona de estudio de éste trabajo.	32
3.12.	Distribución de estaciones telesísmicas utilizadas para la inversión de la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. El cuadro verde representa la zona de estudio de éste trabajo.	33
4.1.	[a] Velocidad promedio de la fase intersísmica de los terremotos de Pichilemu con rampa lineal removida. [b] Desviación estándar de los datos. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 22/01/2010.	38

4.2.	Interferograma de la fase cosísmica del terremoto del Maule en la zona de estudio de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 22/01/2010. Segunda fecha de adquisición: 24/04/2010.	39
4.3.	Interferograma de la fase cosísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 09/03/2010. Segunda fecha de adquisición: 24/04/2010.	40
4.4.	Interferograma de la fase cosísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ENVISAT. Primera fecha de adquisición: 06/03/2010. Segunda fecha de adquisición: 10/04/2010.	41
4.5.	Interferograma de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Fechas de adquisición: 24/04/2010-09/09/2010.	42
4.6.	<i>Stack</i> de dos interferogramas de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ENVISAT. Fechas de adquisición 26/03/2010-04/06/2010 y 04/06/2010-17/09/2010.	43
4.7.	[a]Velocidad promedio de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu con rampa lineal removida. [b]Desviación estándar de los datos. [c]Velocidad promedio de la fase postsísmica con corrección por error de DEM. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 24/04/2010. Última fecha de adquisición: 12/03/2011.	45
4.8.	Serie de tiempo del pixel que registró mayor movimiento durante la fase cosísmica de la Serie de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Los errores corresponden a la desviación estándar de una sección sin deformación relativa al evento principal. La deformación del terremoto del Maule fue estimada relativa a la zona. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 12/03/2011. . .	47
4.9.	Modelos generados con el algoritmo de vecindad de Sambridge (1999) para los 8 parámetros de la inversión con los interferogramas cosísmicos de las misiones ALOS y ENVISAT para una falla.	49
4.10.	Modelos generados con el algoritmo de vecindad de Sambridge (1999) para los 8 parámetros de la inversión con los interferogramas cosísmicos de las misiones ALOS y ENVISAT para 2 fallas.	50
4.11.	[a] Interferograma cosísmico ALOS original. [b] Interferograma modelado por la falla finita única fija para los datos de ALOS. [c] Diferencia entre el interferograma original y modelado ALOS. [d] Interferograma cosísmico ENVISAT original. [e] Interferograma modelado por la falla finita única fija para los datos de ENVISAT. [f] Diferencia entre el interferograma original y modelado ENVISAT.	51
4.12.	Red estereográfica que muestra una compilación de soluciones del mecanismo focal publicadas para el primer evento de la Serie de Pichilemu.	52
4.13.	Modelos de distribución de deslizamiento cosísmico para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu. El mecanismo focal está dado por los resultados de la inversión InSAR, con <i>strike</i> 135 y <i>dip</i> 57. [a]Distribución de deslizamiento utilizando solo datos telesísmicos. [b]Distribución de deslizamiento utilizando datos telesísmicos y GPS estático. [c]Distribución de deslizamiento utilizando datos telesísmicos e InSAR. [d]Distribución de deslizamiento utilizando datos telesísmicos, GPS estático e InSAR.	53

4.14.	[a]Distribución de deslizamiento para el primer evento. [b]Tasa de momento sísmico para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu (<i>source time function</i>). La línea roja punteada corresponde a momento a partir del cual la tasa de energía liberada es menor a un 10 % de la máxima tasa de liberación de energía. [c] y [d] Ajuste de forma de onda para las ondas P y SH para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu, respectivamente. La traza negra corresponde al sismograma procesado y la traza roja al sismograma sintético. Los números corresponden al <i>azimuth</i> y distancia en grados desde la fuente hasta la estación. [e] y [f] Mecanismos focales con estaciones telesísmicas utilizadas para el modelamiento de ondas P y SH respectivamente.	55
4.15.	Ajuste de los datos GPS para las 3 estaciones utilizadas en la inversión conjunta. En azul el dato y en rojo la predicción del modelo sintético.	56
4.16.	Ajuste de los datos InSAR para el modelo de deslizamiento distribuido de la inversión conjunta, utilizando los 2 interferogramas con <i>downsampling</i> . [a]Interferograma ALOS. [b]Interferograma ALOS modelado. [c]Residual ALOS. [d]Interferograma ENVISAT. [e]Interferograma ENVISAT modelado. [f]Residual ENVISAT.	57
4.17.	Parámetros para la caracterización de fuente sísmica en el plano de falla del primer evento. [a]Tiempo de ruptura. [b]Velocidad de ruptura.	58
4.18.	Pruebas de tablero de ajedrez para la inversión conjunta. Distribución de deslizamiento obtenida utilizando el conjunto completo de datos (Telesísmicos, GPS, InSAR). [a]Modelo invertido. [b]Modelo invertido en planta. [c]Modelo de entrada. [d]Modelo de entrada en planta. La escala de deslizamiento varía del azul (0 m) al rojo (3.1 m). La estrella es el hipocentro.	59
4.19.	Modelos de distribución de deslizamiento cosísmico para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. El mecanismo focal varía según lo indicado en la Tabla 3.4. [a]Distribución de deslizamiento con mecanismo GCMT. [b]Distribución de deslizamiento con mecanismo USGS. [c]Distribución de deslizamiento con mecanismo según (J. A. Ruiz et al., 2014). [d]Distribución de deslizamiento con mecanismo según (Jara-Muñoz et al., 2022).	60
4.20.	[a], [d], [g] y [j] Tasa de momento sísmico para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. La línea roja punteada corresponde a momento a partir del cual la tasa de energía liberada es menor a un 10 % de la máxima tasa de liberación de energía. [b], [e], [h] y [k] Ajuste de forma de onda para las ondas P para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. [c], [f], [i], [m] Ajuste de forma de onda para las ondas SH para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. La traza negra corresponde al sismograma procesado y la traza roja al sismograma sintético. [a], [b] y [c] fueron modelados según el mecanismo del GCMT. [d], [e] y [f] fueron modelados según el mecanismo del USGS. [g], [h] y [i] fueron modelados según el mecanismo dado en (J. A. Ruiz et al., 2014). [j], [k] y [m] fueron modelados según el mecanismo dado en (Jara-Muñoz et al., 2022).	61
4.21.	Distribución de deslizamiento de la fase postsísmica proveniente del <i>stack</i> de dos interferogramas descendentes de aproximadamente 6 meses de ENVISAT. La magnitud calculada es 6.1 Mw	63
4.22.	[a]Interferograma ENVISAT descendente cortado a la zona de deformación. [b]Modelo sintético de Okada del interferograma. [c]Residual entre interferograma original y sintético.	64

4.23.	Comparación de planos de distribución de deslizamiento de la fase cosísmica (Fig. 4.14.a) y postsísmica (Fig. 4.21). Figura ilustrativa que muestra la superposición de los parches de mayor deslizamiento (30 % superior) en el plano de falla.	64
5.1.	Modelo conceptual multiescala que integra la deformación instantánea y permanente a largo plazo en la Cordillera Costera en función del ciclo sísmico de subducción. [a] Los datos de sismicidad y GPS muestran ciclos de acortamiento intersísmico, convergencia-paralelo y extensión cosísmica de la placa superior. [b] Los tres gráficos muestran la evolución del esfuerzo de corte (τ_N y τ_R son para fallas normales e inversas respectivamente) en escalas de tiempo neotectónicas en las fallas de la placa superior para diferentes escenarios cinemáticos de fallas. Esfuerzo cortante cero significa "niveles ambientales". Los círculos blancos indican un terremoto. Las líneas de puntos con un signo de interrogación en los paneles superior y central representan el escenario de incrementos potenciales de tensión de Coulomb de falla normal negativa (o falla inversa positiva) en estructuras de placas superiores correctamente orientadas y ubicadas con respecto a las tensiones de compresión impuestas por una evento <i>megathrust</i> . Figura original de Aron Melo (2014).	68
5.2.	Esquema cualitativo sobre la resolución de distintos tipos de datos en cuanto a momento sísmico, dimensiones espaciales y comportamiento en el tiempo. Figura obtenida por comunicación personal.	70

Capítulo 1

Introducción

1.1. Formulación del estudio propuesto

Los terremotos de subducción producen efectos geológicos permanentes sobre la estructura del antearco debido al incremento transiente y acumulativo de esfuerzos estáticos de Coulomb (Melnick et al., 2019; Aron et al., 2013). Se considera que éste esfuerzo transferido a la corteza después de un megaterremoto de subducción (*megathrust*) puede inducir la reactivación de fallas corticales orientadas de manera óptima respecto al nuevo campo de esfuerzos (King et al., 1994; Cortés-Aranda et al., 2015), resultando en una mayor probabilidad de deslizamiento en fallas corticales, las que de otra manera probablemente no se reactivarían. Un ejemplo de aquello se observó luego de los terremotos de Tohoku 2011 y Maule 2010 (Imanishi et al., 2012; Ryder et al., 2012).

En este trabajo se considera el caso del terremoto del Maule 2010, tras el cual, el 11 de marzo de 2010 se produjo una secuencia de eventos corticales en la zona central de Chile. Dos eventos, con mecanismos focales compatibles con fallas normales, con magnitudes reportadas de Mw 7.0 y Mw 6.9, ocurrieron con sólo 15 minutos de diferencia, estando sus epicentros ubicados cerca de la ciudad de Pichilemu (J. A. Ruiz et al., 2014; Ryder et al., 2012). Pese a su tamaño, no se detectaron evidencias de ruptura superficial. Dichos terremotos fueron aparentemente gatillados por el terremoto del Maule Mw 8.8 del 27 de febrero (Fariás et al., 2011; Aron et al., 2013), siendo éstos 2 de los 3 eventos de mayor magnitud registrados producto de éste terremoto de subducción, según el catálogo de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). En general, en el año 2010 en Chile había una baja cobertura de estaciones sismológicas y geodésicas en tierra, lo que por consiguiente causó que no hubieran datos suficientes para un monitoreo amplio de la sismicidad del país. Tomando en consideración aquello es que Fariás et al. (2011) menciona que no hay evidencia de sismicidad cortical significativa registrada en la zona de estudio previo al terremoto del 2010 (Fig. 2.2.c).

Tabla 1.1: Recopilación de terremotos en fallas geológicas con magnitudes mayores o iguales a 6.9 Mw en América del Sur desde el inicio de la geodesia satelital aplicada a tectónica activa.

Localidad	Año	Magnitud	Observación	Referencia
Murindó, Colombia	1992	7.3 Ms	No hay observaciones SAR del evento	Martínez et al. (1994); (US) y Paris (2000)
Cariaco, Venezuela	1997	6.9 Mw	No hay buenas observaciones SAR del evento Hay observaciones GNSS del evento	Pousse Beltran et al. (2016) Pérez et al. (2001)
Pichilemu, Chile	2010	7.0 y 6.9 Mw	Buenas observaciones SAR	J. A. Ruiz et al. (2014)

Los terremotos de Pichilemu destacan como los más grandes y mejor registrados con

InSAR en fallas corticales de América del Sur desde el inicio de la geodesia satelital aplicada a tectónica activa desde la década de 1990 (Tabla 1.1). Estos eventos en fallas normales comparten similitudes geométricas con aquellos observados en zonas de extensión continental, como el *Basin and Range*, el *plateau* del Tíbet y Apeninos (Elliott et al., 2010), así como con el terremoto de Dinar 1995 (Wright et al., 1999) y L'Aquila 2009 (Cheloni et al., 2014). Presentan manteos de 40-60° y una razón de desplazamiento entre la subsidencia del bloque yacente y el alzamiento del bloque colgante de 5 a 7 (Jackson y White, 1989).

El deslizamiento del plano de falla puede generar ondas acústicas y deformación en superficie, lo cual es posible de medir con redes sismológicas, GNSS y con una herramienta conocida como InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) (Dzurisin et al., 2007; Simons y Rosen, 2015). Este método utiliza satélites que viajan sobre la superficie de la Tierra en órbitas polares, los cuales envían microondas que rebotan en la superficie, siendo el satélite capaz de recibirlas de vuelta. Una componente de la señal recibida por el satélite corresponde a la fase de ondas electromagnéticas, cuya diferencia entre dos tiempos es proporcional a la distancia entre el satélite y la superficie de la Tierra. Con esto se tiene como producto final un interferograma, correspondiente a la diferencia de fase de cada pixel (Dzurisin et al., 2007), el cual se puede leer como un mapa de deformación en superficie en la dirección de visión del sensor. Gracias a este análisis de imágenes, esta información puede aplicarse al estudio de la tectónica activa (Elliott et al., 2016). Una gran ventaja del uso de esta herramienta, desde el punto de vista logístico, es que no se necesita trabajos en terreno ni la instalación de instrumentos en la zona de estudio, pero la resolución temporal de las adquisiciones es baja con respecto a los datos GNSS y sismológicos. Además, permite obtener un registro de alta resolución espacial (pixeles de 30-90 [m]).

El estudio de una zona con InSAR no tiene limitaciones en cuanto al tiempo climatológico ni a la hora del día. Bajo condiciones ideales puede llegar a tener precisión milimétrica. InSAR se puede utilizar para estudiar todos los aspectos del ciclo sísmico, incluida la acumulación de *strain* intersísmico, el desplazamiento cosísmico del suelo y la deformación postsísmica (Massonnet y Feigl, 1998; Elliott et al., 2016).

En este estudio se determinará la manera en que la falla de Pichilemu se comporta en todas las fases del ciclo sísmico, observable dentro de la ventana temporal de datos disponibles (2007-2011), lo cual puede ayudar a comprender el rol del terremoto del Maule del 2010 en la acumulación de esfuerzos en la corteza y cómo se gatilla la posterior liberación de energía. Esto sienta precedentes para futuros estudios de fallas corticales en antearcos, lo que puede aportar a la determinación del peligro sísmico producto de fallas en otras zonas.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Caracterizar las distintas fases del ciclo sísmico entre 2007 y 2011 de las fallas de Pichilemu mediante datos geodésicos y sismológicos.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Calcular series de deformación en el tiempo en la zona de Pichilemu con el uso de datos de InSAR de la misión ALOS-1 y ENVISAT.
- Cuantificar la potencial acumulación de energía en las fallas antes de los terremotos de Pichilemu.
- Determinar la geometría de los planos de falla y modelos de deslizamiento de ambos eventos, obteniendo también un modelo cinemático de la ruptura principal.
- Determinar la proporción de momento sísmico liberado por un mecanismo de *stress driven afterslip* y la escala temporal a la cual ocurre.

Capítulo 2

Antecedentes

A continuación se describe un marco general sobre la relación entre los megaterremotos de subducción y el ciclo sísmico de las fallas normales, encontradas en márgenes convergentes. En particular se examina el caso de este estudio y se compara con un evento de similares características.

2.1. Ciclo sísmico, subducción y fallas normales

El ciclo sísmico de los grandes terremotos de subducción ha sido descrito como una secuencia repetitiva de fenómenos de deformación de la corteza, que constituyen tres etapas principales: acumulación de deformación durante el período intersísmico, liberación de deformación por un terremoto durante la etapa cosísmica y periodo post-sísmico, caracterizado por procesos complejos transientes, que van de días, meses, años y/o décadas posteriores al terremoto (Avouac, 2015).

Cabe destacar que de manera paralela también ocurren otro tipo de deformaciones corticales, por ejemplo, deformaciones producto de carga hídrica, asociada a volcanes, actividad precursora, terremotos lentos (o SSE), etc.

Según Wang (2007) un “ciclo de terremoto de subducción” incluye un gran terremoto y la acumulación de tensión posterior que conduce al siguiente evento, donde el uso de la palabra “ciclo” de ninguna manera implica periodicidad: ni el tamaño de los terremotos ni la duración del intervalo intersísmico entre dos eventos necesitan ser una constante. Idealmente, un modelo de ciclos sísmicos debería tener en cuenta la carga de tensión tectónica del sistema, la relajación de la tensión del medio rocoso en respuesta a terremotos anteriores y la carga en curso, y la ruptura de la falla como inestabilidad friccional.

El comportamiento promedio de una zona, durante muchos miles de ciclos sísmicos de subducción a lo largo del tiempo, puede ser representado por el patrón extensional y distintivo del tamaño del grano estructural del antearco. Lo anterior permite identificar segmentos de ruptura característicos y de larga duración (Aron et al., 2013) que son importantes, ya que pueden entregarnos información sobre el ciclo sísmico a escalas de tiempo geológico y de la segmentación del margen continental de subducción.

El caso de la deformación de la placa superior en una zona de subducción de tipo “chilena” se ha caracterizado como altamente compresional (Uyeda, 1982), contando con una compresión paralela al vector de convergencia, según lo determinado por diversos estudios de terremotos relacionados con el límite de la placa y datos de GPS del antearco (Bevis et al., 2001; Brooks et al., 2003; Kendrick et al., 2001; Klotz et al., 2006; Ruegg et al., 2009),

donde se registra un fuerte acoplamiento de las placas hasta aproximadamente 50 [km] de profundidad (Bevis et al., 2001; Khazaradze y Klotz, 2003; Moreno et al., 2010, 2011, 2012; Suarez y Comte, 1993; Tichelaar y Ruff, 1991, 1993). Esto indica que, hasta unos 50 [km] de profundidad, las tensiones máximas de compresión a corto y largo plazo en el continente son aproximadamente paralelas al vector de convergencia (Aron et al., 2013). Mientras que, por el contrario, durante la deformación en la etapa cosísmica, de muy corto plazo, la parte del arco frontal por encima del área de ruptura se extiende en la dirección contraria al empuje del *megathrust* (por ej., Klotz et al. (1999, 2006)).

A lo largo del ciclo sísmico cambian la polaridad y distribución espacial de las tensiones en la placa superior de las zonas de subducción (Savage, 1983). Según Aron Melo (2014), el comportamiento específico de las estructuras del antearco dependería de su ubicación con respecto a la distribución del bloqueo intersísmico entre placas y el posterior deslizamiento del *megathrust*, así como de la resistencia de la falla, la orientación, la presión de fluidos, *fault healing*, la evolución de la fricción y el estado de tensión. Esas variables controlan la pendiente del esfuerzo de corte efectivo en las fallas de antearco durante el período intersísmico, la magnitud del esfuerzo de corte de falla normal y/o inversa generado por un terremoto de subducción y el tiempo de recurrencia de las fallas intraplaca.

Sin embargo, las observaciones históricas y paleosísmicas sugieren que las fallas de la corteza con una baja tasa de deslizamiento se caracterizan por tiempos de recurrencia que involucran miles de años (Jara-Muñoz et al., 2022) y, por lo tanto, no se reactivan durante cada megaterremoto, ya que estos comúnmente tienen un periodo de repetición que va desde varias décadas hasta unos cuantos siglos (Toda y Tsutsumi, 2013; Barnes et al., 2002; Jara-Muñoz et al., 2017; Cortés et al., 2012). Es por esto que las fallas en la corteza, a diferencia de un *megathrust*, pueden permanecer bloqueadas durante largos períodos y, en la mayoría de los casos, donde no existe un escarpe de falla, no son detectables mediante monitoreo geodésico o sísmico (Jara-Muñoz et al., 2022). En el caso de este trabajo, sólo se cuenta con datos geodésicos satelitales de los últimos 3 años del periodo intersísmico, por lo que es imposible estudiar dicha fase en su totalidad.

En el margen chileno, hay diferentes explicaciones para la existencia de fallas normales de la placa superior, dependiendo de la zona estudiada. En el norte del país, están estrictamente relacionadas con la erosión por subducción (por ej., Armijo y Thiele (1990); von Huene y Ranero (2003)), mientras que hacia el sur de los 33°S se plantea que son características locales, las cuales estarían relacionadas con el plegamiento anticlinal sobre fallas de cabalgamiento que se propagan en la cuña de acreción (Melnick y Echtler, 2006). Aún así hay algunas evidencias que no se explican totalmente por lo anterior, como lo es la existencia de fallas normales jóvenes en lecho rocoso paleozoico fuera de la cuña de acreción, los mecanismos focales de fallas normales que acompañan a muchos grandes terremotos de subducción (Aron et al., 2013) o la observación relativamente común de que las fallas de la placa superior se han movido tanto como fallas normales como inversas durante su historia a largo plazo (Allmendinger y González, 2010; Melnick y Echtler, 2006), lo cual según Aron et al. (2013) se explica porque el campo de deformación cosísmico estático impuesto en la placa superior producto de un gran terremoto de subducción es un mecanismo efectivo para generar una extensión permanente y paralela a la convergencia sobre la zona sismogénica.

Debido a que los materiales son mucho más débiles bajo tensión que bajo compresión ((Turcotte y Schubert, 2014); ecuación 8.35), según Aron Melo (2014), se espera que la deformación intersísmica permanente, especialmente en las rocas del basamento del antearco, sea menor en magnitud que la deformación cosísmica. En la zona de estudio, la cinemática de

las fallas a largo plazo muestra que algunas de las estructuras son fallas invertidas (Aron Melo, 2014).

Este campo desviatorio extensional grande y ampliamente distribuido es consistente con los grandes terremotos de fallamiento normal de la placa superior gatillados por el terremoto del Maule (Aron et al., 2013) y con los terremotos normales que siguieron al terremoto de Tohoku en Japón un año después.

En muchas partes de la Cordillera de la Costa chilena (Aron et al., 2013), donde ésta se superpone a la zona de acoplamiento sismogénico entre placas, las fallas normales del Neógeno-Cuaternario superan en número a las fallas inversas, especialmente al norte de 33°S (por ejemplo, Allmendinger y González (2010); Heinze (2003)), pero también en el segmento del Maule (por ejemplo, Aron et al. (2012); Katz (1971)). Esto indica que las fallas normales jóvenes son un elemento estructural importante a tener en consideración, pero su relación con el ciclo sísmico de subducción no está totalmente clara (Aron et al., 2013).

En particular, Aron et al. (2013) sugiere que la zona del segmento del Maule, tiene un estilo estructural dominado por fallas normales de escala kilométrica, que han estado activas al menos en todo el Cuaternario y cuya historia cinemática persistente probablemente representa miles de ciclos sísmicos de subducción. Además, es probable que en este segmento dichas fallas normales se reactiven cuando se cumple la condición de que el deslizamiento en los segmentos de subducción del *megathrust* se orienten de tal manera que se generen las condiciones de carga adecuadas, es decir, que se encuentren en una orientación óptima para su reactivación, de acuerdo al concepto de *stress* de Coulomb.

Según Jara-Muñoz et al. (2022) y Aron et al. (2013), durante la fase intersísmica de subducción se indujeron valores negativos de cambio de esfuerzos de Coulomb (ΔCFS), causando que se inhibiera el deslizamiento normal de la falla, lo que sería consistente con la ausencia de sismos extensionales, con mecanismos compatibles con fallamiento normal, de la corteza en el área durante los 25 años anteriores al terremoto del Maule (Ryder et al., 2012). Por otro lado, esto no indica que no existan fallas inversas, de hecho, en general, la reactivación de fallas inversas en la fase intersísmicas de subducción ocurriría principalmente en planos paralelos o subparalelos al margen, aunque también podría ocurrir un rumbo o deslizamiento oblicuo en planos extremadamente débiles en la zona de estudio del terremoto del Maule según Aron et al. (2013).

Según varios estudios (Cortés A et al., 2012; Maldonado et al., 2021; Melnick et al., 2019), se sugiere que las fallas normales del antearco de la placa superior tienen intervalos de recurrencia de más de un orden de magnitud mayor que el ciclo sísmico del límite de la placa (subducción). Por lo tanto, si los terremotos de subducción son responsables de la extensión permanente de la placa superior, se necesitan muchos ciclos para reactivar las fallas normales de la placa superior. En el mismo sentido, Aron et al. (2013) sugiere que la carga cosísmica de un solo evento, mayormente controlada por la distribución de deslizamiento en el *megathrust*, no se distribuye de manera homogénea sobre el antearco, lo que contribuye a posibles variaciones en los tiempos de recurrencia de las diferentes fallas intraplaca.

Dado lo anterior, la deformación en la corteza responde al acortamiento intersísmico y extensión cosísmica, dificultando y favoreciendo el fallamiento normal respectivamente, donde es importante señalar que se asume que la recurrencia de los terremotos corticales está asociada a la recurrencia de terremotos de subducción.

Por otro lado, en el trabajo de Jara-Muñoz et al. (2022), se estudiaron terrazas marinas deformadas para estimar una tasa de deslizamiento en conjunto con geodesia satelital, para así sugerir un tiempo de recurrencia de 2.12 ± 0.2 [ka] para terremotos de fallas normales de

$M_w \sim 7,0$. en las fallas de Pichilemu. Además, gracias a registros paleosísmicos y de paleotsunamis se sugiere una recurrencia de eventos “tipo terremoto del Maule” de $\sim 0.1-0.2$ [ka], por lo que el tiempo de recurrencia de “eventos tipo Pichilemu” sería un orden de magnitud mayor con respecto a los megaterremotos de características similares al terremoto del Maule, lo cual es consistente con la relaciones de periodos de recurrencia de los terremotos continentales estimados a partir de estudios paleosísmicos y sismológicos, que oscilan entre miles de años (un orden de magnitud mayor que los períodos de recurrencia de los megaterremotos) (Maldonado et al., 2021).

2.2. Chile central y terremoto del Maule (2010)

Chile se encuentra en un margen tectónico activo, donde la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana a una velocidad (geodésica) aproximada de 66 [mm/año] (Angermann et al., 1999). En particular, la zona central de Chile comprende desde los 33° S y 37°S, donde su sismicidad y tectónica se caracteriza principalmente por la subducción.

En el segmento entre 33°S-35°S, el *slab* penetra en el manto con un ángulo casi constante de 27°, por debajo de profundidades de 70 [km] y no se detecta sismicidad por debajo de profundidades de 160 [km] (Pardo et al., 2002)

Los rasgos morfo-estructurales en la zona central de Chile se pueden estudiar de acuerdo a su ubicación, donde desde la costa hacia el Este se encuentra la Cordillera de la Costa, que presenta un complejo de acreción paleozoico de alta presión intrusionado por un batolito granítico (T. T. Kato, 1985).

En la Figura 2.1 se observa que a lo largo del margen continental de subducción existen varias fallas inferidas (Maldonado et al., 2021). Se ha descrito, en general por observaciones, la existencia de fallas normales con desplazamiento reciente con orientaciones variables entre NW-SW y NNW-SSE, teniendo entre sus principales estructuras las fallas de Laguna Verde y Quintay cerca de Valparaíso, y las fallas de Pichilemu y Topocalma en la zona de Pichilemu (Farías et al., 2011; Maldonado et al., 2021).

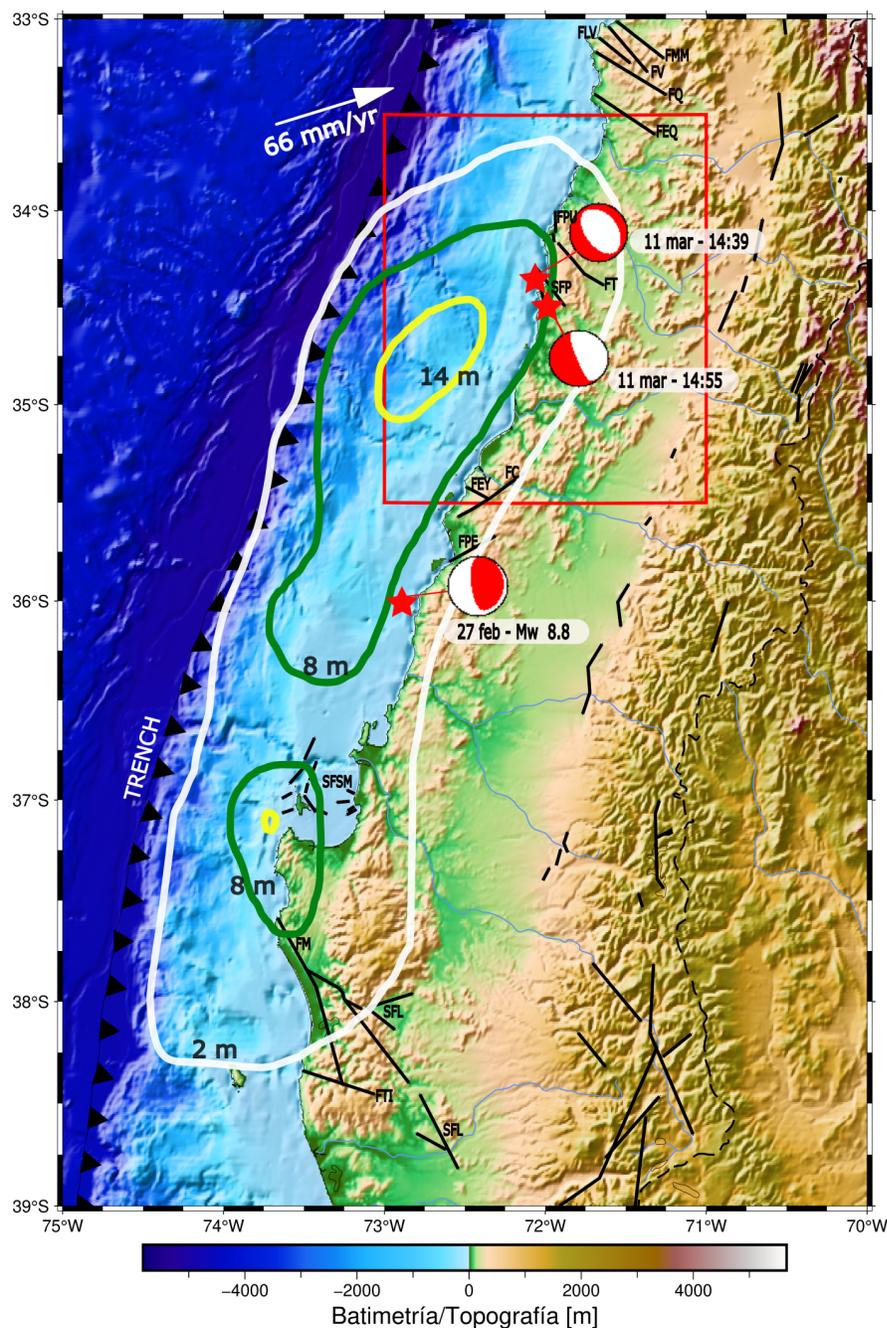


Figura 2.1: Mapa sismotectónico de la zona de ruptura del Terremoto del Maule (basado en Moreno et al. (2012); Maldonado et al. (2021)) que muestra las principales estructuras neotectónicas y contornos del deslizamiento cosísmico de terremoto del Maule, donde el contorno blanco corresponde a un deslizamiento de 2[m], el verde de 8[m] y el amarillo de 14[m]. Las estructuras en negro cercanas a la costa son: FMM, falla Marga-Marga; FV, falla Valparaíso; FLV, falla Laguna Verde; FQ, falla Quintay; FEQ, falla El Quisco; FT, falla Topocalma; SFP, sistema de fallas Pichilemu; FPU, falla Puertecillo; FC, falla Carranza; FEY, falla El Yolki; FPE, falla Pelluhue; SFSM, sistema de fallas Santa María; FM, falla Morguilla; SFL, sistema de fallas Lanalhue; y FTI, falla Tirúa. El cuadro rojo corresponde a la zona de estudio de este trabajo. El resto de las fallas se encuentran detalladas en www.fallasactivas.cl

El 27 de febrero de 2010, un megaterremoto 8.8 Mw ocurrió a lo largo de la zona de subducción en el centro-sur de Chile, en las costas de la región del Maule, a lo largo del contacto interplaca del margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamericana (por ej., Lay et al. (2010)). Este terremoto, conocido como “terremoto del Maule”, por la ubicación de su epicentro, corresponde al sexto mayor terremoto registrado instrumentalmente (S. Ruiz y Madariaga, 2018).

La ruptura del terremoto del Maule se inició a los 36.5°S , y rompió bilateralmente alcanzando un largo de aproximadamente 450 [km] (Lay et al., 2010; Vigny et al., 2011; Hayes et al., 2013) (Fig. 2.1), entre los 34° y 38° S. Este terremoto presentó dos zonas principales de alto deslizamiento (Moreno et al., 2010; Delouis et al., 2010; Lorito et al., 2011). La primera en la parte norte de la ruptura principal, cerca de Pichilemu, y la segunda, en la parte sur de la ruptura, cerca de la Península de Arauco (Fig. 2.1).

2.3. Caso de estudio: Serie de Pichilemu

En la zona de Pichilemu, es decir, entre los 33°S - 35°S y entre 71.5°W - 72.5°W , una de sus estructuras principales es el complejo metamórfico de Pichilemu (Paleozoico tardío) que ha sido interpretado como un antiguo prisma acrecional, el cual puede ser separado en dos series (oriental y occidental). La zona se caracteriza además por cuerpos intrusivos, depósitos marinos y continentales del Neógeno (Fariás et al., 2011).

Las principales estructuras neotectónicas (Fig. 2.1) presentes en la zona de estudio son las fallas de Pichilemu, las que generan un lineamiento morfológico orientado principalmente al NW (Aron Melo, 2014). La heterogeneidad reológica y la fragmentación de la corteza superior puede haber pre-condicionado la falla ciega al favorecer la difusión de la deformación a través de una amplia zona de deformación dentro de los niveles superiores de la corteza, evitando así la falla localizada en la superficie (Jara-Muñoz et al., 2022), es decir, evitando que la falla alcance una ruptura superficial.

Además, la pendiente hacia el mar de la cordillera está esculpida por una secuencia de terrazas marinas elevadas, algunas de ellas cubiertas por depósitos marinos poco profundos (Jara-Munoz et al., 2015; Freisleben et al., 2021). Las terrazas marinas elevadas sirven como marcadores geomorfológicos de posiciones pasadas relativas del nivel del mar (Lajoie, 1986). Éstas son omnipresentes a lo largo de la costa central de Chile (Jara-Munoz et al., 2015) y pueden usarse como marcadores de *strain* correlacionables regionalmente (Freisleben et al., 2021).

A lo largo del margen convergente de América del Sur, según (Freisleben et al., 2021), las regiones con elevaciones de terrazas marinas excepcionalmente altas (≥ 100 [m]) comprenden la Península de Manta en Ecuador, el área de San Juan de Marcona en el centro-sur de Perú y tres regiones en el centro-sur de Chile (Topocalma, Carranza y Arauco), donde se han revelado varios cambios de alta amplitud y longitud de onda larga con respecto a la topografía controlada tectónicamente.

Las mediciones de las terrazas en las tres áreas más expuestas (MIS 5c) muestran un rango de 20 a 55 [m] en Carranza, 76 a 81 [m] en algunas ubicaciones en Topocalma y 117 a 123 [m] en Arauco (Freisleben et al., 2021).

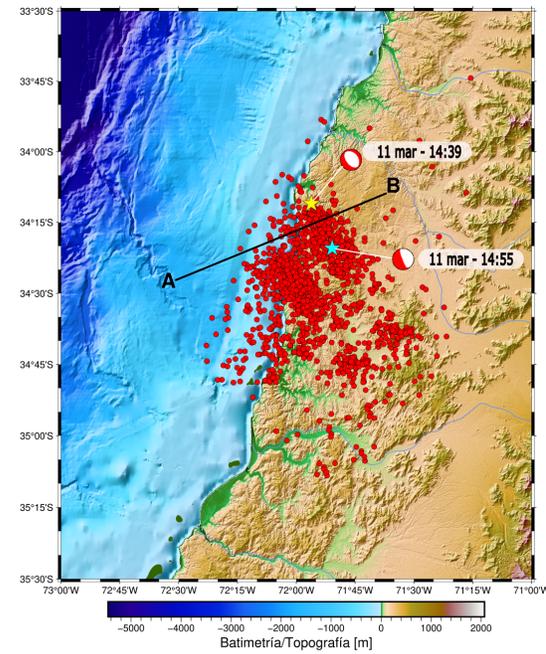
La estructura de longitud de onda media de Topocalma está limitada por las fallas de Pichilemu y Topocalma, y cerca de Carranza varios desplazamientos de fallas (por ejemplo, fallas Pelluhue y Carranza) son responsables de los cambios de longitud de onda corta en la elevación de la terraza (Freisleben et al., 2021).

Según Jara-Muñoz et al. (2022), al sur de las fallas de Pichilemu hay cuatro niveles de terrazas cortadas por olas, esculpidas en el lecho de roca que alcanzan hasta 100 msnm; estos están ocasionalmente cubiertos por una fina capa de sedimentos marinos y eólicos. En contraste, al norte de las fallas, se exponen seis unidades sedimentarias distintas correspondientes a terrazas construidas por las olas; consisten en cuerpos de arenisca marina poco profundos que se superponen contra el lecho de roca cristalina a elevaciones entre 50 y 170 msnm.

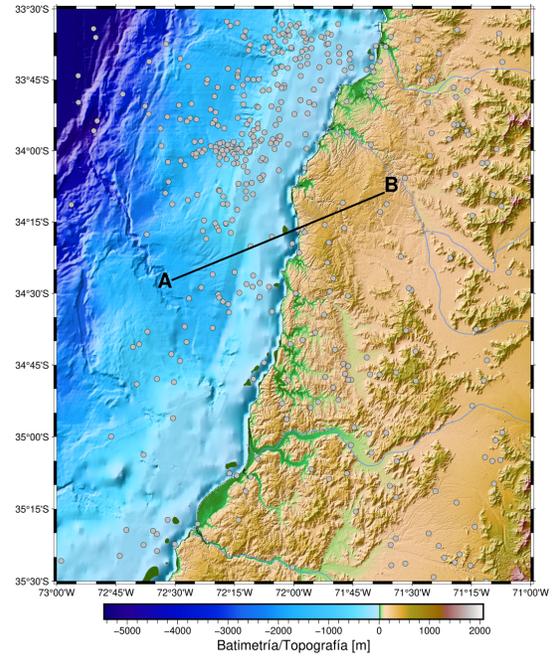
Por otro lado, en la zona Norte de la ruptura del terremoto del Maule (2010) 8.8 Mw, se observó una secuencia de sismos corticales que se extendieron desde el contacto interplaca hasta casi la superficie (Ryder et al., 2012; Farías et al., 2011; Lange et al., 2012). Esta actividad cortical se prolongó por varios meses, iniciando con algunos de los eventos de mayor magnitud de la zona el 11 de marzo de 2010, los cuales, con magnitudes 7.0 Mw y 6.9 según el Global CMT (solución global del tensor de momento centroide, <https://www.globalcmt.org/>), presentaron mecanismos focales compatibles con fallamiento normal (Farías et al., 2011; J. A. Ruiz et al., 2014). Dicha secuencia sísmica, denominada como “Serie de Pichilemu” para este trabajo, puede asociarse a la deformación extensional, desencadenada por el aumento de *stress* de Coulomb durante terremotos de subducción. Además, las alteraciones en el campo de esfuerzos producidas por el terremoto del Maule, sumado al probable aumento de circulación de fluidos en zonas de debilidad cortical preexistente en el antearco, habrían favorecido la ocurrencia del fallamiento normal intraplaca continental Mw 7.0 (Farías et al., 2011; Aron et al., 2013).

La secuencia de eventos asociados con los terremotos del 11 de marzo cuentan con un conjunto de réplicas de 350 eventos con magnitud mayor a 4 (Farías et al., 2011) que ocurrieron dentro de las primeras 24 horas después de las réplicas más grandes (6.9 y 7.0 Mw) y los dos eventos posteriores más importantes (5.9 y 5.3 Mw) que ocurrieron el 2 y el 21 de mayo respectivamente.

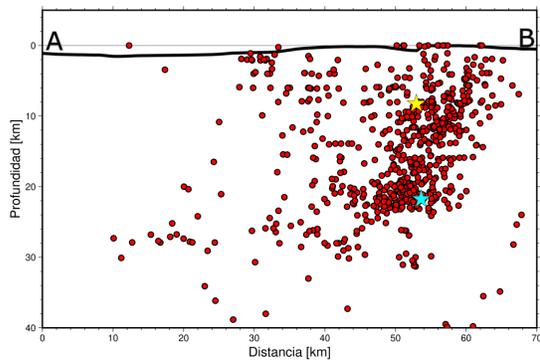
a) Eventos Intraplaca Pichilemu 11/03/2010-05/06/2010



c) Eventos 26/03/1990-27/01/2010



b)



d)

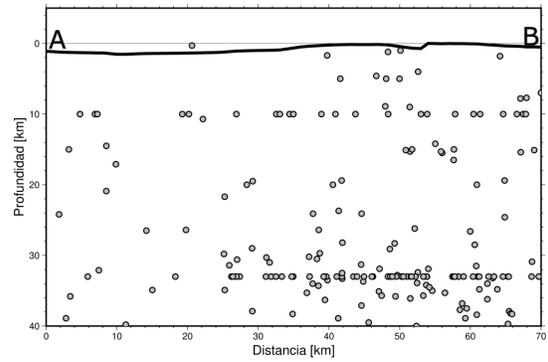


Figura 2.2: Sismicidad de la zona de estudio. [a] Sismicidad entre el 11/03/2010 y 05/06/2010. Se señalan los mecanismos focales de los dos eventos de la Serie de Pichilemu. Los epicentros se señalan con una estrella amarilla para el primero y con una estrella cyan para el segundo; datos de (Calle-Gardella et al., 2021); [b] Perfil AB de sismicidad de la figura "a" en corte con hipocentros de los eventos de la Serie de Pichilemu señalados; [c]

Al estudiar la sismicidad de la zona de Pichilemu, desde la activación de las fallas hasta los 3 meses siguientes, se observa una gran cantidad de terremotos en las cercanías (Fig. 2.2.a.), los cuales fueron registrados por una red local (Farías et al., 2011; Calle-Gardella et al., 2021), donde al observar un perfil en vista en corte se ve claramente un volumen de sismicidad que sugiere la ubicación de la falla principal (Fig. 2.2.b.). En particular, el perfil de esta figura fue realizado en base a los resultados propuestos por Jara-Muñoz et al. (2022), donde en dicho estudio se utilizó la sismicidad para fijar la geometría de la falla principal.

Por otro lado, la sismicidad acumulada histórica de los últimos 30 años en la zona (Fig. 2.2.c.) indica que no hay sismicidad que se asemeje a la presentada durante los 3 meses posteriores a la Serie de Pichilemu. Dicho lo anterior, es importante considerar que los hipocentros de estos terremotos son calculados con datos telesísmicos, por lo que tienen un error asociado de varios kilómetros, es más, en la proyección del perfil en corte (Fig. 2.2.d.) se observan agrupaciones de sismos a la misma profundidad, en este caso a las profundidades de 10 [km] y aproximadamente 33 [km], lo cual corresponde a artefactos de localización. Aún así, la cantidad de sismicidad al comparar 3 meses con 30 años podría ser un indicador de que hubo un cambio significativo en la zona, pero también podría tratarse de un problema de muestreo espacio-temporal en cuanto a la cantidad de estaciones a lo largo de los años.

El registro instrumental de terremotos, durante el último siglo en los Andes del Sur, ha mostrado pocos sismos en la corteza, lo que puede estar asociado a la falta de una red de monitoreo lo suficientemente densa, por lo que principalmente se cuenta con registros de redes globales (telesísmicos). Dichos terremotos registrados se resumen en la tabla 2.1, donde destaca que según los registros, no ocurrió un terremoto superficial de magnitud de momento cercano a 7, hasta la Serie de Pichilemu en el 2010.

Tabla 2.1: Registro de terremotos en la corteza de los Andes del Sur, no asociados directamente al ciclo sísmico de subducción, entre 1949 y 2021. Basado en (Santibáñez et al., 2019; J. A. Ruiz et al., 2014).

Nombre	Año	Magnitud	Referencia
Las Melosas	1958	Mw 6.3	Alvarado et al. (2009)
Aroma o Chusmiza	2001	Mw 6.3	Legrand et al. (2007)
Curicó o Teno	2004	Mw 6.5	González (2008)
Fiordo Aysén	2007	Mw 6.2	Legrand et al. (2011)
Pichilemu	2010	Mw 7.0 y 6.9	J. A. Ruiz et al. (2014)
Salta	2010	Mw 6.1	Scott et al. (2014)
El Melado	2012	Mw 6.2	Sielfeld et al. (2019)
San Juan	2021	Mw 6.5	Ammirati et al. (2022)

Según Aron et al. (2012); Farías et al. (2011); Jara-Muñoz et al. (2022), las Fallas de Pichilemu son fallas ciegas, es decir, que son estructuras geológicas cuyas rupturas no alcanzan la superficie terrestre (Watterson, 1986), por lo que ocultan su potencial sismogénico y hacen difícil estudiar sus características. El común de las fallas ciegas generalmente se encuentran en cuencas sedimentarias, donde la propagación de la punta de la falla no logra llegar a la superficie a través de la gruesa capa sedimentaria (Coleman et al., 2019). Por el contrario, este no es el caso de las fallas de Pichilemu, donde se ven afectadas principalmente las rocas cristalinas del basamento. Además, según algunos estudios (ejemplo, Jara-Muñoz et al. (2022)) las fallas de Pichilemu acumulan deformación permanente sólo durante el desli-

zamiento que es desencadenado por megaterremotos, como es el caso de estos eventos en la zona observados después del terremoto del Maule.

2.4. Otro caso de estudio

El día 11 de marzo del 2011 a las 14:46 JST (hora de Japón) ocurrió un evento Mw 9.0 frente a la costa del Pacífico de Tohoku, Japón (en lo sucesivo denominado: terremoto de Tohoku). Dicho terremoto generó más de 50 [m] de deslizamiento en la interfaz entre la placa del Pacífico que subducta a la placa superior (por ej., Ito et al. (2011); Simons et al. (2011); Yamazaki et al. (2011)), rompiendo una zona de 450 [km] de largo en la dirección NNE-SSW y 200 [km] de ancho.

El terremoto de Tohoku provocó cambios de tensión significativos en la mitad oriental de la isla de Honshu, lo que causó la excitación de una actividad sísmica generalizada (por ej., T. Okada et al. (2011); Toda et al. (2011)) y cambios en el tipo de mecanismos focales en y alrededor del área focal (Asano et al., 2011).

Luego del evento principal, se puede decir que la actividad inducida más inesperada ocurrió en una región cerca de la costa del Pacífico, debajo de la frontera entre las prefecturas de Fukushima e Ibaraki (Imanishi et al., 2012). Donde, a diferencia de otras partes del Este de Honshu, esta área se caracterizaba anteriormente por niveles muy bajos de actividad sísmica de base (A. Kato et al., 2011; Imanishi et al., 2012), registrándose una secuencia inusual de terremotos (Fig. 2.3) compatibles con fallamiento normal poco profunda similar a un enjambre sísmico, conteniendo un terremoto Mj 7.0 el 11 de abril (Mw 6.6), junto con 24 terremotos de magnitud moderada ($5.0 \leq M_j \leq 6.4$) al 31 de diciembre de 2011, siendo Mj una magnitud determinada por el Servicio Meteorológico de Japón (JMA). El catálogo de terremotos del JMA definió la zona de ruptura en 80 [km] de extensión a lo largo de la dirección del *strike*; la mayoría de los eventos ocurrieron a profundidades menores de 15 [km]. Los mecanismos focales de estos terremotos fueron del tipo de falla normal con direcciones de extensión aproximadamente E-W o NW-SE (Imanishi et al., 2012).

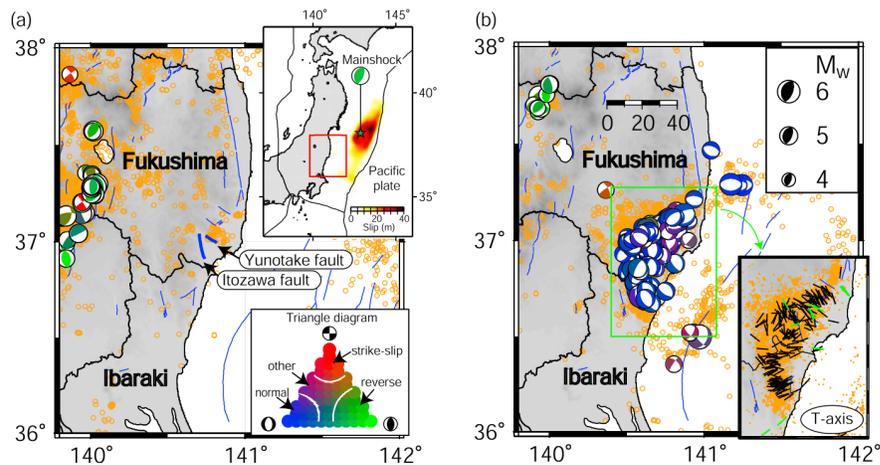


Figura 2.3: Figura de Imanishi et al. (2012). Se muestra la distribución espacial de las soluciones del tensor de momento neto a menos de 15 km [a] antes del terremoto de Tohoku de 2011 (1 de enero de 2000 al 10 de marzo de 2011) y [b] después del terremoto (11 de marzo al 31 de diciembre de 2011). Se utilizan diferentes colores para diferenciar los mecanismos de fallas inversas (verde), de deslizamiento (rojo) y normales (azul); Las fallas activas están representadas por líneas azules.

En base a los análisis de los mecanismos focales de los microterremotos que ocurrieron antes y después del terremoto de Tohoku, A. Kato et al. (2011) sugirieron que el campo de tensión cambió abruptamente de compresión horizontal a extensión en la región norte de Ibaraki, mientras que Imanishi et al. (2012) afirmaron que la región sur de Fukushima, superpuesta con el área de estudio de A. Kato et al. (2011) y extendiéndose ligeramente hacia el noreste, debería haber estado sujeto a un régimen de estrés de fallamiento normal incluso antes de marzo de 2011.

En la zona definida por el enjambre sísmico se hallaban 2 fallas activas poco estudiadas, las fallas de Itozawa y Yunotake, del tipo *strike-slip* y de fallamiento normal respectivamente. Los estudios de campo revelan que ambas fallas rompieron durante el terremoto M_j 7.0 y que sus rupturas superficiales estaban formadas por escarpes de fallas normales con desplazamientos de hasta 2 [m] (por ej., Otsubo et al. (2012)). Según el estudio de Fukushima et al. (2013) realizado analizando un interferograma ALOS del terremoto M_j 7.0, las discontinuidades máximas de desplazamiento LOS a través de las fallas de Itozawa y Yunodake fueron de 1.50 [m] y 0.85 [m], respectivamente.

Otro evento ocurrió el 19 de marzo del 2011, de 5.8 M_w en el norte de Ibaraki y al Este de la línea tectónica del sur de Tanakura, en la falla de Mochiyama, donde previamente al terremoto de Tohoku no se conocía ninguna falla activa en la región de Ibaraki. La deformación de la corteza más concentrada se encuentra a unos 10 [km] al Oeste de la ciudad de Kitaibaraki (Kobayashi et al., 2011). Posteriormente, el 28 de diciembre de 2016, ocurrió un terremoto 5.8 M_w de similares características y en la misma falla, donde Fukushima et al. (2018) infiere que la rápida y gran deformación postsísmica del terremoto de Tohoku de 2011 promovió el primer deslizamiento (19 de marzo 2011) e hizo que el segundo terremoto se repitiera en solo 5.8 años. El reciente estudio de Wimpenny et al. (2023) demuestra que el área de ruptura en la falla de Mochiyama solo podría haberse recargado entre un 50 y un 80 por ciento de la caída de tensión del terremoto de 2011 (3–10 MPa) entre el evento del 19 de marzo del 2011 y el posterior terremoto de 2016. La mayor parte de esta recarga fue causada por un

deslizamiento alrededor del área de ruptura impulsado por los cambios de tensión de los terremotos de Mochiyama y Tohoku-oki de 2011 (Wimpenny et al., 2023).

Llama la atención que muchos de los terremotos registrados de la actividad postsísmica del terremoto de Tohoku son del tipo de falla normal, que no es lo típico para la región, la cual se caracterizaba por movimientos inversos/*strike-slip*, lo que refleja la carga de la placa en una dirección este-oeste. Kobayashi et al. (2011) sugiere una posible relación causal con el evento Mw 9.0. Es importante señalar que se considera que la corteza a lo largo de la zona costera nororiental de Japón está sujeta a un fuerte cambio de tensión extensional debido al deslizamiento inverso de la falla del terremoto de Tohoku y la posterior actividad postsísmica, que presumiblemente desencadenó el deslizamiento de falla normal. El cálculo de cambio de estrés de Coulomb sugiere que el terremoto de Tohoku promovió el evento Mj 6.1 (Kobayashi et al., 2011).

Capítulo 3

Metodología

A continuación se presentan los métodos, técnicas y modelamiento utilizados para la obtención de resultados analizados más adelante.

3.1. Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR)

Para la medición de desplazamiento en la superficie terrestre, que abarca de metros a milímetros, se utiliza la técnica de InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) diferencial. En esta sección se realiza un resumen de la técnica basado en diversas fuentes (por ej., Rosen et al. (2000); Simons y Rosen (2007, 2015); Massonnet y Souyris (2008); Lu et al. (2014)), donde se explica todo exhaustivamente.

Los sistemas de radar se conforman por un transmisor de radio, un receptor, una antena y un sistema de almacenamiento de datos (Dzurisin et al., 2007).

Las imágenes satelitales se obtienen a partir de un sistema de radar llamado Radar de Apertura Sintética (SAR). Éste utiliza técnicas de procesamiento de imágenes para sintetizar una gran antena virtual, que proporciona una resolución espacial mucho mayor que la que resulta de un radar de apertura real. Por otro lado, los Radares de Apertura Real (RAR) tienen una resolución de *azimuth* determinada por el ancho del haz de la antena, de modo que es proporcional a la distancia entre el radar y el objetivo (rango inclinado), la cual es cientos de veces más corta que la antena sintética que opera con una secuencia de señales registradas en la memoria del sistema (Radar course ERS 2, ESA). Si se utilizara un radar de apertura real, la capacidad de resolver dos objetivos diferentes separados por una distancia x a lo largo del *azimuth* es inverso a la longitud de la antena del radar.

Estos sistemas de radar envían pulsos de radiación electromagnética en el espectro de microondas hacia el suelo, que rebotan en los dispersores en la superficie de la Tierra. Posteriormente los ecos son recibidos por el sensor del satélite y ordenados en un sistema de coordenadas en dos dimensiones como una imagen, ya que la señal del radar está distribuida a lo largo de la apertura sintética. Dichas dimensiones son:

- *Range*, el cual es perpendicular a la trayectoria de vuelo del satélite (*across track*).
- *Azimuth*, paralela a la trayectoria de vuelo del satélite (*along track*).

El sensor de radar posee una “vista” hacia un lado (*right/left looking*), en vez de vertical, para así garantizar una distancia inequívoca entre el sensor y los objetivos, si no, se mezclarían los pulsos en *range* ((Dzurisin et al., 2007; Moreira et al., 2013)).

La capacidad de resolver dos objetivos diferentes en el suelo en la dirección del alcance (resolución) depende del ángulo de incidencia del sensor β , de la duración del pulso emitido τ_d (3.2) y de las tres frecuencias fundamentales: *carrier frequency*, *range bandwidth* y *pulse repetition frequency*.

El pulso de radar emitido tiene una frecuencia central y una longitud de onda definida. Los radares operan en la porción de microondas del espectro electromagnético, que abarca longitudes de onda de 1 [m] a 1 [mm], o de manera equivalente, frecuencias de 300 [MHz] a 300 [GHz] (Lu et al., 2014), aunque para observaciones terrestres el rango suele ser entre 1-10 [GHz]. Las bandas de longitud de onda más comunes son las bandas X, C y L, las cuales se muestran en la Tabla 3.1. La longitud de onda determina muchas propiedades del pulso de radar, como la profundidad de penetración o la distancia de propagación (Massonnet y Souyris, 2008).

Tabla 3.1: Bandas de longitud de onda más comunes, centradas en longitudes de onda (λ) respectivas.

Banda	λ [cm]
X	3.1
C	5.7
L	23.6

La resolución de las imágenes SAR que puede alcanzar un radar se aumenta creando una antena sintética más grande, gracias al análisis digital de señales, del cuál en un primer orden destacan 3 procesos que buscan aumentar la resolución en *range* y *azimuth*. Éstos son:

- *Range compression*: Es una técnica para aumentar la resolución en *range* del radar. Convoluciona la señal de *range* recibida con el *chirp* (FM) que se envió, el cual corresponde a una señal modulada en frecuencia. Los ecos del radar son asignados a su celda respectiva con un *matched filter*, cuya función principal es detectar la presencia de una señal conocida, o referencia, dentro de una señal recibida.
- *Range migration*: Corresponde a un proceso para eliminar la distorsión geométrica que ocurre cuando las imágenes SAR se forman bajo el supuesto de que el sensor remoto mira estrictamente *side-looking* (Tilley y Yemc, 1994). Utiliza algoritmos en el dominio de número de onda de Fourier para dicha corrección. Se puede observar una imagen ilustrativa en la Figura 3.1.

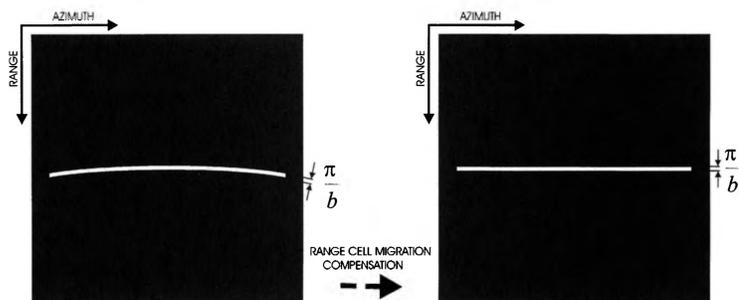


Figura 3.1: Objetivo puntual situado sobre un fondo absorbente. *Range cell migration compensation*. Figura original de Franceschetti y Lanari (2018).

- *Azimuth compression*: Es una técnica para aumentar la resolución en *azimuth* del radar. La señal emitida por el radar experimenta el efecto Doppler, es decir, una variación en la frecuencia producto del movimiento del satélite. La frecuencia Doppler es única para cada punto. Se convoluciona una línea de *azimuth* con la función de referencia (*chirp* FM), donde la fase de la onda depende de la frecuencia Doppler y su variación. También se utiliza un *matched filter* para asignar los ecos del radar a su celda respectiva.

La resolución de *azimuth* está directamente relacionada con la apertura del haz αb , tal que dicha apertura es proporcional a $\frac{\lambda}{L}$, siendo L longitud de la antena del radar, (ver Figura 3.2). Los objetivos se pueden resolver cuando $\frac{\lambda}{L} < \frac{x}{R}$, donde R es la distancia *slant range*. Teniendo en cuenta un sensor SAR en un satélite con $R \approx 1000$ [km], la longitud de la antena tendría que ser demasiado larga (¡5 [km]!) para obtener una resolución fina de *azimuth* de decenas de metros, suponiendo que $\lambda \approx 5$ [cm] (Curlander y McDonough, 1991; Franceschetti y Lanari, 2018; Massonnet y Souyris, 2008).

El tamaño de pixel del *range* en superficie p_g , depende de la frecuencia de muestreo de *range* f_r , a través de la relación $p_g = \frac{c}{2f_r \sin(\theta)}$, donde θ es el ángulo de observación del sensor respecto a la vertical (Fig. 3.2) y c es la velocidad de la luz en el vacío. Por otro lado, el tamaño de pixel en *azimuth* p_a , está determinado por la frecuencia de repetición del pulso (PRF) tal que $p_a = \frac{v}{PRF}$, donde v es la velocidad de la plataforma del sensor (Cumming y Wong, 2005).

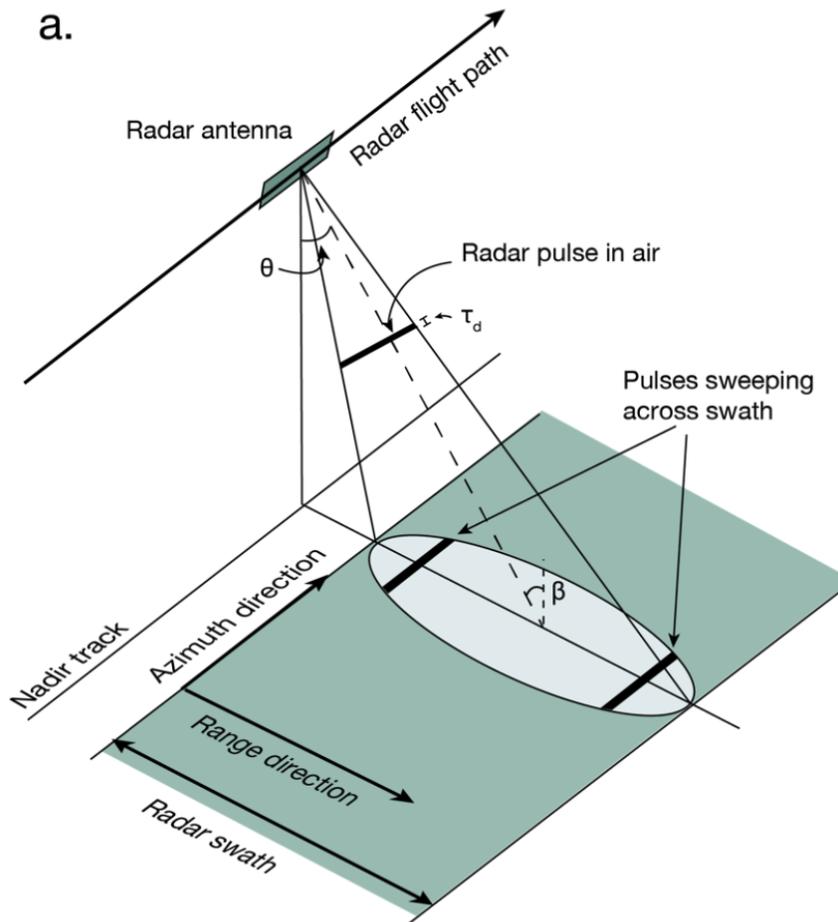


Figura 3.2: Geometría de adquisición del radar, que indica la dirección de *azimuth* y *range* (paralela y perpendicular al vuelo del satélite) y el pulso que se dirige a la superficie. La duración del pulso es τ_d . El ángulo de mirada promedio, θ , y el ángulo de incidencia promedio, β , se miden en el centro de la franja. Figura original de Simons y Rosen (2015), adaptada por Shreve (2020).

Después de las operaciones de *focusing* mediante el algoritmo *range-Doppler* de los ecos electromagnéticos (sin procesar), el formato de imagen obtenido se denomina “*Single Look Complex*” o SLC. La mayoría de las imágenes SAR disponibles se pueden descargar de los catálogos de las agencias espaciales directamente en formato SLC.

3.2. Imágenes utilizadas y Procesamiento de interferogramas

3.2.1. Imágenes SAR: ALOS y ENVISAT

En este trabajo se utilizaron imágenes SAR de las misiones ALOS-PALSAR (ALOS) y ENVISAT. A continuación se detallan cuáles son sus especificaciones espacio-temporales.

De la misión ALOS, se obtuvieron imágenes SAR entre los años 2007 y 2011, es decir, todos los datos disponibles, con 18 fechas de imágenes ascendentes tomadas de la misión ALOS (Tabla 3.2) utilizando el *track* 114 en dirección ascendente y los *frames* 6480-6490,

que posteriormente fueron concatenados. Por otro lado, se obtuvieron 3 imágenes SAR ascendentes para el año 2010 de la misión ENVISAT en formato SLC, que cubrieran el periodo cósmico de estudio.

Además, se utilizaron 3 fechas de imágenes SAR descendentes entre 26/03/2010 y 17/09/2010 del *track* 53, contemplando un periodo completo de cerca de 6 meses.

Finalmente se obtuvieron 3 imágenes SAR ascendentes de la misión ENVISAT para los años 2010 y 2011.

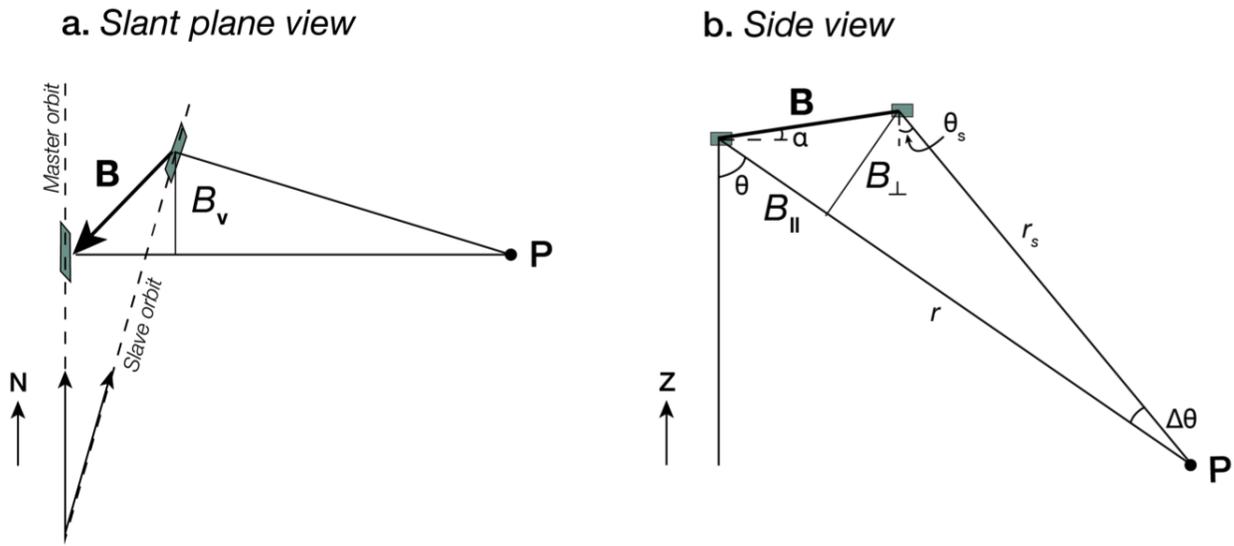
Tabla 3.2: Especificaciones de las imágenes SAR utilizadas en este estudio.

Fecha de adquisición	Misión	Dirección de adquisición	Track	Frame
01/03/2007	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
01/09/2007	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
02/12/2007	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
03/03/2008	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
18/04/2008	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
03/09/2008	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
19/10/2008	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
06/03/2009	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
06/09/2009	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
22/10/2009	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
22/01/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
09/03/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
24/04/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
09/06/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
09/09/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
25/10/2010	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
25/01/2011	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
12/03/2011	<i>ALOS</i>	<i>Ascendente</i>	114	6480-6490
06/03/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	261	6489
10/04/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	261	6485
15/05/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	261	6489
12/12/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	219	6471
12/03/2011	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	219	6471
11/04/2011	<i>ENVISAT</i>	<i>Ascendente</i>	219	6471
26/03/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Descendente</i>	53	4293-4311
04/06/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Descendente</i>	53	4293-4311
17/09/2010	<i>ENVISAT</i>	<i>Descendente</i>	53	4293-4311

3.2.2. Procesamiento de un interferograma

Para procesar un interferograma, se requieren dos imágenes SAR adquiridas en diferentes momentos por el mismo sensor y en la misma trayectoria orbital.

La diferencia de posición entre el satélite en las dos adquisiciones se denomina línea base B (Fig. 3.3), donde la línea base perpendicular, B_{\perp} , simplificado para órbitas planas, puede ser calculada por $B_{\perp} = B \cos(\theta - \alpha)$ (con α el ángulo de la línea base relativo a un plano horizontal). Estos cambios teóricos no asumen ninguna topografía. La línea base perpendicular se encuentra también representada en la Figura 3.4, la cual muestra un esquema de adquisición de datos de InSAR que utiliza dos aperturas separadas por una línea de base (\vec{B}). Además se observa que dos adquisiciones SAR pueden ser sensibles a la topografía si B_{\perp} es largo. Si esta diferencia en distancia es significativa, se podría producir una pérdida de coherencia y mayor sensibilidad a errores de DEM (Zebker y Villasenor, 1992), lo cual se abordará más adelante. Es importante destacar que el *software* utilizado considera la complejidad de órbitas en 3D.



Adapted from Sansosti et al, 2006

Figura 3.3: Línea de base orbital. [a] Vista de plano inclinado de las órbitas de los satélites (líneas punteadas) durante las adquisiciones primaria y secundaria. B corresponde a la línea de base entre las dos posiciones de los satélites mientras se toman imágenes del punto P en el suelo. Se muestra que la inclinación de la órbita de la geometría de referencia es norte-sur. [b] Vista lateral del satélite durante las adquisiciones primaria y secundaria. La línea de base perpendicular es B_{\perp} , la línea de base paralela es B_{\parallel} . Figuras originales de Sansosti et al. (2006) adaptadas por Shreve (2020).

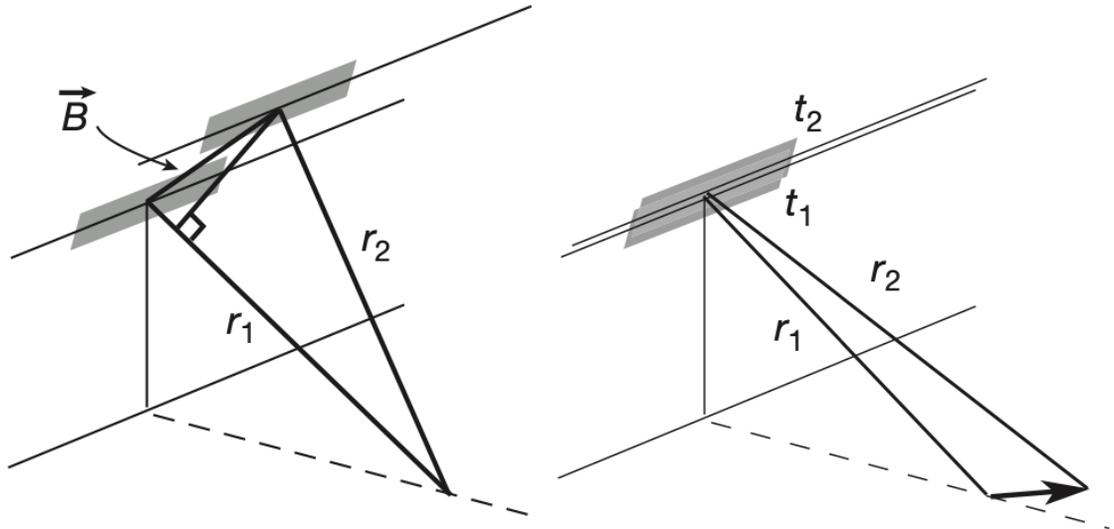


Figura 3.4: Esquema de adquisición de datos de InSAR que utiliza dos aperturas separadas por una línea de base (\vec{B}). Con esta diferencia de fase entre las aperturas, el *range* y la línea base se puede utilizar para inferir la forma precisa del triángulo de imagen para derivar la altura topográfica del punto de la imagen con el teorema del coseno. A la izquierda, existe una diferencia en *range* porque la escena se ve desde dos puntos de vista diferentes. A la derecha, se genera una diferencia en *range* por un cambio en la posición de la escena de un momento al siguiente, tomado desde el mismo punto de vista. Figura tomada de Simons y Rosen (2015).

En la Figura 3.5 se observa la diferencia en distancia en metros (indicado en el eje Y como B_{perp}) con respecto a dónde se encontraba el satélite cuando tomó la primera imagen para éste trabajo por la misión ALOS, correspondiente el día 01/03/2007. En dicha figura se puede visualizar que para el caso del satélite ALOS, éste está programado para desviarse hasta máximo un tubo orbital aproximado de ± 3000 [m], lo que indicaría que éstas imágenes tienen un margen de error importante, donde podrían introducirse señales topográficas indeseadas, de las cuales se hablará más adelante. El B_{perp} es principalmente un problema para misiones ERS, ENVISAT, CSK, ALOS y SAOCOM'1. Aunque como se menciona anteriormente hay maneras de disminuir y, dependiendo de la calidad de los datos, hasta eliminar en su mayoría estos efectos utilizando pares *small baseline*.

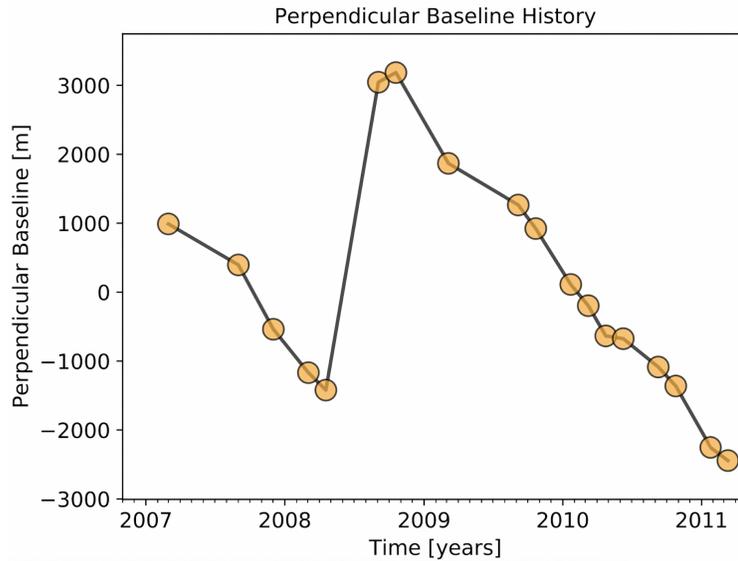


Figura 3.5: Gráfico de la base perpendicular (B_{perp}) para imágenes satelitales ascendentes del satélite ALOS (*path* 114). Los puntos amarillos corresponden a imágenes.

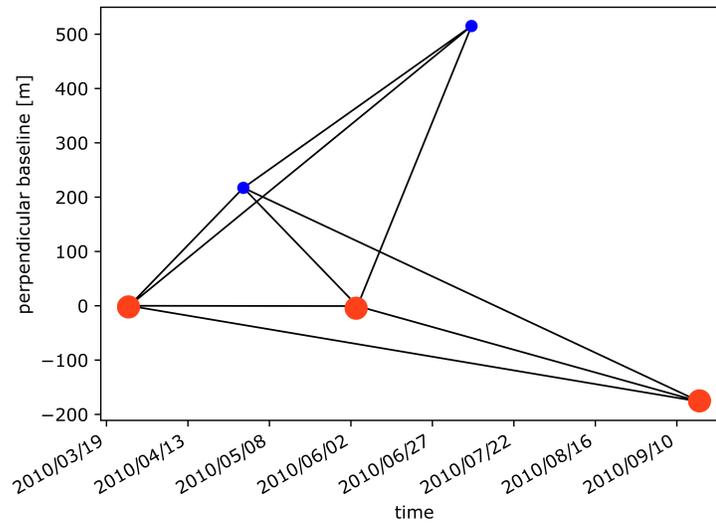


Figura 3.6: Gráfico de la base perpendicular (B_{perp}) para imágenes satelitales descendentes del satélite ENVISAT (*path* 53). Los puntos rojos corresponden a las imágenes utilizadas para el *stack* de interferogramas postsísmico.

Dado que cualquier cambio entre adquisiciones como: separación orbital, polarización, haz del radar, ángulo de visión y separación espectral da como resultado una distorsión entre las imágenes SAR, se debe realizar un corregistro de éstas, aunque esto tiene sus limitaciones (ej: gran diferencia en el ángulo de *squint* o centroide Doppler).

El corregistro es el proceso de alinear una imagen con respecto a otra para que los pixeles correspondientes, en cada imagen, vean el mismo objetivo con una precisión de una fracción de pixel.

Las imágenes ALOS y ENVISAT ascendentes (2007 a 2010) fueron procesadas con el módulo *stripmap stack processor* del *software* ISCE de JPL (Jet Propulsion Laboratory, NASA). Por otro lado, para las imágenes ENVISAT descendentes, el procesamiento se realizó con el *software* NSBAS de ISTERRE/IPGP (*l'Institut des Sciences de la Terre, Institut de physique du globe de Paris*), por Francisco Delgado, generando un *stack* de interferogramas para el periodo postsísmico. Además del procesamiento, también por Francisco Delgado, de las imágenes ENVISAT ascendentes (12/12/2010-12/03/2011-11/04/2011) con NSBAS, para la obtención de 2 interferogramas.

Para el caso de ISCE, el corregistro se hace calculando primero los parámetros orbitales (órbitas) del satélite durante cada adquisición y utilizando un Modelo de elevación digital (DEM) junto a un algoritmo de *cross correlation* normalizada.

Una vez que se han corregistrado las dos adquisiciones de SAR, cada píxel correspondiente debe generar una imagen del mismo objetivo. El interferograma es calculado mediante el producto hermítico de números complejos ($I = Ae^{i\phi_1} * Be^{-i\phi_1}$), donde la fase interferométrica, $\Delta\phi_{int}$, está dada por la suma de las contribuciones señaladas en la ecuación 3.1 (Simons y Rosen, 2015; Shreve, 2020).

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{orb} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{iono} + \Delta\phi_{def} + \Delta\phi_{noise} \quad (3.1)$$

- $\Delta\phi_{orb}$ = Curvatura terrestre, cambio de fase producido por la curvatura aproximada esférica de la Tierra. Se origina en las diferencias orbitales del sensor SAR entre las dos adquisiciones, que se manifiesta como una rampa a lo largo de la imagen en la dirección de *azimuth* y *range*. Las órbitas de los satélites SAR modernos se conocen con gran precisión y la rampa de fase orbital se puede calcular y eliminar.
- $\Delta\phi_{topo}$ = Fase topográfica, contribución de fase debido a la topografía, ya que si B_{perp} no es cero, entonces el interferograma es sensible a la topografía. Puede ser removida al contar con un DEM (Modelo de Elevación Digital) de la zona.
- $\Delta\phi_{atmo}$ = Fase troposférica, los retrasos se deben a variaciones atmosféricas espaciales y temporales en la presión, la temperatura y el contenido de vapor de agua (Zebker et al., 1997; Jolivet et al., 2011). Esta contribución atmosférica se puede eliminar de varias formas, una de ellas es ajustando un polinomio a la elevación versus el retraso de fase (Remy et al., 2003), utilizando modelos atmosféricos y filtrado espacial y temporal.
- $\Delta\phi_{iono}$ = Fase ionosférica, errores de fase debido a que cuando las señales SAR se propagan a través de la ionosfera, su fase y polarización cambian (Brcic et al., 2010; Pi et al., 2011). Los efectos ionosféricos son más prominentes para señales de longitud de onda larga (por ejemplo, banda L: $\lambda \approx 24cm$). Es posible estimar empíricamente la contribución de fase ionosférica y eliminarla (Simons y Rosen, 2007).
- $\Delta\phi_{def}$ = Deformación, el desplazamiento del suelo en la línea de visión (LOS) del radar entre las dos adquisiciones.
- $\Delta\phi_{noise}$ = Ruido, intrínseco del sistema junto a los efectos no modelados, como por ejemplo la humedad, cambios de reflectancia de la superficie, errores de DEM, etc. No hay modelo determinístico que los remueva.

Para InSAR, el término que deseamos aislar es $\Delta\phi_{def}$ = deformación, donde idealmente todas las demás contribuciones que enmascaran esta señal deberían eliminarse.

Una vez calculado $\Delta\phi_{def}$ en el dominio $[-\pi, \pi]$, se obtiene un interferograma enrollado o *wrapped*, debido a que se calcula como $Arctan(Im(\phi), Real(\phi))$.

En la Figura 3.7, se presenta un ejemplo de cómo leer un interferograma enrollado. En este caso, la zona de estudio en la segunda imagen (t_2) se habría desplazado en comparación a la primera imagen (t_1) y a cada $\lambda/2$ detectada se genera un cambio de fase (*fringe*), es decir, si el cambio en distancia entre el satélite y la superficie es un ciclo de fase, eso equivale a un cambio de distancia de media longitud de onda ($\lambda/2$).

ALOS utiliza la banda-L, por ende la longitud de onda λ corresponde a 23.8 [cm] aproximadamente, por lo tanto cada *fringe* en un interferograma enrollado correspondería a ~ 12 [cm] ($\lambda/2$) de desplazamiento en la dirección de vuelo del satélite (LOS). ENVISAT utiliza la banda-c y la longitud de onda corresponde a 5.63 [cm], por lo tanto cada *fringe* en un interferograma enrollado detecta aproximadamente 3 [cm] de desplazamiento.

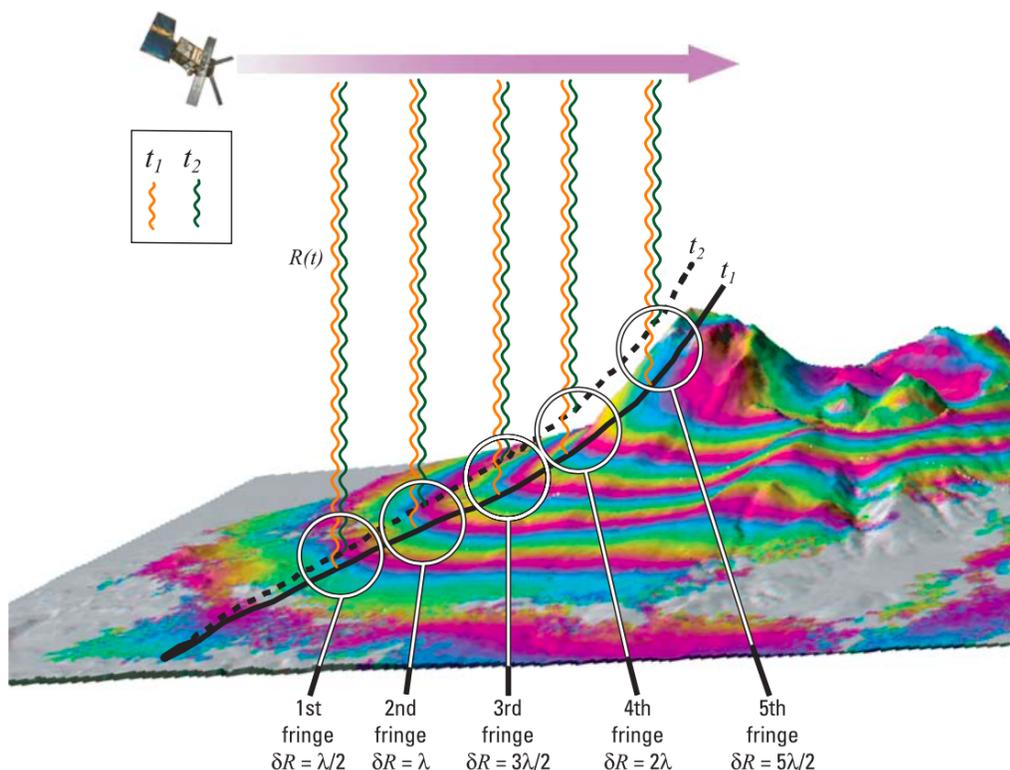


Figura 3.7: Figura representativa de cómo leer un interferograma. El satélite sigue una trayectoria definida, t_1 corresponde al tiempo en que se toma la primera imagen y t_2 al de la segunda imagen. Cada *fringe* corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas. Figura original de Dzurisin et al. (2007).

Luego, se utiliza un algoritmo de *phase unwrapping* para pasar a un continuo en el dominio de $[-\infty, \infty]$.

En el caso del *software* ISCE, se cuenta con cuatro algoritmos de desenvolvimiento de fase, siendo *ICU* (*Integrated Correlation and Unwrapping*) el utilizado en este trabajo, ya que funciona bien con pocas *fringes* y señales suaves, el cual es un algoritmo mejorado de *branch and cut*, siendo una variación del método de corte de residuos de (Goldstein, Zebker, y Werner, 1988). Otra opción existente es el algoritmo *SNAPHU MCF* (*Statistical Network Approach to Phase Unwrapping Minimum Cost Flow*), el cual usa una función de densidad

de probabilidad y flujo en redes.

Una vez que $\Delta\phi_{def}$ ha sido desenrollado, el desplazamiento en metros puede ser calculado como se muestra en la Ecuación 3.2, dando origen a un mapa de deformación en superficie conocido como interferograma.

$$\Delta u_{def} = \frac{-\lambda\Delta\phi_{def}}{4\pi} \quad (3.2)$$

Todo lo anterior ha sido considerando utilizando la geometría del sistema, es decir, la geometría nativa del radar (*slant range* y *azimuth*). Para convertir a coordenadas geográficas y facilitar el uso y entendimiento de los productos se debe realizar un proceso llamado *geocoding*, donde a cada pixel de la imagen se le asigna una ubicación en la superficie de la Tierra, usando un DEM y las órbitas del satélite. Todo esto asumiendo que no han ocurrido cambios topográficos significativos.

Así, a partir de un interferograma será posible analizar e identificar si la zona de estudio presentó deformación en un cierto periodo de tiempo estudiado. Por ejemplo, para un interferograma enrollado, si el cambio de fase es mayor a 2π , entonces se podrá observar que una *fringe* es un cambio de distancia de $(\lambda/2)$, la cual se puede visualizar como la repetición de un patrón de colores en la figura 3.7.

3.2.2.1. Parámetros utilizados

Los parámetros utilizados para el procesamiento de los interferogramas se describen a continuación.

La resolución en *range* de ALOS utilizada es de 20 [m/pixel] (modo FBS de 14 MHz), con un *pixel ratio* de 4, mientras que para ENVISAT es de aproximadamente 22 [m/pixel].

Para ALOS se utilizaron pixeles promediados con 4 *looks* en *range* y 16 *looks* en *azimuth*, mientras que para ENVISAT de 4 *looks* en *range* y 20 *looks* en *azimuth*.

Se utilizó un filtro de 0.5 para ALOS y de 0.8 para ENVISAT. El algoritmo de *phase unwrapping* utilizado fue *ICU* (*Integrated Correlation and Unwrapping*).

Para las imágenes ALOS se utilizó el DEM WGS84 de [30 m/pixel], mientras que para las imágenes ENVISAT se utilizó un DEM SRTM (Misión Topográfica Shuttle Radar) de 30 [m/pixel], donde luego se realizó nuevamente la georeferenciación con el DEM SRTM de 90 [m/pixel].

Gracias al procesamiento descrito de las imágenes SAR, se obtuvieron 60 interferogramas ALOS, donde el periodo de separación de las imágenes va desde un mínimo de 46 días hasta 4 años (realizando las combinaciones respectivas), es decir, que contemplen el periodo completo de estudio. El interferograma ENVISAT ascendente se generó a partir de dos imágenes separadas por un periodo de 35 días.

3.3. Post procesamiento y selección de interferogramas

Para el post procesamiento de los interferogramas se aplicó la corrección ionosférica como se muestra en la Figura 3.8. Se puede observar que para el caso del interferograma de ejemplo, que corresponde al interferograma cosísmico de Pichilemu (Fig. 3.8.a), en la parte superior se logran eliminar unas *fringes* con orientación aproximadamente Este-Oeste, resultando así un interferograma mucho más limpio, es decir, sin la señal dispersiva, como se puede observar en la Figura 3.8.c.

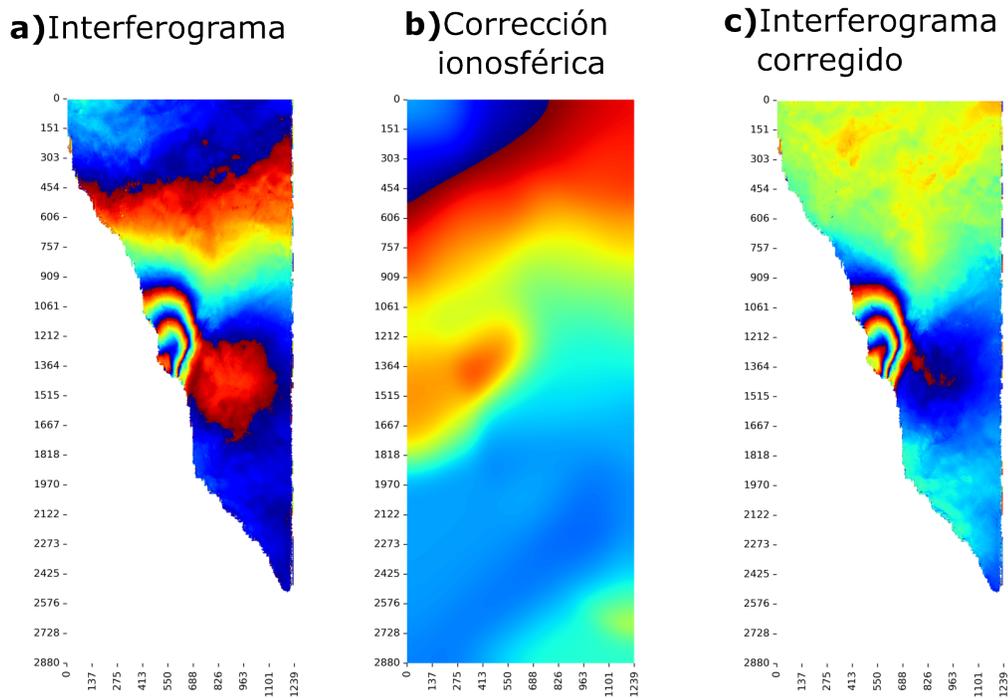


Figura 3.8: [a] Interferograma ALOS del primer terremoto de la Serie de Pichilemu con rayas ionosféricas. [b] Fase dispersiva ionosférica predicha por la corrección de espectro dividido que utiliza interferogramas de sub-banda. [c] Interferograma corregido después de la eliminación de la fase ionosférica dispersiva. Las imágenes se encuentran en coordenadas de radar y con la fase enrollada.

La pérdida de coherencia ocurre cuando han cambiado las propiedades dieléctricas de la superficie y/o el arreglo espacial de los elementos en un pixel de la superficie entre una adquisición y otra. Por ejemplo esto puede ocurrir por factores temporales, como cuando cambia el follaje de los árboles debido a cambios de estación, talas o a nevadas, o por factores espaciales, ya que mientras mayor sea la línea base es más probable que este efecto se amplifique. En Zebker y Villasenor (1992), la coherencia decrece exponencialmente en función del B_{perp} . La pérdida de coherencia, para ENVISAT, puede ocurrir incluso cuando la línea base perpendicular entre las pasadas del satélite es mayor a unos pocos cientos de metros.

Los interferogramas fueron sometidos a un proceso de selección, ya que debían cumplir ciertos criterios, como la coherencia y la calidad de la corrección ionosférica. Se desecharon los que poseían la mayor pérdida de coherencia y se mantuvieron los interferogramas que contaran con una buena corrección ionosférica, es decir, que removiera los artefactos y no creara nuevos, como puede observarse en la figura 3.8. Finalmente se conservaron 40 de los 60 interferogramas iniciales, entre los cuales se encuentran los interferogramas individuales que cubren las fases co- y post-sísmicas de la secuencia de Pichilemu.

3.4. Procesamiento y obtención de series de tiempo InSAR

La serie de tiempo de radar de apertura sintética interferométrica (InSAR) es una técnica geodésica para extraer la evolución temporal de la deformación de la superficie a partir de un conjunto de imágenes SAR (Yunjun et al., 2019). La exactitud y la precisión del historial de desplazamiento de la superficie recuperado están limitadas por la pérdida de coherencia de la señal SAR, el retraso atmosférico y el error de desenrollamiento de fase (*phase unwrapping*). A mayor cantidad de imágenes, mayor será la reducción del ruido atmosférico en los mapas de velocidad finales.

Para poder estudiar las distintas fases del ciclo sísmico de las fallas de Pichilemu se utilizaron los interferogramas seleccionados de la misión ALOS para generar una serie de tiempo de InSAR entre los años 2007 y 2011. Se utilizó para ello el programa MintPy (*Miami InSAR Time-Series* en Python), con el método *Small Baseline* para obtener el desplazamiento de la superficie terrestre en la dirección de vuelo del satélite (1D en el espacio y 1D en el tiempo).

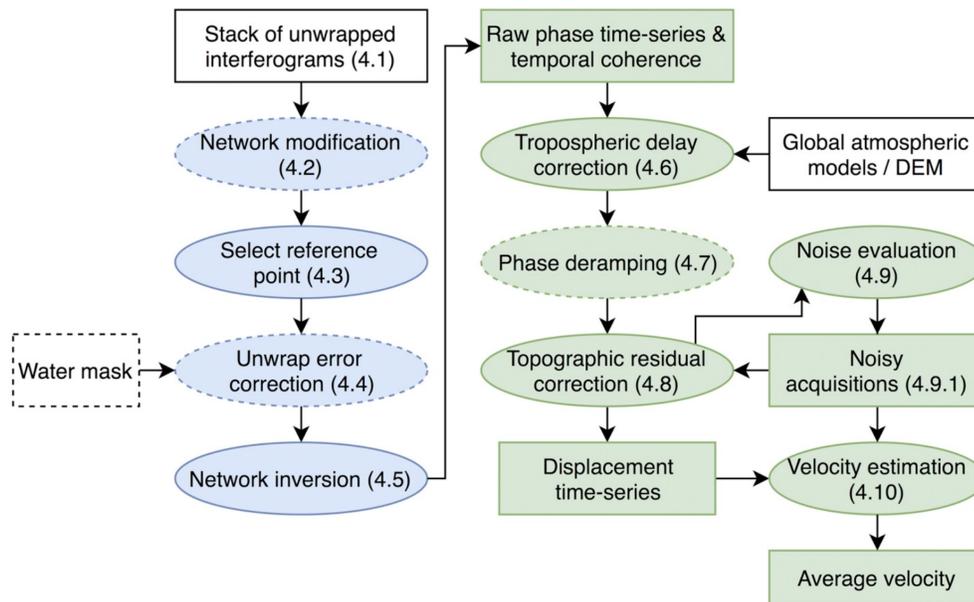


Figura 3.9: Flujo de trabajo del programa Mintpy. Figura de Yunjun et al. (2019).

El flujo de trabajo que utiliza este programa se puede observar en la Figura 3.9. Se utilizó una coherencia mínima de 0.7, es decir, se excluyeron los interferogramas con *coherencia* < *minCoherencia*, lo cual corresponde a una modificación de la red de interferogramas. Posteriormente se designó el pixel de referencia siguiendo los criterios de que debe encontrarse en un área coherente, no estar afectado por turbulencias atmosféricas y lo suficientemente lejos de las fallas de Pichilemu como para no verse afectado por los terremotos estudiados, pero si manteniéndose en el área de estudio.

Para la corrección del error de desenrollamiento de fase se utilizó el método de *bridging* (ver Yunjun et al. (2019), sección 3).

- El *bridging* o esquema de puente, puede describirse como un procedimiento de tres pasos para cada interferograma. El primer paso es identificar regiones confiables utilizando la

información de componentes conectados del algoritmo de *phase unwrapping* (Chen y Zebker, 2001). El segundo paso es construir *bridges* (puentes) dirigidos para conectar todas las regiones confiables minimizando la longitud total del puente y conectando las regiones confiables de cada interferograma, asumiendo que las diferencias de fase entre las regiones vecinas son menores a π rad en magnitud. El tercer paso es estimar para cada puente el desplazamiento de fase de ciclo entero entre las dos regiones.

Luego, se elimina de todo el interferograma una rampa de fase lineal en función de la región confiable más grande, lo cual es lo recomendado para datos de banda L. Dicha señal removida se podría explicar como una señal proveniente de la subducción, un error en los *state vectors*, una señal troposférica o ionosférica residual no corregida por *split spectrum*, por lo tanto correspondería a una baja frecuencia en comparación a la señal de interés para este trabajo, que sería una deformación esperada en las inmediaciones de la zona de fallas de Pichilemu, por lo tanto al remover esta señal de baja frecuencia no se está afectando el fenómeno de interés.

La inversión de la red se formula como una inversión de mínimos cuadrados ponderados (WLS). Se utiliza la opción recomendada por el programa, es decir, el inverso de la covarianza como peso (Tough et al., 1995; Guarnieri y Tebaldini, 2008). La inversión es imparcial para una red de interferogramas totalmente conectada sin múltiples subconjuntos, lo cual se puede observar en la Figura 3.10.

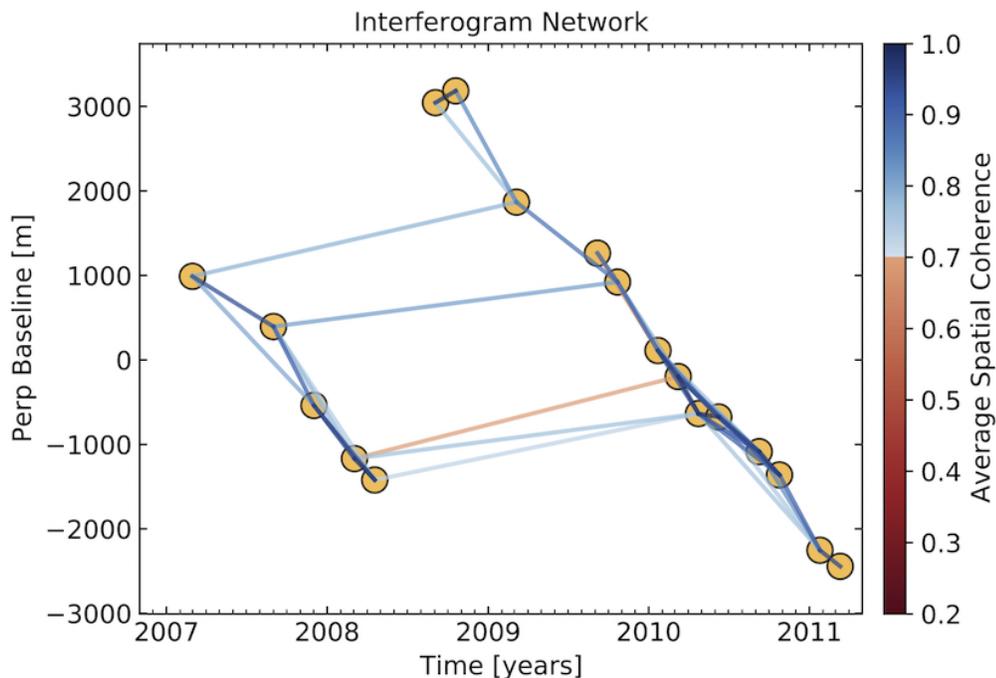


Figura 3.10: Conexiones de la red de imágenes SAR para la obtención de interferogramas en función de la línea base perpendicular (Bperp) y el tiempo. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 12/03/2011.

Finalmente se estima la velocidad media de la serie de tiempo, siendo el programa capaz de entregar la información en coordenadas geográficas. Si se contempla un conjunto de N adquisiciones con tiempos de adquisición de t_1 a t_N , la tasa de deformación (velocidad) se

estima como la pendiente de la recta que mejor se ajusta a la serie temporal de desplazamiento. Las adquisiciones ruidosas de SAR se excluyen por defecto durante la estimación. La desviación estándar de la velocidad estimada, σ_V^{insar} , viene dada por la ecuación (10) de Fattahi y Amelung (2015), como se muestra en la ecuación 3.3. Donde d_i es el cambio en *range* en el tiempo i y \hat{d}_i el cambio de *linear range* predicho.

σ_V^{insar} representa la incertidumbre debida al ruido residual temporalmente aleatorio en la serie temporal de cambio de rango InSAR en un píxel determinado en relación con un píxel de referencia. El programa entrega la información en coordenadas geográficas.

$$\sigma_V^{insar} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (d_i - \hat{d}_i)^2}{(N - 2) \sum_{i=1}^N (t_i - \bar{t})^2}} \quad (3.3)$$

3.5. Inversión InSAR

En general, los modelos de mecanismo focal y geometría de falla, para un evento sísmico, calculados con diferentes métodos y/o conjuntos de datos suelen diferir. El caso de los terremotos de Pichilemu no es distinto a esto, ya que estudios previos han informado diferentes resultados. Es por esta discrepancia entre la información publicada (por ej., (Ryder et al., 2012; J. A. Ruiz et al., 2014; Jara-Muñoz et al., 2022), Global CMT y USGS - Servicio geológico de los Estados Unidos), mayoritariamente telesísmica, que se decidió determinar los parámetros mediante una inversión no lineal. Dicha inversión busca entregar mayor libertad en cuanto al rango de estimación de los parámetros del modelo de manera iterativa, para encontrar la solución óptima.

Para poder determinar los parámetros que describen las fallas de Pichilemu, se utiliza el modelo de Okada (Y. Okada, 1985) para una falla con deslizamiento uniforme, que modela el desplazamiento en superficie por el movimiento de esta dislocación cuasi-estática rectangular.

Se utilizaron los interferogramas cosísmicos de los terremotos de Pichilemu de las misiones ALOS y ENVISAT. Dado el problema que supone la inversión de interferogramas a resolución completa, que es computacionalmente costosa, es que se reduce la cantidad de puntos de datos sin perder información significativa tomando los promedios espaciales apropiados utilizando el algoritmo de *downsampling* de Lohman y Simons (2005) y con matriz de covarianza diagonal, ya que la amplitud de la señal es alta. Ésta técnica proporciona un muestreo denso en regiones donde los datos tienen una varianza más alta debido a que va cambiando el campo de deformación, al tiempo que evita los problemas que tienen otras técnicas de remuestreo cuando se aplican a datos con ruido (Lohman y Simons, 2005).

La inversión para parámetros no lineales se realizó utilizando el algoritmo de vecindad de Sambridge (1999)(NA, por sus siglas en inglés), un método de inversión no lineal que busca iterativamente los parámetros del modelo que mejor se ajustan evitando los mínimos locales, dando la posibilidad de explorar los parámetros dentro de los rangos entregados, en este caso para encontrar el mejor plano de falla, además de mínimos cuadrados para buscar que la predicción del modelo global tenga el mejor ajuste a los datos.

Los parámetros no lineales de la inversión son 8: *strike*, *dip*, *rake*, largo, ancho y las tres componentes del centroide del terremoto.

Durante el procesamiento, primero se invirtió con total libertad el rango de parámetros para determinar las características geométricas de la falla principal de Pichilemu que rompió en el primer evento sísmico. Cabe destacar que se realiza con 1 sola falla ya que no fue posible separar la señal de ambos eventos en el interferograma utilizado, además de que el primer

evento explica bastante bien los datos observados, como se verá en la sección de resultados.

Luego el rango de los parámetros se fue reduciendo de acuerdo a los resultados obtenidos en cada iteración. Finalmente se parametriza el plano de falla según los valores encontrados y se invierte linealmente el deslizamiento mediante mínimos cuadrados, obteniendo el modelo óptimo (*best-fit model*) que se presenta en la sección de resultados.

También se realizó una inversión con una rutina de MATLAB para una fuente rectangular finita con múltiples subfallas que pudieran describir una falla finita con deslizamiento distribuido para el interferograma postsísmico ENVISAT. Dicho modelamiento utiliza parámetros de regularización, para evitar discontinuidades (u oscilaciones) poco realistas en el modelo, siendo la cantidad de suavizado (*smoothing*) elegido según la esquiwa de la Curva L. Gracias a dicho modelo se puede estudiar la magnitud de la energía liberada durante la etapa postsísmica en el mismo plano de falla que el encontrado previamente para el evento principal, además de la distribución del deslizamiento.

3.6. Inversión conjunta

Una inversión conjunta, es decir, que utiliza diferentes conjuntos de datos a la vez, tiene un mayor poder de resolución en comparación con las inversiones separadas y brinda una descripción más sólida de la distribución espacial y temporal del deslizamiento (Delouis et al., 2002), ya que cada tipo de dato registra el mismo evento desde espectros distintos de frecuencia (10^{-7} a 1 [Hz]), y por lo tanto son complementarios (Bravo et al., 2023).

3.6.1. Adquisición y selección de datos sismológicos y geodésicos

Para la obtención de un modelo más robusto de la falla principal, se realizó una inversión conjunta con datos sismológicos telesísmicos y geodésicos (InSAR y GNSS). Dicha inversión busca la obtención de un modelo de ruptura cinemático de alta resolución que muestre la distribución de deslizamiento y otros parámetros de la ruptura que se detallan más adelante. El modelo de ruptura cinemático es capaz de mostrar las heterogeneidades de la ruptura en el plano de falla, por ende teniendo mayor detalle e información del fenómeno a estudiar.

Es importante señalar que para la fecha no habían disponibles datos de acelerómetros en campo cercano, por lo que no pudieron incluirse en la inversión.

Los datos telesísmicos de ambos eventos, para el modelamiento de ondas de volumen, se obtuvieron de la página web de IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), considerando datos en un rango de distancias de 30 a 90 grados del hipocentro (Fig. 3.11). Además, a las ondas P se les aplicó un filtro pasabanda entre 0.01 y 1 [Hz], mientras que para las ondas SH el filtro pasabanda se aplicó entre 0.01 y 0.5 [Hz].

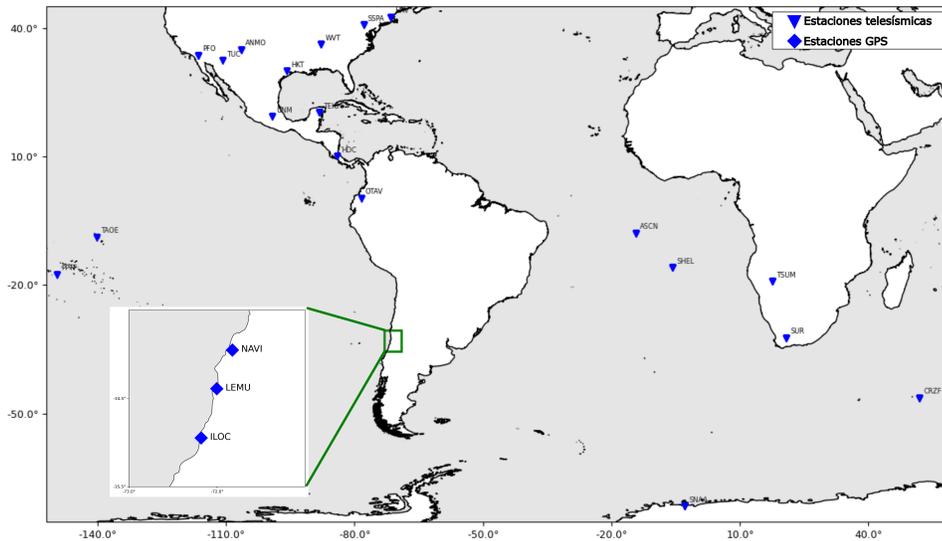


Figura 3.11: Distribución de estaciones telesísmicas utilizadas para la inversión conjunta de la primera ruptura de la Serie de Pichilemu. El cuadro verde representa la zona de estudio de éste trabajo.

Los datos GNSS estáticos, en este caso de GPS, fueron tomados de Ryder et al. (2012), contando con un total de 3 estaciones que midieron el evento principal en 3 componentes (Tabla 3.3; Fig. 3.11), el cálculo del desplazamiento estático se realizó mediante el ajuste de una función Heaviside antes y después del terremoto. En general, las mediciones de GPS de campo cercano son muy útiles para restringir la distribución de deslizamiento de los terremotos y, por lo tanto, aumentan la robustez de la inversión (Graves y Wald, 2001).

Tabla 3.3: Registro de GPS estático del primer terremoto de Pichilemu del 11 de marzo de 2010, tomado de Ryder et al. (2012).

Site	Event	East (mm)	East error (mm)	North (mm)	North error (mm)	Up (mm)	Up error (mm)
NAVI	Event 1	7.52	3.52	15.00	4.12	-12.72	9.69
LEMU	Event 1	-150.08	3.49	-72.14	4.08	-562.03	9.63
ILOC	Event 1	-3.44	3.53	-18.84	4.55	15.26	10.41

Como se observa en la Tabla 3.3 la estación LEMU es la que muestra un desplazamiento significativo, especialmente en la componente vertical, alcanzando una subsidencia de aproximadamente 56 [cm], mientras que las otras 2 estaciones registran cerca de 40 veces menos desplazamiento en el mismo eje.

Finalmente, los datos InSAR utilizados para el primer evento fueron los interferogramas cosísmicos de ALOS y ENVISAT ya mencionados anteriormente. Dichos interferogramas contienen el registro de la señal de 46 y 35 días respectivamente, por lo que cuentan con la señal de ambos terremotos, además de una porción de la señal postsísmica, debido a eso es que no fue posible separar la señal de ambos eventos y no se utilizan estos datos para la inversión de la segunda falla (segundo evento).

Finalmente, para la inversión de la segunda falla se utilizaron solamente datos telesísmicos de un total de 8 estaciones que responden a la distribución geográfica mostrada en la Figura 3.12.

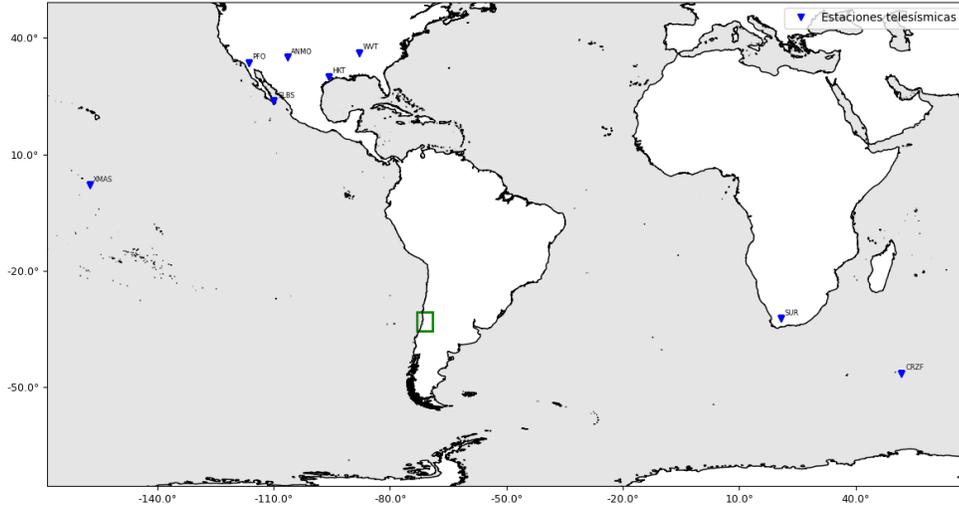


Figura 3.12: Distribución de estaciones sísmicas utilizadas para la inversión de la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. El cuadro verde representa la zona de estudio de éste trabajo.

El procesamiento y selección de datos se describe en Hayes (2017) y los filtros de los datos en Shao et al. (2011).

3.6.2. Método de inversión

Convencionalmente los procedimientos de falla finita inversa funcionan exclusivamente en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia. En el dominio del tiempo, debido a la gran diferencia en amplitudes en las señales, se vuelve difícil obtener la información de baja y alta frecuencia, ya que se enfatizan las señales de periodo más largo y mayor amplitud. Para las inversiones en el dominio de la frecuencia el ajuste de señales de alta y baja frecuencia es independiente, gracias a que la transformada de Fourier descompone los sismogramas en funciones seno y coseno, pero es fácil perder otra información importante sobre cuándo llegan dichas señales (Ji et al., 2002).

Es por lo anterior, que para extraer más información sobre la heterogeneidad del deslizamiento, es mejor considerar simultáneamente las características de tiempo y frecuencia de las formas de onda. Con este fin, es que se utilizó una rutina de inversión de falla finita en el dominio *wavelet* de Ji et al. (2002), la cual se describe a continuación con algunas modificaciones.

La respuesta de una falla finita en una estación se puede aproximar sumando las contribuciones de una red regular de subfallas (por ej., S. H. Hartzell y Heaton (1983)), como se muestra en la ecuación 3.4.

$$u(t) = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n D_{jk} [\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \sin(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t)] S_{jk}(t) \quad (3.4)$$

Donde $u(t)$ es el desplazamiento de una estación, j es la posición j -ésima de la subfalla en la dirección del *strike*, k es la posición k -ésima de la subfalla en la dirección del *down dip*. D_{jk} es la amplitud promedio de la dislocación. λ_{jk} es el *rake*. $S_{jk}(t)$ es la función de *rise-time*. V_{jk} es la velocidad de ruptura promedio entre el hipocentro y la subfalla jk . Los términos $Y_{jk}^1(V_{jk}, t)$ y $Y_{jk}^2(V_{jk}, t)$ son las funciones de Green de la subfalla para el deslizamiento unitario en la dirección del *strike* y en la dirección de *down dip*, respectivamente. Cada una de estas funciones se obtiene sumando las respuestas de fuentes puntuales distribuidas uniformemente sobre ella. Cada fuente puntual se retrasa adecuadamente por el tiempo que es igual a la distancia más corta desde el hipocentro dividida por la velocidad de ruptura promedio. Por tanto, todas las funciones de la subfalla Green incluyen por separado los efectos correctos de la directividad. El número de fuentes puntuales utilizadas depende del tamaño de las subfallas y de la frecuencia más alta estudiada.

La ecuación 3.4 puede ser utilizada para la respuesta estática de una falla finita reemplazando $Y_{jk}^i(V_{jk}, t)$ con su función de Green estática Y_{jk}^i .

Además, en la rutina utilizada, se emplea la función de *rise-time* coseno asimétrico (ecuación 3.5), donde t_1 y t_2 son el tiempo de subida y bajada, respectivamente.

$$S(t) = \begin{cases} \frac{1-\cos(\pi t/t_1)}{t_1+t_2} & , \quad 0 \leq t \leq t_1 \\ \frac{1+\cos(\pi(t-t_1)/t_2)}{t_1+t_2} & , \quad t_1 \leq t \leq t_1 + t_2 \\ 0 & \end{cases} \quad (3.5)$$

Utilizando el enfoque anterior, se puede representar completamente la respuesta de una falla con 4 parámetros:

- Amplitud de deslizamiento (*slip*)
- Dirección de deslizamiento (*rake angles*)
- Anchos de la función *Rise-time*
- Velocidad promedio de ruptura

Si se quiere encontrar los valores de los 4 parámetros recién mencionados, implicaría definir una función objetivo o *misfit* a minimizar. Esta función caracteriza las diferencias entre los datos observados y los sintéticos calculados utilizando un modelo de falla y los efectos de propagación producidos por un modelo terrestre supuesto (Ji et al., 2002).

3.6.2.1. Funciones de Green

Las funciones elastodinámicas de Green se calculan de la misma manera que en Shao et al. (2011) y Goldberg et al. (2022). Para los datos regionales, se calcularon utilizando la técnica de *frequency-wavenumber* (Zhu y Rivera, 2002). De forma predeterminada, se asume un modelo de corteza 1D local interpolado desde LITH1.0 (Pasyanos et al., 2014). Se elige la ubicación del centroide, en lugar de la ubicación hipocentral, porque se espera que la ubicación del centroide sea una mejor aproximación de la ubicación de la ruptura en su conjunto, especialmente en el caso de una ruptura unilateral desde el hipocentro (Goldberg et al., 2022). Este modelo local se coloca encima del modelo de velocidad global del Modelo Terrestre de Referencia Preliminar (Dziewonski y Anderson, 1981), alineando estos dos modelos en la profundidad inferior del modelo de la corteza local.

3.6.2.2. Transformada de *wavelet*

Como se mencionó anteriormente, ésta técnica utiliza la transformada de *wavelet* (Mallat, 1999) para el procesamiento de los datos. El efecto de la transformada *wavelet* es similar a los filtros pasa-banda múltiples, pero es ideal para manejar los problemas de tiempo-frecuencia anteriormente explicados.

Ésta transformada descompone la serie temporal en una suma de "*wavelets*", que son funciones $\psi(t)$ que satisfacen la regla de la ecuación 3.6, donde se describe que una *wavelet* es una función con media cero.

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t)dt = 0 \quad (3.6)$$

Este problema se puede resolver utilizando una transformada de *wavelet* discreta ortogonal (ODWT), en específico, en este trabajo se utiliza una función objetivo construida en el dominio MYW, es decir, en un dominio ODWT (Yomogida, 1994) llamado *wavelet* de Meyer-Yamada (MYW).

Considerando una serie de tiempo discreta, tal que y_i ($i= 0,1,2,\dots,N-1$, y $N=2^n$, con n entero) de largo T ($T= N \Delta t$, donde Δt es el intervalo de muestreo), los átomos MYW discretos se pueden representar como se muestra en la ecuación 3.7, donde $j = 0, 1, \dots, n - 1$ y $k = 0, 1, \dots, 2^{j-1}$.

$$\psi_{j,k}(i) = \sqrt{\frac{1}{2^{n-j} \Delta t}} \psi\left(\frac{i}{2^{n-j} \Delta t} - k\right) \quad (3.7)$$

Siendo j es la forma discreta de expresar s ($s = 2^{j-1} \Delta t$) y k siendo la forma discreta de expresar u ($u = k \cdot 2^{n-j} \Delta t$).

La transformada de *wavelet* discreta se expresa por la ecuación 3.8, donde los coeficientes $\alpha_{j,k}$ se calculan con el algoritmo rápido sugerido por Yamada y Ohkitani (1991).

$$y_i = \sum_{j=0}^{n-1} \sum_{k=0}^{2^j-1} \alpha_{j,k} \psi_{j,k}(i) \quad (3.8)$$

3.6.2.3. Función objetivo

Para la obtención de la función objetivo de la forma de onda de la inversión primero se generan sismogramas sintéticos en el dominio del tiempo y luego se realiza una transformada *wavelet* para convertirlos a éste dominio. Ésta función está dada por la siguiente expresión (3.9) (Ji et al., 2002), que corresponde a la suma de las normas L1 y L2, ya que su combinación permite aprovechar las ventajas de ambas, donde el error L2 enfatiza las ondas superficiales de período más largo, mientras que el error L1 pondera las ondas de cuerpo de período más corto (Zhao y Helmberger, 1994).

$$e_t = \sum_{j=j_{min}}^{j_c} W_j \left(\frac{1}{k_j} \sum_{k_j} |o_{j,k-y_{j,k}}| + \sqrt{\frac{1}{k_j} \sum_{k_j} (o_{j,k-y_{j,k}})^2} \right) \quad (3.9)$$

Por otro lado, para los datos estáticos se tiene que la función objetivo es otra, debido a que los datos de desplazamiento estático no se pueden incluir en el enfoque de transformada *wavelet*. Es por eso que se utilizan como criterio el error cuadrático medio para medir la diferencia entre los desplazamientos estáticos sintéticos y observados (por ej. Hudnut et al.

(1996)). Se representa por la ecuación 3.10.

$$err_{st} = \sum_i^N \left(\frac{S_o^i - S_s^i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (3.10)$$

Con S_o^i los desplazamientos estáticos i -ésimos observados y S_s^i los sintéticos. σ es el error estándar observado.

3.6.2.4. Inversión simultánea

El problema planteado se resuelve realizando una inversión simultánea de las observaciones sísmológicas y geodésicas, el cuál se representa en la ecuación 3.11.

$$err_{wf} + W_{st} \cdot err_{st} + W_c(\text{regularizaciones}) = \text{mínimo} \quad (3.11)$$

Donde err_{wf} y err_{st} son el error de la formas de onda y el de los datos estáticos, respectivamente. W_{st} y W_c corresponden a los pesos de los datos estáticos y de las regularizaciones, respectivamente.

La regularizaciones utilizadas por Ji et al. (2002) se enfoca en una regularización espacial, donde se minimiza la diferencia entre el deslizamiento en subfallas adyacentes y en minimizar el momento total (S. Hartzell et al., 1996). Sin embargo, en esta implementación se utilizan 3 regularizaciones:

- Regularización ajustando el momento de la inversión con el momento del tensor dado como *input*.
- Regularización del tiempo de llegada de la ruptura en las subfallas, minimizando la diferencia con el tiempo de llegada de la ruptura a las subfallas adyacentes (Shao et al., 2011).
- Regularización espacial

Los pesos W_{st} y W_c son utilizados para regular el ajuste de distintos tipos de datos y las regularizaciones. Los pesos se calculan de la siguiente forma:

Para W_c , primero se le asigna un valor inicial $W_{c_{inicial}}$, luego se crea un modelo aleatorio m_0 para calcular el error para dicho modelo ($err_{wf}(m_0)$) y su respectivo peso de regularización $W_c(m_0)$.

Después, para la regularización espacial y temporal el peso se calcula según la ecuación 3.12 y la regularización del momento sísmico por la ecuación 3.13.

$$W_{c_{inicial}} \cdot \frac{err_{wf}(m_0)}{W_c(m_0)} \quad (3.12)$$

$$W_{c_{inicial}} \cdot (err_{wf}(m_0) - cte), \text{ con } cte = 4 \times 10^{-6} \quad (3.13)$$

Para W_{st} , se asigna un valor inicial $W_{st_{inicial}}$ a cada punto/estación de los datos estáticos, siendo stc_{max} la máxima deformación estática. Así el peso final se calcula según la ecuación 3.14.

$$\frac{W_{st_{inicial}}}{stc_{max}} \quad (3.14)$$

Finalmente, se utiliza una versión particular del método inverso de *simulated annealing* (SA), llamado algoritmo *very fast simulated re-annealing* (Ingber, 1989), para buscar el mejor modelo de falla finita en todo el espacio del modelo, minimizando la función objetivo descrita en términos de coeficientes de *wavelet*. Se caracteriza por su rapidez. La introducción del *re-annealing* permite la adaptación a las insensibilidades cambiantes en el espacio de parámetros multidimensional (Ingber, 1989). Este método permite invertir de manera simultánea y eficiente los 4 parámetros señalados previamente.

3.6.2.5. Parámetros utilizados

En el procedimiento del método de inversión, todas las inversiones comienzan con modelos de falla iniciales aleatorios con deslizamientos totales iguales al resultado de las inversiones de fuentes puntuales. En este caso se utiliza la solución del tensor de momento centroide global (GCMT).

Para la primera falla se utilizó el mecanismo focal obtenido en la inversión con datos InSAR. Además se fijó el *rake* en -90 debido a que aquello corresponde a una típica falla normal. En la primera iteración, el programa auto-calcula el tamaño óptimo de las subfallas para la modelación, siendo en este caso de 2.7 [km] en la dirección del *dip* y de 3.1 [km] en la dirección del *strike*. Se utilizó una velocidad de ruptura de 2.5 [km/s] (J. A. Ruiz et al., 2014).

Por otro lado, para la segunda falla debido a que no se cuenta con un mecanismo focal derivado de los datos InSAR, es que se utilizaron 4 modelos posibles, los cuales corresponden a los resultados entregados por el GCMT, USGS, J. A. Ruiz et al. (2014) y Jara-Muñoz et al. (2022), los cuales se muestran a continuación en la tabla 3.4. Para todos ellos se utilizó igualmente un *rake* de -90 y una velocidad de ruptura de 2.5 [km/s]. También el programa auto-calculó el tamaño óptimo de las subfallas, siendo de 2.7 [km] en la dirección del *dip* y de 3.5 [km] en la dirección del *strike*. Se utilizaron los mismos filtros pasabanda descritos para la primera ruptura.

Tabla 3.4: Recopilación de modelos publicados de *strike* y *dip* para la segunda ruptura de Pichilemu (Fig. 4.19).

	Strike	Dip
<i>GCMT</i> (www.globalcmt.org)	159	86
<i>USGS</i> (www.earthquake.usgs.gov)	166	84
J. A. Ruiz et al. (2014)	155	74
Jara-Muñoz et al. (2022)	164	72

Capítulo 4

Resultados

A continuación se presentan los resultados de este trabajo, los cuales serán analizados y discutidos más adelante.

4.1. Series de tiempo InSAR e interferogramas individuales

4.1.1. Fase intersísmica

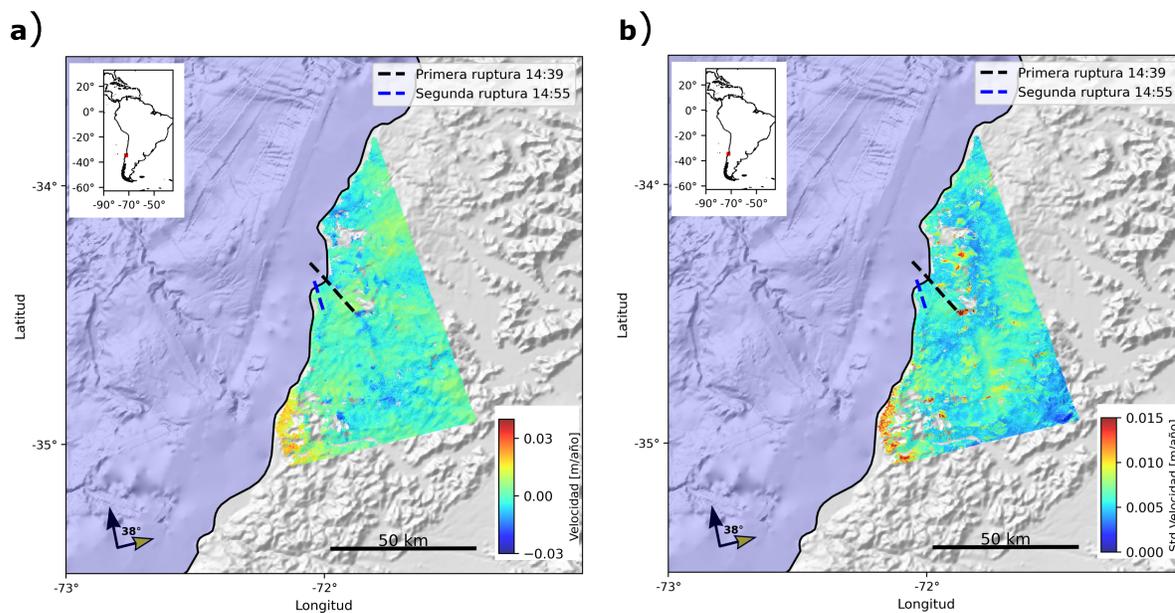


Figura 4.1: [a]Velocidad promedio de la fase intersísmica de los terremotos de Pichilemu con rampa lineal removida. [b]Desviación estándar de los datos. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 22/01/2010.

Para el periodo de 3 años estudiados de la fase intersísmica la velocidad promedio en la zona de estudio es menor a 1 [cm/año] como se puede observar en la Figura 4.1.a, siendo la incertidumbre de los datos en la misma zona de aproximadamente 0.5 [cm/año]. No se observa deformación clara en el area de la falla de Pichilemu.

4.1.2. Fase cosísmica

4.1.2.1. Terremoto del Maule

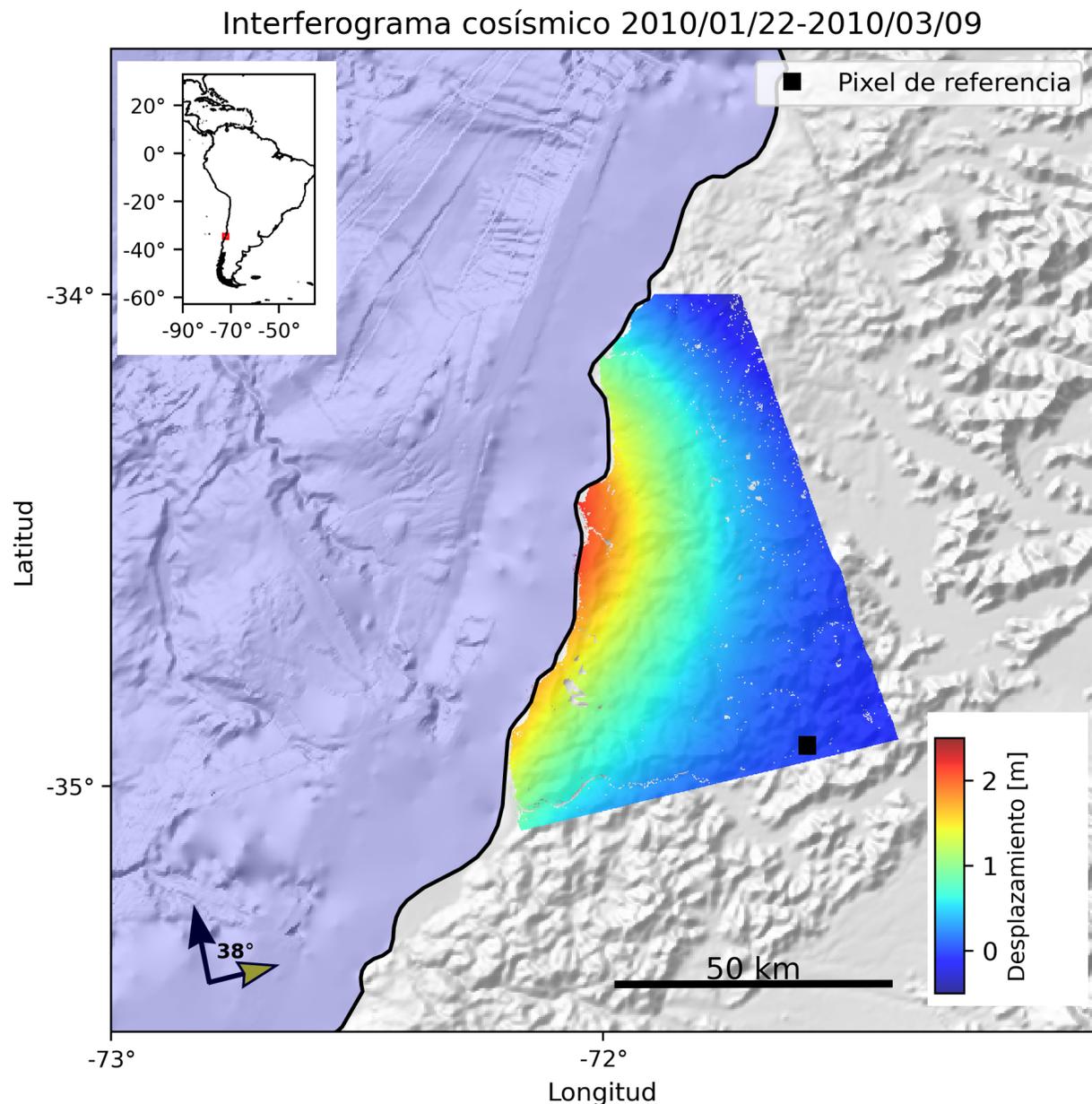


Figura 4.2: Interferograma de la fase cosísmica del terremoto del Maule en la zona de estudio de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 22/01/2010. Segunda fecha de adquisición: 24/04/2010.

En la Figura 4.2 se observa un interferograma cosísmico del Terremoto del Maule. Se registran aproximadamente 2 [m] de deformación relativa en la zona de estudio con respecto al pixel de referencia. Algo a destacar es que dicho movimiento fue tan grande que la señal cubre un área mucho mayor que la Serie de Pichilemu. Esto es debido a que fue un terremoto de casi 2 ordenes de magnitud de momento mayor.

4.1.2.2. Serie de Pichilemu

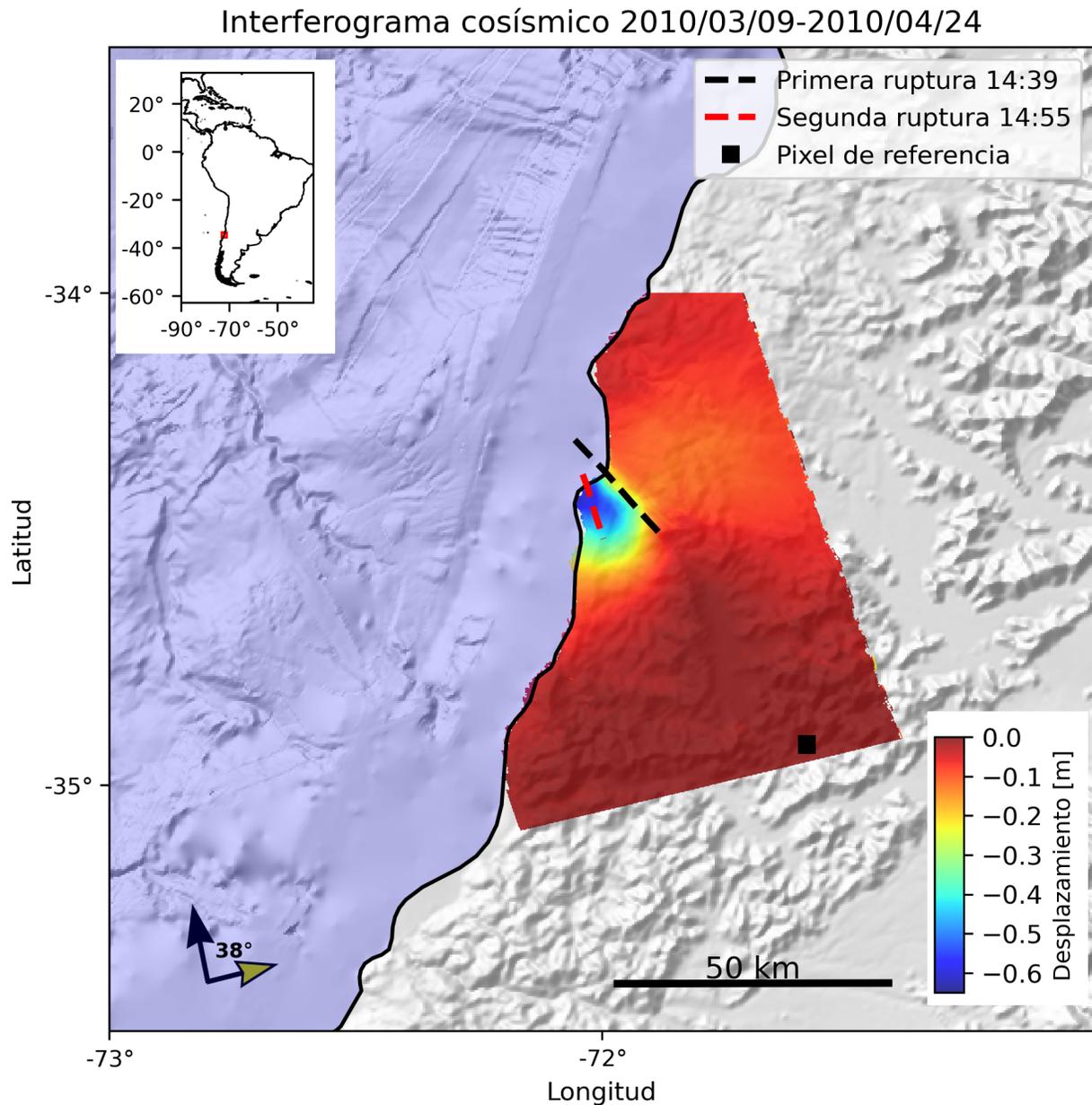


Figura 4.3: Interferograma de la fase cosísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 09/03/2010. Segunda fecha de adquisición: 24/04/2010.

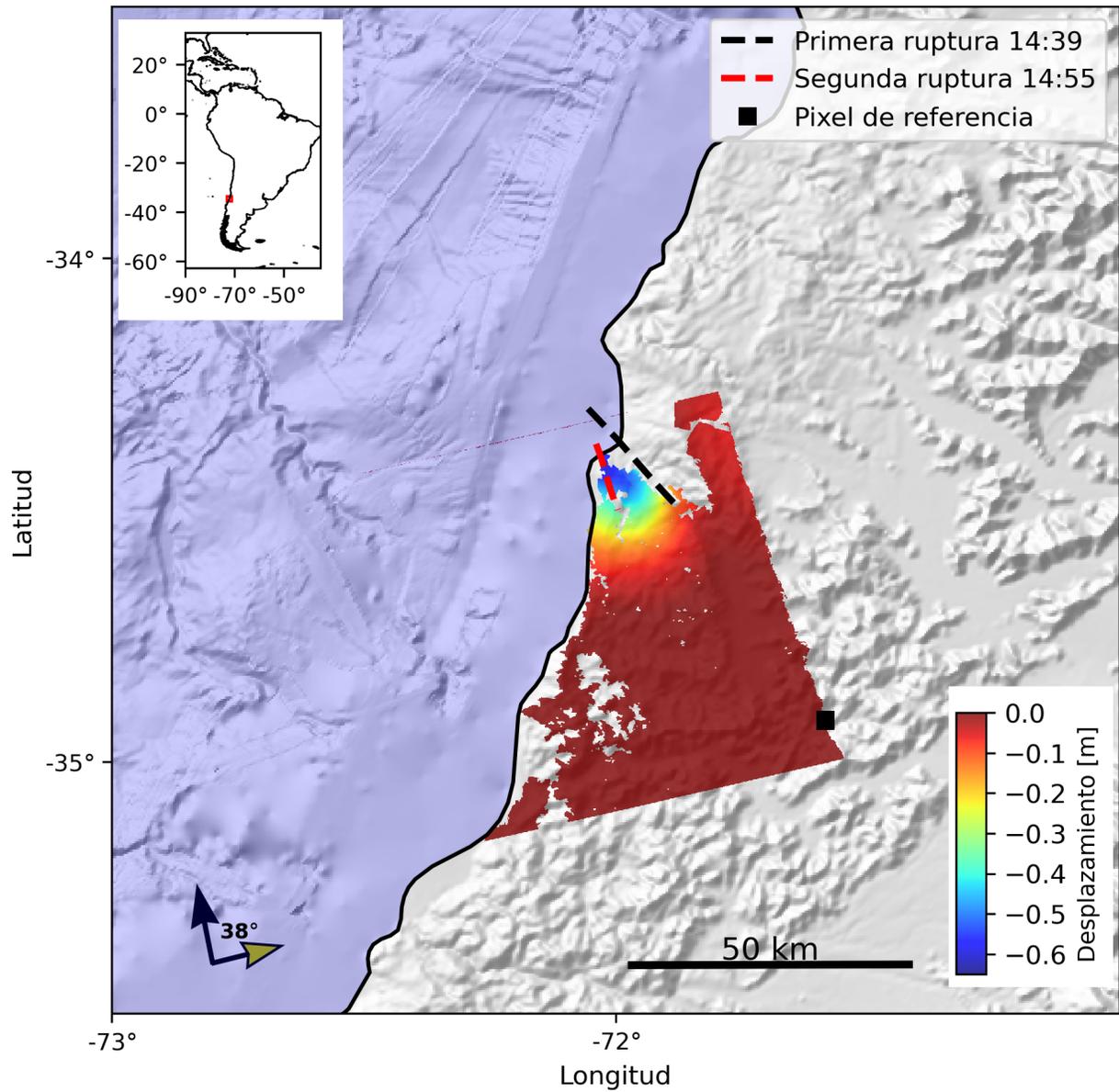


Figura 4.4: Interferograma de la fase cosísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ENVISAT. Primera fecha de adquisición: 06/03/2010. Segunda fecha de adquisición: 10/04/2010.

En particular, en la etapa cosísmica de la Serie de Pichilemu se cuantificó una deformación acumulada en los 46 días que comprende el interferograma ALOS (Fig. 4.3) de un máximo de -0.67 [m] y en los 35 días que comprende el interferograma ENVISAT (Fig. 4.4) de un máximo de -0.62 [m]. Por ende la magnitud de la deformación según ambos datos es aproximadamente -0.6 [m]. La diferencia esta dada por la magnitud del ruido atmosférico en cada interferograma.

El interferograma cosísmico ALOS (Fig. 4.3) cuenta con la corrección ionosférica, la cual no existía en el año 2010, por lo que el mismo interferograma publicado por Ryder et al. (2012) no cuenta con ella.

4.1.3. Fase postsísmica

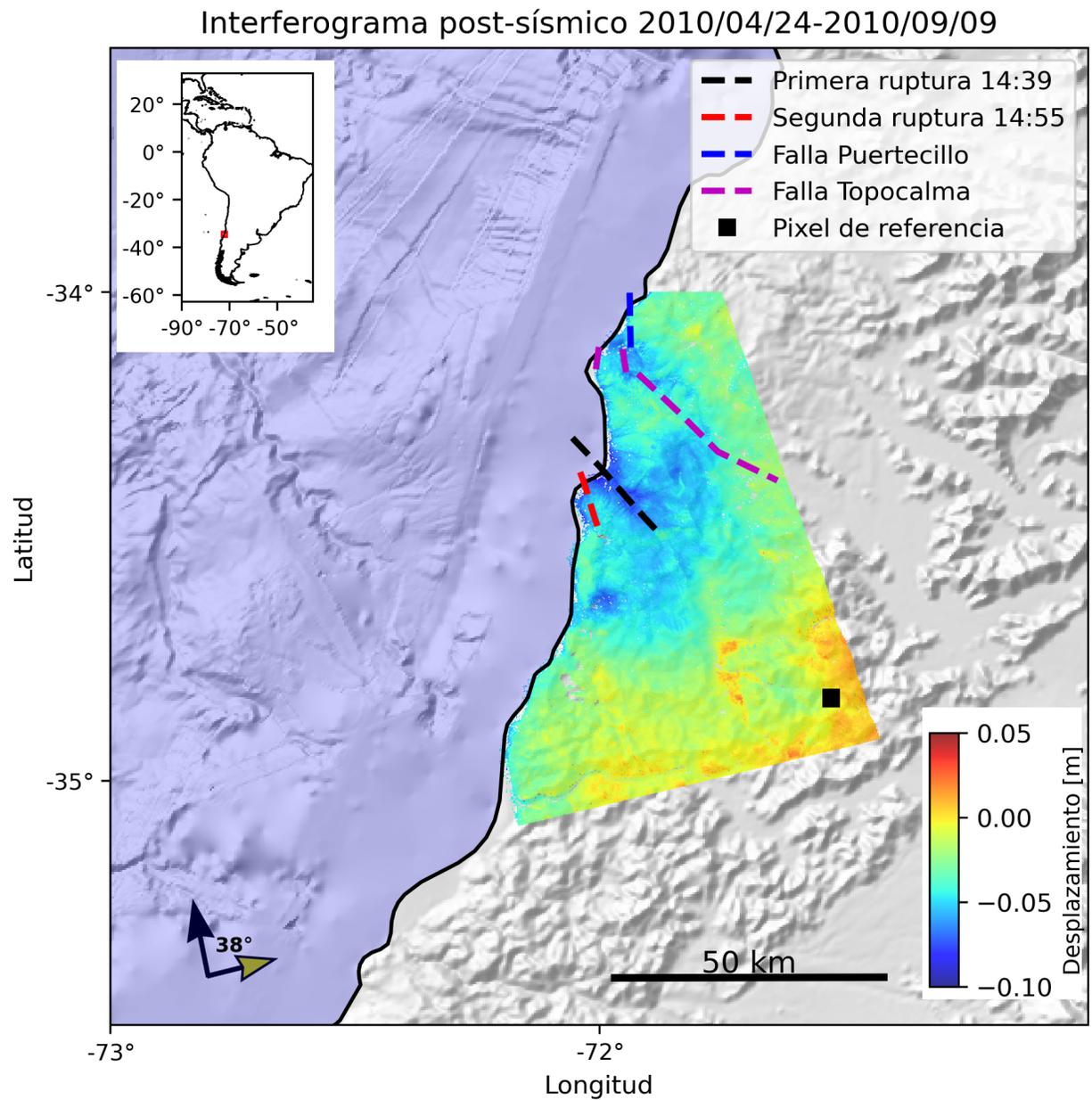


Figura 4.5: Interferograma de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Fechas de adquisición: 24/04/2010-09/09/2010.

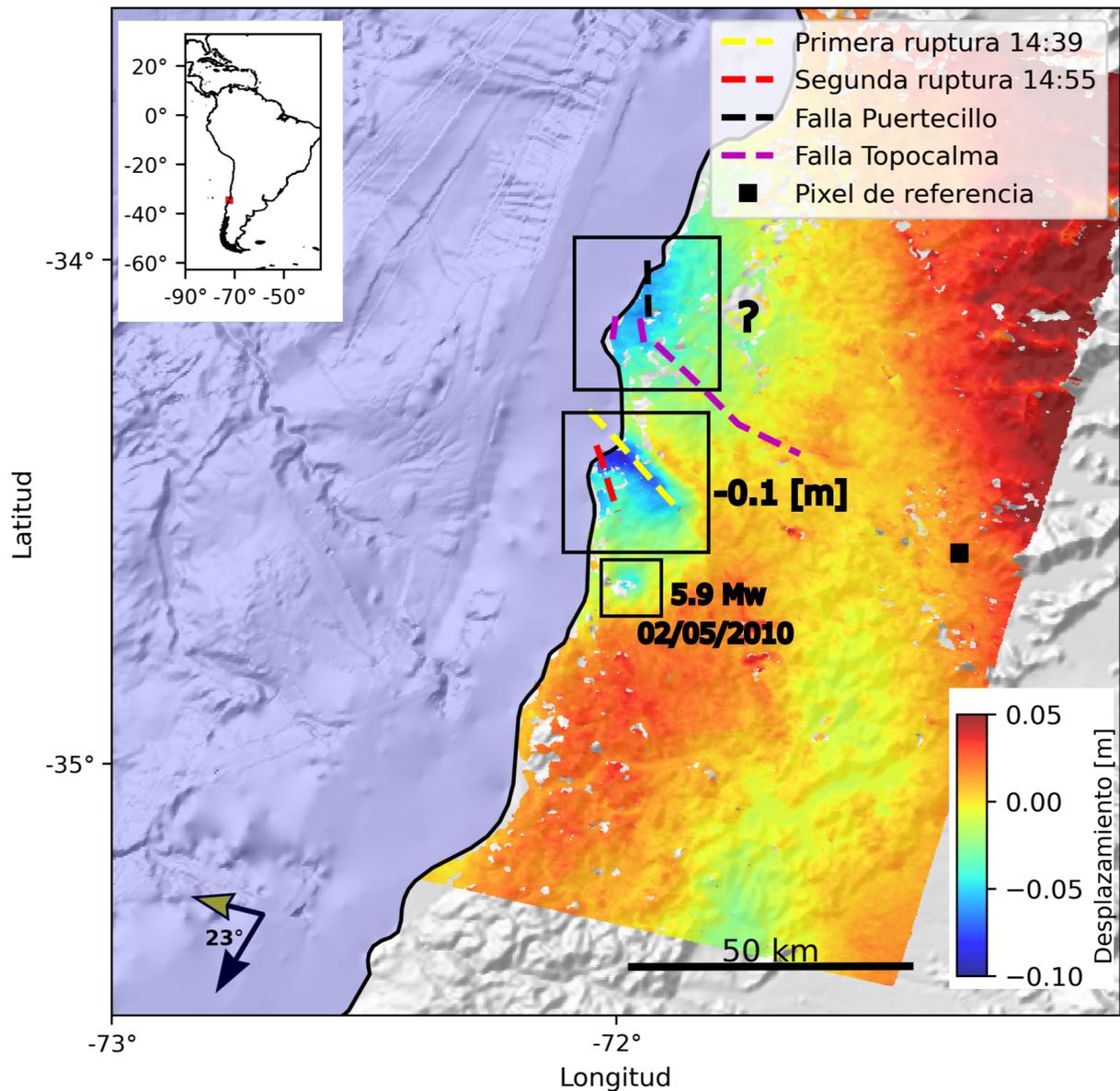


Figura 4.6: *Stack* de dos interferogramas de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu. Datos de la misión ENVISAT. Fechas de adquisición 26/03/2010-04/06/2010 y 04/06/2010-17/09/2010.

Se puede observar en la Figura 4.5 que la deformación máxima en la zona de interés es de -0.096 [m]. Por otro lado, en el interferograma ENVISAT, en la Figura 4.6, se puede observar que la deformación máxima en la zona de interés es de -0.093 [m]. Es importante señalar que un interferograma es ascendente y el otro descendente, por lo que las magnitudes máximas no son directamente comparables entre sí, además de que no cubren el mismo periodo de tiempo. Tomando en cuenta estas consideraciones, se observa que la magnitud de la deformación postsísmica según ambos datos es aproximadamente -0.1 [m], lo cual corresponde a $1/6$ de la deformación cosísmica.

En ambos interferogramas postsísmicos, además de la deformación en las inmediaciones

de las fallas de Pichilemu, se observa una deformación puntual aproximadamente 10 [km] al sur de las fallas, lo que se interpreta que corresponde a un sismo Mw 5.9 que ocurrió el día 2 de mayo de 2010 (Ryder et al., 2012), y que por ende quedó registrado en la señal del periodo estudiado. Esto no será estudiado en este trabajo.

El procesamiento con NSBAS de los interferogramas ascendentes ENVISAT (12/12/2010-12/03/2011 y 12/12/2010-11/04/2011), no muestran deformación de *afterslip*, lo que puede indicar que dicha deformación tiene una duración máxima de aproximadamente 9 meses, es decir, hasta diciembre del 2010.

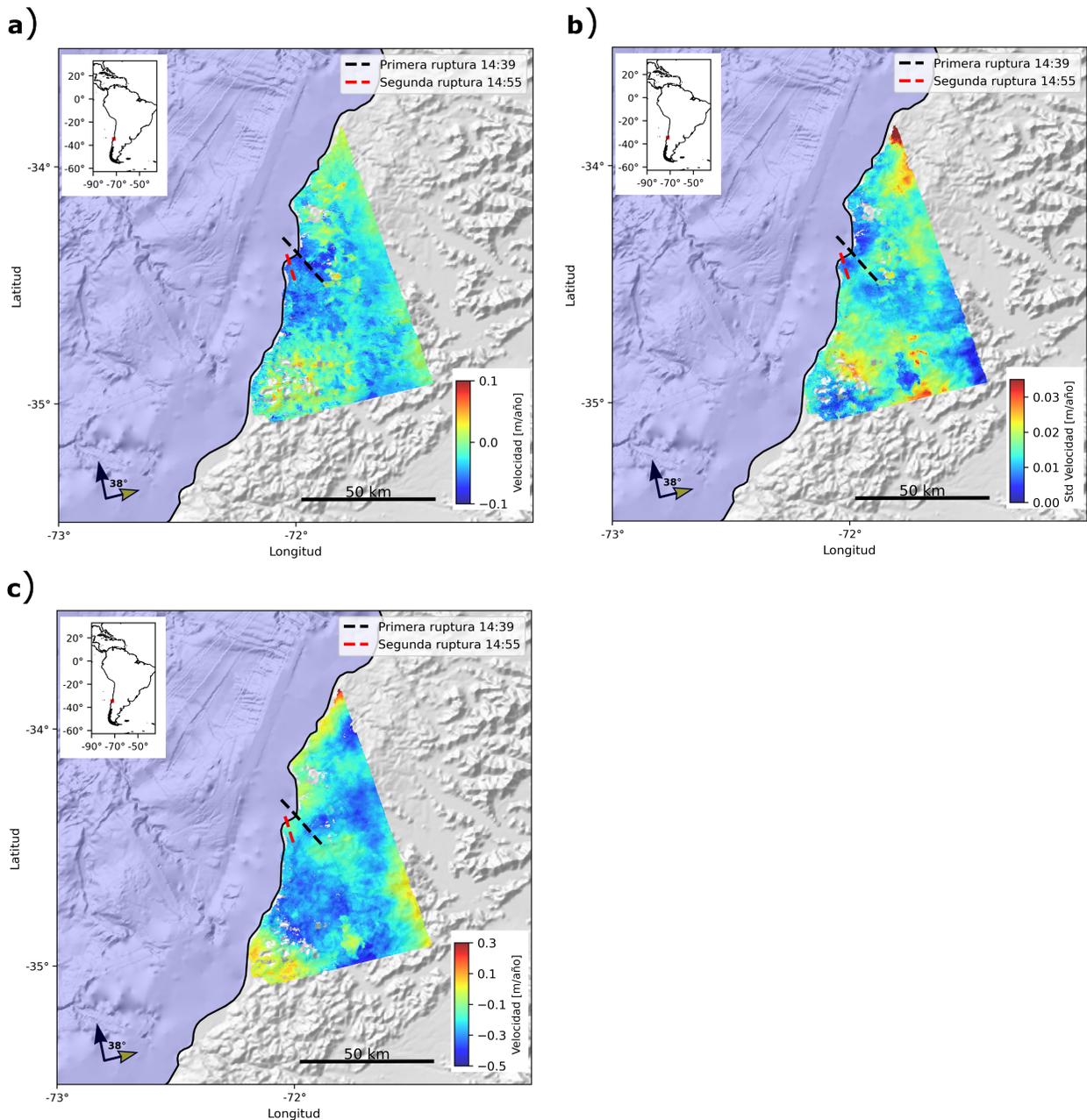


Figura 4.7: [a]Velocidad promedio de la fase postsísmica de los terremotos de Pichilemu con rampa lineal removida. [b]Desviación estándar de los datos. [c]Velocidad promedio de la fase postsísmica con corrección por error de DEM. Datos de la misión ALOS. Primera fecha de adquisición: 24/04/2010. Última fecha de adquisición: 12/03/2011.

La serie de tiempo postsísmica contempla cerca de 1 año. En la Figura 4.7.a se puede observar que sí existe deformación en las inmediaciones de las fallas de Pichilemu, la cual es de aproximadamente 10 [cm] en el año de estudio. Es importante notar que claramente casi toda la señal se concentra en la zona de interés para la Figura 4.7.a. La desviación estándar de los datos es un orden de magnitud menor que la deformación registrada. Finalmente en la Figura 4.7.c se observa la serie de tiempo con una corrección de DEM, usando la correlación entre la fase, la topografía y la línea base perpendicular. Se observan deformaciones 3 veces

mayores que en Fig. 4.7.a, por lo que no es una corrección que mejore la observación del fenómeno de estudio en este caso en particular. Dicha corrección se intentó debido a que en la Fig. 4.7.a se ven unas zonas de forma aproximadamente cuadrada, que probablemente corresponden a plantaciones, las cuales han cambiado su elevación respecto al DEM utilizado (SRTM) dentro del periodo de estudio. Esto ocurre porque en el post terremoto la órbita deriva, aumentando B_{perp} , mientras que en el intersísmico B_{perp} se mantiene relativamente constante y por eso no aparecen las mismas señales 3.3.

4.1.4. Resumen del ciclo sísmico de la falla

Al estudiar el periodo de tiempo completo entre el 2007 y 2011, es decir, una ventana temporal de 3 años antes y un año después, para un punto en específico de la zona de alta deformación del bloque colgante de la falla de Pichilemu, se observa que durante el periodo intersísmico no hay deformación acumulándose en la falla sobre el nivel de incertidumbre de los datos. Luego, al ocurrir el terremoto del Maule hay un acortamiento de distancia entre la superficie y el satélite (en LOS) de aproximadamente 2 [m]. Después, cuando ocurren los terremotos de Pichilemu, de fallamiento normal, se observa un alejamiento respecto al satélite (-LOS) de aproximadamente 0.6 [m], para dar paso posteriormente al re-acomodo de la fase postsísmica, donde se observa un desplazamiento (también alejándose del satélite) de aproximadamente $1/6$ del desplazamiento cosísmico.

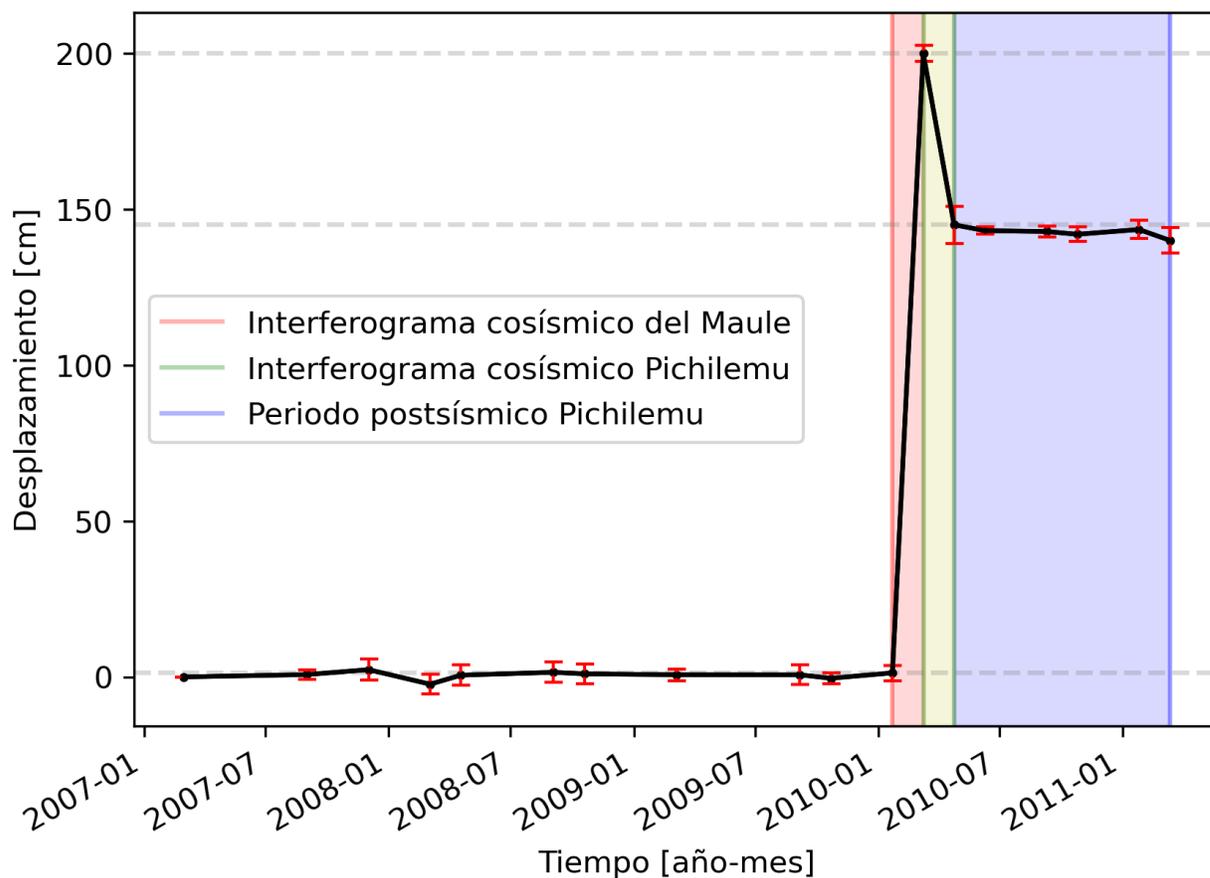


Figura 4.8: Serie de tiempo del pixel que registró mayor movimiento durante la fase cosísmica de la Serie de Pichilemu. Datos de la misión ALOS. Los errores corresponden a la desviación estándar de una sección sin deformación relativa al evento principal. La deformación del terremoto del Maule fue estimada relativa a la zona. Primera fecha de adquisición: 01/03/2007. Última fecha de adquisición: 12/03/2011.

4.2. Inversión con datos InSAR: Fase cosísmica

Tabla 4.1: Resultados de las inversiones para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu con datos InSAR, primero utilizando solamente el interferograma cosísmico de ALOS, luego solo el interferograma cosísmico de ENVISAT y finalmente los parámetros resultantes del modelo final escogido ALOS+ENVISAT.

	Strike	Dip	Rake	L [km]	W [km]	Z[km]	Slip [m]
<i>ALOS</i>	135	55	-149	25.80	13.07	17.11	3.35
<i>ENVISAT</i>	135	59	-132	29.98	16.02	19.36	2.17
<i>ALOS+ENVISAT</i>	135	57	-137	26.86	15.8	12.27	2.68

Tabla 4.2: Especificaciones de los periodos que abarcan los interferogramas cosísmicos ALOS y ENVISAT de este estudio utilizados para la inversión de la primera ruptura de la Serie de Pichilemu.

	Primera fecha de adquisición	Segunda fecha de adquisición	Cantidad de días totales	Cantidad de días post-Serie Pichilemu
<i>ALOS</i>	09/03/2010	24/04/2010	46	44
<i>ENVISAT</i>	06/03/2010	10/04/2010	35	30

En el caso específico del *strike* para la inversión final se fijó el parámetro en 135 luego de múltiples iteraciones, y para la búsqueda del resto de los parámetros se decidió fijar el parámetro que ya convergía más rápido que el resto de los parámetros. Para el caso del ancho 'W' de la falla existen 2 “familias de soluciones” entorno a los 15.4 [km] y la otra a los 15.8[km], siendo la segunda donde convergen la mayor cantidad de modelos. Los resultados de este trabajo para los parámetros de la falla se encuentran explicitados en la Tabla 4.1, donde se muestran resultados para inversiones utilizando como entrada primero sólo el interferograma cosísmico ALOS, luego sólo el interferograma cosísmico ENVISAT y finalmente el modelo elegido fue el que combina en una misma inversión ambos interferogramas. Esto se decidió debido a que los parámetros convergieron de mejor manera, disminuyendo la incertidumbre (Pritchard y Simons, 2004) y siendo ambos interferogramas complementarios entre sí debido a que trabajan en distintas longitudes de onda (banda L y banda C). Además, una inversión de dos interferogramas reduce el efecto del ruido que puede tener un interferograma en el modelo.

Se nota, además, que el *rake* no converge claramente a un valor, y se evidencian notables disparidades en el deslizamiento (*slip*) entre las tres inversiones. Estas divergencias se pueden atribuir a la variabilidad en la cantidad de deformación postsísmica registrada por cada interferograma, la cual, a su vez, está influenciada por el periodo que éstos abarcan, como se detalla en la Tabla 4.2.

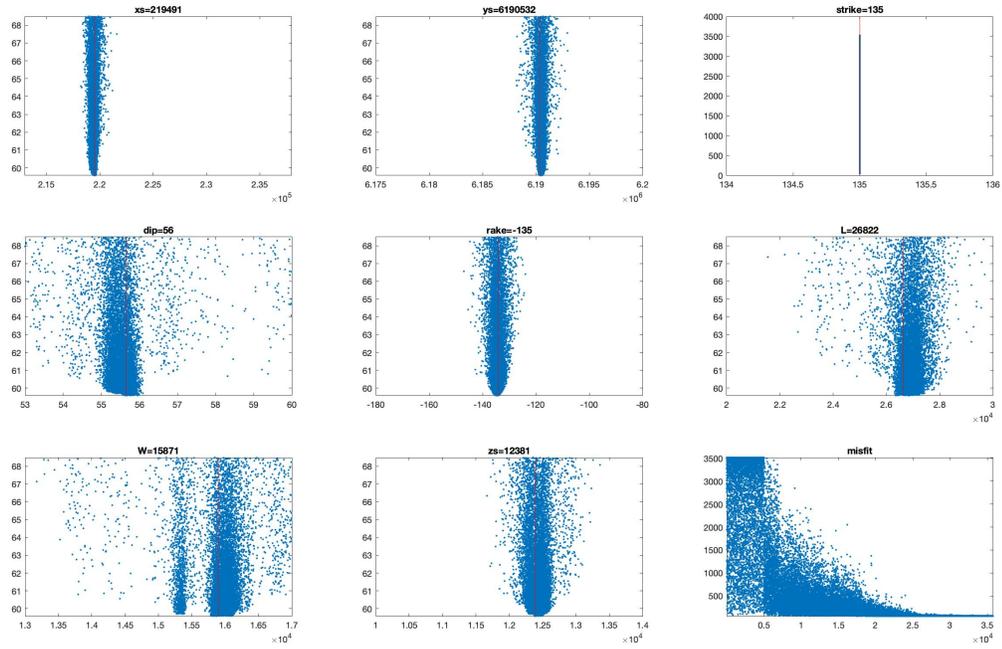


Figura 4.9: Modelos generados con el algoritmo de vecindad de Sambridge (1999) para los 8 parámetros de la inversión con los interferogramas cosísmicos de las misiones ALOS y ENVISAT para una falla.

La inversión no lineal de los datos ALOS se realizó para 8 parámetros como se mencionó en secciones anteriores. En la Figura 4.9, correspondiente a los gráficos de dispersión de la búsqueda y ajuste de los parámetros de la inversión, se puede notar que todos los parámetros convergen a una solución bastante acotada. Todo esto bajo la suposición inferida de que una sola falla puede explicar en su mayoría la deformación registrada en superficie.

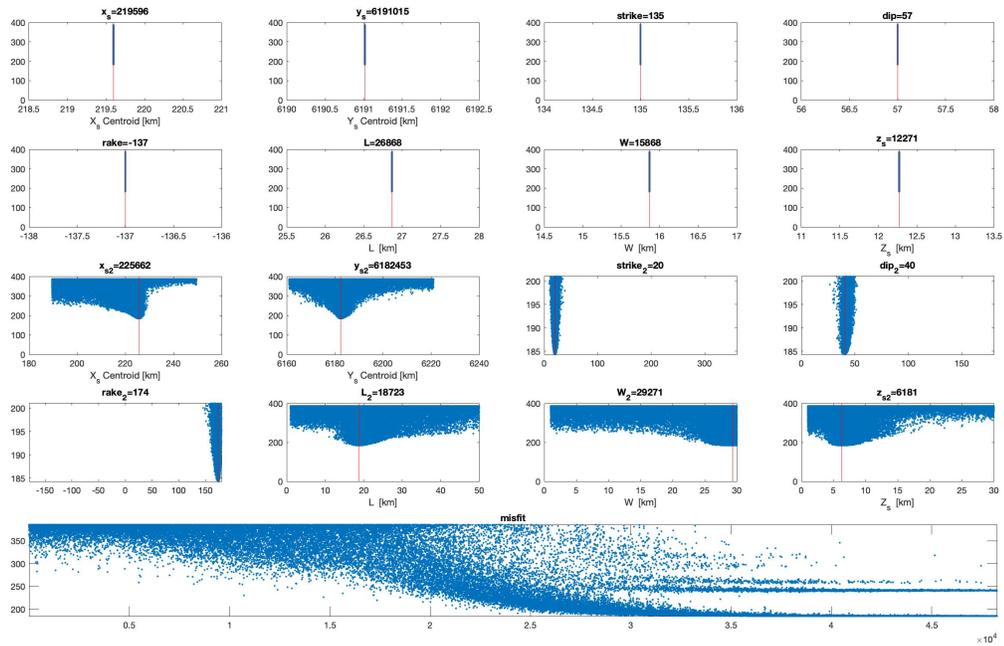


Figura 4.10: Modelos generados con el algoritmo de vecindad de Sambridge (1999) para los 8 parámetros de la inversión con los interferogramas cosísmicos de las misiones ALOS y ENVISAT para 2 fallas.

Luego de contar con los valores seleccionados de los parámetros de la inversión para la primera falla (primer evento sísmico) se intentó invertir nuevamente los datos pero ahora con 2 fallas, fijando los parámetros encontrados con la primera inversión y dejando libres los de la segunda. El resultado puede verse en la Figura 4.10, donde se observa que prácticamente ningún parámetro convergió, lo cual puede deberse a que las señales de ambos terremotos se encuentran demasiado acopladas, y como con los datos InSAR utilizados no existe suficiente resolución en el tiempo como para separar las señales, se vuelve imposible realizar la inversión para la segunda falla con este método y estos datos en particular. Por lo tanto, solo se utilizó InSAR para el modelo el primer terremoto.

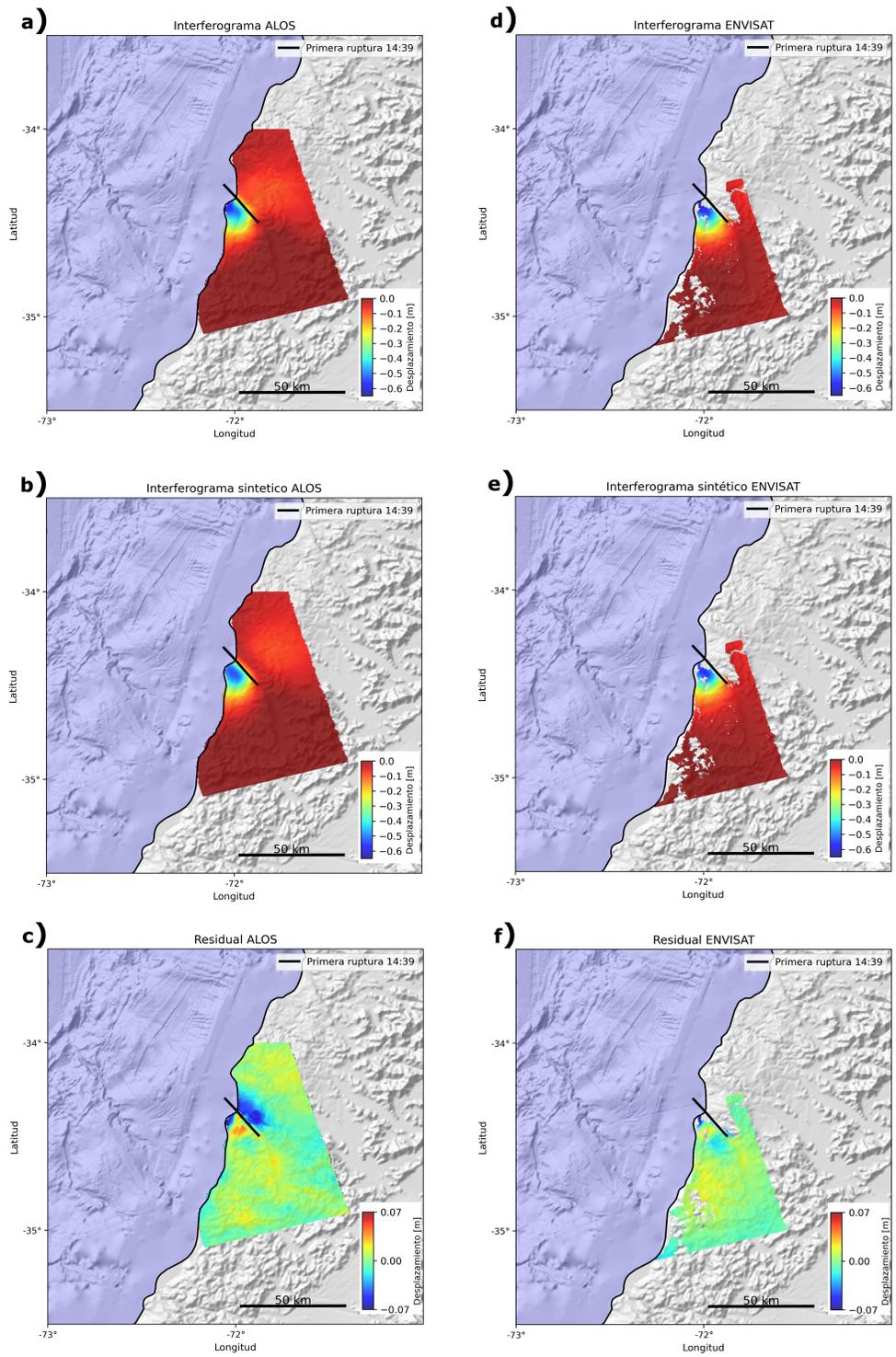


Figura 4.11: [a] Interferograma cosímico ALOS original. [b] Interferograma modelado por la falla finita única fija para los datos de ALOS. [c] Diferencia entre el interferograma original y modelado ALOS. [d] Interferograma cosímico ENVISAT original. [e] Interferograma modelado por la falla finita única fija para los datos de ENVISAT. [f] Diferencia entre el interferograma original y modelado ENVISAT.

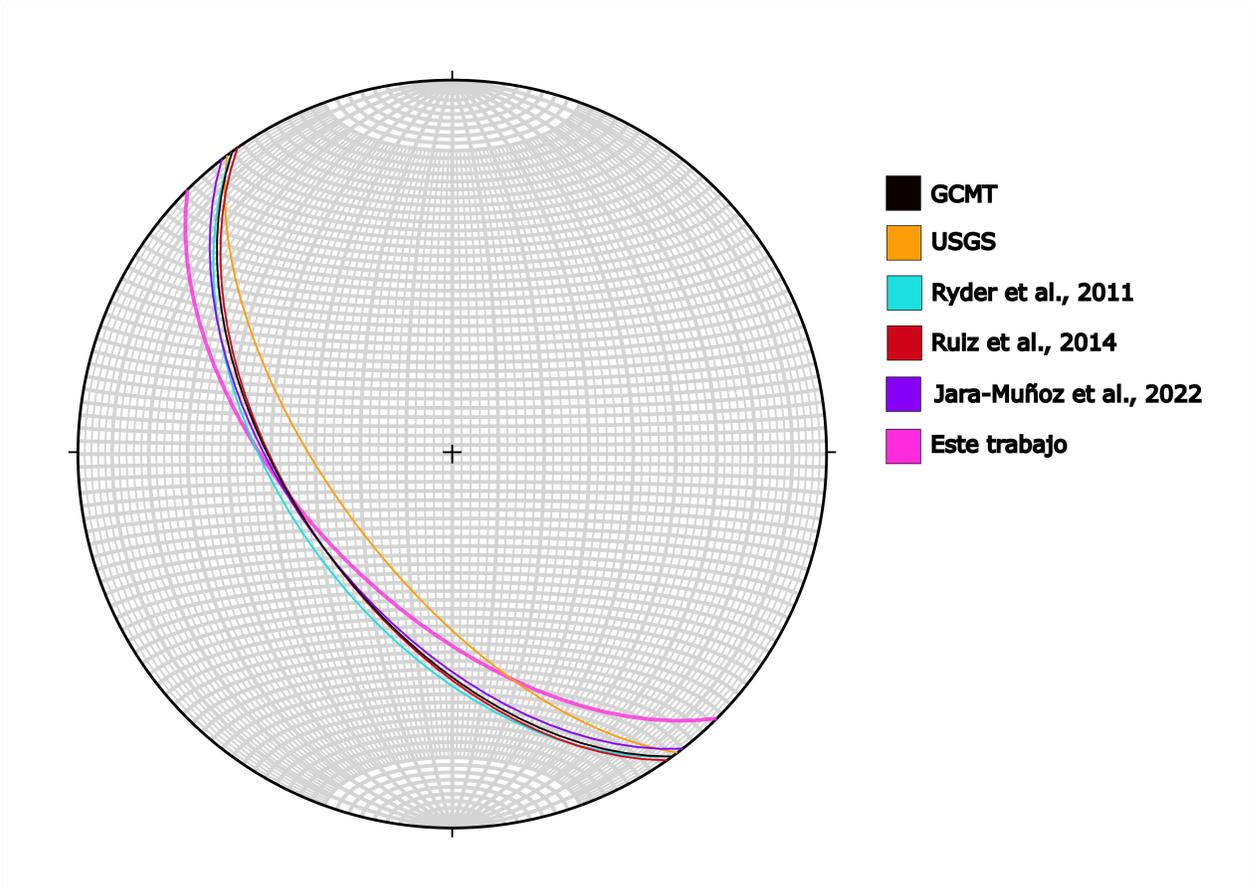


Figura 4.12: Red estereográfica que muestra una compilación de soluciones del mecanismo focal publicadas para el primer evento de la Serie de Pichilemu.

4.3. Inversión conjunta: Primer evento

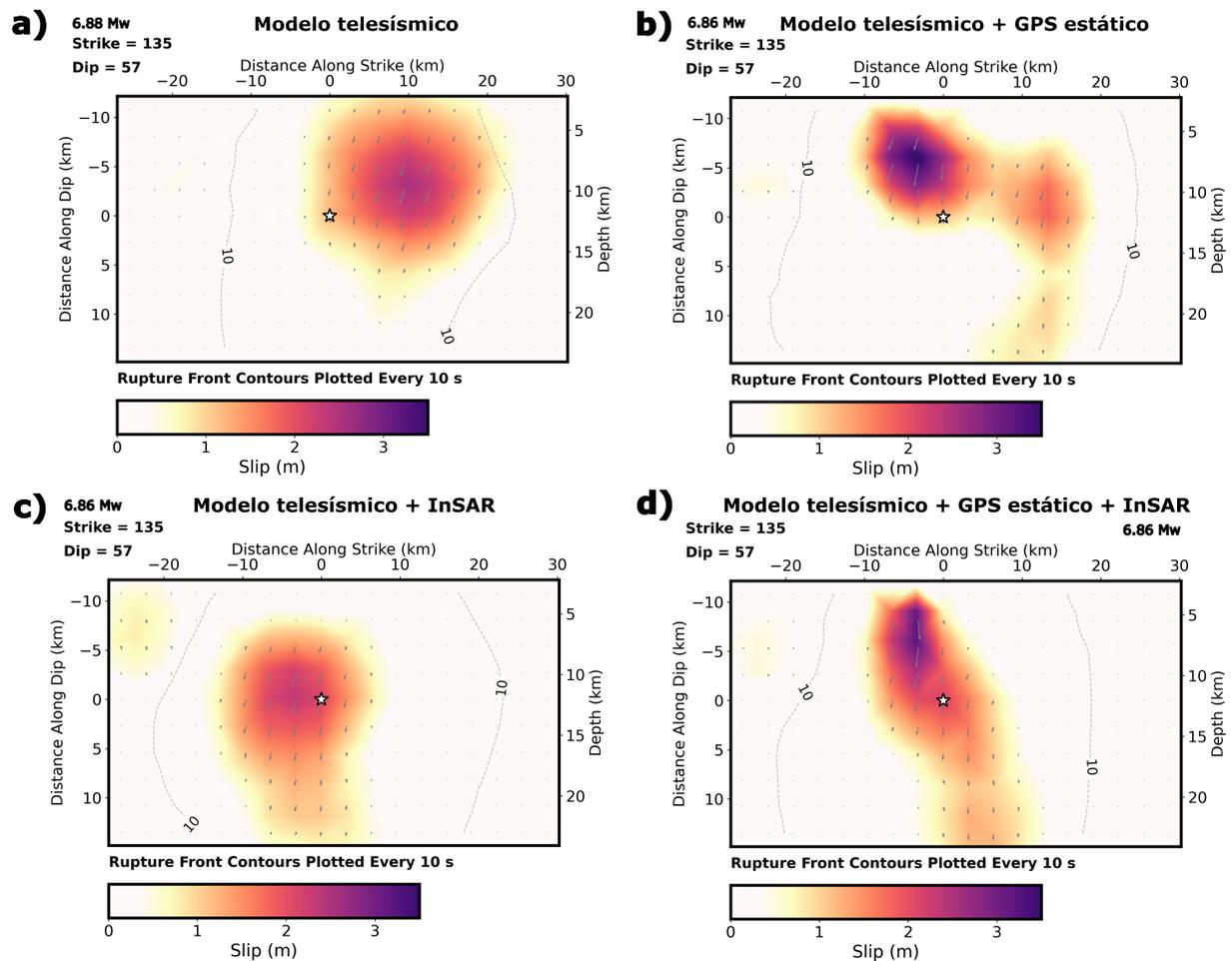


Figura 4.13: Modelos de distribución de deslizamiento cosísmico para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu. El mecanismo focal está dado por los resultados de la inversión InSAR, con *strike* 135 y *dip* 57. [a] Distribución de deslizamiento utilizando solo datos telosísmicos. [b] Distribución de deslizamiento utilizando datos telosísmicos y GPS estático. [c] Distribución de deslizamiento utilizando datos telosísmicos e InSAR. [d] Distribución de deslizamiento utilizando datos telosísmicos, GPS estático e InSAR.

Como se observa en la Figura 3.11 la distribución de estaciones telosísmicas le da una cobertura azimutal relativamente buena al evento.

Como se comentó en secciones anteriores, para la primera ruptura fue fijado el *strike* y *dip* según los resultados de la inversión InSAR. El resultado en cuanto a la distribución del deslizamiento de dicha inversión se observa en la Figura 4.13. En ella se hace la comparación de los resultados de las inversiones con exactamente el mismo procesamiento y parámetros pero variando los datos utilizados. Primero en la Fig. 4.13.a. se observa la distribución de deslizamiento en el plano de falla solo con datos telosísmicos, siendo el resultado bastante suave, lo que es de esperar al utilizar este tipo de datos que al ser de campo lejano no cuentan con una buena resolución en campo cercano (son de baja frecuencia), además de que el máximo de deslizamiento es menor que en el resto de modelos.

Luego en la Fig. 4.13.b. se observa el modelo con datos telesísmicos y GPS estático, notándose un cambio en la magnitud del máximo de deslizamiento (3.5 [m]) y además viéndose más de un parche de deslizamiento en el plano de falla. Después, en la Fig. 4.13.c. se modela el deslizamiento con datos telesísmicos e InSAR, donde se observa que el máximo se asemeja mucho más a la vista en la Fig. 4.13.a., además que vuelve a ser una distribución suave, aunque se ve un parche de bajo deslizamiento hacia la izquierda, y una continuación de deslizamiento en profundidad. Finalmente, en la Figura 4.13.d., que corresponde al modelo con todos los datos, se observa que el deslizamiento máximo es de aproximadamente 3.1 [m], donde la profundidad a la cual se alcanza éste es de aproximadamente 8[km]. En este modelo también aparece la aspereza de bajo deslizamiento hacia la izquierda, e igual que en el anterior, se observa que la mayoría del deslizamiento se restringe a un parche y se prolonga verticalmente hacia la dirección *down-dip*, el cual podría atribuirse a un problema de resolución de los datos.

En cuanto a la tasa de momento sísmico liberado (*source time function*), se puede observar en la Figura 4.14.b. que en los primeros 2 [s] existe un aumento casi constante, pero luego a los 3-4 [s] hay una disminución, para después dar paso al máximo de momento sísmico aproximadamente a los 8 [s], lo cual nos indica que al comenzar a propagarse el frente de ondas desde el hipocentro hay una migración del deslizamiento como puede observarse en la Fig. 4.14.a. Además, en la Figura 4.14.b., se observa una línea segmentada roja, la cual corresponde al momento a partir del cual la tasa de energía liberada es menor a un 10 % de la máxima tasa, lo que se traduce en que la energía que se libera después de ese instante se considera como ruido del modelo.

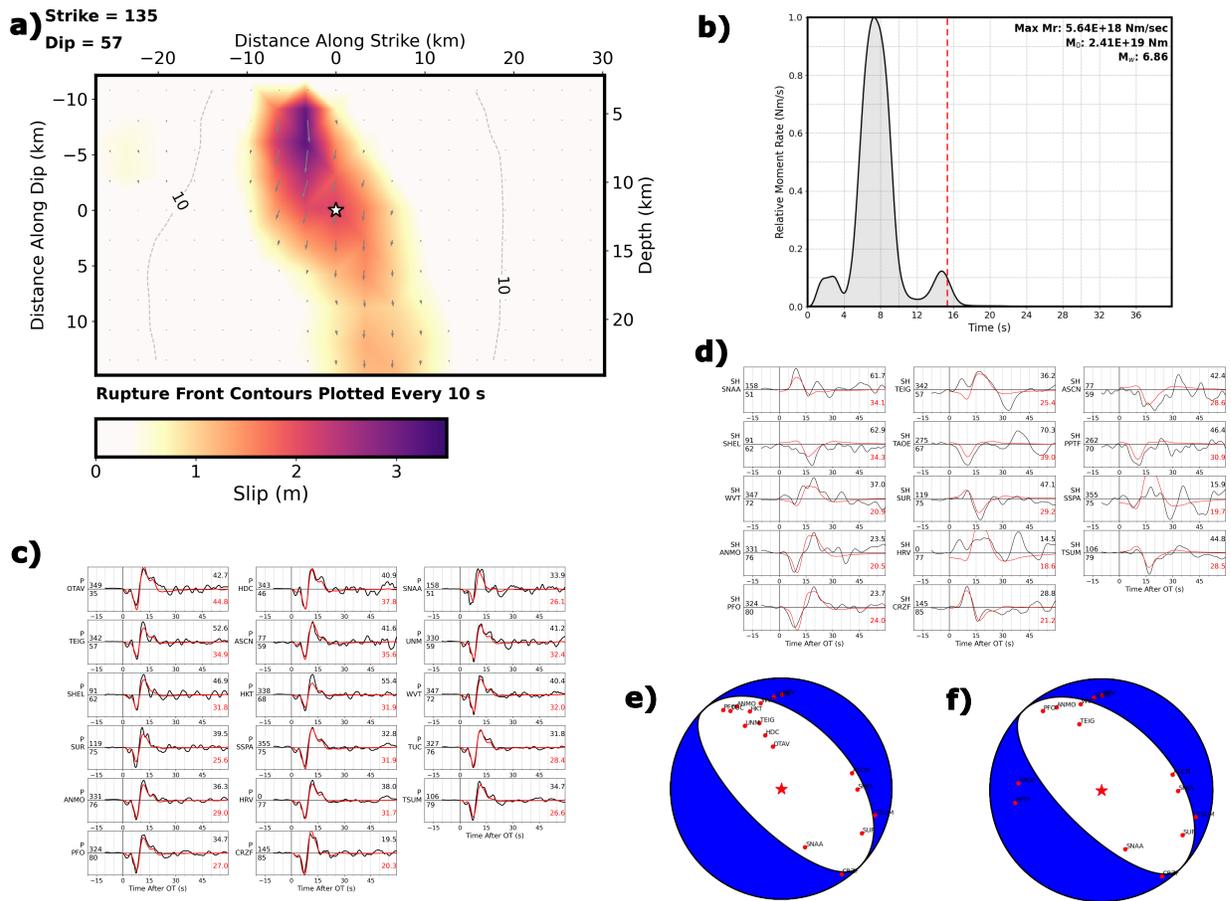


Figura 4.14: [a] Distribución de deslizamiento para el primer evento. [b] Tasa de momento sísmico para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu (*source time function*). La línea roja punteada corresponde a momento a partir del cual la tasa de energía liberada es menor a un 10% de la máxima tasa de liberación de energía. [c] y [d] Ajuste de forma de onda para las ondas P y SH para la primera ruptura de la Serie de Pichilemu, respectivamente. La traza negra corresponde al sismograma procesado y la traza roja al sismograma sintético. Los números corresponden al *azimuth* y distancia en grados desde la fuente hasta la estación. [e] y [f] Mecanismos focales con estaciones tele sísmicas utilizadas para el modelamiento de ondas P y SH respectivamente.

El ajuste de los datos de forma de onda P y SH se pueden observar en la Fig. 4.14.c. y 4.14.d. respectivamente, donde en particular la onda P ajusta bastante muy bien y la onda SH tiene una diferencia mayor. Esto se puede deber a que hay algunos ajustes que el modelo del mecanismo de fractura no logra explicar, pero aún así en general el modelo explica en su mayoría los datos. Quizás con una mayor cobertura de estaciones tele sísmicas se podría mejorar el modelo. En la 4.14.e. y 4.14.f. se observa el mecanismo focal del evento (de tipo normal) junto a la distribución de estaciones utilizadas para el ajuste, donde destaca que para la onda P las estaciones se encuentran en su mayoría en la misma zona, por lo que las llegadas tendrían la misma polaridad, lo cual se cumple al observar los ajustes de onda respectivos.

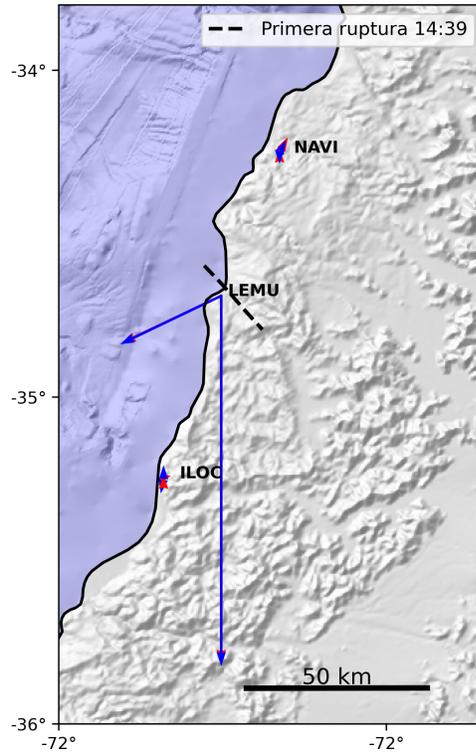


Figura 4.15: Ajuste de los datos GPS para las 3 estaciones utilizadas en la inversión conjunta. En azul el dato y en rojo la predicción del modelo sintético.

En cuanto al ajuste de los datos GPS, se observa que la estación LEMU (Fig. 4.15) que se encuentra en la zona de ruptura ajusta muy bien a los datos, mientras que las estaciones más lejanas que registraron un deslizamiento muy bajo tienen un peor ajuste en cuanto a dirección, aunque en magnitud no existe gran diferencia.

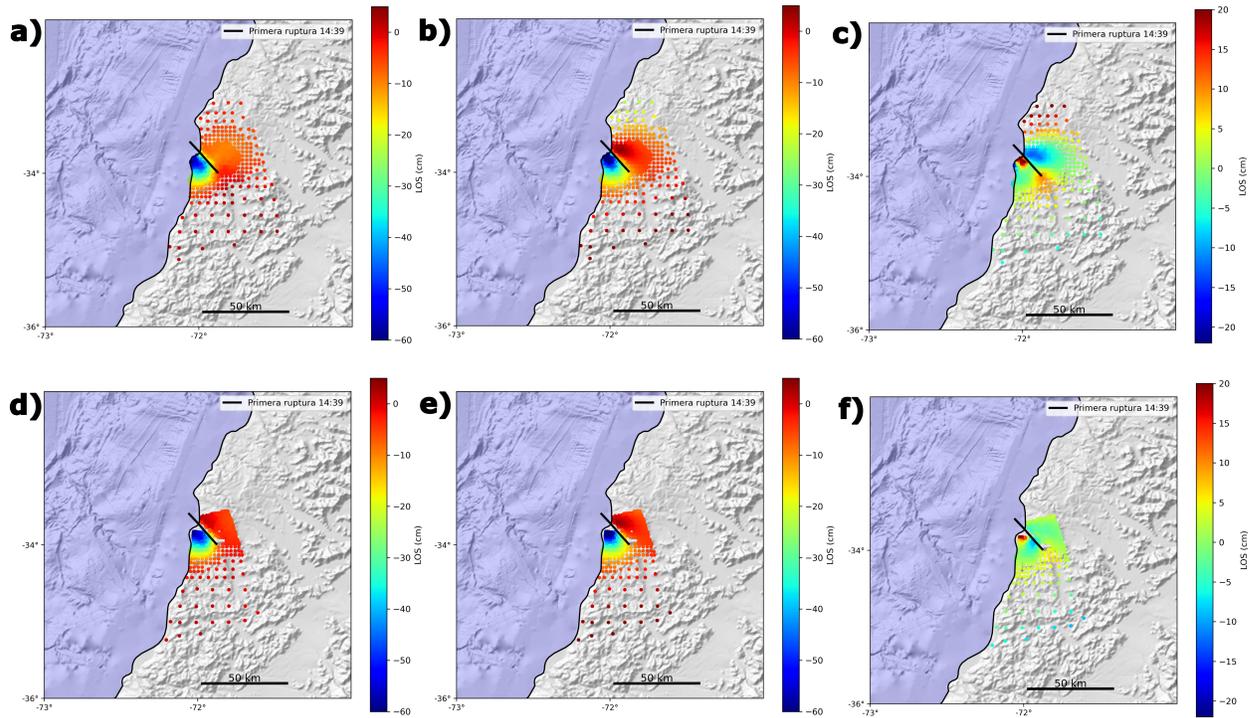


Figura 4.16: Ajuste de los datos InSAR para el modelo de deslizamiento distribuido de la inversión conjunta, utilizando los 2 interferogramas con *downsampling*. [a]Interferograma ALOS. [b]Interferograma ALOS modelado. [c]Residual ALOS. [d]Interferograma ENVISAT. [e]Interferograma ENVISAT modelado. [f]Residual ENVISAT.

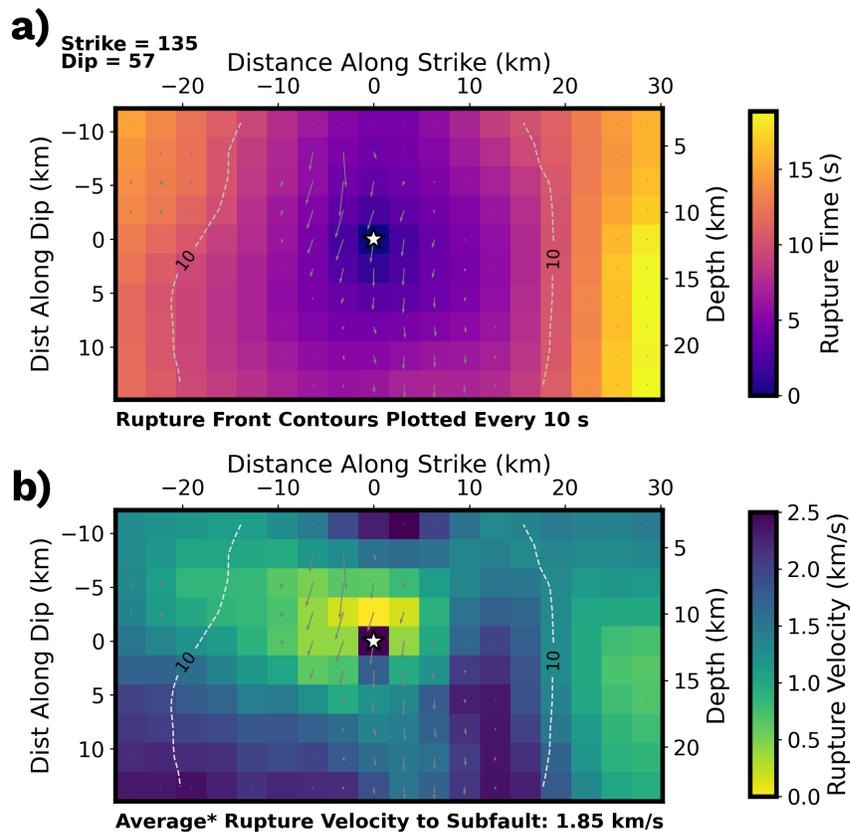


Figura 4.17: Parámetros para la caracterización de fuente sísmica en el plano de falla del primer evento. [a]Tiempo de ruptura. [b]Velocidad de ruptura.

Al observar la Figura 4.17.a. se grafica la distribución del tiempo de ruptura, que se expande de manera radial desde el epicentro hacia el resto de la falla, mientras que en la Fig. 4.17.b. al observar la distribución de la velocidad de ruptura se ve la existencia de zonas de baja y alta velocidad, no distinguiéndose un patrón particularmente claro, por lo cual se necesitarían datos de campo cercano continuos para caracterizar de mejor manera la distribución de ésta.

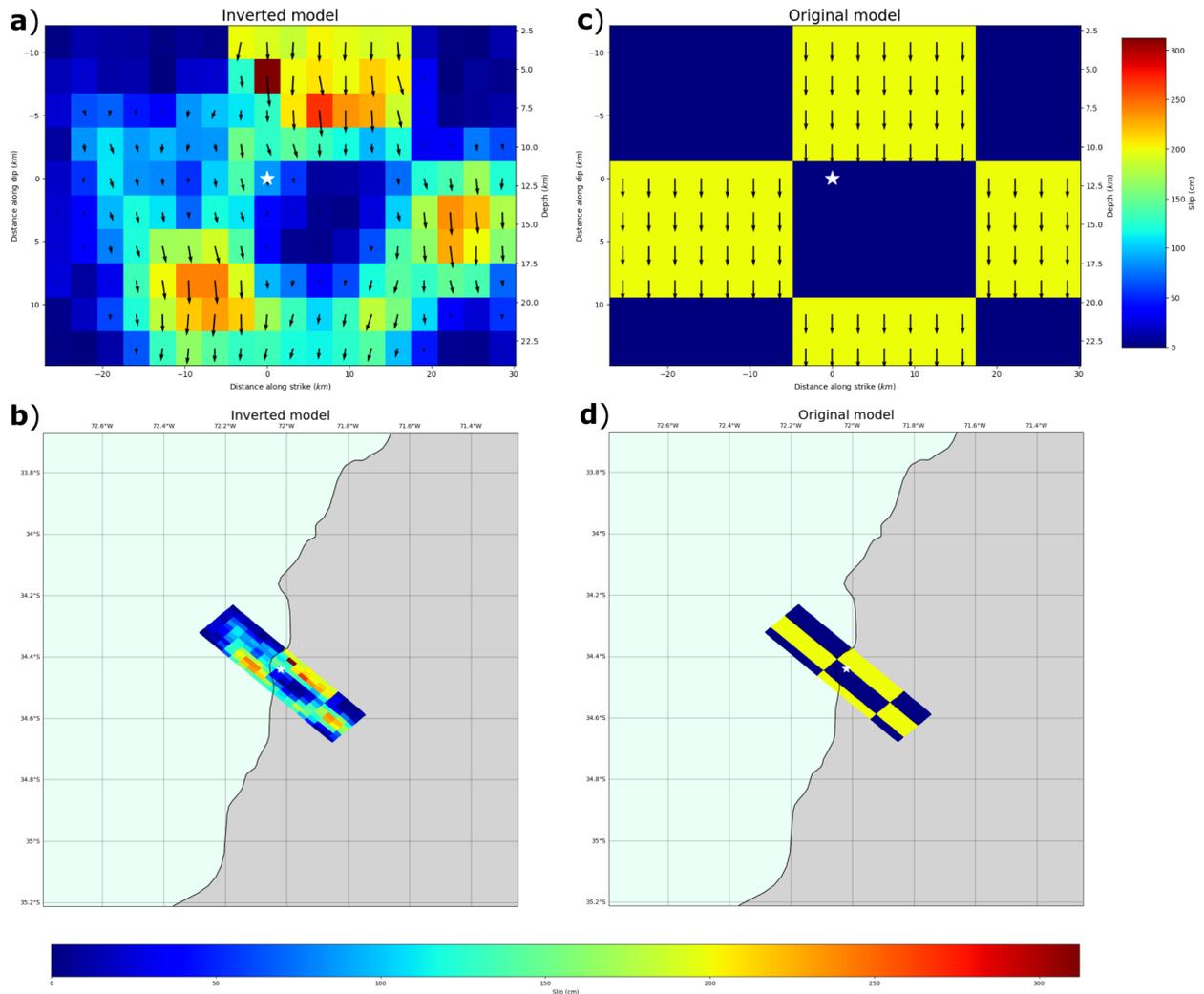


Figura 4.18: Pruebas de tablero de ajedrez para la inversión conjunta. Distribución de deslizamiento obtenida utilizando el conjunto completo de datos (Telesísmicos, GPS, InSAR). [a]Modelo invertido. [b]Modelo invertido en planta. [c]Modelo de entrada. [d]Modelo de entrada en planta. La escala de deslizamiento varía del azul (0 m) al rojo (3.1 m). La estrella es el hipocentro.

En la Figura 4.18 se observa una prueba de tablero de ajedrez (*Checkerboard tests*) que se utiliza para evaluar la resolución de la inversión proporcionada por el conjunto de datos utilizado. Se considera el mismo plano de falla de la inversión conjunta (Telesísmicos, GPS, InSAR) para construir una distribución de deslizamiento sintético. Los datos sintéticos se generan para las mismas estaciones que proporcionaron los datos reales y luego se invierten utilizando el mismo factor de escala y parámetros suaves determinados para los conjuntos de datos en la inversión del choque principal. El tamaño mínimo de los parches recuperados por la inversión conjunta es de aproximadamente 10x20 [km]. Se observa en la Figura 4.18.b que la inversión cuenta con una mayor sensibilidad a la distribución de deslizamiento hacia arriba y en tierra, ya que desde la costa hacia la fosa el modelo no es capaz de resolver de buena manera la distribución de deslizamiento. Esto se debe a la ausencia de observaciones de movimiento bajo el mar. El deslizamiento en la región inferior del plano de falla está

subestimado y/o ligeramente desplazado., pero pese a eso las asperezas se recuperan bien.

4.4. Inversión con datos telesísmicos: Segundo evento

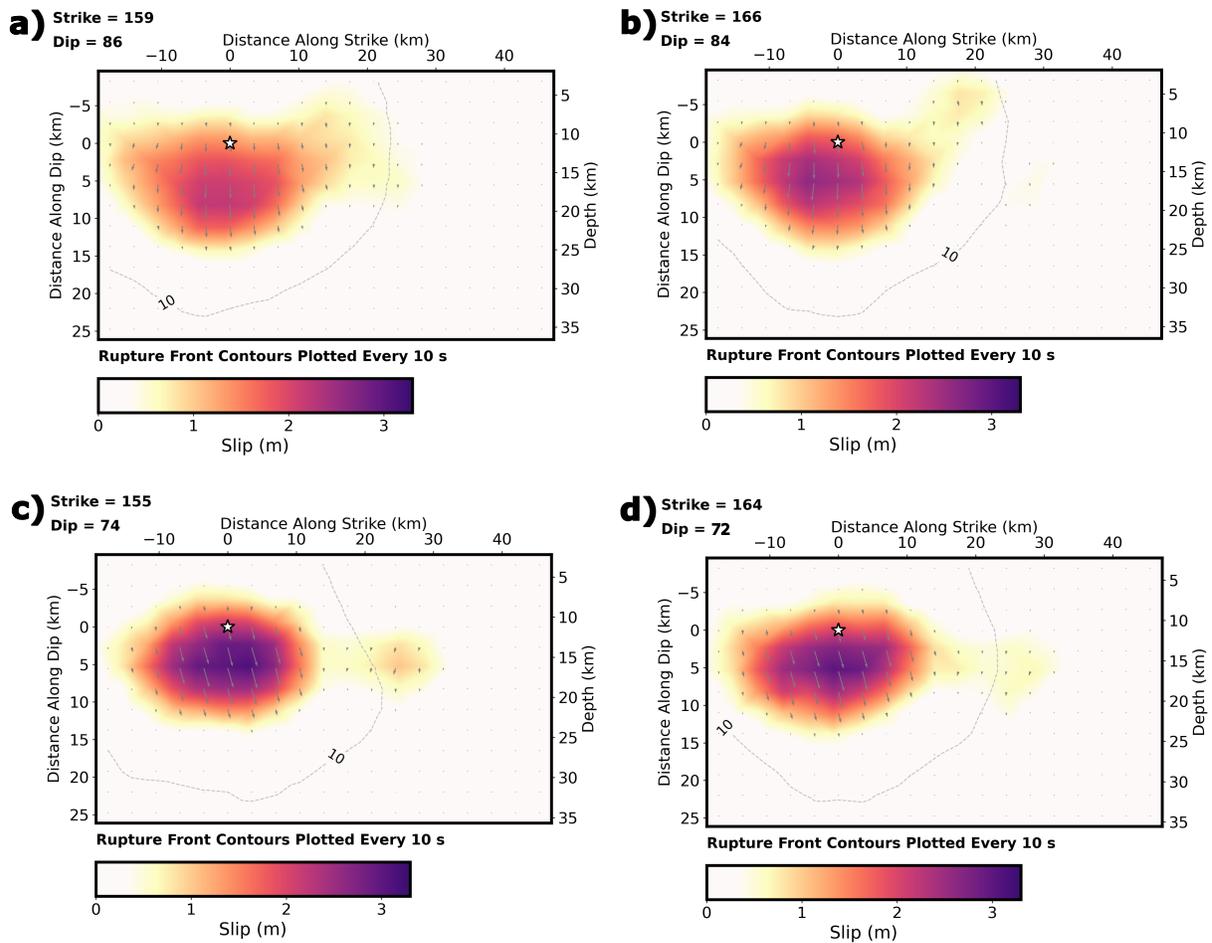


Figura 4.19: Modelos de distribución de deslizamiento cosísmico para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. El mecanismo focal varía según lo indicado en la Tabla 3.4. [a]Distribución de deslizamiento con mecanismo GCMT. [b]Distribución de deslizamiento con mecanismo USGS. [c]Distribución de deslizamiento con mecanismo según (J. A. Ruiz et al., 2014). [d]Distribución de deslizamiento con mecanismo según (Jara-Muñoz et al., 2022).

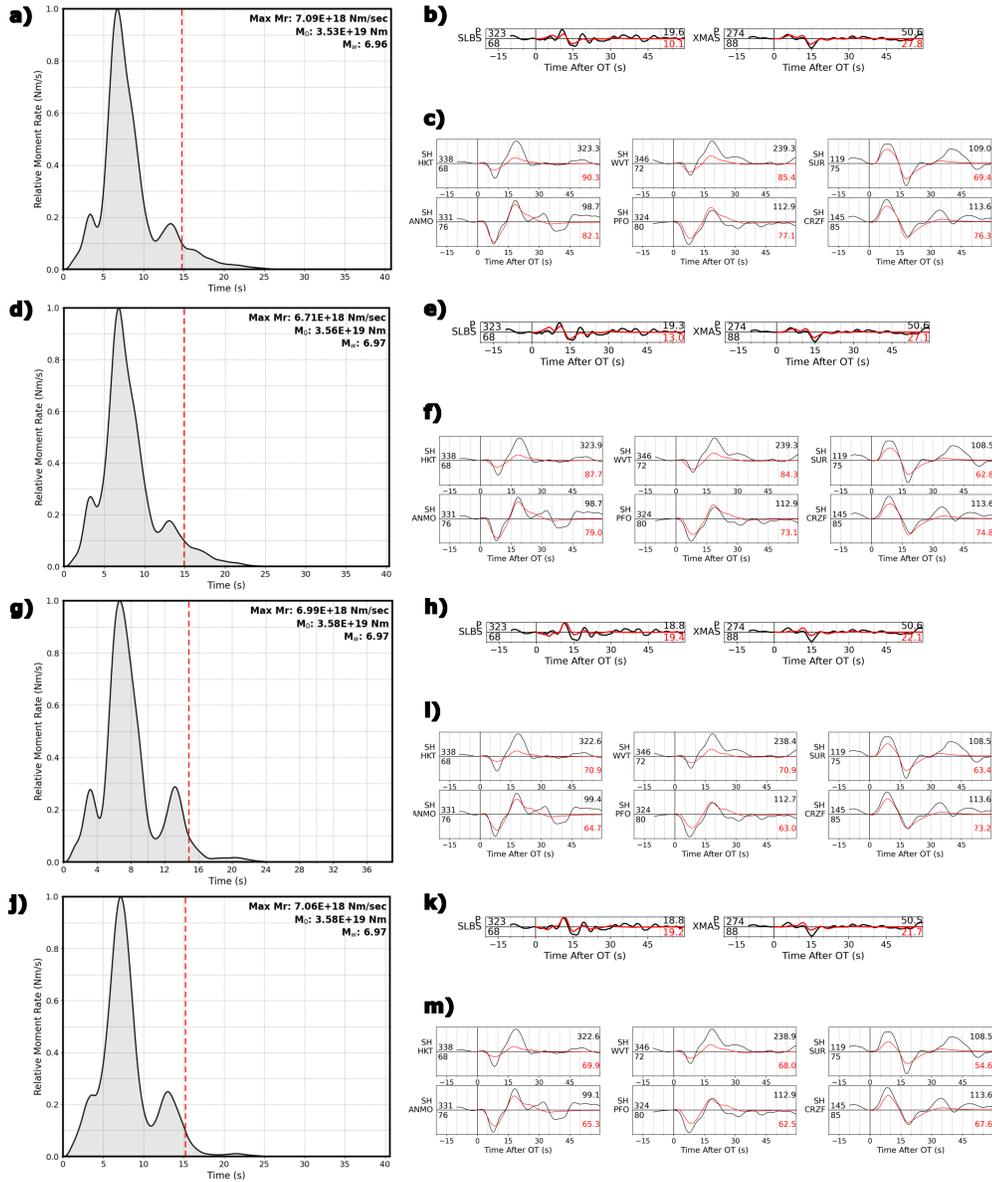


Figura 4.20: [a], [d], [g] y [j] Tasa de momento sísmico para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. La línea roja punteada corresponde a momento a partir del cual la tasa de energía liberada es menor a un 10% de la máxima tasa de liberación de energía. [b], [e], [h] y [k] Ajuste de forma de onda para las ondas P para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. [c], [f], [i], [m] Ajuste de forma de onda para las ondas SH para la segunda ruptura de la Serie de Pichilemu. La traza negra corresponde al sismograma procesado y la traza roja al sismograma sintético. [a], [b] y [c] fueron modelados según el mecanismo del GCMT. [d], [e] y [f] fueron modelados según el mecanismo del USGS. [g], [h] y [i] fueron modelados según el mecanismo dado en (J. A. Ruiz et al., 2014). [j], [k] y [m] fueron modelados según el mecanismo dado en (Jara-Muñoz et al., 2022).

Para el segundo evento de la Serie de Pichilemu se realizó el modelamiento sólo con datos telesísmicos. Al no tener un interferograma del cual fijar el mecanismo focal, se utilizaron 4 mecanismos focales distintos tomados de diversas fuentes y trabajos previos de este mismo

terremoto (Tabla 3.4), como se explica más a detalle en la sección de Metodología. Los resultados del modelamiento de distribución de deslizamiento en el plano de falla están en la Figura 4.19, donde destaca que al ser todas inversiones telesísmicas los resultados son bastante suaves, con la existencia de un único parche y en algunos casos se observa un pequeño parche de deslizamiento hacia el SE (*along strike*) o arriba (*along dip*). Sobre la magnitud máxima de deslizamiento, se observa que entre modelos ésta varía aproximadamente desde 2.5 a 3.1 [m], siendo el modelo 3.4.c. el mayor. Algo importante de destacar, es que también se contaba con datos de las 3 estaciones GPS descritas en Ryder et al. (2012), pero no fue posible resolver la ubicación de la falla solo con datos telesísmicos y esos 3 datos geodésicos, por lo que se decidió no utilizarlos por la baja cobertura espacial.

También es importante señalar que para éste evento la cobertura de estaciones telesísmicas es mucho menor, como se muestra en la Fig. 3.12, lo que hace la caracterización de éste evento aún más difícil.

En cuanto al ajuste de las formas de onda, estas se observan en la Figura 4.20.b, c, e, f, h, i, k y m, donde en general hay un buen ajuste de ondas P, aunque solo se cuenta con 2 estaciones que registraron de buena manera esta llegada, y el ajuste para las ondas SH en general tiene varios errores. Por otro lado, la tasa de momento sísmico para cada modelo presenta un comportamiento similar, donde hay una liberación inicial de energía que presenta un peak pequeño, para luego bajar y así subir alcanzando el máximo, donde finalmente existe otra liberación de energía en un peak similar al primero. La magnitud de momento alcanzada por los modelos es de entre 6.96 y 6.97 Mw, lo cual podría estar sobre estimado debido a que la diferencia de tiempo entre un evento y otro es de tan solo 15 minutos, por lo que el segundo evento contiene señal del primero, es decir, existe interferencia en los sismogramas.

4.5. Inversión con datos InSAR: Fase postsísmica

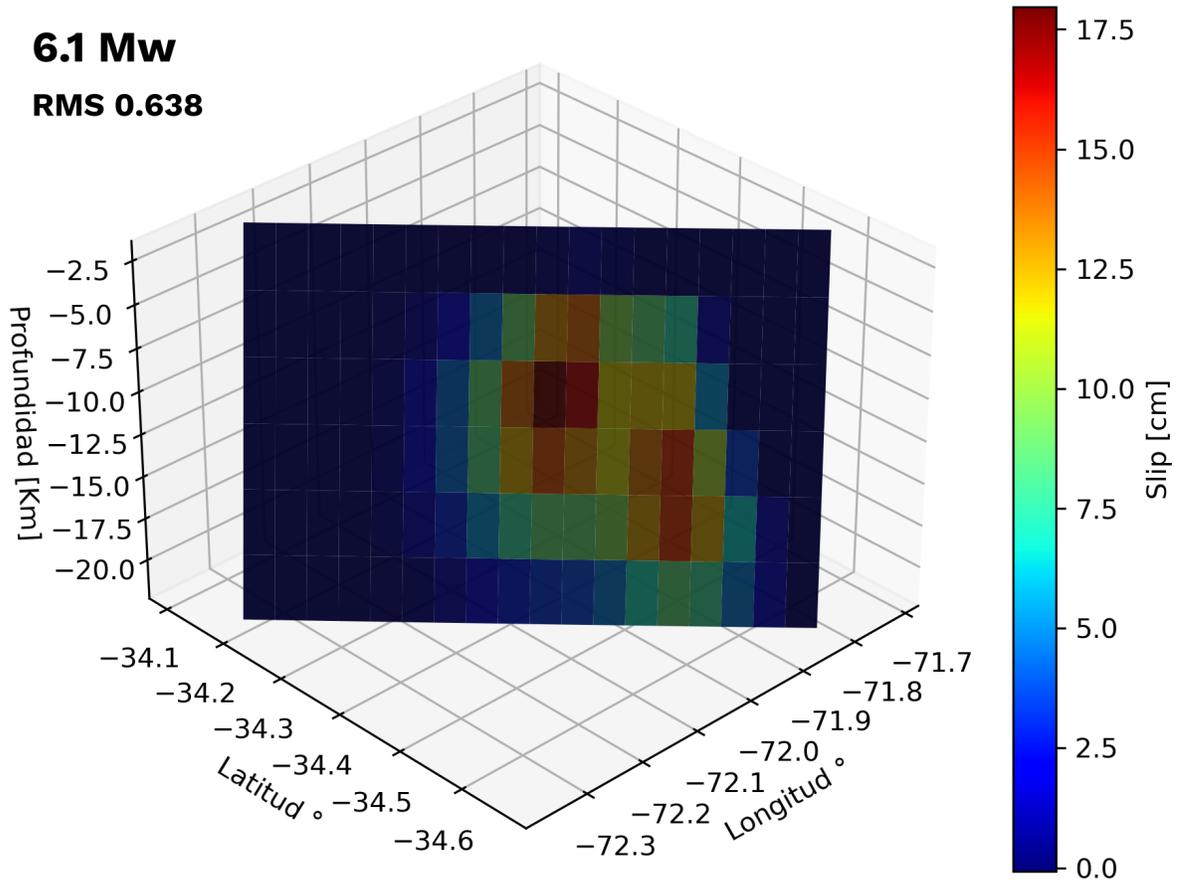


Figura 4.21: Distribución de deslizamiento de la fase postsísmica proveniente del *stack* de dos interferogramas descendentes de aproximadamente 6 meses de ENVISAT. La magnitud calculada es 6.1 Mw

En cuanto al modelo inverso de la distribución de deslizamiento en el plano de falla obtenido del interferograma ENVISAT de la fase postsísmica, se puede observar en la Fig. 4.21 que existen 2 parches principales con mayor deslizamiento, donde se alcanzan deslizamientos de entre 15 y 17 [cm] aproximadamente. Calculándose una magnitud de 6.1 Mw, por ende la razón entre el momento sísmico liberado en la fase cosísmica es 15 veces mayor en comparación al periodo postsísmico aproximadamente.

El ajuste del modelo con los datos del interferograma es bastante bueno, como podemos ver en la Fig. 4.22, encontrándose el mayor residual hacia el sur del área de estudio, pero cabe destacar que dicha diferencia en la señal es producto de otro terremoto (Ryder et al., 2012).

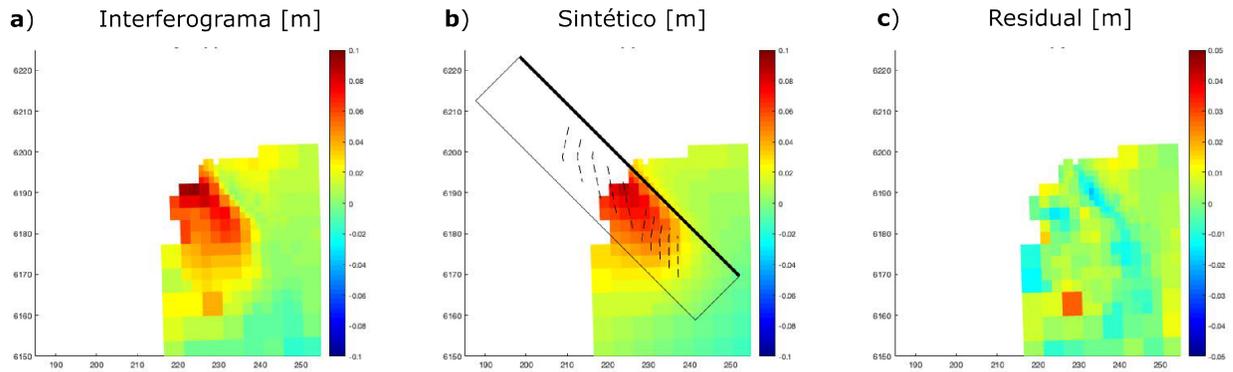


Figura 4.22: [a]Interferograma ENVISAT descendente cortado a la zona de deformación. [b]Modelo sintético de Okada del interferograma. [c]Residual entre interferograma original y sintético.

La amplitud máxima de la señal del interferograma postsísmico (Fig. 4.22.a) es de aproximadamente 10 [cm], al igual que en el interferograma sintético (Fig. 4.22.b). El residual máximo es de 5 [cm], lo que es la mitad de la señal y podría considerarse alto, pero si no se toma en cuenta ese máximo correspondiente a otro terremoto, en general el residual en la zona de interés es más cercano a 1 [cm], lo cual es una décima parte de la señal estudiada.

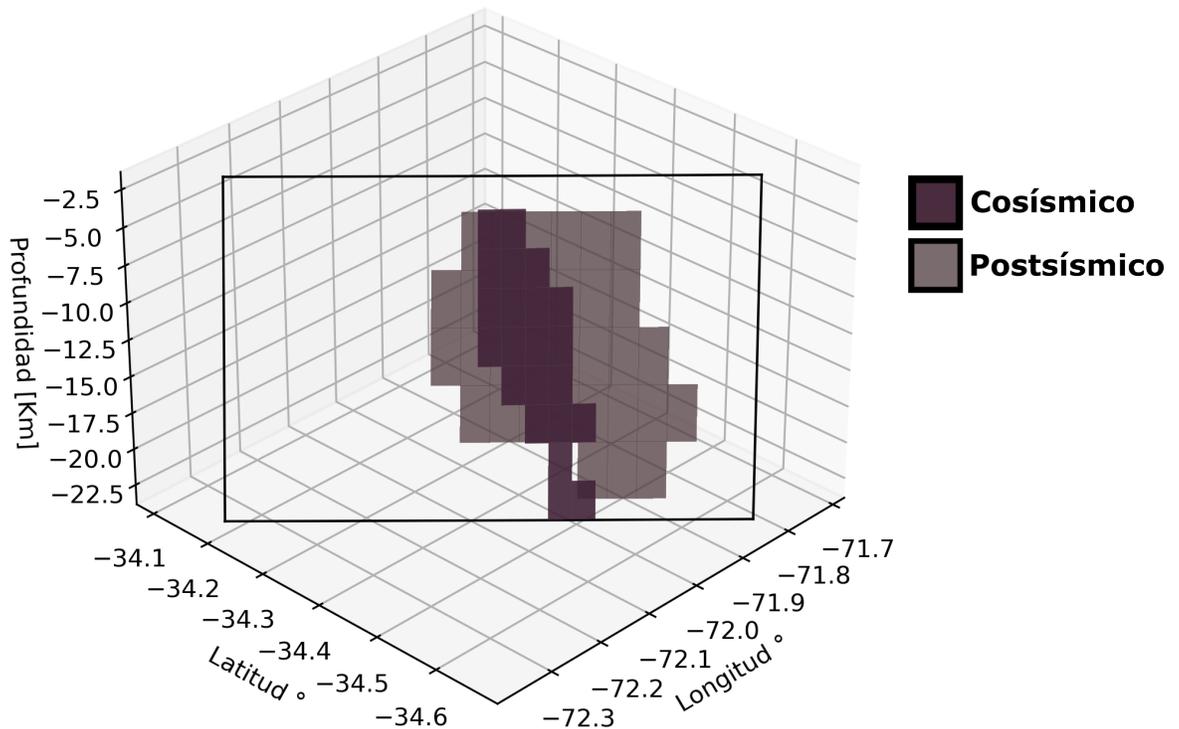


Figura 4.23: Comparación de planos de distribución de deslizamiento de la fase cosísmica (Fig. 4.14.a) y postsísmica (Fig. 4.21). Figura ilustrativa que muestra la superposición de los parches de mayor deslizamiento (30 % superior) en el plano de falla.

En la Figura 4.23 se muestra la comparación de la distribución de deslizamiento para la inversión cosísmica conjunta de la primera ruptura (Fig. 4.14.a) y para la inversión postsísmica de datos InSAR (Fig. 4.21).

Capítulo 5

Discusiones

5.1. Fase intersísmica

Para investigar el ciclo sísmico de fallas corticales en antearcos de subducción, es crucial tener en cuenta los regímenes dominantes de esfuerzos en la placa superior a lo largo del tiempo geológico. Los materiales tienden a ser considerablemente más débiles bajo tensión que bajo compresión, en terminos de fallamiento, lo que influye en la preferencia por ciertos tipos de fallamiento en determinados regímenes. Esta compleja interacción define distintos escenarios en los cuales las estructuras pueden desencadenar procesos sísmicos particulares.

La recurrencia de los terremotos controlada por los pulsos cíclicos incrementales de compresión en el intersísmico de subducción y extensión en el cosísmico de subducción que tienen lugar durante miles de ciclos de subducción en la placa superior se puede estudiar gracias a los registros pre-instrumentales de los eventos. Algunos estudios (por ej., Stirling et al. (2002); Wells y Coppersmith (1994)) señalan que las estimaciones del desplazamiento de ruptura de la superficie y la magnitud de los terremotos de la corteza terrestre de la era pre-instrumental (anterior a 1900) tienden a ser mayores que las estimaciones correspondientes derivadas de las relaciones de escala modernas, es decir, están sobrestimadas. Dichos registros, como lo pueden ser escarpes de falla, terrazas marinas, etc, nos pueden dar una idea, a primer orden, de cómo se comporta el régimen de esfuerzos en el tiempo y cómo da lugar al ciclo sísmico de ciertas estructuras.

Actualmente se cuenta con redes sismológicas mundiales, con registros desde aproximadamente los años 60s (WWSSN: *World-Wide Standardized Seismograph Network*), y para responder el cómo se ha comportado el ciclo sísmico de éstas fallas, solo es posible hacerlo extrapolando la poca información que se tiene, bajo el supuesto de que el comportamiento no ha variado significativamente a lo largo del tiempo geológico. Es decir, tenemos observaciones de una ventana corta de tiempo en comparación a la duración del ciclo sísmico de estas fallas, por lo que extrapolar los comportamientos a otras escalas temporales podría ser un error. Actualmente se cuenta con redes sismológicas mundiales como FDSN (*International Federation of Digital Seismograph Networks*), IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*), entre otros, con instrumentos BRB (*broadband*), VBB (*very broadband*) de gran ancho de banda y rango dinámico.

Para el caso de este estudio es interesante revisar el trabajo de Aron Melo (2014), donde en la Figura 5.1.b se muestra un ejemplo de cómo podría ser la evolución de tensiones en fallas de placa superior con inversiones tectónicas de largo plazo documentadas, para un régimen puramente compresional, puramente extensional o bimodal. Se plantea que en el registro

geológico coexisten las fallas normales e inversas, lo que sugiere un régimen bimodal, donde temporalmente hay momentos del ciclo sísmico de subducción que favorecerían un tipo de mecanismo de ruptura en vez del otro, además de que hay diferencias en cuanto a la magnitud que los eventos pueden alcanzar (asociado a la naturaleza de las tensiones y el material). Lo anterior es consistente con la ausencia de *strain* intersísmico y la magnitud de los eventos de Pichilemu.

Para llevar a cabo un estudio exhaustivo del ciclo sísmico de estas fallas, idealmente se requeriría disponer de registros que abarquen miles de años, lo que proporcionaría una comprensión más sólida de su comportamiento a lo largo del tiempo. Sin embargo, debido a las limitaciones en la obtención de mediciones, este trabajo se basa en datos recopilados durante un período de solo 3 años en la fase intersísmica. Por lo tanto, es más preciso limitar nuestra discusión a los periodos de las fases del ciclo sísmico que se examinaron específicamente en este estudio.

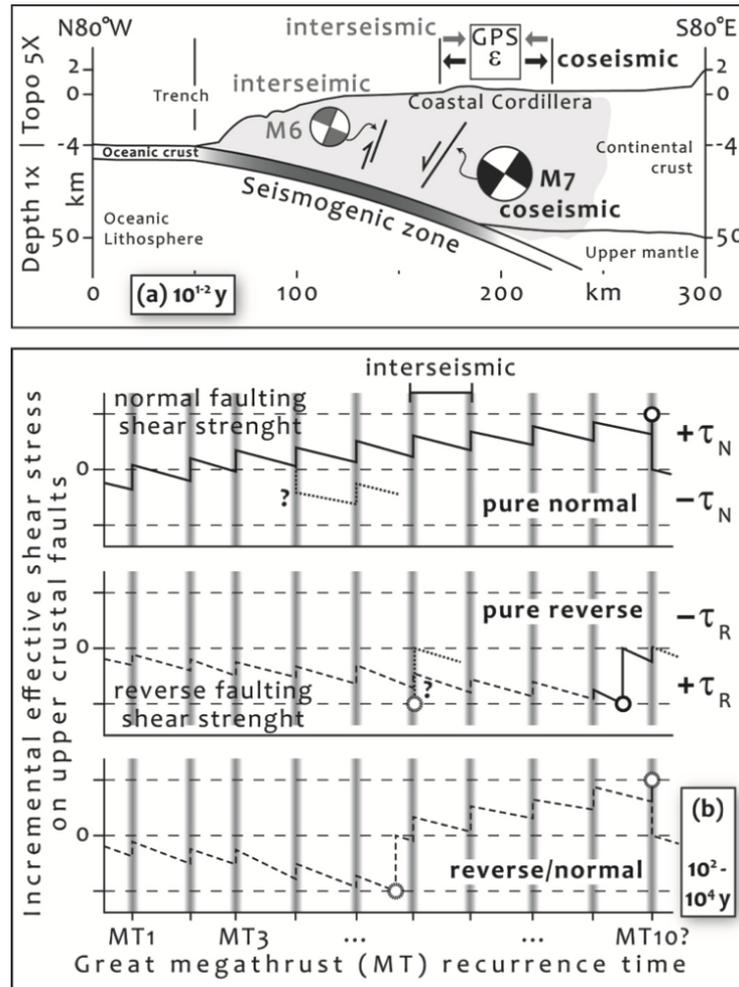


Figura 5.1: Modelo conceptual multiescala que integra la deformación instantánea y permanente a largo plazo en la Cordillera Costera en función del ciclo sísmico de subducción. [a] Los datos de sismicidad y GPS muestran ciclos de acortamiento intersísmico, convergencia-paralelo y extensión cósmica de la placa superior. [b] Los tres gráficos muestran la evolución del esfuerzo de corte (τ_N y τ_R son para fallas normales e inversas respectivamente) en escalas de tiempo neotectónicas en las fallas de la placa superior para diferentes escenarios cinemáticos de fallas. Esfuerzo cortante cero significa "niveles ambientales". Los círculos blancos indican un terremoto. Las líneas de puntos con un signo de interrogación en los paneles superior y central representan el escenario de incrementos potenciales de tensión de Coulomb de falla normal negativa (o falla inversa positiva) en estructuras de placas superiores correctamente orientadas y ubicadas con respecto a las tensiones de compresión impuestas por una evento *megathrust*. Figura original de Aron Melo (2014).

En particular, en la Figura 4.1.a se observa la serie de tiempo intersísmica, en la cual se aprecia que la velocidad acumulada en la zona de interés durante el período de estudio es menor a 1 [cm/año]. Esto significa que, durante los 3 años previos al terremoto de Maule, no se registró deformación medible, por sobre la incertidumbre de los datos (0.5 [cm/año], Fig. 4.1.b) en la zona de estudio. Entonces, es probable que la activación de estas fallas haya sido el resultado del cambio de esfuerzos en la corteza provocado por el megaterremoto de Maule.

5.2. Cosísmico

Sobre la señal cosísmica estudiada, algo interesante de discutir es que la primera falla explica bastante bien la mayoría de la señal de deformación causada por la Serie de Pichilemu observada con InSAR. Lo anterior es posible observarlo en la Figura 4.11, donde al comparar Fig.4.11.a. con Fig.4.11.b. vemos que la señal tiene prácticamente la misma forma o patrón de deformación, lo que se traduce en un residual (Fig.4.11.c.) que es un orden de magnitud menor que el tamaño de la señal estudiada. Para el caso del interferograma ENVISAT se ve una mayor pérdida de coherencia en ciertas zonas debido a que trabaja en banda C, pero aún así el residual estimado es de la misma magnitud que con ALOS. Otros estudios de las mismas fallas y eventos sísmicos (por ej. Jara-Muñoz et al. (2022)) han señalado que la magnitud de deslizamiento de la segunda ruptura es al menos 1 orden de magnitud menor que la primera, por lo que al ajustar los modelos ésta no tendría un gran efecto sobre los resultados.

Cuando comparamos los resultados de los mecanismos focales obtenidos para la primera falla en este estudio con estudios previamente publicados (por ej. Ryder et al. (2012); J. A. Ruiz et al. (2014); Jara-Muñoz et al. (2022)) y los proporcionados por el Global CMT y USGS, se puede observar en la Figura 4.12 que todas las soluciones para el primer evento de Pichilemu muestran una variación relativamente baja. Esto se refleja en una desviación estándar de *strike* de $\sigma = 3.65$ y en *dip* de $\sigma = 3.88$, lo que representa la variabilidad al comparar resultados entre mecanismos focales calculados con datos telesísmicos y/o geodésicos. Esto indica que, al menos para la primera falla, al utilizar distintos métodos y tipos de datos, se obtienen resultados muy similares, con una variación estándar relativa de $\sigma_{rel} = 2.57\%$ para el *strike* y de $\sigma_{rel} = 6.87\%$ para el *dip*. Por lo tanto, el mecanismo focal de la primera ruptura de este estudio se encuentra dentro del rango de los resultados publicados. Las diferencias podrían atribuirse al hecho de que en este estudio se modela la señal completa de InSAR (de ambos eventos) mediante una sola falla, o que en otros estudios se utiliza como base el mecanismo focal del GCMT y/o la geometría de las fallas se establece en función de la distribución de sismicidad para una vista en corte (Ryder et al., 2012). Es importante destacar que en este estudio se utiliza una inversión no lineal con un amplio rango de parámetros, incluyendo el *strike* y el *dip*. En resumen, la solución encontrada en este trabajo se considera una buena aproximación a la geometría de la falla real y no asume una geometría a priori en base a otras observaciones.

En cuanto al modelamiento cosísmico conjunto (Fig. 4.13), es importante señalar que las diferencias entre un modelo y otro pueden darse debido a que algunos tipos de datos contienen mayor o menor nivel de detalle sobre cómo es la ruptura, lo cual responde al componente de frecuencia de la señal (sección 4.5.3, Figura 4.5.10 en Stein y Wyssession (2003)). Esto incluye la cantidad de momento sísmico liberado, las dimensiones espaciales de la ruptura y su evolución temporal. Para ilustrar esto, la Figura 5.2 presenta un esquema cualitativo de diversos tipos de datos, destacando su sensibilidad y, por ende, la información que aportan en las distintas dimensiones que definen una ruptura sísmica

En el caso de los datos telesísmicos, aportan información crucial sobre la dimensión temporal de la ruptura. Por otro lado, InSAR proporciona información valiosa sobre el momento sísmico y la dimensión espacial de la ruptura. Por último, el GNSS estático mejora el nivel de detalle en la información relacionada con el momento sísmico. Como resultado, el conjunto de datos utilizado en esta inversión se complementa de manera efectiva. Sin embargo, es importante señalar que la inclusión de otros tipos de datos (ej: GNSS continuo, acelerogramas,

mereogramas) podría potencialmente mejorar la resolución de la inversión.

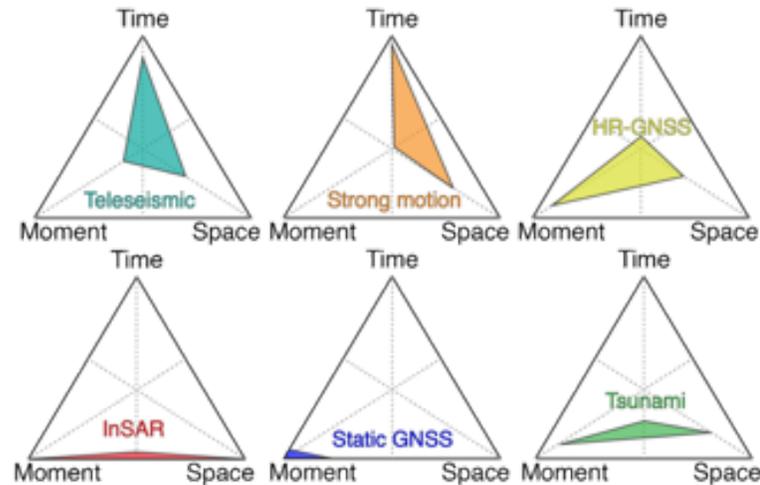


Figura 5.2: Esquema cualitativo sobre la resolución de distintos tipos de datos en cuanto a momento sísmico, dimensiones espaciales y comportamiento en el tiempo. Figura obtenida por comunicación personal.

Un aspecto adicional a tener en cuenta en la resolución de la inversión es la disponibilidad de datos y estaciones. Es importante destacar que para este trabajo durante el proceso de ajuste del modelo, resultaba imposible lograr un ajuste adecuado utilizando únicamente datos telesísmicos y GPS, ya que con solo tres estaciones GPS, no fue posible definir con claridad la ubicación precisa de la falla debido a la falta de resolución espacial. Sin embargo, al incorporar datos InSAR en la inversión, se obtuvo un ajuste mucho más preciso. Vale la pena mencionar que el parche de bajo deslizamiento en la Figura 4.13 podría ser un artefacto numérico (*data smearing*) del modelo. No obstante, también podría indicar que se requiere una mayor cantidad de datos en campo cercano para captar ese nivel de detalle en el modelo.

El ajuste de los datos InSAR, como se muestra en la Figura 4.16, exhibe un residual mayor para los datos ALOS en comparación con los datos ENVISAT. Esta diferencia es consistente con la banda de frecuencia en la que operan ambos instrumentos. Una explicación para la magnitud elevada de los residuales radica en el hecho de que ambos interferogramas capturaron tanto los eventos de Pichilemu como una porción de la fase postsísmica. Otra razón para la diferencia de residual puede deberse a los interferogramas no cubren la misma área. Por lo tanto, al modelar únicamente el primer evento, es esperable una diferencia sustancial que se refleja en el residual. Este residual, en última instancia, podría ser utilizado para modelar la segunda ruptura en una inversión conjunta.

Asimismo, la misma explicación se aplica a la comparación entre las magnitudes de momento obtenidas en la inversión conjunta (6.86 Mw) y la inversión basada únicamente en datos InSAR (6.95 Mw). Al no ponderar los datos InSAR con otros, se está considerando la combinación de todas las señales presentes durante el período de registro para un solo evento, lo que genera esta diferencia en el cálculo.

Para la segunda falla, se dispuso únicamente de datos telesísmicos. Siguiendo la explicación ofrecida para la Figura 5.2, esto implicó una resolución espacial y del momento sísmico relativamente baja. A pesar de esta limitación, la magnitud del momento sísmico calculada (como se muestra en la Figura 4.20) resultó ser muy cercana a la informada por el Global Centroid-Moment-Tensor (GCMT), que fue de 7.0 Mw, versus 6.96-6.97 Mw.

En general, en todo el mundo, los valores de magnitud del momento sísmico obtenidos por GCMT y el valor de magnitud (M_w) de la fase W concuerdan estrechamente para los terremotos, con una variación máxima de alrededor de 0.3 (Hayes, Rivera, y Kanamori, 2009). Este nivel de variación es coherente con los resultados encontrados, por ejemplo, para la magnitud de momento de 6.76 M_w del segundo evento en el estudio de Ryder et al. (2012).

Teniendo en cuenta todo lo anterior, resulta evidente que el modelamiento de eventos sísmicos en fallas activas se beneficia enormemente de la disponibilidad de diversos tipos de datos que permiten constreñir diferentes parámetros de la ruptura y la geometría de la falla. En un primer orden, los datos telesísmicos y los datos InSAR son herramientas globales con mediciones disponibles de manera abierta que permiten obtener datos prácticamente de toda la superficie terrestre, pero con desventajas en ciertos aspectos abordados previamente.

Sin embargo, para obtener un entendimiento más detallado del movimiento y la deformación, es esencial contar con redes de instrumentos en el campo cercano. El Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN) cuenta con una Red Sismológica, una Red Geodésica y la Red Nacional de Acelerógrafos. Además, se pueden emplear otros tipos de instrumentación para el estudio y monitoreo de fallas, según las recomendaciones del USGS. Entre estos instrumentos se encuentran los *Creepmeters*, que miden el deslizamiento de la falla registrando el desplazamiento entre dos pilares ubicados en lados opuestos de la falla, separados por unos 30 metros. También se utilizan *Strainmeters* o medidores de tensión, que se instalan en pozos y monitorean el cambio en la tensión de la corteza cerca de fallas activas y volcanes, relacionado con el deslizamiento de las fallas, terremotos y actividad volcánica. Otro instrumento útil es el *tiltmeter* o inclinómetro, un dispositivo altamente sensible utilizado para medir la inclinación (rotación) del suelo cerca de fallas y volcanes, causada por el deslizamiento de las fallas y el levantamiento volcánico. Estos instrumentos se instalan principalmente en pozos para aplicaciones de monitoreo de la corteza terrestre. Aunque la adquisición e instalación de estos instrumentos puede requerir una mayor inversión de capital y recursos humanos, son herramientas que deben ser consideradas, especialmente en lugares de alto interés científico o en áreas con un mayor riesgo asociado.

5.3. Postsísmico

En relación a la comprensión de la deformación postsísmica después de grandes terremotos en zonas de subducción, ésta se complica por los efectos combinados de la relajación viscoelástica de las tensiones inducidas por grandes terremotos en el manto superior y el *afterslip* (Wang et al., 2012; Hu et al., 2016). Para este caso en particular, los terremotos estudiados no tienen la suficiente magnitud para causar perturbaciones de este tipo en el manto, por lo tanto no se manifiesta con la misma escala temporal que el *afterslip*.

El *afterslip* ha sido interpretado como la respuesta friccional de la falla al incremento de tensión inducido por el terremoto en el área que rodea el deslizamiento cosísmico (Marone et al., 1991; Perfettini y Avouac, 2004a, 2004b; Tissandier et al., 2023). Para casos como la deformación postsísmica del Terremoto de Tohoku 9.0 M_w del 2011, donde se ha registrado con una alta resolución en términos espaciales y temporales, es posible distinguir mejor las contribuciones individuales de estos dos procesos postsísmicos (por ej., Hu et al. (2016); Sun et al. (2014)).

Según Hu et al. (2016), durante un terremoto en la zona de subducción las tensiones liberadas de la zona sismogénica se transfieren a las áreas circundantes que resisten la propagación de la ruptura cosísmica. Después del terremoto, la relajación resultante y la transferencia de

tensiones a lo largo de la falla provocan un deslizamiento asísmico que decae logarítmicamente en el tiempo (por ej: Marone et al. (1991); Perfettini y Avouac (2004a)).

Este comportamiento friccional de la falla se puede modelar explícitamente utilizando la ley de *rate- and state- friction* (por ej., Ruina (1983); Dieterich (1994)). Bajo este marco teórico, las áreas que experimentan *afterslip* siguen un régimen de *rate-strengthening*, lo que significa que la fricción en la falla aumenta a medida que la velocidad de deslizamiento aumenta (*sliding velocity*) (Avouac, 2015; Lay y Kanamori, 1981).

Al comparar la distribución de deslizamiento en el plano de falla del modelo cosísmico obtenido mediante la inversión conjunta para la primera ruptura (Fig. 4.14.a) y el modelo de deslizamiento postsísmico calculado a partir de datos InSAR (Fig. 4.21, *stack* de interferogramas de 6 meses), se podría esperar observar, en la Figura 4.23, que el *afterslip* ocurriera principalmente en los bordes (sobre y bajo) de la zona de deslizamiento cosísmico. Sin embargo, en esta comparación, se nota que ambos parches de deslizamiento se superponen en la región central del plano de falla. Además, el modelo de deslizamiento postsísmico se extiende más allá de la zona central de la ruptura cosísmica y abarca el espacio circundante.

Dicho patrón de deslizamiento postsísmico no concuerda completamente con el comportamiento típico esperado, ya que generalmente se observa que el *afterslip* ocurre en áreas de la falla que rodean la ruptura cosísmica, con poco o ningún deslizamiento dentro de la propia zona de ruptura cosísmica (Perfettini et al., 2010). Dicha discordancia puede deberse a que se están comparando inversiones de InSAR con respecto a inversiones conjuntas, que cuenta con múltiples componentes de frecuencia. Otra explicación podría ser que el *stack* de interferogramas postsísmico es muy ruidoso para este análisis.

A pesar de esto, en algunos casos se ha registrado deslizamiento postsísmico y réplicas sísmicas dentro de la zona de ruptura cosísmica (Agurto et al., 2012; Bedford et al., 2013; Johnson et al., 2012; Tsang et al., 2019). La comprensión detallada de la evolución temporal y espacial de la tasa de deslizamiento requeriría un estudio a largo plazo con una mayor resolución temporal, ya que la resolución de datos utilizada en este estudio no permite delimitar con precisión la zona de deslizamiento en el tiempo. Se sugiere como alternativa remover la señal de la fase postsísmica del terremoto del Maule a datos GNSS, de alta frecuencia, en campo cercano (ej: estación LEMU), lo cual está fuera del alcance de éste trabajo.

En lo que respecta a la magnitud del deslizamiento en el plano de falla, se observa una marcada diferencia entre el modelo postsísmico (Fig. 4.21) y el modelo cosísmico conjunto (Fig. 4.14.a). Durante la fase cosísmica del primer evento, se alcanza un deslizamiento máximo de 3.1 [m], mientras que en la fase postsísmica, que abarca un período de seis meses, el deslizamiento es de solo 0.17 [m]. Esta diferencia en el deslizamiento equivale a aproximadamente 20 veces menos en la etapa postsísmica en comparación con la etapa cosísmica. Además, en términos de la magnitud de la energía liberada en este periodo de tiempo, se registra una magnitud de 6.1 Mw en comparación con la magnitud cosísmica de 6.86 Mw. Estos valores, teniendo en cuenta la variabilidad inherente en los modelos y catálogos de terremotos globales publicados, siguen las relaciones empíricas de escala entre el momento cosísmico y el momento postsísmico. Esto apoya la hipótesis de Churchill et al. (2022) de que el momento del *afterslip* aumenta con el momento cosísmico.

En la Figura 4.8, para la fase postsísmica, se esperaría observar una curva similar a la de la función logaritmo, en donde la tasa de variación de la posición decae con el tiempo, similares a las observables con datos GNSS (por ej., (Tissandier et al., 2023; Liu et al., 2022)), que sugiere una dependencia logarítmica de la fricción de la falla con la tasa de deslizamiento, como se observa en experimentos de fricción de laboratorio (Avouac, 2015) (*rate and state*

friction). Es importante destacar que es posible que si se dispusiera de datos con un período de observación más largo y mayor frecuencia de adquisición, se podría captar con mayor detalle este comportamiento (por ej., Hsu et al. (2006); Helmstetter y Shaw (2009)). En otras palabras, aunque los datos existentes sugieren este comportamiento, la resolución temporal actual no permite observarlo con total claridad.

En el interferograma postsísmico de la Figura 4.6, se observa una deformación hacia la costa, ubicada aproximadamente 20 kilómetros al norte de las fallas de Pichilemu. Es relevante señalar que actualmente no se ha identificado la causa de esta deformación, ni se puede atribuir necesariamente a la presencia de las fallas de Puertecillo y Topocalma en la región. La explicación de esta señal y su origen requieren una investigación adicional que va más allá del alcance de este trabajo y podría plantear una oportunidad interesante para futuros estudios.

5.4. Fallas normales

Las compilaciones globales de mecanismos focales de terremotos asociados a fallas normales, con planos de falla claramente identificados, generalmente presentan ángulos de *dip* que oscilan entre 40° y 60° (Monigle et al., 2012). En raras ocasiones se han documentado ángulos menores, específicamente en el rango de 30°-40° (Doser, 1987; Jackson y White, 1989; Abers et al., 1997; Collettini y Sibson, 2001), y aún menos comunes son los casos con ángulos inferiores a 30° (por ej: Abers (2009); Collettini (2011)). Los resultados de los mecanismos focales obtenidos para los terremotos de Pichilemu (Fig. 4.12) se encuentran en concordancia con el rango típico observado para fallas normales, con un *dip* de 57° para este trabajo.

Los terremotos de Pichilemu estudiados en este contexto, es decir, de un margen de antearco de subducción, difieren en varios aspectos significativos de otros terremotos asociados a fallas normales que ocurren en márgenes extensionales. Estas diferencias se deben, por ejemplo, a la respuesta a diferentes regímenes de esfuerzos y a las condiciones geológicas específicas de cada región.

Por ejemplo, en el caso de las fallas normales en el Tíbet, se observan *dip* en un rango de 40 a 50° (Elliott et al., 2010), aunque también existen evidencias de fallas normales de bajo ángulo (<30°) (Monigle et al., 2012). En este contexto, la extensión de la meseta tibetana está fuertemente influenciada por fuerzas gravitacionales, lo que conlleva una relación significativa entre la liberación del momento sísmico y la elevación de la superficie. Esta relación refleja principalmente la influencia de las fuerzas gravitacionales en la región (Elliott et al., 2010).

Del mismo modo, en el sur de Perú, según Dalmayrac y Molnar (1981), hay evidencia de fallas normales recientes en la Cordillera Blanca del Perú a lo largo de planos con tendencia aproximadamente N40°W, paralelos a la cadena Andina. En los Andes altos hay evidencia clara de fallas normales recientes en planos aproximadamente paralelos a la cadena. Por lo tanto, en altitudes bajas se produce un acortamiento de la corteza y está presente una compresión aproximadamente horizontal, perpendicular a la cadena. Sin embargo, en algunas regiones a grandes altitudes hay extensión de la corteza terrestre y la menor tensión de compresión es perpendicular a la cadena. Estas diferentes distribuciones de tensiones pueden explicarse por las fuerzas de flotación que surgen de la fuerza gravitacional del cuerpo que actúa sobre las altas montañas y la raíz de la corteza asociada.

En contraste, la activación de las fallas en la zona de Pichilemu está estrechamente relacionada con los ciclos de los grandes terremotos de subducción. Además, se ha observado que fallas en el margen continental han mostrado evidencias de comportamiento bimodal, es

decir, han experimentado tanto fallamiento normal como inverso en los registros geológicos (Aron Melo, 2014). Esto subraya la complejidad de los factores tectónicos que influyen en la actividad sísmica de la región de Pichilemu y resalta las diferencias fundamentales en comparación con regiones caracterizadas por un régimen de extensión como el Tíbet. Cabe destacar que no hay registros específicos sobre deslizamiento inverso en las fallas que rompieron el 11 de marzo de 2010 en Pichilemu.

En el caso de los Apeninos, se ha observado una historia tectónica caracterizada por un proceso de inversión positiva. Inicialmente, se formaron fallas normales y escarpes controlados por fallas. Sin embargo, con el tiempo, estas estructuras fueron deformadas por cabalgamientos y pliegues relacionados (Scisciani et al., 2002). Este proceso de inversión tectónica ha dado lugar a una compleja historia de deformación en la región de los Apeninos.

En los Apeninos centrales, un ejemplo relevante es el terremoto de L'Aquila (2009) de magnitud 6.3 Mw. Este terremoto se describe principalmente como un evento de fallamiento normal con un *dip* de aproximadamente 49-54°, según diversas fuentes (Walters et al., 2009). Se ha estimado que la contribución del *afterslip* en este terremoto es de hasta el 7% de la liberación del momento del sismo principal (Cheloni et al., 2010). Esta contribución del *afterslip* concuerda de manera notable con la relación del momento sísmico calculado para las fases cosísmicas y postsísmicas de la Serie de Pichilemu. Por lo tanto, una vez que ocurre el deslizamiento, no guardan grandes diferencias con las fallas en el Tíbet o los Apeninos.

En cuanto a la existencia de precursores para los terremotos de fallamiento normal en márgenes extensionales, según (Doglioni et al., 2015), estos podrían ser desencadenados, por ejemplo, por un ligero hundimiento de la pared colgante detectado por datos InSAR o el aumento de la liberación de fluidos y el incremento de la presión de poro en profundidad, lo que cataliza el inicio de la inestabilidad.

Para el caso de las fallas de Pichilemu (fallas ciegas), que posiblemente desencadenaron su deslizamiento debido al terremoto del Maule, es difícil determinar una serie de características que sean escalables a una generalidad, ya que el único caso de estudio directamente comparable es el de Japón, donde la actividad postsísmica del terremoto de Tohoku (Imanishi et al., 2012) presumiblemente desencadenó el deslizamiento de una falla normal con ruptura superficial. Si se contara con más casos de estudio de este tipo de eventos, se podría estudiar la posibilidad de que existiera algún tipo de señal precursora. Sin embargo, según lo visto en este trabajo, al menos en los 3 años previos a la Serie de Pichilemu, no se detectó deformación con InSAR sobre el nivel de incertidumbre de los datos. Por lo anterior, no es posible realizar conclusiones robustas al respecto, aunque la evidencia a la fecha puede sugerir que no.

Capítulo 6

Conclusiones

Las series de tiempo junto con los modelos de deslizamiento y ruptura cinemática han proporcionado valiosas interpretaciones de las características de las distintas fases del ciclo sísmico de las fallas de Pichilemu durante el periodo de estudio.

Un hallazgo significativo es que las fallas de Pichilemu no acumulan deformación medible con InSAR, sobre el nivel de incertidumbre de los datos, durante la etapa intersísmica (2007-2010). Esto destaca la importancia de la monitorización de deformaciones pre-sísmicas en la región.

La geometría de la falla principal se pudo determinar directamente a través de datos InSAR, lo cual es una ventaja en zonas con poca instrumentación en tierra. Los parámetros del modelo InSAR resultaron en una magnitud de 6.95 Mw, 135° de *strike*, 57° de *dip*, y un deslizamiento de 2.7 [m]. La magnitud obtenida en la inversión cosísmica conjunta fue 6.85 Mw con un deslizamiento máximo de 3.1 [m]. La discrepancia en magnitudes entre el modelo cosísmico InSAR y conjunto podría deberse al registro parcial de la fase postsísmica por los interferogramas.

Los resultados del mecanismo focal, determinados por este estudio, se encuentran en concordancia con el campo de esfuerzos esperado, además de que al compararlo con otros estudios, se obtiene una variación estándar relativa de $\sigma_{rel} = 2.57\%$ para el *strike* y de $\sigma_{rel} = 6.87\%$ para el *dip*, por lo que la solución encontrada en este trabajo se considera una buena aproximación a la geometría de la falla real y no asume una geometría a priori en base a otras observaciones.

Además, se generaron modelos para el segundo evento utilizando datos telesísmicos, calculando magnitudes de 6.96-6.97 Mw y deslizamientos máximos de 2 a 3 [m] a partir de cuatro mecanismos focales previamente publicados.

El análisis de la deformación postsísmica reveló que la magnitud de dicha deformación (-0.1 [m]) resultó en menos de una sexta parte de la deformación de la fase cosísmica (-0.6 [m]). Además, la razón entre el momento sísmico liberado en la fase cosísmica es 15 veces mayor en comparación al periodo postsísmico.

Existe complejidad en cuanto a los factores tectónicos que influyen en la actividad sísmica de la región de Pichilemu, donde el fallamiento normal de estas fallas, en un ambiente compresivo, está estrechamente relacionado con los ciclos de los grandes terremotos de subducción. Lo anterior contrasta con las características de regímenes extensionales como en el Tíbet o los Apeninos. Aunque, a pesar de las discrepancias, una vez que ocurre el deslizamiento de fallamiento normal, no guardan grandes diferencias en cuando a la magnitud de momento sísmico ni proporción de deslizamiento entre las fases co- y post-sísmicas.

El tipo de datos y su disponibilidad desempeñan un papel crucial en el modelamiento de la fuente sísmica, y la combinación de datos geodésicos y sismológicos se revela como un enfoque complementario para una comprensión más completa del fenómeno estudiado.

Como continuación de este estudio, se sugiere modelar ambos eventos de la Serie de Pichilemu con interferogramas cosísmicos para mejorar la resolución del modelo y utilizar datos GNSS continuos de las tres estaciones disponibles.

Bibliografía

- Abers, G. A. (2009). Slip on shallow-dipping normal faults. *Geology*, 37(8), 767–768.
- Abers, G. A., Mutter, C. Z., y Fang, J. (1997). Shallow dips of normal faults during rapid extension: Earthquakes in the woodlark-d’entrecasteaux rift system, papua new guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15301–15317.
- Agurto, H., Rietbrock, A., Ryder, I., y Miller, M. (2012). Seismic-afterslip characterization of the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake based on moment tensor inversion. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- Allmendinger, R. W., y González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern chile. *Tectonophysics*, 495(1-2), 93–110.
- Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M., y Beck, S. (2009). Source study and tectonic implications of the historic 1958 las melosas crustal earthquake, chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 26–36.
- Ammirati, J.-B., Mackaman-Lofland, C., Zeckra, M., y Gobron, K. (2022). Stress transmission along mid-crustal faults highlighted by the 2021 mw 6.5 san juan (argentina) earthquake. *Scientific Reports*, 12(1), 17939.
- Angermann, D., Klotz, J., y Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334.
- Armijo, R., y Thiele, R. (1990). Active faulting in northern chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 40–61.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., y Yáñez, G. (2013). Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 maule earthquake, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 724–739.
- Aron, F., Cembrano, J., Allmendinger, R. W., Astudillo, F., y Arancibia, G. (2012). Structural geology of the active forearc above the maule megathrust: Traces of a long-lived subduction segment. En *Xiii chilean geological congress, antofagasta, chile, 5-9 aug.*
- Aron Melo, F. A. (2014). Active and long-lived permanent forearc deformation driven by the subduction seismic cycle. *Ph. D. Thesis*.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., . . . Sekiguchi, S. (2011). Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7), 669–673.
- Avouac, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 233–271.

- Barnes, P. M., Nicol, A., y Harrison, T. (2002). Late cenozoic evolution and earthquake potential of an active listric thrust complex above the hikurangi subduction zone, new zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 114(11), 1379–1405.
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., ... Rietbrock, A. (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.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Brooks, B., Allmendinger, R., y Isacks, B. (2001). On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11).
- Bravo, F., Peyrat, S., Delgado, F., Fuentes, M., Derode, B., Perez, A., y Campos, J. (2023). Fully joint inversion of the 2016 m w 7.6 chiloé earthquake. *Geophysical Journal International*, 232(3), 2001–2016.
- Brcic, R., Parizzi, A., Eineder, M., Bamler, R., y Meyer, F. (2010). Estimation and compensation of ionospheric delay for sar interferometry. En *2010 ieee international geoscience and remote sensing symposium* (pp. 2908–2911).
- Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley Jr, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauria, E., ... Araujo, M. (2003). Crustal motion in the southern andes (26°–36° s): Do the andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10).
- Calle-Gardella, D., Comte, D., Farías, M., Roecker, S., y Rietbrock, A. (2021). Three-dimensional local earthquake tomography of pre-cenozoic structures in the coastal margin of central chile: Pichilemu fault system. *Journal of Seismology*, 25, 521–533.
- Cheloni, D., D’agostino, N., D’anastasio, E., Avallone, A., Mantenuto, S., Giuliani, R., ... Dominici, D. (2010). Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009 m w 6.3 l’aquila earthquake, italy, from gps measurements. *Geophysical Journal International*, 181(3), 1539–1546.
- Cheloni, D., Giuliani, R., D’Anastasio, E., Atzori, S., Walters, R., Bonci, L., ... Gambino, P. (2014). Coseismic and post-seismic slip of the 2009 l’aquila (central italy) mw 6.3 earthquake and implications for seismic potential along the campotosto fault from joint inversion of high-precision levelling, insar and gps data. *Tectonophysics*, 622, 168–185.
- Chen, C. W., y Zebker, H. A. (2001). Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *JOSA A*, 18(2), 338–351.
- Churchill, R., Werner, M., Biggs, J., y Fagereng, Å. (2022). Afterslip moment scaling and variability from a global compilation of estimates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(4), e2021JB023897.
- Coleman, A. J., Duffy, O. B., y Jackson, C. A.-L. (2019). Growth folds above propagating normal faults. *Earth-Science Reviews*, 196, 102885.
- Collettini, C. (2011). The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions. *Tectonophysics*, 510(3-4), 253–268.
- Collettini, C., y Sibson, R. H. (2001). Normal faults, normal friction? *Geology*, 29(10), 927–930.

- Cortés, J., González, G., Binnie, S., Robinson, R., Martinod, J., y Remy, D. (2012). Upper-plate fault activity in northern chile: An integrated paleoseismological and numerical modeling approach. En *Congreso geológico chileno*.
- Cortés A, J., González L, G., Binnie, S., Robinson, R., Freeman, S., y Vargas E, G. (2012). Paleoseismology of the mejillones fault, northern chile: Insights from cosmogenic ^{10}Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, 31(2).
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., y Martinod, J. (2015). Normal upper plate fault reactivation in northern chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static coulomb failure stress (cfs) change. *Tectonophysics*, 639, 118–131.
- Cumming, I. G., y Wong, F. H. (2005). Digital processing of synthetic aperture radar data. *Artech house*, 1(3), 108–110.
- Curlander, J. C., y McDonough, R. N. (1991). *Synthetic aperture radar* (Vol. 11). Wiley, New York.
- Dalmayrac, B., y Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(3), 473–481.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P., y Salichon, J. (2002). Joint inversion of insar, gps, teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 izmit mainshock. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 278–299.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., y Vallée, M. (2010). Slip distribution of the february 27, 2010 $M_w = 8.8$ maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Dieterich, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B2), 2601–2618.
- Doglioni, C., Carminati, E., Petricca, P., y Riguzzi, F. (2015). Normal fault earthquakes or graviquakes. *Scientific Reports*, 5(1), 12110.
- Doser, D. I. (1987). The ancash, peru, earthquake of 1946 november 10: evidence for low-angle normal faulting in the high andes of northern peru. *Geophysical Journal International*, 91(1), 57–71.
- Dziewonski, A. M., y Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297–356.
- Dzurisin, D., Dzurisin, D., y Lu, Z. (2007). Interferometric synthetic-aperture radar (insar). *Volcano deformation: Geodetic monitoring techniques*, 153–194.
- Elliott, J., Walters, R., England, P., Jackson, J., Li, Z., y Parsons, B. (2010). Extension on the tibetan plateau: recent normal faulting measured by insar and body wave seismology. *Geophysical Journal International*, 183(2), 503–535.
- Elliott, J., Walters, R., y Wright, T. (2016). The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes. *Nature communications*, 7(1), 13844.
- Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., y Pardo, M. (2011). Crustal extensional

- faulting triggered by the 2010 chilean earthquake: The pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Fattahi, H., y Amelung, F. (2015). Insar bias and uncertainty due to the systematic and stochastic tropospheric delay. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12), 8758–8773.
- Franceschetti, G., y Lanari, R. (2018). *Synthetic aperture radar processing*. CRC press.
- Freisleben, R., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Martínez, J. M., y Strecker, M. R. (2021). Marine terraces of the last interglacial period along the pacific coast of south america (1 n–40 s). *Earth System Science Data*, 13(6), 2487–2513.
- Fukushima, Y., Takada, Y., y Hashimoto, M. (2013). Complex ruptures of the 11 april 2011 mw 6.6 iwaki earthquake triggered by the 11 march 2011 mw 9.0 tohoku earthquake, japancomplex ruptures of mw 6.6 iwaki earthquake triggered by mw 9.0 tohoku earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1572–1583.
- Fukushima, Y., Toda, S., Miura, S., Ishimura, D., Fukuda, J., Demachi, T., y Tachibana, K. (2018). Extremely early recurrence of intraplate fault rupture following the tohoku-oki earthquake. *Nature Geoscience*, 11(10), 777–781.
- Goldberg, D. E., Koch, P., Melgar, D., Riquelme, S., y Yeck, W. L. (2022). Beyond the teleseism: Introducing regional seismic and geodetic data into routine usgs finite-fault modeling. *Seismological Society of America*, 93(6), 3308–3323.
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., y Werner, C. L. (1988). Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio science*, 23(4), 713–720.
- González, A. (2008). Análisis estructural entre los valles del río tinguiririca y teno, cordillera principal de chile central: Microsismicidad y geología superficial. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, 90.
- Graves, R. W., y Wald, D. J. (2001). Resolution analysis of finite fault source inversion using one-and three-dimensional green’s functions: 1. strong motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8745–8766.
- Guarnieri, A. M., y Tebaldini, S. (2008). On the exploitation of target statistics for sar interferometry applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(11), 3436–3443.
- Hartzell, S., Liu, P., y Mendoza, C. (1996). The 1994 northridge, california, earthquake: Investigation of rupture velocity, risetime, and high-frequency radiation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20091–20108.
- Hartzell, S. H., y Heaton, T. H. (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 imperial valley, california, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A), 1553–1583.
- Hayes, G. P. (2017). The finite, kinematic rupture properties of great-sized earthquakes since 1990. *Earth and Planetary Science Letters*, 468, 94–100.
- Hayes, G. P., Bergman, E., Johnson, K. L., Benz, H. M., Brown, L., y Meltzer, A. S. (2013). Seismotectonic framework of the 2010 february 27 m w 8.8 maule, chile earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 195(2), 1034–1051.
- Hayes, G. P., Rivera, L., y Kanamori, H. (2009). Source inversion of the w-phase: real-

- time implementation and extension to low magnitudes. *Seismological Research Letters*, 80(5), 817–822.
- Heinze, B. (2003). *Active intraplate faulting in the forearc of north central chile (30°-31° s): implications from neotectonic field studies, gps data, and elastic dislocation modeling* (Tesis Doctoral no publicada). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ Potsdam.
- Helmstetter, A., y Shaw, B. E. (2009). Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law. *Journal of geophysical Research: Solid earth*, 114(B1).
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., . . . Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 nias-simeulue earthquake, sumatra. *Science*, 312(5782), 1921–1926.
- Hu, Y., Bürgmann, R., Uchida, N., Banerjee, P., y Freymueller, J. T. (2016). Stress-driven relaxation of heterogeneous upper mantle and time-dependent afterslip following the 2011 tohoku earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 385–411.
- Hudnut, K., Shen, Z., Murray, M., McClusky, S., King, R., Herring, T., . . . Donnellan, A. (1996). Co-seismic displacements of the 1994 northridge, california, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S19–S36.
- Imanishi, K., Ando, R., y Kuwahara, Y. (2012). Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast japan activated after the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(9).
- Ingber, L. (1989). Very fast simulated re-annealing. *Mathematical and computer modelling*, 12(8), 967–973.
- Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T., y Sagiya, T. (2011). Slip distribution of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake inferred from geodetic data. *Earth, planets and space*, 63(7), 627–630.
- Jackson, J., y White, N. (1989). Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *Journal of structural geology*, 11(1-2), 15–36.
- Jara-Munoz, J., Melnick, D., Brill, D., y Strecker, M. R. (2015). Segmentation of the 2010 maule chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews*, 113, 171–192.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Li, S., Socquet, A., Cortés-Aranda, J., Brill, D., y Strecker, M. (2022). The cryptic seismic potential of the pichilemu blind fault in chile revealed by off-fault geomorphology. *Nature Communications*, 13(1), 3371.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B., y Strecker, M. R. (2017). Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned pleistocene shorelines, arauco bay, chile. *Journal of geophysical research: Solid Earth*, 122(6), 4529–4558.
- Ji, C., Wald, D. J., y Helmberger, D. V. (2002). Source description of the 1999 hector mine, california, earthquake, part i: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1192–1207.
- Johnson, K. M., Fukuda, J., y Segall, P. (2012). Challenging the rate-state asperity model: Afterslip following the 2011 m9 tohoku-oki, japan, earthquake. *Geophysical Research*

Letters, 39(20).

- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., y Peltzer, G. (2011). Systematic insar tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17).
- Kato, A., Sakai, S., y Obara, K. (2011). A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth, planets and space*, 63(7), 745–748.
- Kato, T. T. (1985). Pre-andean orogenesis in the coast ranges of central chile. *Geological Society of America Bulletin*, 96(7), 918–924.
- Katz, H. (1971). Continental margin in chile—is tectonic style compressional or extensional? *AAPG Bulletin*, 55(10), 1753–1758.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., y Brooks, B. (2001). An integrated crustal velocity field for the central andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11).
- Khazaradze, G., y Klotz, J. (2003). Short-and long-term effects of gps measured crustal deformation rates along the south central andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B6).
- King, G. C., Stein, R. S., y Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.
- Klotz, J., Abolghasem, A., Khazaradze, G., Heinze, B., Vietor, T., Hackney, R., . . . Perdomo, R. (2006). Long-term signals in the present-day deformation field of the central and southern andes and constraints on the viscosity of the earth’s upper mantle. *The Andes: active subduction orogeny*, 65–89.
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., . . . Barrientos, S. (1999). Gps-derived deformation of the central andes including the 1995 antofagasta m w= 8.0 earthquake. *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*, 709–730.
- Kobayashi, T., Tobita, M., Nishimura, T., Suzuki, A., Noguchi, Y., y Yamanaka, M. (2011). Crustal deformation map for the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake, detected by insar analysis combined with geonet data. *Earth, planets and space*, 63, 621–625.
- Lajoie, K. R. (1986). Coastal tectonics. *Active tectonics*, 95–124.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., . . . Vilotte, J.-P. (2012). Aftershock seismicity of the 27 february 2010 mw 8.8 maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 413–425.
- Lay, T., Ammon, C., Kanamori, H., Koper, K., Sufri, O., y Hutko, A. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Lay, T., y Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake prediction: An international review*, 4, 579–592.
- Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., y Pavez, A. (2011). The fluid-driven tectonic swarm of aysen fjord, chile (2007) associated with two earthquakes (mw= 6.1 and mw= 6.2) within the liquiñe-ofqui fault zone. *Continental Shelf Research*, 31(3-4),

- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marqu ez, L., ... Comte, D. (2007). Source parameters of the mw= 6.3 aroma crustal earthquake of july 24, 2001 (northern chile), and its aftershock sequence. *Journal of south American earth sciences*, 24(1), 58–68.
- Liu, K., Geng, J., Wen, Y., Ortega-Culaciati, F., y Comte, D. (2022). Very early postseismic deformation following the 2015 mw 8.3 illapel earthquake, chile revealed from kinematic gps. *Geophysical Research Letters*, 49(11), e2022GL098526.
- Lohman, R., y Simons, M. (2005, 01). Some thoughts on the use of insar data to constrain models of surface deformation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6. doi: 10.1029/2004GC000841
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., ... Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3), 173–177.
- Lu, Z., Dzurisin, D., Lu, Z., y Dzurisin, D. (2014). *Insar imaging of aleutian volcanoes*. Springer.
- Maldonado, V., Contreras, M., y Melnick, D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in chile at 1: 25,000 scale. *Scientific data*, 8(1), 20.
- Mallat, S. (1999). *A wavelet tour of signal processing*. Elsevier.
- Marone, C. J., Scholtz, C., y Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), 8441–8452.
- Martínez, J., Parra, E., Par s, G., Forero, C., Bustamante, M., Cardona, O., y Jaramillo, J. (1994). Los sismos del atrato medio, 17 y 18 de octubre de 1992, noroccidente de colombia. *Revista Ingeominas*, 4, 35–76.
- Massonnet, D., y Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth’s surface. *Reviews of geophysics*, 36(4), 441–500.
- Massonnet, D., y Souyris, J.-C. (2008). *Imaging with synthetic aperture radar*. EPFL press.
- Melnick, D., y Echtler, H. P. (2006). Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central andes (36–42 s). En *The andes* (pp. 565–568). Springer.
- Melnick, D., Hillemann, C., Jara-Muñoz, J., Garrett, E., Cortés-Aranda, J., Molina, D., ... Strecker, M. R. (2019). Hidden holocene slip along the coastal el yolki fault in central chile and its possible link with megathrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7280–7302.
- Monigle, P. W., Nabelek, J., Braunmiller, J., y Carpenter, N. S. (2012). Evidence for low-angle normal faulting in the pumqu-xianza rift, tibet. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1335–1340.
- Moreira, A., Prats-Iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., y Papathanassiou, K. P. (2013). A tutorial on synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and remote sensing magazine*, 1(1), 6–43.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., ... Bevis, M. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake.

- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., . . . Bevis, M. (2011). Heterogeneous plate locking in the south-central chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4), 413–424.
- Moreno, M., Rosenau, M., y Oncken, O. (2010). 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), 198–202.
- Okada, T., Yoshida, K., Ueki, S., Nakajima, J., Uchida, N., Matsuzawa, T., . . . for the Aftershock Observations of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, G. (2011). Shallow inland earthquakes in ne japan possibly triggered by the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63, 749–754.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135–1154.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Takahashi, M., Azuma, T., Imanishi, K., y Ando, R. (2012). Slickenlines on fault scarps caused by an earthquake in iwaki-city (fukushima prefecture, japan) on 11 april 2011. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 118(4), III–IV.
- Pardo, M., Comte, D., y Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11–22.
- Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G., y Ma, Z. (2014). Litho1. 0: An updated crust and lithospheric model of the earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 2153–2173.
- Pérez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernández, N., Moncayo, C., . . . Kozuch, M. (2001). Velocity field across the southern caribbean plate boundary and estimates of caribbean/south-american plate motion using gps geodesy 1994–2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2987–2990.
- Perfettini, H., y Avouac, J.-P. (2004a). Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the chi-chi earthquake, taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Perfettini, H., y Avouac, J.-P. (2004b). Stress transfer and strain rate variations during the seismic cycle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B6).
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., . . . Farber, D. L. (2010). Seismic and aseismic slip on the central peru megathrust. *Nature*, 465(7294), 78–81.
- Pi, X., Freeman, A., Chapman, B., Rosen, P., y Li, Z. (2011). Imaging ionospheric inhomogeneities using spaceborne synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A4).
- Pousse Beltran, L., Pathier, E., Jouanne, F., Vassallo, R., Reinoza, C., Audemard, F., . . . Volat, M. (2016). Spatial and temporal variations in creep rate along the el pilar fault at the caribbean-south american plate boundary (venezuela), from insar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(11), 8276–8296.
- Pritchard, M. E., y Simons, M. (2004). An insar-based survey of volcanic deformation in the southern andes. *Geophysical research letters*, 31(15).

- Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., y Murakami, M. (2003). Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from sar interferometry data: Application to sakurajima volcano (japan). *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3-4), 299–310.
- Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E., y Goldstein, R. M. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333–382.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., ... Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 78–85.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10359–10370.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., y Comte, D. (2014). Seismological analyses of the 2010 march 11, pichilemu, chile m w 7.0 and m w 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, 197(1), 414–434.
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733, 37–56.
- Ryder, I., Rietbrock, A., Kelson, K., Bürgmann, R., Floyd, M., Socquet, A., ... Carrizo, D. (2012). Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 maule earthquake, chile. *Geophysical Journal International*, 188(3), 879–890.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i. searching a parameter space. *Geophysical journal international*, 138(2), 479–494.
- Sansosti, E., Berardino, P., Manunta, M., Serafino, F., y Fornaro, G. (2006). Geometrical sar image registration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(10), 2861–2870.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., ... González, G. (2019). Crustal faults in the chilean andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1), 32–65.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984–4996.
- Scisciani, V., Tavarnelli, E., y Calamita, F. (2002). The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the central apennines, italy. *Journal of Structural Geology*, 24(10), 1647–1658.
- Scott, C., Lohman, R., Pritchard, M., Alvarado, P., y Sánchez, G. (2014). Andean earthquakes triggered by the 2010 maule, chile (mw 8.8) earthquake: Comparisons of geodetic, seismic and geologic constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, 27–39.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., y Maeda, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 m w 9.1 off the pacific coast of tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, planets and space*, 63, 559–564.
- Shreve, T. (2020). *Crustal deformation at Ambrym (Vanuatu) imaged with satellite geodesy : constraints on magma storage, migration, and outgassing* (Theses, Université Paris Cité).

- Sielfeld, G., Ruz, J., Brogi, A., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., Pérez-Flores, P., y Iturrieta, P. (2019). Oblique-slip tectonics in an active volcanic chain: a case study from the southern andes. *Tectonophysics*, 770, 228221.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., ... Chu, R. (2011). The 2011 magnitude 9.0 tohoku-oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *science*, 332(6036), 1421–1425.
- Simons, M., y Rosen, P. (2007). Interferometric synthetic aperture radar geodesy. *Geodesy*, 3, 391–446.
- Simons, M., y Rosen, P. (2015). *Interferometric synthetic aperture radar geodesy* (Vol. 3; S. Gerald, Ed.). Elsevier.
- Stein, S., y Wysession, M. (2003). An introduction to seismology, earthquakes. *Earth Structure*.
- Stirling, M., Rhoades, D., y Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 812–830.
- Suarez, G., y Comte, D. (1993). Comment on “seismic coupling along the chilean subduction zone” by bw tichelaar and lr ruff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 15825–15828.
- Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., ... Ohta, Y. (2014). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514(7520), 84–87.
- Tichelaar, B. W., y Ruff, L. J. (1991). Seismic coupling along the chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11997–12022.
- Tichelaar, B. W., y Ruff, L. J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2017–2037.
- Tilley, D. G., y Yemc, D. J. (1994). Wave domain processing of synthetic aperture radar signals. *Johns Hopkins APL technical Digest*, 15(3), 224–236.
- Tissandier, R., Nocquet, J.-M., Klein, E., Vigny, C., Ojeda, J., y Ruiz, S. (2023). Afterslip of the mw 8.3 2015 illapel earthquake imaged through a time-dependent inversion of continuous and survey gnss data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(2), e2022JB024778.
- Toda, S., Stein, R. S., y Lin, J. (2011). Widespread seismicity excitation throughout central japan following the 2011 m= 9.0 tohoku earthquake and its interpretation by coulomb stress transfer. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Toda, S., y Tsutsumi, H. (2013). Simultaneous reactivation of two, subparallel, inland normal faults during the m w 6.6 11 april 2011 iwaki earthquake triggered by the m w 9.0 tohoku-oki, japan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1584–1602.
- Tough, J., Blacknell, D., y Quegan, S. (1995). A statistical description of polarimetric and interferometric synthetic aperture radar data. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 449(1937), 567–589.
- Tsang, L. L., Vergnolle, M., Twardzik, C., Sladen, A., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., ...

- Mothes, P. (2019). Imaging rapid early afterslip of the 2016 pedernales earthquake, ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 524, 115724.
- Turcotte, D., y Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- (US), G. S., y Paris, G. (2000). *Map and database of quaternary faults and folds in colombia and its offshore regions*. US Geological Survey.
- Uyeda, S. (1982). Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81(3-4), 133–159.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., . . . Campos, J. (2011). The 2010 m w 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036), 1417–1421.
- von Huene, R., y Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Walters, R., Elliott, J., D’agostino, N., England, P., Hunstad, I., Jackson, J., . . . Roberts, G. (2009). The 2009 l’aquila earthquake (central italy): A source mechanism and implications for seismic hazard. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Wang, K. (2007). 17. elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. En *The seismogenic zone of subduction thrust faults* (pp. 540–575). Columbia University Press.
- Wang, K., Hu, Y., y He, J. (2012). Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic earth. *Nature*, 484(7394), 327–332.
- Watterson, J. (1986). Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 365–373.
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.
- Wimpenny, S., Forrest, N., y Copley, A. (2023). Time-dependent decrease in fault strength in the 2011–2016 ibaraki–fukushima earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 232(2), 788–809.
- Wright, T., Parsons, B., Jackson, J., Haynes, M., Fielding, E., England, P., y Clarke, P. (1999). Source parameters of the 1 october 1995 dinar (turkey) earthquake from sar interferometry and seismic bodywave modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1-2), 23–37.
- Yamada, M., y Ohkitani, K. (1991). Orthonormal wavelet analysis of turbulence. *Fluid Dynamics Research*, 8(1-4), 101.
- Yamazaki, Y., Lay, T., Cheung, K., Yue, H., y Kanamori, H. (2011). Modeling near-field tsunami observations to improve finite-fault slip models for the 11 march 2011 tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Yomogida, K. (1994). Detection of anomalous seismic phases by the wavelet transform. *Geophysical Journal International*, 116(1), 119–130.
- Yunjun, Z., Fattahi, H., y Amelung, F. (2019). Small baseline insar time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction. *Computers & Geosciences*, 133,

104331.

- Zebker, H. A., Rosen, P. A., y Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of geophysical research: solid earth*, 102(B4), 7547–7563.
- Zebker, H. A., y Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 30(5), 950–959.
- Zhao, L.-S., y Helmberger, D. V. (1994). Source estimation from broadband regional seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1), 91–104.
- Zhu, L., y Rivera, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophysical Journal International*, 148(3), 619–627.