



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL
DE LA DEFORMACIÓN
POSTERIOR AL TERREMOTO DE
ILLAPEL 2015 (M_w 8.3) MEDIANTE
DATOS GNSS, INSAR Y EL
MÉTODO EPIC**

Por: Joaquín Alonso Hormazábal Maluenda

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al título de Geofísico

Marzo 2021

Concepción, Chile

Profesor Guía: Marcos Moreno Switt

Profesor Co-Guía: Francisco Ortega Culaciatí

Comisión evaluadora: Juan Carlos Báez Soto

© 2021, Joaquín Alonso Hormazábal Maluenda

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

A mi familia y amigos

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Proyecto FONDECYT 1181479 por financiar este trabajo y al Proyecto ACT 192169 por el apoyo brindado.

Agradezco también a mis profesores guías, Marcos Moreno y Francisco Ortega, por el gran apoyo que me han brindado en este trabajo, además de la gran motivación que me han dado para seguir estudiando y perfeccionándome en mis temas de interés. A Juan Carlos Báez por ser parte de la comisión de mi tesis.

Agradezco a mi familia por haberme brindado la oportunidad de estudiar la carrera que yo quería, por el apoyo incondicional que me han dado y darme la posibilidad de cumplir mis metas.

Finalmente quiero agradecer a mis amigos, por todas las risas y anécdotas que hemos tenidos juntos, el apoyo incondicional que me han brindado, la paciencia que han tenido al soportarme en mis periodos de estrés y sobre todo por ser parte de mi vida, sin ustedes este periodo de mi vida no hubiera sido tan satisfactorio y no hubiera logrado llegar hasta donde lo he hecho.

Resumen

El ciclo sísmico en la zonas de subducción se divide principalmente en un proceso de acumulación de energía (periodo intersísmico), liberación de energía (periodo cosísmico) y un periodo de relajación de esfuerzos producidos por el terremoto (periodo postsísmico). En este último periodo, ocurren principalmente dos procesos: una dislocación postsísmica en la interfase; y una relajación viscoelástica del manto. A lo largo de este trabajo se caracterizará espacial y temporalmente el postsísmico del terremoto de Illapel del 16 de Septiembre del 2015 (M_w 8.3), tomando en cuenta cuatro ventanas geométricas durante los 5 años posteriores al terremoto. En estas ventanas se caracterizará la dislocación postsísmica considerando el medio como de un semi-espacio elástico homogéneo, y se estimará la contribución de la relajación viscoelástica del manto a través de un modelo físico de elementos finitos y a través de un modelo simplificado de sus efectos usando bsplines cúbicas. Para la estimación de la distribución de la dislocación postsísmica y la estimación de la relajación viscoelástica con bsplines cúbicas, se utilizaron datos GNSS e InSAR, además del método de mínimos cuadrados con regularización EPIC Tikhonov. Se realizó una comparación entre las distribuciones de dislocación postsísmica, obtenidos en este estudio, con las de estudios anteriores, en donde se encuentra una similitud en la existencia de dos parches principales, uno al Norte y otro al Sur de la zona de ruptura, los cuales persisten a lo largo de las cuatro ventanas. La sismicidad de la zona indica que la dislocación postsísmica en los primeros 72 días es mayormente de origen asísmico y se revela una zona de posible ásperas, bordeada por sismicidad. Además se hace una comparación entre el modelo viscoelástico implementado (reología de Maxwell homogéneo con una viscosidad de 1×10^{19} Pa s) y las predicciones de las bspline, en donde se destaca que las bspline no sólo están tomando en cuenta procesos de origen viscoelástico, si no que procesos locales y posiblemente de gran longitud de onda que pueden corresponder a fenómenos o

a efectos debido a sesgos en la predicción del modelo simplificado de dislocación elástica que se considera.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
1. Introducción	1
1.1. Hipótesis	3
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo General	4
1.2.2. Objetivos Específicos	4
2. Antecedentes	5
2.1. Contexto Sismotectónico de la zona de estudio	5
2.2. Ciclo sísmico en zona de subducción	7
2.2.1. Periodo Intersísmico	8
2.2.2. Periodo Cosísmico	8
2.2.3. Periodo Postsísmico	9
2.3. Zona de estudio	9
2.4. Trabajos previos en la zona de estudio	10
3. Observaciones de la geodesia espacial: GNSS e InSAR	11
3.1. Datos GNSS	12
3.1.1. Modelo de trayectoria	12
3.1.1.1. Estimación de señal postsísmica	15
3.1.1.2. Ventanas Temporales Geométricas	15
3.1.1.3. Cuantificación de la incertidumbre	18
3.2. Datos InSAR	23
3.2.1. Procesamiento de datos InSAR	24
3.2.2. Post-Procesamiento de datos InSAR	25
3.2.2.1. Submuestreo de los interferogramas	26
3.2.2.2. Incertidumbres de los datos InSAR	27
3.2.2.3. Descomposición de señales	29
3.3. Análisis de las observaciones satelitales	32
4. Modelamiento del periodo postsísmico	34
4.1. Modelo directo de la dislocación postsísmica	34

4.2. Inversión de dislocación postsísmica	37
4.3. Modelo directo de la relajación viscoelástica del manto	47
4.4. Representación de la relajación viscoelástica usando funciones b-spline	48
4.5. Inversión usando b-splines	49
4.6. Discusión	59
5. Discusión y Conclusiones	62
5.1. Distribución de dislocación postsísmica	62
5.2. Contribución a la deformación postsísmica de la relajación viscoelástica del manto	65
5.3. Representación del campo de desplazamiento postsísmico de origen viscoelástico a través de las bspline	66
5.4. Conclusiones	68
Referencias	71
Apéndices	77
A. Descripción de metodologías y algoritmos utilizados	77
A1. Fórmula para la propagación de error en aplicaciones lineales . . .	77
A2. Método de propagación de Monte Carlo	79
A2.1. Algoritmo	80
A3. Estimación del efecto rampa	80
B. Descomposición de la dislocación postsísmica y residuales	83
B1. Caso puramente elástico	83
B2. Caso bspline	88
C. Modelos de viscoelasticidades	91
C1. Perfil A-A'	92
C2. Perfil B-B'	94
C3. Perfil C-C'	96

Índice de figuras

2.1.1. Figure referencial de la zona de estudio en donde con triángulos rojos se aprecian las estaciones GNSS a utilizar, los rectángulos azules representan los <i>frame</i> de los datos SAR tanto del sentinel 1-A como 1-B, la estrella representa el epicentro del terremoto de Illapel y las líneas de contornos representan el área de ruptura del terremoto facilitado por Tilmann et al. 2016	7
3.1.1. Amplitudes de las señal postsísmica de la componente EW, en donde se especifica el tamaño de cada ventana. La figura de la derecha representa la serie de tiempo entera, mientras que la figura de la izquierda es un zoom del área seleccionada de color azul de la figura de la izquierda, las líneas perpendiculares de color rojo separan las diversas ventanas.	17
3.1.2. Desplazamientos postsísmicos para cada ventana. Las figuras del panes izquierdo representan desplazamiento horizontal y los del derecho verticales.	22
3.2.1. Líneas de bases perpendiculares de cada par de interferogramas que se formó.	25
3.2.2. Desplazamiento acumulado de la última fecha de los datos InSAR, con respecto al LOS, en se consideran 2 millones de píxeles.	26
3.2.3. Zonas en donde los píxeles fueron remuestriados además con colores se puede apreciar el desplazamiento con respecto al LOS para la última fecha de dato.	27
3.2.4. Desplazamiento postsísmico de los datos InSAR para cada ventana geométrica, en donde la barra de color representa el respectivo desplazamiento con respecto al LOS.	31
4.1.1. Representación geométrica de la falla discretizada en elementos triangulares, en donde la zona azul representa una menor profundidad llegando al rojo con un valor de 90 km.	36
4.2.1. Desplazamiento postsísmico eliminando el efecto rampa para cada ventana geométrica, en donde la barra de color representa el respectivo desplazamiento con respecto al LOS.	40

4.2.2. Curvas L cada ventana. Las líneas continuas representan un mismo σ_t para el <i>strike-slip</i> mientras que los círculos representan los σ_t para el <i>dip-slip</i> . El valor óptimo está representado con una "X" para cada caso.	42
4.2.3. Dislocación postsísmica para cada ventana, la cual está representada en colores para el segmento de la falla discretizada. Los vectores rojos representan los desplazamientos de los datos GNSS mientras que los azules son los desplazamientos modelados. Las figuras del panel izquierdo representan desplazamiento horizontal y los del derecho verticales.	44
4.2.4. Dislocación postsísmica para cada ventana, la cual está representada en colores para el segmento de la falla discretizada y con un contorno negro. Los puntos rojos muestran la sismicidad en dicha ventana extraída de Sipl et al. (2020)	45
4.2.5. Dislocación postsísmica acumulada, la cual está representada en colores para el segmento de la falla discretizada y con un contorno negro. Los puntos rojos muestran la sismicidad acumulada extraída de Sipl et al. (2020)	46
4.5.1. Curvas L para cada ventana en el caso bspline. Las líneas continuas representan un mismo σ_t para el <i>strike-slip</i> mientras que los círculos representan los σ_t para el <i>dip-slip</i> . El valor óptimo está representado con una "X" para cada caso.	51
4.5.2. Dislocación postsísmica para el caso de inversión con bspline para cada ventana, colores indican amplitud de la dislocación. Los vectores rojos representan los desplazamientos de los datos GNSS menos la predicción de las bspline, mientras que los azules son los desplazamientos modelados. Los paneles a la izquierda representan desplazamiento horizontal y los de la derecha los desplazamientos verticales.	55
4.5.3. Dislocación postsísmica caso de inversión con bspline para cada ventana, los colores indican la amplitud de la dislocación. Los puntos rojos muestran la sismicidad en dicha ventana extraída de Sipl et al. (2020)	56
4.5.4. Dislocación postsísmica acumulada para el caso de inversión con bspline, los colores indican la amplitud de la dislocación. Los puntos rojos muestran la sismicidad acumulada extraída de Sipl et al. (2020)	57
4.5.5. Dislocación postsísmica para el caso de inversión con bsplines en cada ventana, los colores indican amplitud de la dislocación. Los vectores rojos representan la predicción de las bspline, mientras que los azules son los desplazamientos modelados con el modelo viscoelástico. Los paneles a la izquierda representan desplazamiento horizontal y los de la derecha los desplazamientos verticales.	58
A3.1. Efecto rampa de los datos InSAR con respecto al LOS.	82

B1.1. Residuales de los datos InSAR predicho con los observados, en donde la barra de color representa el respectivo residual con respecto al LOS.	85
B1.2. Distribución del <i>dip-slip</i> en los paneles de la izquierda en conjunto de los residuales horizontales y distribución del <i>strike-slip</i> en los paneles de la derecha en donde se aprecian también los residuales verticales.	87
B2.1. Residuales de los datos InSAR predicho con los observados, en donde la barra de color representa el respectivo residual con respecto al LOS.	89
B2.2. Distribución del <i>dip-slip</i> en los paneles de la izquierda en conjunto de los residuales horizontales y distribución del <i>strike-slip</i> en los paneles de la derecha en donde se aprecian también los residuales verticales.	90
C0.1. Representación espacial de los diferentes perfiles.	92
C1.1. Componente EW del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	93
C1.2. Componente NS del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	93
C1.3. Componente vertical del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	94
C2.1. Componente EW del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	95
C2.2. Componente NS del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	95
C2.3. Componente vertical del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	96
C3.1. Componente EW del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	97

C3.3. Componente vertical del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	97
C3.2. Componente NS del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.	98

Capítulo 1

Introducción

A lo largo de los bordes de las placas tectónicas ocurre una gran cantidad de sismos a diario, en donde cada cierto tiempo suceden algunos de alta magnitud, los cuales producen grandes deformaciones en la superficie de la corteza, con un potencial elevado de generar destrucción en la infraestructura y asentamientos humanos. Estudiar la distribución de dislocación en las fallas nos ayuda a entregar información acerca de las deformaciones que ocurren a nivel de la superficie. Para ello, se utiliza desplazamientos \mathbf{d} medidos en la superficie de la corteza terrestre y un modelo teórico-físico de la respuesta del medio que relaciona los parámetros \mathbf{m} (que definen dicha teoría). Con las observaciones \mathbf{d} , y la respuesta del medio se obtiene a través de una relación lineal $\mathbf{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$ (o no lineal $\mathbf{G}(\mathbf{m})=\mathbf{d}$), ecuación con la cual se puede inferir valores de una distribución de dislocación en una falla causativa de dichos desplazamientos (e.g., [Segall and Harris, 1987](#))]. El poseer observaciones de desplazamientos corticales de gran calidad mejora significativamente la estimación de una distribución de dislocación, en donde las observaciones de la geodesia espacial en las zonas de subducción se han transformado en herramientas muy útiles para cuantificar los desplazamientos en la superficie de la corteza terrestre. Por ejemplo, las mediciones del sistema global de navegación satelital (GNSS) y la interferometría de apertura radar

sinéptico (InSAR), entregan datos espacialmente valiosos (e.g., Fukahata et al., 2020; Grandin et al., 2016; Wei et al., 2010).

Chile se encuentra ubicado en el margen de tres placas tectónicas: las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica. En particular, la placa de Nazca subducta a la placa Sudamericana, produciendo una zona altamente sismogénica producto de la acumulación de esfuerzos entre estas placas, produciendo así grandes terremotos como: Valdivia 1960 (M_w 9.5), Valparaíso 1985 (M_w 8.0), Maule 2010 (M_w 8.8), Illapel 2015 (M_w 8.3), entre otros (e.g., Moreno et al., 2010; Tilmann et al., 2016), pero estos grandes eventos además de generar una deformación al momento de la ruptura, originaron una deformación posterior las cuales fueron decayendo con el tiempo. Esta deformación posterior son producto de una mezcla de procesos, en donde los principales son: una dislocación postsísmica en la interfase de subducción y una relajación viscoelástica del manto (e.g., Bedford et al., 2016). Los desplazamientos superficiales de ambos procesos decaen logartímicamente en el tiempo, además de variar espacialmente.

Para poder caracterizar eficazmente la deformación posterior a un terremoto es necesario poder separar la dislocación postsísmica como la relajación viscoelástica del manto del campo de desplazamientos observados en superficie. Para el primer proceso mencionado, existen diversos modelos elásticos como cinemáticos de dislocación (e.g., Miyazaki et al., 2004; Huang et al., 2017), los cuales pueden brindar una información bastante certera y adecuada de este proceso, para el segundo proceso es necesario disponer estimaciones sobre la relajación viscoelástica del manto. Actualmente existen diversos métodos para cuantificar la relajación viscoelástica, como por ejemplo modelos basados en elementos finitos que, pueden tomar en cuenta diversas reologías (Maxwell, burguer, etc.) (e.g., Li et al., 2015; Shrivastava et al., 2016; Hearn et al., 2002). Estos métodos son bastantes complejos y requieren muchas pruebas para encontrar los parámetros óptimos (por ejemplo la viscosidad del medio) con el fin de realizar una buena estimación de la componente

viscoelástica de los desplazamientos.

Debido a la gran complejidad en poder caracterizar correctamente la deformación posterior a un terremoto, en este estudio se calculará la deformación postsísmica del terremoto de Illapel 2015 (M_w 8.3), constreñidas por datos GNSS e InSAR, utilizando dos estrategias: (i) modelar solamente la dislocación postsísmica y (ii) combinar la dislocación postsísmica con la relajación viscoelástica. Para ambas estrategias se implementará el método de mínimos cuadrados con regularización Equal Posterior Information Condition (EPIC Tikhonov) (Ortega-Culaciati , en revisión). Se realiza inversiones de dislocación cuasiestáticas considerando los desplazamientos postsísmicos que ocurren en diversas ventanas temporales con progresión geométricas, para visualizar la evolución espacio-temporal de los diversos movimientos en la interfase y describir los patrones como los mecanismos en los procesos posteriores a los terremotos. Para el caso de la segunda estrategia se implementará un modelo basado en elementos finitos tomando en cuenta una reología de Maxwell para caracterizar la relajación viscoelástica, además de plantear un modelo matemático simplificado en que se representa los desplazamientos superficiales con origen viscoelástico a través de funciones B-spline espaciales.

1.1. Hipótesis

Después de un gran terremoto se gatilla deformación postsísmica debido a la perturbación cosísmica de esfuerzos. Identificar los procesos postsísmicos es difícil, ya que ocurren de manera simultánea. La hipótesis a investigar son:

1. La deformación postsísmica de terremoto Illapel es principalmente dominada por el deslizamiento tardío en la interfase.
2. La implementación de bspline puede ser utilizada para representar otros procesos postsísmicos que actúan junto a la dislocación postsísmica.

3. La distribución de dislocación postsísmica se relaciona mecánicamente con la distribución de eventos sísmicos.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

- Determinar la evolución espacio-temporal de los movimientos en la interfase de subducción en la región afectada por el proceso de ruptura del terremoto de Illapel.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar la evolución espacio-temporal asociado al terremoto de Illapel 2015 (M_w 8.3).
- Evaluar y cuantificar la contribución del rebote viscoelástico del manto del terremoto de Illapel.
- Evaluar la posibilidad de estimar el campo de desplazamiento postsísmico de origen viscoelástico a través de funciones bases adecuadas.

Capítulo 2

Antecedentes

En este capítulo se darán a conocer conceptos claves para el desarrollo de los siguientes capítulos, además de una breve bibliografía de publicaciones anteriores del área de estudio relacionados con el tópico de esta tesis.

2.1. Contexto Sismotectónico de la zona de estudio

A lo largo de la historia de Chile se ha sabido que existe una gran tasa de sismicidad y volcanismo, esto es producto de que gran parte de Chile se encuentra entre dos placas tectónicas, una oceánica (placa de Nazca) y otra continental (placa Sudamericana), que forman un sistema de subducción, en donde la primera debido a su gran densidad desciende debajo de la segunda, generando así una zona de constante contacto y fricción entre ambas placas, generándose los sismos y las cadenas montañosas existentes en Chile. En el del borde de estas placas la velocidad de convergencia es en promedio 6.8 cm/año (Altamimi et al., 2007).

La zona de Illapel es conocida por su alta actividad sísmica, la cual ha aumentado en los últimos 20 años. Se tiene registros durante julio de 1997 donde esta actividad

aumentó con la ocurrencia de 6 eventos de gran importancia ubicados entre 30.5°S y 31.5°S (e.g., Gardi et al., 2006; Vigny et al., 2009). Dos meses después ocurrió un terremoto intraplaca en Punitaqui a 56 km de profundidad (Lemoine et al., 2002), este terremoto Mw 7.1 fue producto de la fuerte acumulación de tensión en la interfaz de las placas (Gardi et al., 2006). Después de este terremoto se han producido 17 eventos de magnitud de momento mayores a 6 en segmentos adyacentes al área de ruptura además de enjambres sísmicos regulares. Dieciocho años más tarde, el 16 de Septiembre del 2015 ocurrió el terremoto de Illapel.

Este terremoto ocurrió entre dos segmentos de bajo acomplamiento (LCZS): una pequeña zona cerca de los 32.5°S, y otra más grande en el norte, cerca de los 30,5°S frente a La Serena. Estas LCZs coinciden con dos grandes estructuras oceánicas de la placa de Nazca que actualmente colisionan con la placa continental sudamericana: *Challenger Fracture Zone* y la dorsal de Juan Fernández (JFR) (Ruiz et al., 2016). Según diversos modelos, el acoplamiento en la zona del terremoto era mayor a un 60 % (e.g., Métois et al., 2014; Metois et al., 2016; Tilmann et al., 2016) y existía un importante incremento en las velocidades de las estaciones GNSS en la zona, desde el terremoto del Maule 2010 (M_w 8.8) (Klein et al., 2016). La ruptura del terremoto de Illapel fue interplaca M_w 8.3, iniciando en el extremo inferior de la zona sismogénica, rompiendo aproximadamente 200 km de la interfaz de subducción, en donde la zona de mayor deformación se puede apreciar en el contorno de la figura 2.1.1, en donde además con una estrella se puede apreciar donde fue el epicentro del terremoto.

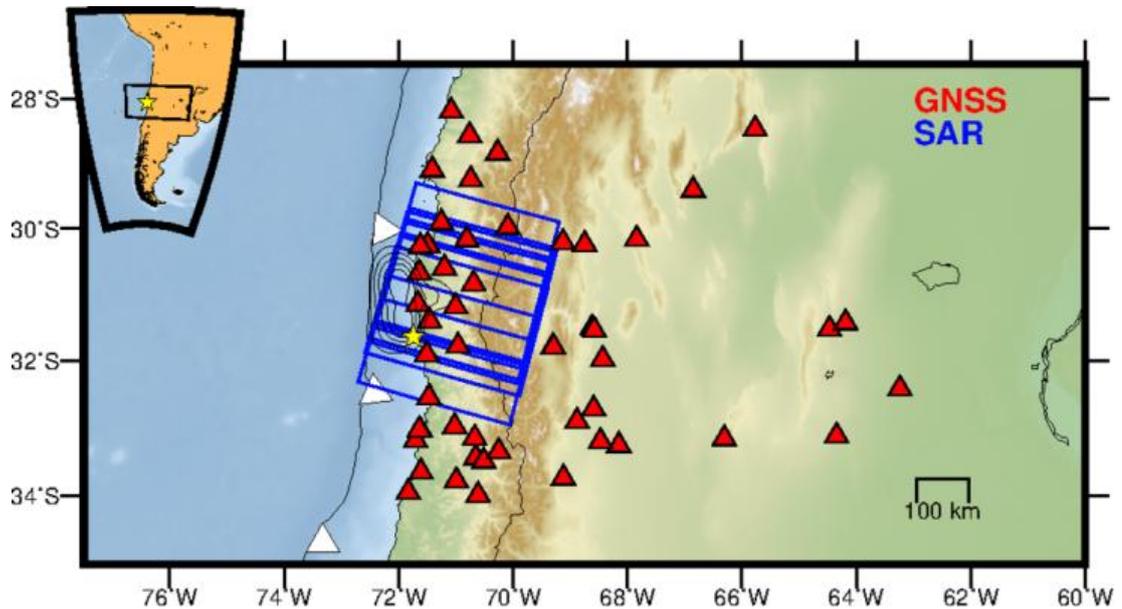


Figura 2.1.1: Figure referencial de la zona de estudio en donde con triángulos rojos se aprecian las estaciones GNSS a utilizar, los rectángulos azules representan los *frame* de los datos SAR tanto del sentinel 1-A como 1-B, la estrella representa el epicentro del terremoto de Illapel y las líneas de contornos representan el área de ruptura del terremoto facilitado por [Tilmann et al. 2016](#).

2.2. Ciclo sísmico en zona de subducción

A lo largo de los años se ha observado y estudiado que la mayoría de los terremotos corresponden a un deslizamiento repentino en una falla. Estas son fracturas en la corteza terrestre, en donde para un sistema de subducción las placas tectónicas a cada lado de la falla se mueven en diferentes direcciones.

Debido a que la superficie de las fallas tienen asperezas, las placas que se encuentran a lo largo de una falla no se deslizan libremente una sobre otra, si no que se bloquean total o parcialmente durante largos períodos de tiempo, producto de la fricción que existe a lo largo de estas. Durante ese tiempo, la tensión que se genera por el roce entre estas placas, se va acumulando hasta un cierto momento, en donde la tensión supera el límite de la fricción que impide este movimiento. En ese instante la falla se rompe provocando una ruptura, produciéndose un desplazamiento rápido, liberando la tensión acumulada, generando así un terremoto.

Por esto se dice que para los ciclos de los terremotos, existe un periodo en donde ocurre un proceso lento de acumulación de energía (con una duración de decenas a cientos de años), y posteriormente un terremoto donde se libera esa energía (con una duración de algunos segundos a minutos).

El ciclo sísmico se refiere a este proceso de acumulación y liberación de energía en la corteza terrestre. Aun así el término ciclo sísmico no hace referencia a que los terremotos sean un evento periódico o que se repita regularmente, si no define tres fases del movimiento de las placas tectónicas: el intersísmico (acumulación de energía), periodo cosísmico (liberación de energía) y un periodo postsísmico (relajación de esfuerzos redistribuido en el medio por el terremoto) (e.g., [Govers et al., 2018](#)).

2.2.1. Periodo Intersísmico

Periodo en donde la deformación está dominada por la acumulación de tensión elástica en la litosfera poco profunda, debido al acoplamiento mecánico de la interfase de subducción. La deformación existente en la placa superior es de mayor magnitud en la región comprendida entre la fosa y la línea de costa, hasta aproximadamente unos 300 a 600 km desde la fosa. Una característica importante de este periodo es que la placa superior se acorta y se desarrollan tensiones de compresión en la dirección horizontal, que tienden a ser mayores en la dirección paralela a la de la convergencia entre las placas tectónicas.

2.2.2. Periodo Cosísmico

Cuando se habla del momento en que ocurrió un terremoto hacemos referencia al periodo cosísmico. En este periodo la sección bloqueada de la interfase se destraba produciéndose un deslizamiento, en donde se libera deformación elástica acumulada en la corteza durante el período intersísmico. Por lo tanto existe una extensión rápida de la placa superior, la cual se mueve hacia la fosa.

2.2.3. Periodo Postsísmico

Luego de un terremoto, ocurre una extensión y desplazamientos de la placa superior principalmente hacia la fosa, cuya tasa va decayendo con el transcurso del tiempo. A este proceso posterior al terremoto se le denomina periodo postsísmico. El límite inferior de la zona acoplada generalmente coincide con una subsidencia en la superficie en la corteza.

Este periodo se subdivide en un periodo postsísmico temprano y otro tardío. El postsísmico temprano esta caracterizado por un deslizamiento lento que sigue al terremoto en el plano de falla (tendiendo a rodear la zona de ruptura) denominado deslizamiento postsísmico o *afterslip*, posterior a este subperiodo la interfase entre las placas se reacopla. El otro subperiodo (postsísmico tardío) esta caracterizado por la relajación viscoelástica que se puede apreciar tempranamente en las zonas más lejanas del área de ruptura del terremoto y a largo plazo domina los desplazamientos superficiales de la componente postsísmica. Cabe destacar que ambos subperiodos ocurren simultáneamente.

2.3. Zona de estudio

En este trabajo se abarcará la zona de ruptura del terremoto de Illapel 2015, específicamente entre los 28.5°S a 33.5°S y se modela la interfase de subducción entre la fosa y una profundidad de 90 km para la estimación de la dislocación postsísmica. Se utiliza datos GNSS de 48 estaciones disponibles en el *Nevada Geodetic Laboratory* (ver figura 2.1.1), se considera datos con observaciones hechas entre el 17 de Septiembre del 2015 hasta el 1 de enero del 2020, entre los 28°S a 34°S desde la costa Chile hasta los 63°W . Se utilizó además 85 imágenes SAR disponibles del satélite sentinel 1-A y 1-B para esta misma zona, con una repiticion entre 15 a 30 días entre 17 de Septiembre del 2015 y 11 de Mayo del 2019, con los cuales se construirán series de tiempo. La zona zona que cubren las imágenes Sar

se pueden apreciar en rectángulos azules en la figura (2.1.1).

2.4. Trabajos previos en la zona de estudio

Estudios previos han estimado modelos de dislocación postsísmica del terremoto de Illapel, tomando en cuenta ventanas temporales distintas de: 1 y 11 días en donde se usa solamente datos GNSS (Klein et al., 2017); 26 días utilizando datos GNSS e InSAR (Barnhart et al., 2016); 43 días usando datos GNSS (Shrivastava et al., 2016); 45 días con datos GNSS e InSAR (Guo et al., 2019; Huang et al., 2017); y 60 días con ayuda de datos GNSS (Feng et al., 2017). La mayoría de estos estudios concuerdan que existen dos principales zonas de dislocación postsísmica: una en la zona norte de la ruptura del terremoto, con amplitudes que varían entre 0.45 a 0.52 m; y otra en la parte sur con una amplitud menor. Si bien alguno de estos estudios han estimado esta dislocación asumiendo un medio puramente cinemático (Barnhart et al., 2016; Huang et al., 2017) y friccional (Shrivastava et al., 2016). Guo et al. (2019) realizó además de la estimación asumiendo un medio puro cinemático, un modelo combinado, utilizando una doble reología de Maxwell con viscosidades de 6×10^{17} Pa s para la corteza continental y 6×10^{17} Pa s para la corteza oceánica, explicando mejor los datos y llegando a una magnitud de dislocación postsísmica similar de 0.49 m en el parche Norte.

Capítulo 3

Observaciones de la geodesia espacial: GNSS e InSAR

Las observaciones de la geodesia espacial han tenido un fuerte impacto en el entendimiento de los diversos procesos que ocurren en la corteza terrestre (e.g., [Bedford et al., 2016](#); [Moreno et al., 2010](#)). Dentro de estas observaciones los datos GNSS, debido a su gran precisión, han sido realmente fundamentales en el estudio de la tectónica activa, ayudando a caracterizar y comprender el comportamiento en la corteza terrestre ([Bedford et al., 2020](#); [Melnick et al., 2017](#)). De igual forma, los datos satelitales de apertura de radar sintético (InSAR), han sido fundamentales para realizar estudios de la corteza terrestre con una alta cobertura espacial (muchos pixeles y algunas estaciones GNSS) y se puede contar con datos donde no necesariamente existan estaciones GNSS (e.g., [Ryder et al., 2007](#)). En la última década se ha visto que utilizar ambos tipos de datos permite caracterizar la deformación de la corteza terrestre de forma más precisa y con una mejor resolución espacial, pudiendo localizar diversas anomalías de interés (e.g., [Simons et al., 2002](#); [Delouis et al., 2010](#)).

En este capítulo se detalla la manipulación de los datos GNSS para extraer las

señales de interés, como el procesamiento y manipulación de los datos InSAR.

3.1. Datos GNSS

Los datos GNSS de la zona de estudio fueron obtenidos del *Nevada Geodetic Laboratory* los cuales fueron procesados por [Blewitt et al. \(2018\)](#), estos contienen diversas señales provenientes de distintas fuentes que incluyen procesos geofísicos, artefactos del sistema de posicionamiento y fuentes antropogénicas. Las señales geofísicas pueden incluir movimientos seculares debido a una carga tectónica intersísmica, deformaciones asociadas a terremotos (deformación cosísmica y relajación postsísmica) y señales estacionales con origen de algún proceso de forzamiento hidrológico, entre otras.

De este modo, es necesario poder identificar y cuantificar cada una de estas señales para así separarlas y aislar las de interés para nuestro análisis.

3.1.1. Modelo de trayectoria

El modelo de trayectoria descrito por [Bevis and Brown \(2014\)](#) otorga una gran estimación de cómo es el comportamiento de las señales de los datos GNSS. Este modelo de trayectoria ecuación (3.1.1) divide el movimiento de los datos GNSS en cuatro diferentes componentes: la componente lineal que describe los movimientos seculares, la componente logarítmica que simula el comportamiento postsísmico que se produce posterior a un terremoto, la componente basada en la función escalón unitaria (o *Heaviside*) que describe los saltos producto de cambio de antenas y terremotos, y finalmente una componente sinusoidal que describe las

variaciones estacionales.

$$\begin{aligned}
 x(t) = & \sum_{i=1}^{n_p} A_i(t - t_R)^{i-1} + \sum_{i=1}^{n_F} E_i \log(1 + t_i - t_{eq}/\tau) + \sum_{j=1}^{n_j} B_j h(t - t_j) \\
 & + \sum_{k=1}^2 \left[C \sin\left(\frac{2\pi}{t_k} t\right) + D \cos\left(\frac{2\pi}{t_k} t\right) \right]
 \end{aligned} \tag{3.1.1}$$

Para poder estimar los diferentes coeficientes de este modelo se utilizó el método de mínimos cuadrados con pesos (ecuación 3.1.2), donde \mathbf{G} es la matriz de diseño, \mathbf{m} son los coeficientes a estimar y \mathbf{d}^{obs} las observaciones. Cabe destacar que esta ecuación utiliza las incertidumbres de las observaciones tomando en cuenta que $\mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d = \mathbf{C}_d^{-1}$, donde \mathbf{C}_d es la matriz de covarianza de las observaciones.

$$\min_{\mathbf{m}} \|\mathbf{W}_d(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}^{\text{obs}})\|_2^2 \tag{3.1.2}$$

la solución de este problema es

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{d}^{\text{obs}} \tag{3.1.3}$$

Utilizando la fórmula de propagación de errores se puede estimar la matriz de covarianza de la incertidumbre del modelo (ecuación 3.1.4) y la incertidumbre de los datos predichos por el modelo estimado (ecuación 3.1.5).

$$\mathbf{C}_m = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G})^{-1} \tag{3.1.4}$$

$$\mathbf{C}_d^{\text{post}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_m \mathbf{G})^{-1} \tag{3.1.5}$$

Posteriormente para poder escoger un τ óptimo de la ecuación (3.1.1), se exploró valores en un rango entre 1 y 31 días y se escogió el óptimo tal que el

error cuadrático medio con pesos ($WRMS$) del juaste de los datos fuese el menor.

$$WRMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n W_i (d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{\sum_{i=1}^n W_i}} \quad (3.1.6)$$

donde W_i es el termino i-esimo de la diagonal de la matriz \mathbf{W}_d (e.g., Wang and Chen, 2007).

Si bien el modelo de trayectorias describe el comportamiento de los datos GNSS, es necesario sumarle un término asociado al ruido (\mathbf{r}) de los datos, el cual puede estar relacionado a algunos errores propagados en el posicionamiento, como a errores instrumentales y puede ser calculado en base a los residuales del modelo, $\mathbf{r} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m}^{est})$. Este ruido que existe en los datos, se puede dividir en dos según su origen: 1) un ruido que está presente en observaciones de redes de estaciones de manera coherente (\mathbf{r}^C) y que es producto de errores en la determinación del marco de referencia en cada época y errores en los parámetros orbitales de los satélites; 2) un ruido no coherente (\mathbf{r}^O), el cual puede estar asociado a errores observacionales del receptor GNSS. El caso del ruido coherente cuando se utilizan redes pequeñas (algunos cientos de kilómetros) existe un método el cual consta de hacer un *stacking* con los residuales de las estaciones, para posteriormente aplicar la ecuación (3.1.7) y así calcular el ruido coherente de la red de estaciones, la cual se denomina también como modo común de error (CME) (Wdowinski et al., 1997).

$$\mathbf{r}^{cme} \approx \frac{1}{N_{sta}} \sum_{i=1}^{N_{sta}} \mathbf{r}_i = \underbrace{\frac{1}{N_{sta}} \sum_{i=1}^{N_{sta}} \mathbf{r}_i^o}_{\approx 0} + \frac{1}{N_{sta}} \sum_{i=1}^{N_{sta}} \mathbf{r}_i^C \quad (3.1.7)$$

Dado que el ruido no coherente es aleatorio y no correlacionado entre estaciones, este es eliminado al sumar una gran cantidad de estaciones. Una vez calculado el CME, este se eliminó de los datos GNSS con el fin de reducir la cantidad de ruido existente en los datos para posteriormente utilizar nuevamente el modelo de

trayectoria poder estimar y separar de mejor manera las señales que componen las series de tiempo GNSS.

Cabe señalar que existen diversas formas de calcular el CME, las cuales incorporan posibles variaciones espaciales de éste (e.g., [Dong et al., 2006](#)), pero debido a que la extensión de la red geodésica es pequeña se escogió modelo simplificado de mencionado en la ecuación (3.1.7).

3.1.1.1. Estimación de señal postsísmica

Utilizando el modelo de trayectoria se puede obtener los parámetros de las diferentes señales que existen en una serie de tiempo GNSS. Una vez removido el CME se puede utilizar las componentes correspondientes a la funciones base que representan el período postsísmico, se puede realizar una predicción de los correspondientes desplazamientos en superficie.

3.1.1.2. Ventanas Temporales Geométricas

Los desplazamientos superficiales asociados al periodo postsísmico tiene variaciones espaciales y temporales. En este trabajo se analiza la evolución temporal de la deformación postsísmica considerando para ello diversas ventanas de tiempo dado que la variación temporal de la señal postsísmica puede ser representado por, una tendencia logaritmica. Para mantener constante la razón amplitud/ruido de los desplazamientos postsísmicos en cada ventana, la duración de estas aumenta de manera geométrica, calculándose en base a la señal postsísmica predominante de forma tal que los desplazamientos medidos en estaciones GNSS tengan desplazamiento de amplitud similar en cada una de las ventanas de tiempo (se utiliza para ello la componente EW, ya que en esta componente es donde existe una mayor influencia de la señal postsísmica). Se genera así 4 ventanas geométricas con duración temporal, de 11, 56, 294 y 1546 días (ver figura 3.1.1). Cabe destacar que para calcular la duración temporal de las ventanas geométricas,

se utilizaron las estaciones que hubiesen adquirido datos desde el día del terremoto. Una vez fijadas estas ventanas se calculó el desplazamiento postsísmico de los datos GNNS dentro de estas ventanas, utilizando solo las estaciones que tuviesen solo un 95 % de datos en dicha ventana.

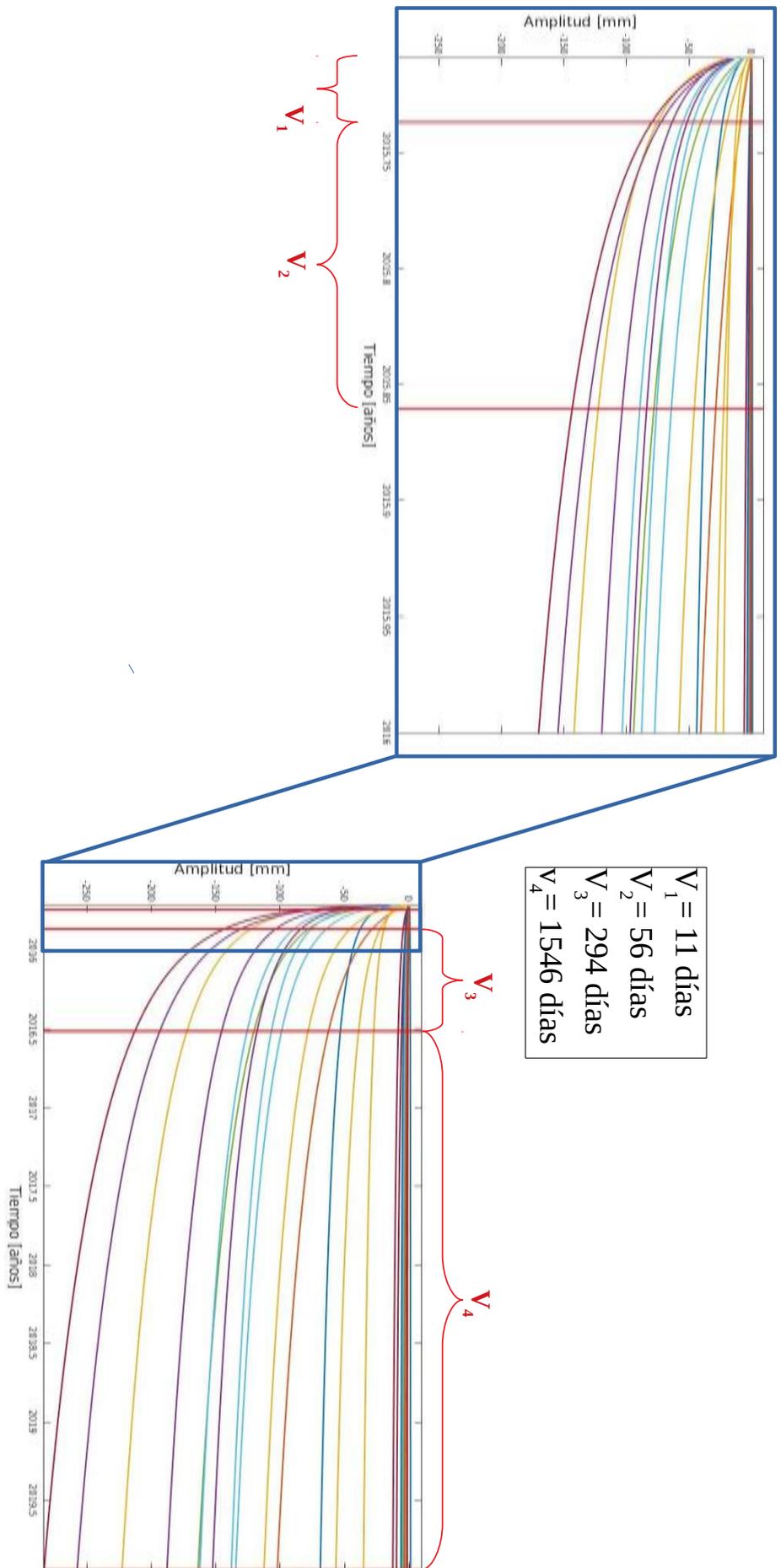


Figura 3.1.1: Amplitudes de las señal postsísmica de la componente EW, en donde se especifica el tamaño de cada ventana. La figura de la derecha representa la serie de tiempo entera, mientras que la figura de la izquierda es un zoom del área seleccionada de color azul de la figura de la izquierda, las líneas perpendiculares de color rojo separan las diversas ventanas.

3.1.1.3. Cuantificación de la incertidumbre

La ecuación (3.1.4) usa en su definición los errores formales de los datos, cuyos valores no necesariamente se condicen con la dispersión de la señal residual después del ajuste del modelo de trayectoria (Becerra, 2018). Lo anterior ocurre debido a que durante el proceso de posicionamiento de los datos GNSS, no se remueve señales que son difíciles de modelar debido a su complejidad y origen poco claro, y que son consideradas como ruido en este trabajo el no ser incluidos en el modelo de trayectoria. En tal caso se considerará la dispersión de los residuales para escalar los errores observacionales,

$$\mathbf{C}_d^\alpha = \alpha^2 \mathbf{C}_d \quad (3.1.8)$$

donde α^2 es un factor de escala para las varianzas observacionales, que se obtienen de manera tal que al considerar los errores escalados \mathbf{C}_d^α , el termino χ^2 efectivo del ajuste del modelo de trayectoria sea igual a 1. El término χ^2 se define como,

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{\sigma_i^2} \quad (3.1.9)$$

donde σ_i^2 son las varianzas de los datos . Para los datos GNSS la matriz de covarianza de los datos es diagonal y corresponde a las varianzas de las observaciones, se tiene que los las varianzas efectivas de los datos son las desviaciones estándar formales observacionales amplificados por el factor α , es decir,

$$\sigma_{\alpha,i} = \alpha \sigma_i \quad (3.1.10)$$

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

$$\chi_\alpha^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{\sigma_{\alpha,i}^2} \quad (3.1.11)$$

$$= \alpha^{-2} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{\sigma_i^2} \quad (3.1.12)$$

$$= \alpha^{-2} \chi^2 \quad (3.1.13)$$

en donde se desea encontrar el factor α tal que se cumpla

$$\frac{\chi_\alpha^2}{N_{dof}} \leq 1 \quad (3.1.14)$$

donde N_{dof} representa el número de grados de libertad, que se puede aproximar como la cantidad de datos menos la cantidad de parámetros ($N_{dof} = N - M$). De este modo, si no se cumple la desigualdad (3.1.14) para $\alpha = 1$, se calcula α de manera que

$$\frac{\chi_\alpha^2}{N_{dof}} = 1 \quad (3.1.15)$$

así, se tendrá en dicho caso que

$$\alpha^2 = \frac{\chi^2}{N_{dof}} \quad (3.1.16)$$

Los desplazamientos de instrumentos GNSS en cada ventana de tiempo se calculan como una resta entre los límites de cada ventana de los datos predichos, en donde $d_{t_i}^{pred}$ corresponde al dato inicial de la ventana y $d_{t_f}^{pred}$ el dato final de la misma ventana. Sea D^{post} el desplazamiento calculado para cada ventana de tiempo

$$D^{post} = d_{t_i}^{pred} - d_{t_f}^{pred} \quad (3.1.17)$$

La varianza de D^{post} , se puede obtener usando la fórmula de la propagación de errores de la suma de dos variables,

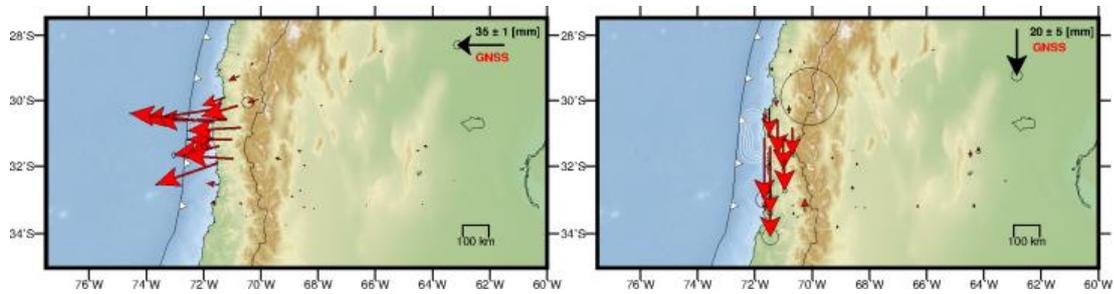
$$Var(D^{post}) = C_{\alpha,d}^{post}(t_0, t_0) + C_{\alpha,d}^{post}(t_1, t_1) - 2C_{\alpha,d}^{post}(t_0, t_1) \quad (3.1.18)$$

en donde $C_{\alpha,d}^{post}$ es la matriz de covarianza a posteriori.

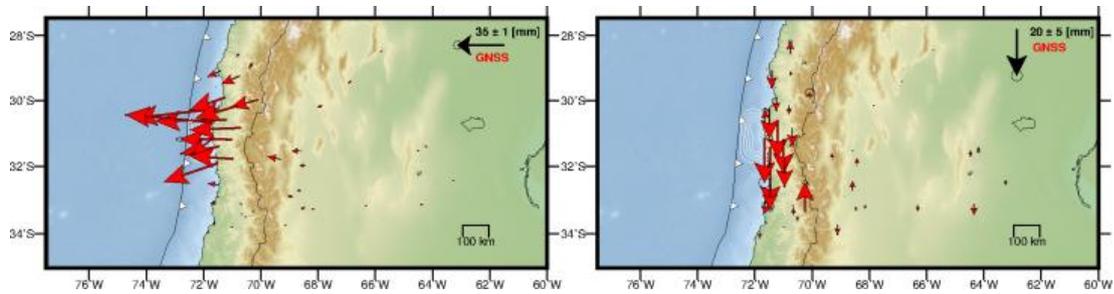
Con lo anterior se obtiene los desplazamientos con sus incertidumbres respectivas para cada ventana geométrica, lo que se muestra en la figura (3.1.2), en donde en los paneles de la izquierda se muestran los desplazamientos horizontales con flechas rojas escaladas de acuerdo al vector negro que se muestra en la figura (3.1.2) y con círculos se puede apreciar las incertezas de estos datos. Para las cuatro ventanas se puede apreciar una fuerte tendencia de los desplazamientos en dirección hacia la fosa. En la zona postcordillerana los desplazamientos son de una magnitud mucho menor, casi despreciable en las primeras dos ventanas figuras (3.1.2a,3.1.2b) siendo de mayor magnitud en la tercera y cuarta ventana figuras (3.1.2c, 3.1.2d). Desde la tercera ventana figura (3.1.2c) se puede apreciar una rotación en la zona norte aproximadamente sobre los $29.5^\circ S$ la cual se acentúa aun más en la cuarta ventana figura (3.1.2d).

En los paneles de la derecha de la figura (3.1.2) se pueden apreciar los desplazamientos verticales, escalados según el vector negro de cada figura y los círculos representan las incertezas de cada desplazamientos, en donde se puede apreciar para las cuatro ventanas una subsidencia en la zona cercana a la ruptura del terremoto, la cual va aumentando levemente al pasar del tiempo. En tanto a las estaciones posicionadas al Este de la cordillera (en Argentina), los desplazamientos en estas son de una magnitud casi despreciable en las dos primeras ventanas figuras (3.1.2a,3.1.2b), aumentando ligeramente ya en las dos ultimas figuras (3.1.2c,3.1.2d). Aun así las estaciones VNEV y BN13 muestran una incoherencia con respecto al resto de estaciones. Al no presentar una serie de tiempo ruidosa,

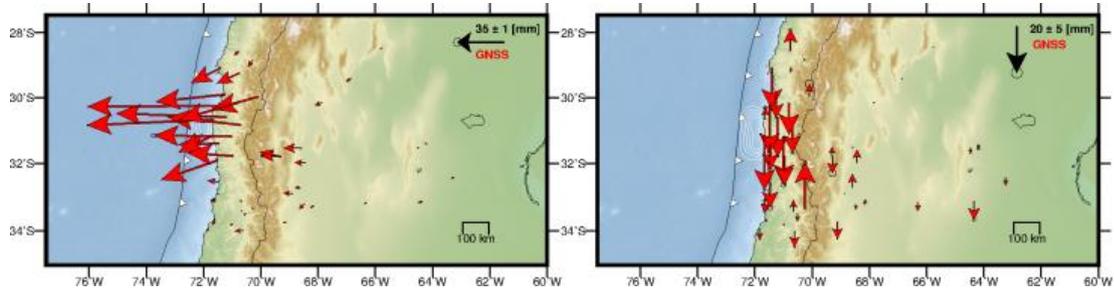
se infiere que están siendo afectados por un proceso de deformación superficial local, cuya causa se desconoce.



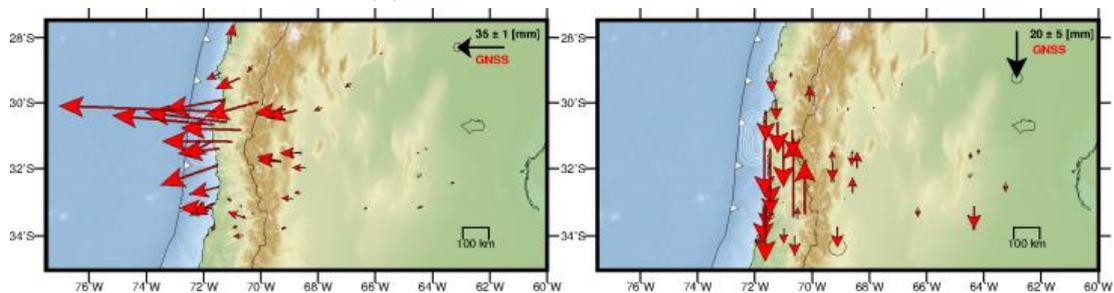
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019

Figura 3.1.2: Desplazamientos postsísmicos para cada ventana. Las figuras del panes izquierdo representan desplazamiento horizontal y los del derecho verticales.

3.2. Datos InSAR

La interferometría de apertura radar sintética cuyas siglas en inglés son InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*), es una técnica radar utilizada en geodesia para el estudio de la deformación de la superficie de la corteza terrestre (Finnegan et al., 2008). Esta técnica consta de utilizar el patrón de interferencia de fases de las ondas de dos imágenes SAR (apertura radar sintético) en formato SLC (*Single Look Complex*) para la creación de interferogramas, la corresponde a la resta de dos imágenes coregistradas. Estos interferogramas son una sumatoria de diversas fases que existen al momento de captar las imágenes, las cuales están descritas en la ecuación (3.2.1), las cuales son: fase orbital ($\Delta\phi_{orb}$), producida por el ángulo en que orbita el satélite el cual crea un efecto rampa; una fase topográfica ($\Delta\phi_{topo}$), la cual incluye la topografía de la zona; una fase atmosférica ($\Delta\phi_{atm}$), que considera diversas anomalías que pueden ocurrir en la ionosfera (produciendo retraso de señales, dispersión de ondas, etc.) como anomalías producto a las condiciones atmosféricas; una fase asociada a ruido ($\Delta\phi_{noise}$), que vendría a representar cualquier anomalía producto de diversos ruidos existentes al momento de la obtención de los datos o querer comparar dos datos SLC, como la medida de los píxeles; y finalmente esta la fase asociada a la deformación del suelo ($\Delta\phi_{def}$). Cabe destacar que todas estas fases están con respecto al *line of sight* (LOS), es decir, con respecto al ángulo en que el satélite barre una zona para tomar datos.

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{orb} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} + \Delta\phi_{def} \quad (3.2.1)$$

La fase asociada a la deformación esta descrita por

$$\Delta\phi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} \mathbf{d} = \frac{4\pi}{\lambda} \vec{\mathbf{d}} \cdot \hat{\mathbf{i}} \quad (3.2.2)$$

en donde

$$\hat{\mathbf{i}} = \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{pmatrix} \wedge \quad \vec{\mathbf{u}} = (\sin(\theta)\sin(\phi), \sin(\theta)\cos(\phi), -\cos(\phi)) \quad (3.2.3)$$

con ϕ el ángulo azimutal (*heading*), mientras que θ es el ángulo de incidencia (*look*), los cuales van de -77° a 77° y 20° a 45° respectivamente (Simons and Rosen, 2007).

3.2.1. Procesamiento de datos InSAR

Para procesar estos datos se utilizó el software libre GMTSAR (Sandwell et al., 2011) en donde se tomó en cuenta el tercer *swath* de la órbita descendente del *frame* 693 al 696 y *path* 156 del satélite sentinel 1-A y 1-B. Se escogió este *swath* en particular debido a que se encuentra más cerca a la zona de mayor deformación producto del terremoto. Además, se tomó en cuenta un modelo de elevación digital con una resolución de 30 metros, el cual fue extraído de (<https://topex.ucsd.edu/gmtsar/demgen/>). Al momento de procesar los datos se tomó en cuenta como imagen maestra el primer dato, es decir, la imagen del 17 de Septiembre del 2015 y se definió un límite de línea de base perpendicular de 90 metros y una límite temporal de 90 días, esto con el fin de disminuir la posibilidad de tener un exceso de ruido en los interferogramas. En la figura se puede apreciar el *baseline* (3.2.1) en donde se puede apreciar todos los pares de interferogramas que se formaron. Una vez corregistrados los datos con respecto a la imagen maestra, se disminuyó la resolución de los pixeles a 120 metros, se desarrollaron los interferogramas cortando las imágenes para evitar errores al utilizar el algoritmo para desenvolver las fases.

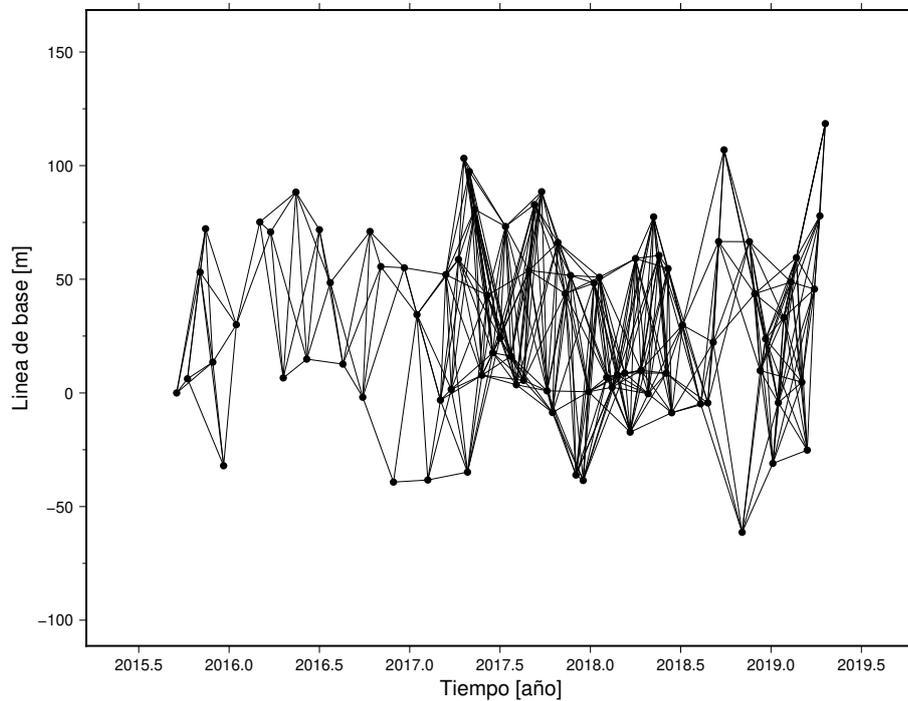


Figura 3.2.1: Líneas de bases perpendiculares de cada par de interferogramas que se formó.

3.2.2. Post-Procesamiento de datos InSAR

Para poder analizar la evolución temporal de la deformación de la superficie de la corteza se generó series de tiempo de los interferogramas. Para tal fin se utilizó el método SBAS (Berardino et al., 2002) incorporado en el software GMTSAR, obteniendo así la velocidad de cada pixel, como su desplazamiento respectivo, lo cual se puede apreciar en la figura 3.2.2, en donde se puede apreciar el desplazamiento acumulado en la dirección del LOS entre las fechas 17 de Septiembre del 2015 y 11 de Mayo del 2019. Aun así, debido a la gran resolución de los interferogramas (del orden de millones de pixeles), la incerteza de estos y las diversas señales que estos registran, es necesario submuestrear los interferogramas para disminuir la cantidad de datos, cuantificar la incerteza y aislar las señales de interés, estos métodos se explicaran en las siguientes secciones.

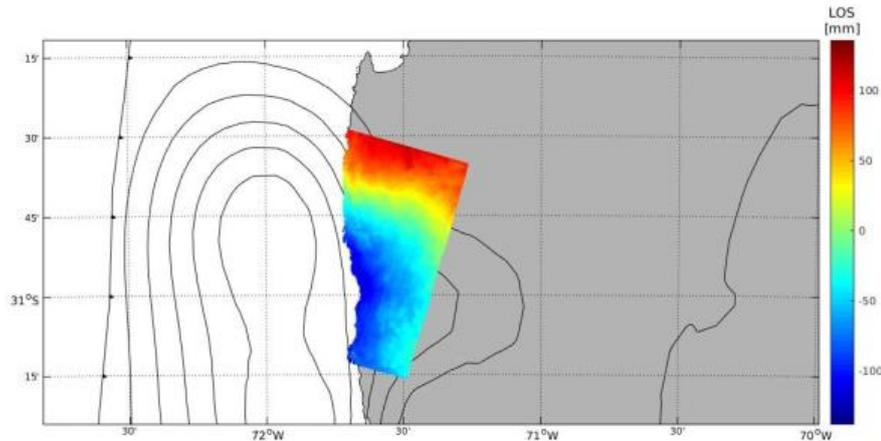


Figura 3.2.2: Desplazamiento acumulado de la ultima fecha de los datos InSAR, con respecto al LOS, en se consideran 2 millones de píxeles.

3.2.2.1. Submuestreo de los interferogramas

Las imágenes satelitales tienen una gran cantidad de datos (entre 30 a 120 metros de resolución aproximadamente y cubren una gran área) debido a esto fue necesario disminuir la cantidad de datos para reducir el tiempo de cálculo computacional. En función de esto, se realizó un *quadtree downsampling*, que corresponde a un método que se basa en el submuestreo basado en el gradiente local de la señal de desplazamiento. Este método retiene una mayor densidad de puntos en las áreas donde existe un mayor gradiente de desplazamiento, lo que se logra promediando en regiones pequeñas los píxeles ubicados en áreas con una gran varianza de desplazamiento, mientras que en las áreas con una baja varianza se promedian en regiones de mayor tamaño (Decriem et al., 2010).

Con ayuda del programa GBIS (Bagnardi and Hooper, 2018) se realizó el *downsampling* tomando en cuenta el desplazamiento acumulado de la última fecha de datos InSAR, generando así 265 regiones como se puede apreciar en la figura (3.2.3), en donde cada polígono representa una región que se remuestreó, además del desplazamiento acumulado en la dirección del LOS de la ultima fecha de dato InSAR para cada región. Cabe destacar que los desplazamientos acumulados para la última fecha, disponible de los datos InSAR, varían entre ± 100 mm, siendo

estos desplazamiento la mezcla de diversas señales, las cuales poseen este tipo de datos.

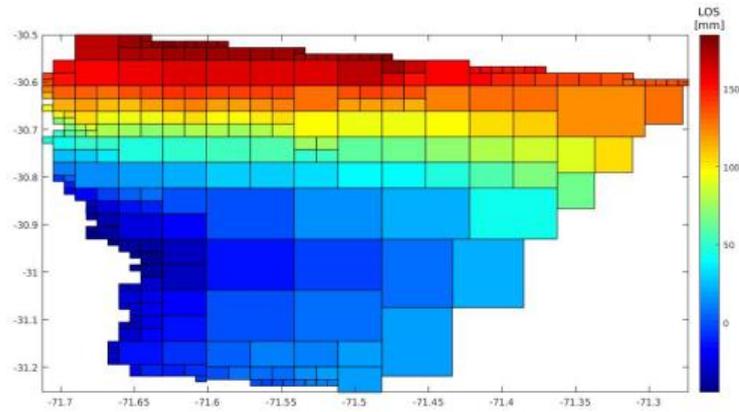


Figura 3.2.3: Zonas en donde los pixeles fueron remuestriados ademas con colores se puede apreciar el desplazamiento con respecto al LOS para la ultima fecha de dato.

3.2.2.2. Incertidumbres de los datos InSAR

Cuantificar la incertidumbre existente en los datos es muy importante para saber que tanto podemos confiar en estos. Dicha incertidumbre puede tener origen en el procesamiento como en la adquisición de los datos InSAR. Métodos utilizados para cuantificar la incertidumbre a través de varianzas y covarianzas, describen la dispersión existente en las observaciones. Si se asume que los datos son isotrópicos, estacionarios y que tienen una estructura espacial de 2 dimensiones, se puede calcular semivariogramas teóricos (Wackernagel, 2003) que tengan características similares, y que se pueden usar para cuantificar la incertidumbre de los datos InSAR.

Considerando una distancia de retraso h (distancia Euclidiana) entre dos puntos de observación x_i , x_{i+h} y promediando incrementos en conjuntos equidistantes, el semivariograma experimental $\hat{y}(h)$ de una función Q , es calculado como sigue:

$$\hat{y}(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [(Q(x_h) - Q(x_i))^2] \quad (3.2.4)$$

donde N es el número de pares de datos para cada distancia entre conjuntos. Como segundo proceso estacionario, la función de co-varianza y los semivariogramas se describen como:

$$y(h) = C(0) - C(h) \quad (3.2.5)$$

$C(0)$ es la varianza en la distancia de retraso $h = 0$ y $C(h)$ es la co-varianza en algún punto con distancia h .

Para el caso de los datos InSAR, se recomienda calcular los semivariogramas experimentales sobre un área del conjunto de datos que sea del mismo tamaño que el área de interés en el que se presente una deformación superficial. Esto usualmente se hace excluyendo las zonas con mayor deformación y se calcula el semivariograma usando el resto de los datos.

Los semivariogramas son calculados con aproximadamente 3000 puntos aleatorios los que se asocian en grupos de 30 separados a una misma distancia. Con esto se estima el mejor ajuste con el método de mínimos cuadrados para el semivariograma experimental usando una función unidimensional exponencial sin límites con un *nugget*:

$$y(h) = s_0 + (s - s_0) \left(1 - \exp\left(-\frac{h}{r}\right) \right) \quad (3.2.6)$$

en la que h es la distancia entre los puntos normalizado en 30; s_0 es la varianza del *nugget* (variabilidad a distancias pequeñas); s es la varianza del *sill*, varianza de cuando el valor del semivariograma se nivela; y r es el rango, distancia del *lag* en que el semivariograma alcanza el valor de umbral. Considerando estas definiciones la covarianza puede ser calculada para cualquier distancia entre puntos de la siguiente manera:

$$C(h) = \begin{cases} s, & h = 0; \\ s_0 + (s - s_0) \left(\exp\left(\frac{-h}{\tau}\right) \right), & h > 0. \end{cases}$$

Para realizar el calculo de los semivariogramas y por ende la incertidumbre de los datos InSAR, se utilizo el programa GBIS ([Bagnardi and Hooper, 2018](#)).

3.2.2.3. Descomposición de señales

Los desplazamientos capturados por los datos InSAR, y los datos GNSS, tienen diversas señales incorporadas, en donde se asumió la existencia solamente de tres, la señal secular, estacional y postsísmica, las cuales pueden ser descritas en base a la ecuación (3.1.1). Para poder estimar los coeficientes relacionados a estas señales se utilizó el problema de Mínimos Valores Absolutos ecuación (3.2.7) resolviéndolo con el método IRLS (*Iteratively Reweighted Least Squares*) descrito por [Scales et al. \(1988\)](#) y [Aster et al. \(2013\)](#). El método IRLS es más robusto y menos sensible ante posibles errores de los datos cuya incertidumbre no haya sido debidamente cuantificada, evitando sesgos en la solución que podría estar aparecer al utilizar el método de Mínimos Cuadrados.

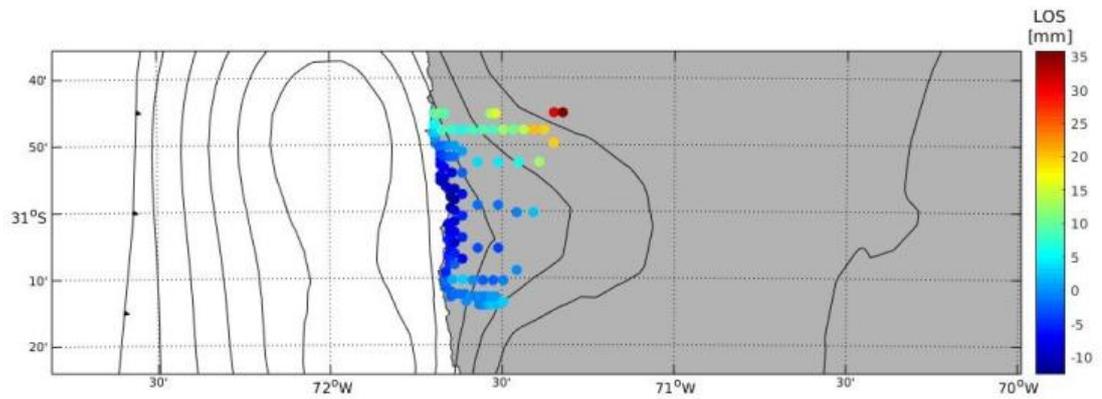
$$\min_{\mathbf{m}} \|\mathbf{W}_\chi(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}^{\text{obs}})\|_1 \quad (3.2.7)$$

Notar que \mathbf{W}_χ es la matriz de pesos y cumple con $\mathbf{W}_\chi^T \mathbf{W}_\chi = \mathbf{C}_\chi^{-1}$, en donde $\mathbf{C}_\chi = \mathbf{C}_d + \mathbf{C}_p$ (\mathbf{C}_d es la matriz de covarianza de las observaciones y \mathbf{C}_p la matriz de covarianza del modelo). En este caso se utilizó la diagonal de la matriz de covarianza de los datos InSAR calculada con semivariogramas al momento de estimar los parámetros.

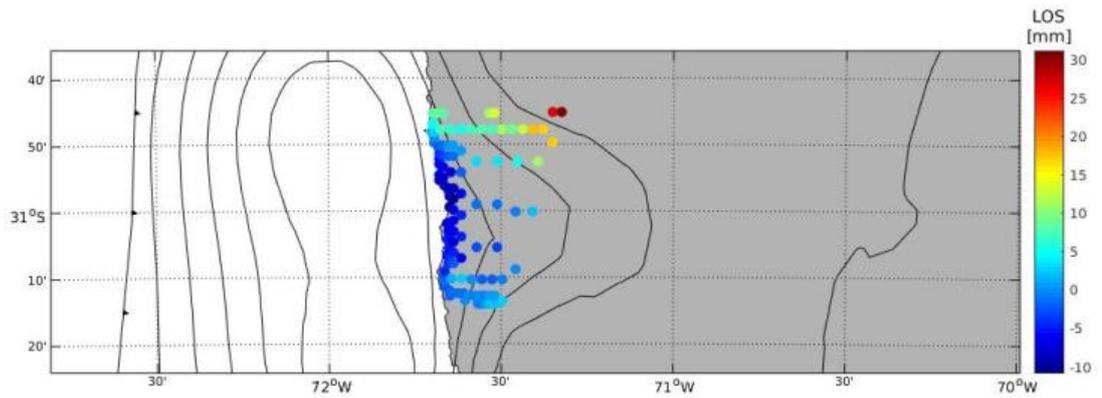
Una vez obtenido los parámetros de interés (postsísmico), se calcularon los respectivos desplazamientos para las ventanas de tiempo geométricas fijadas

anteriormente con los datos GNSS, en donde para hacer calzar los tiempos se creo una matriz \mathbf{G} con tiempos cada 1 día en base al termino de la ecuación (3.1.1) asociado a la componente postsísmica y se multiplicó con el \mathbf{m}^{est} calculado previamente obteniendo así el \mathbf{d}^{est} para cada ventana. Debido a que en la zona norte de los datos InSAR (sobre los $30.75^\circ S$) los patrones de deformación eran incongruentes con los esperado en un periodo postsísmico, ya que las magnitudes seculares y postsísmicas no variaban longitudinalmente, manteniéndose constante a medida que nos alejábamos de la zona costera. Por lo tanto se eliminaron estas observaciones al no ser confiables, posiblemente debido a un "*trade-off*" entre los parámetros que definen la señal secular y postsísmica.

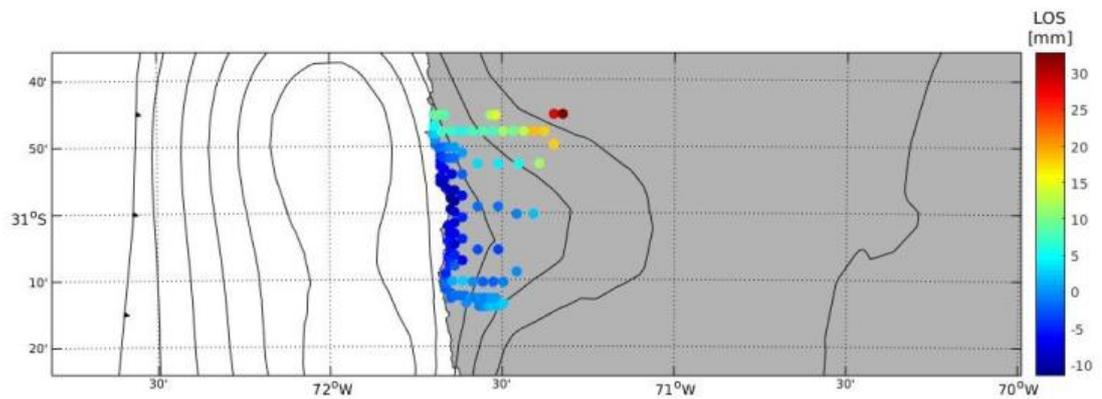
Los desplazamientos InSAR (en la dirección del LOS) que se consideraron, se pueden apreciar en la figura 3.2.4 en donde se especifica la magnitud del desplazamiento en cada ventana de tiempo, y se puede apreciar que sus valores son bastante similares. En las 3 ventanas de tiempo consideradas se puede apreciar que existe una subsidencia en la zona costera y a medida que nos alejamos esta va decreciendo ligeramente. Aun así en la zona norte de los datos existe un claro alzamiento el cual a medida que nos alejamos de la costa va aumentando.



(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016

Figura 3.2.4: Desplazamiento postsísmico de los datos InSAR para cada ventana geométrica, en donde la barra de color representa el respectivo desplazamiento con respecto al LOS.

3.3. Análisis de las observaciones satelitales

Tomando en cuenta los desplazamientos mostrados en los paneles de la izquierda de la figura (3.1.2), se puede mencionar que son consistentes a lo esperado durante el periodo postsísmico, en donde los desplazamientos siguen un patrón similar a los de una etapa cosísmica (Hu et al., 2004) y es acorde con los patrones mostrados por diversos artículos para este caso (e.g, Klein et al., 2017; Huang et al., 2017; Guo et al., 2019). Además, los desplazamientos postsísmicos siguen una tendencia similar a lo ocurrido en el postsísmico de Tohoku 2011 (e.g, Ozawa et al., 2012) y Maule 2010 (e.g, Lin et al., 2013; Li et al., 2017; Bedford et al., 2016), ocurridos estos en una dirección similar a los del terremoto causativo. El aumento de la magnitud de los desplazamientos en el tiempo es producto de consideraran además del postsísmico producido por el evento principal, los postsísmicos de las principales réplicas ($M_w \geq 6.0$).

Los desplazamientos verticales de los datos GNSS de los paneles ubicados a la derecha de la figura (3.1.2), muestran una clara subsidencia, lo cual seguiría un patrón esperado para los desplazamientos postsísmicos (Hu et al., 2004). Aun así los desplazamientos de la primera ventana (3.1.2a) no son totalmente confiables debido a las complicaciones al modelar el comportamiento de los datos GNSS para un periodo muy cercano al terremoto.

Analizando los desplazamientos InSAR figura (3.2.4), estos son bastante similares en las tres ventanas. Además siguen un patrón bastante parecido al de los desplazamientos verticales de los datos GNNS, en donde hay una subsidencia en la zona cercana a la ruptura del terremoto. Lo anterior es consistente con que los datos InSAR son mas sensibles a un movimiento vertical (Lundgren et al., 2001; Pritchard and Simons, 2006; Burgmann et al., 2006). En los datos InSAR se puede apreciar una clara rampa, lo cual contamina los desplazamientos con respecto al LOS, los cual puede ser producto de no considerar una región no lo

suficientemente extensa para que no se genere este efecto al momento de procesar los datos, o simplemente un mal procesamiento de estos datos. Para remover este efecto existen diferentes métodos. Por ejemplo, es calcular una pendiente espacial a estos datos y restársela, o utilizar estaciones GNSS como estabilizadores al momento de realizar la desvoltura de las fases.

Capítulo 4

Modelamiento del periodo postsísmico

El periodo postsísmico esta caracterizado principalmente por dos procesos que ocurren simultáneamente: un postsísmico temprano y un postísmico tardío. El primero de estos es generado principalmente por una dislocación postsísmica en los alrededores de la zona de ruptura y va decayendo logarítmicamente con el tiempo, mientras que el segundo proceso es influenciado por la relajación viscoelástica del manto, el cual tiene una estrecha relación con la reología de la zona.

Para poder distinguir y separar ambos procesos, existen diversas herramientas estadísticas como matemáticas. A lo largo de este capítulo se presenta algunos métodos y resultados de cómo poder separar y cuantificar ambos procesos y una discusión de los alcances y limitaciones de las metodologías utilizadas.

4.1. Modelo directo de la dislocación postsísmica

Al momento en que la superficie de una falla es sometida a esfuerzos, y estos superan un cierto umbral que soporta la interfase definida por su reología friccional,

se produce un movimiento relativo entre ambos lados de la superficie de la falla, llamado dislocación. Formalmente, este término se define como una discontinuidad localizada en el campo de desplazamientos de un sólido. Cuando se produce una dislocación en la superficie de una falla, se deforma las zonas cercanas a esta, causando así desplazamientos que pueden ser observados y registrados en la superficie de la corteza terrestre por diversos instrumentos sismológicos y geodésicos.

Esta dislocación puede ser calculada planteando un modelo directo cuasi-estático, es decir, un modelo que permite hacer una predicción de desplazamiento remanente en la superficie de la corteza, dada una distribución de dislocación en la interfase de la falla. Si se discretiza la falla en subfallas que ocupen regiones que no se traslapen el problema directo, se puede plantear como

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (4.1.1)$$

en donde \mathbf{G} corresponde a la respuesta de la tierra en un conjunto de puntos de observación dada dislocaciones unitarias en cada subfalla, \mathbf{m} una dislocación en cada uno de los elementos discretizado y \mathbf{d} observaciones con coordenadas de determinados puntos en la superficie de la corteza terrestre.

Para la discretización de la falla se utilizó la base de datos slab2 descrita por [Hayes et al. \(2018\)](#), la cual entrega información sobre la geometría (3D) de la placa de Nazca en la zona que subducta a la placa Sudamericana. Para este estudio se consideró solamente la zona entre las latitudes 28.5 °S a 33.5°S y hasta una profundidad de 90 km. Utilizando las coordenadas de los bordes superiores de la placa de Nazca se creó una malla con 1434 elementos triangulares con la ayuda del software Trelis (ver figura 4.1.1).

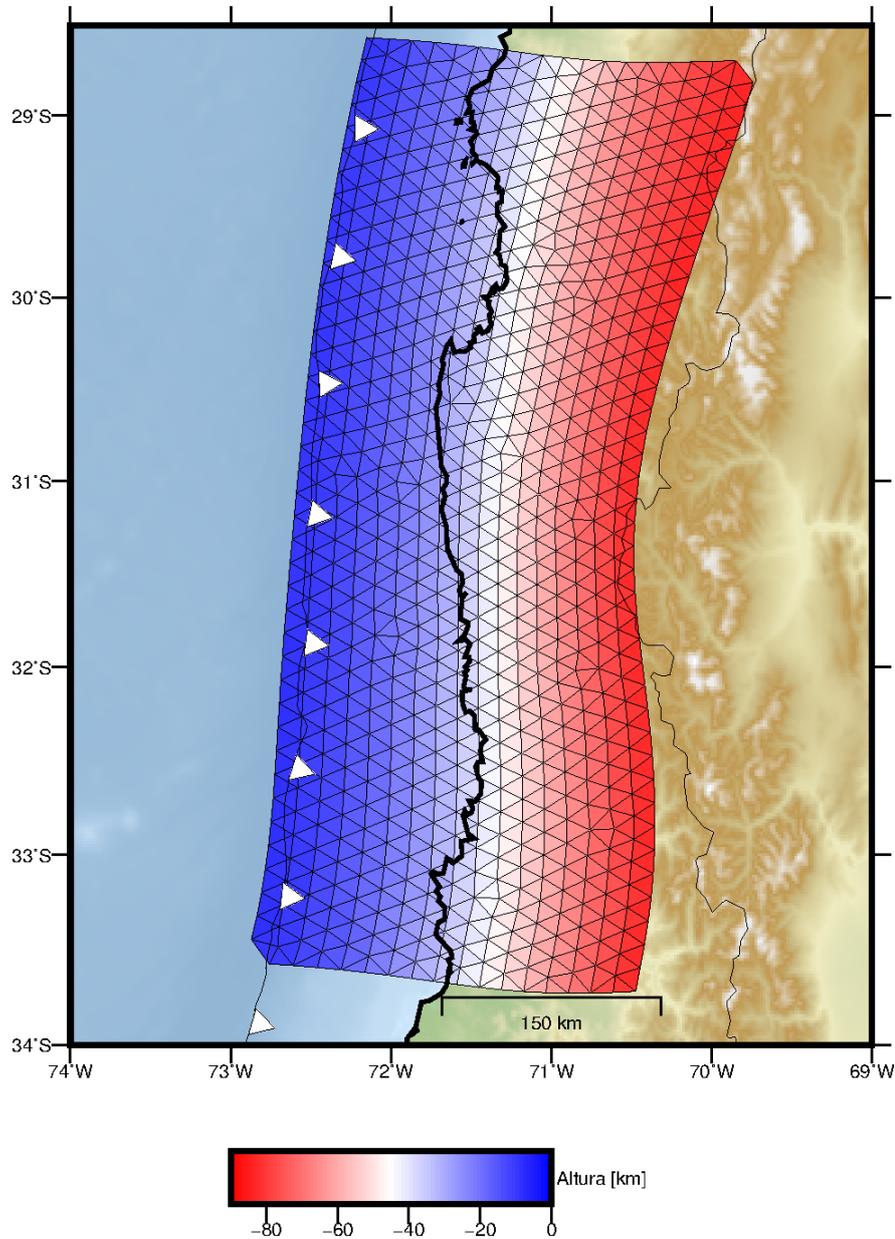


Figura 4.1.1: Representación geométrica de la falla discretizada en elementos triangulares, en donde la zona azul representa una menor profundidad llegando al rojo con un valor de 90 km.

La matriz de funciones de Green " \mathbf{G} " se generó asumiendo dislocaciones triangulares en un semi-espacio elástico homogéneo, un coeficiente poisson de 0.25 y se basó en la metodología de [Nikkhoo and Walter \(2015\)](#), la cual consta de tomar los nodos de cada conjunto de triángulos para promediarlos y obtener el centro de cada triángulo. En dichos centros, se calcula la respuesta del mediá a

una dislocación en la dirección paralela a la falla (*strike*) y otra en la dirección hacia abajo de esta (*dip*). Esto se realizó tanto para los datos GNSS e InSAR, en donde para este último tipo de datos fue necesario proyectar las funciones de Green al LOS (Fialko et al., 2001) de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}\mathbf{r}_e &= -\sin(\phi)\cos(\theta) \\ \mathbf{r}_n &= \sin(\phi)\sin(\theta) \\ \mathbf{r}_u &= \cos(\phi)\end{aligned}\tag{4.1.2}$$

donde los $\mathbf{r}_e, \mathbf{r}_n, \mathbf{r}_u$ son matrices diagonales con las componentes Este, Norte y vertical del LOS y se multiplicó por la función de Green asociada al *dip-slip* (DS) y *strike-slip* (SS) correspondiente, es decir,

$$\begin{aligned}\mathbf{G}_{DS}^{LOS} &= \mathbf{r}_e \mathbf{G}_{DS}^E + \mathbf{r}_n \mathbf{G}_{DS}^N + \mathbf{r}_u \mathbf{G}_{DS}^U \\ \mathbf{G}_{SS}^{LOS} &= \mathbf{r}_e \mathbf{G}_{SS}^E + \mathbf{r}_n \mathbf{G}_{SS}^N + \mathbf{r}_u \mathbf{G}_{SS}^U\end{aligned}\tag{4.1.3}$$

Para así obtener las funciones de Green que representan la respuesta del medio en la dirección del LOS.

4.2. Inversión de dislocación postsísmica

Para obtener estimaciones de dislocación en una falla en función de los datos observados, es necesario resolver la ecuación 4.1.1. Para esto existen dos enfoques límite distintos: un enfoque de inversión Bayesiano completo (e.g., Tarantola, 2005) no regularizado, pero con un alto costo computacional, y un enfoque de optimización más expedito, pero sesgado ya que utiliza alguna forma de regularización de los parámetros del modelo, típicamente expresado como una condición que impone suavidad en la distribución de dislocación que se infiere (e.g., Segall and Harris, 1987). Para el caso Bayesiano la solución del problema

inverso es la densidad de probabilidad posterior de los parámetros del modelo, la que define una familia de soluciones con su probabilidad respectiva de ser solución del problema inverso. Para el enfoque optimal de inversión, se obtiene un modelo paraticular, que corresponde al que maximiza la densidad de probabilidad posterior del problema inverso. En ambos casos, la formulación del problema inverso puede ser descrita en términos Bayesianos, pero la gran diferencia se encuentra en la metodología para resolver el problema inverso. En el enfoque Bayesiano se utiliza algoritmos de muestreo para obtener muestras que caracterizan la densidad de probabilidad posterior de los parámetros del modelo, en cambio en el enfoque optimal, se utilizan métodos de optimización para obtener una solución, correspondiendo a la que mejor explica las observaciones. En este trabajo, para la estimación de se dislocación se utilizó el método de mínimos cuadrados con regularización EPIC Tikhonov (Ortega-Culaciati, en revisión). Para ello se resuelve el problema optimal

$$\min_{\mathbf{m}} \|\mathbf{W}_\chi(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d})\|_2^2 + \|\mathbf{W}_h\mathbf{H}\mathbf{m}\|_2^2 \quad (4.2.1)$$

cuya solución es

$$\mathbf{m}^{\text{est}} = (\mathbf{G}^T\mathbf{W}_\chi^T\mathbf{W}_\chi\mathbf{G} + \mathbf{H}^T\mathbf{W}_h^T\mathbf{W}_h\mathbf{H})^{-1}(\mathbf{G}^T\mathbf{W}_\chi^T\mathbf{W}_\chi\mathbf{d}) \quad (4.2.2)$$

$$\mathbf{C}_m^{\text{est}} = (\mathbf{G}^T\mathbf{W}_\chi^T\mathbf{W}_\chi + \mathbf{H}^T\mathbf{W}_h^T\mathbf{W}_h\mathbf{H})^{-1} \quad (4.2.3)$$

donde $\mathbf{C}_m^{\text{est}}$ es la matriz de covarianza de los parámetros estimados \mathbf{m}^{est} .

La metodología de regularización correspondiente a EPIC Tikhonov induce información *apriori* para compensar la variabilidad espacial de la influencia de las observaciones que hay en la estimación de la dislocación en la falla. Este considera la regularización de Tikhonov de segundo orden (Tikhonov, 1963), utiliza la matriz

de precisión del problema no regularizado (Ortega Culaciati, 2013) dada por

$$\mathbf{P} = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_x^{-1} \mathbf{G} \quad (4.2.4)$$

y una matriz de covarianza \mathbf{C}_h diagonal, donde la diagonal de esta matriz regula la fuerza de las correlaciones inducidas por un operador de regularización que induce suavizamiento ($\mathbf{H} = \nabla^2$, el Laplaciano), la cual se calcula en base a fijar las varianzas a posteriori de los parámetros del modelo a un valor igual a σ_t^2 donde $\mathbf{W}_h(\sigma_t)$ es la matriz de pesos de la regularización calculado según la condición EPIC (Ortega-Culaciati, en revisión), que sigue la relación $\mathbf{W}_h^T \mathbf{W}_h = \mathbf{C}_h^{-1}$.

Para implementar esta metodología de inversión, se tomaron en cuenta las funciones de Green mencionadas en la sección 4.1 y los desplazamientos de los datos GNSS e InSAR (c/r al LOS) quedando estas de la siguiente forma

$$\mathbf{d} = \begin{pmatrix} \mathbf{d}^E \\ \mathbf{d}^N \\ \mathbf{d}^U \\ \mathbf{d}^{\text{LOS}} \end{pmatrix} \quad \mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{\text{DS}}^E & \mathbf{G}_{\text{SS}}^E \\ \mathbf{G}_{\text{DS}}^N & \mathbf{G}_{\text{SS}}^N \\ \mathbf{G}_{\text{DS}}^U & \mathbf{G}_{\text{SS}}^N \\ \mathbf{G}_{\text{DS}}^{\text{LOS}} & \mathbf{G}_{\text{SS}}^{\text{LOS}} \end{bmatrix} \quad (4.2.5)$$

en donde los desplazamientos \mathbf{d} con super índice E, N y U corresponden a los datos GNSS siendo estas las componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical respectivamente. El super índice LOS representa a los datos InSAR los cuales se les tuvo que remover el efecto rampa. Este efecto fue removido asumiendo como punto estabilizador los desplazamientos predichos por la dislocación estimada solamente con datos GNSS (ver Anexo A3) y asumiendo que tiene una forma $Z(x, y) = ax + by + c$, donde a , b y c son coeficientes lineales y " x " e " y " son las coordenadas respectivas. Los desplazamientos InSAR removiéndole el efecto rampa se pueden apreciar en la figura (4.2.1), en donde se observa una clara subsidencia en toda la zona de los datos lo cual concuerda con los datos GNSS.

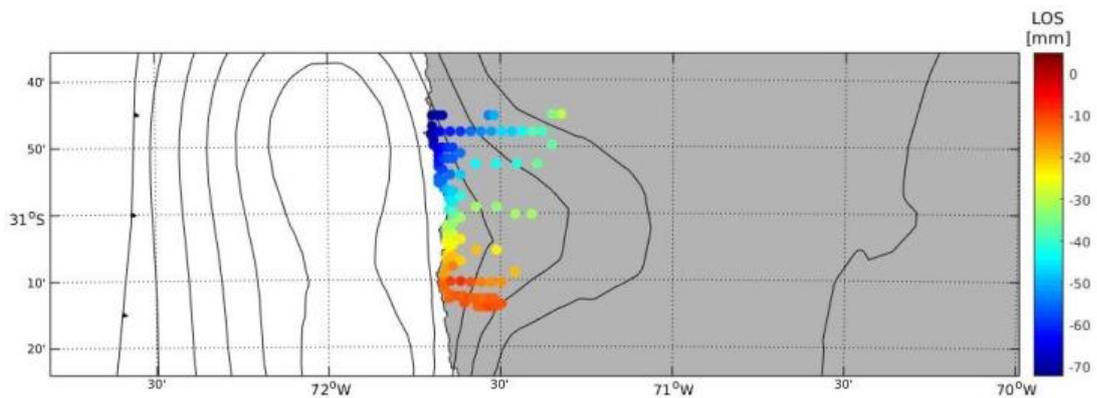
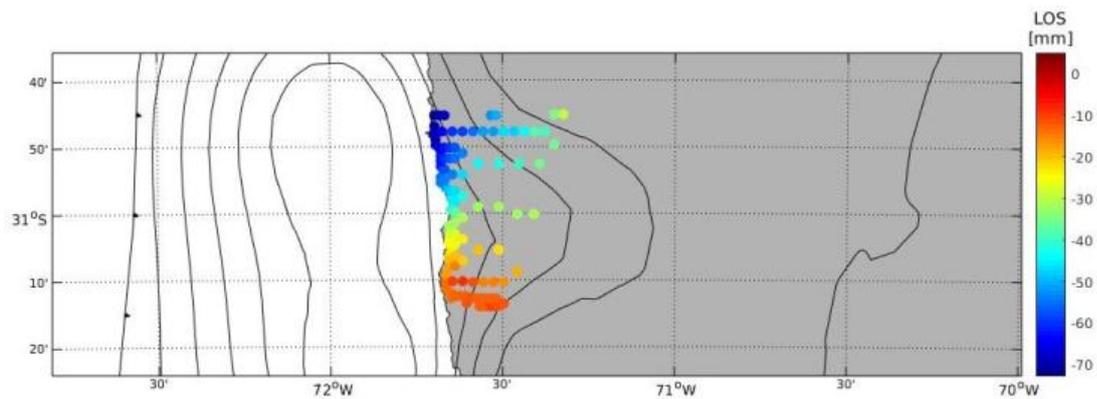
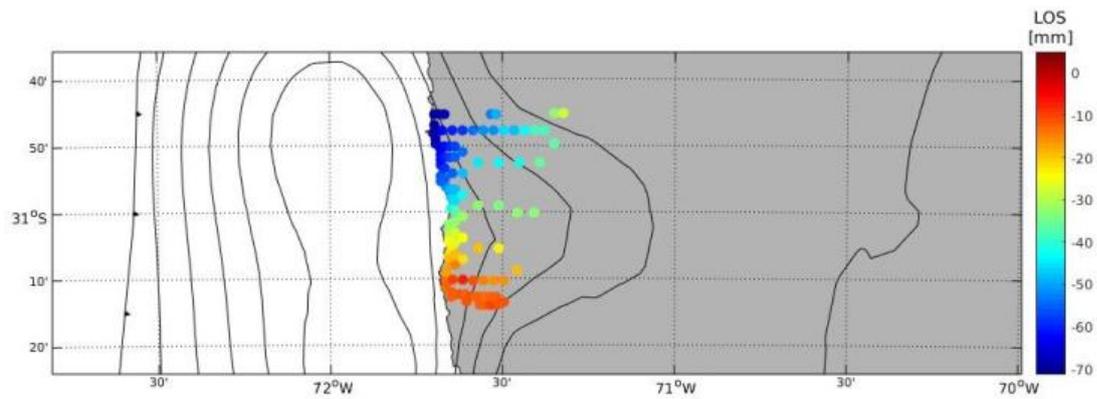
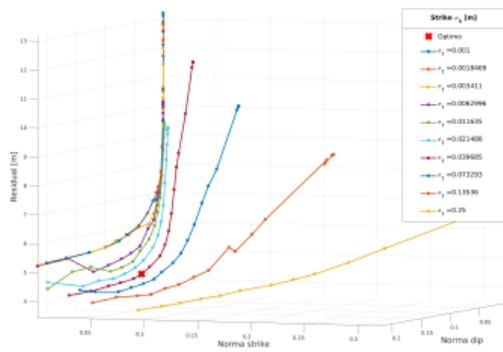


Figura 4.2.1: Desplazamiento postsísmico eliminando el efecto rampa para cada ventana geométrica, en donde la barra de color representa el respectivo desplazamiento con respecto al LOS.

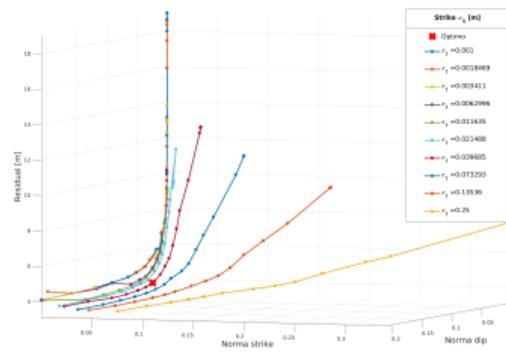
Posteriormente se estimaron diversos modelos de dislocación, constreñidos por datos GNSS e InSAR, probando diversos valores de σ_t e imponiendo positividad en la dirección del *dip-slip*. En base al criterio de la curva-L (Hansen and O'Leary, 1993) se escogió el σ_t óptimo para cada ventana geométrica. Sin embargo, para el caso de la última ventana se utilizaron solamente datos GNSS producto de no tener la suficiente cantidad de datos InSAR procesados para abarcar en su plenitud la última ventana. Cabe destacar que se asignaron diferentes valores de σ_t , uno para el *dip-slip* y otro diferente para el *strike-slip*, por lo que fue necesario generar una curva-L 3D como se puede apreciar en la figura (4.2.2). En dicha figura, se compara al mismo tiempo la norma del *dip*, norma del *strike* con los residuales. El σ_t óptimo de cada ventana geométrica esta marcada con una "X", en donde para la primera ventana (4.5.3a) el σ_t asociado al *dip-slip* es de 0.097 m, para la segunda (4.5.3b) y tercera ventana (4.5.3c) 0.0703 m y para la cuarta (4.5.3d) 0.135 m, en tanto a el σ_t asociado al *strike-slip* para todos los casos es de 0.039 m.

Una vez escogido los modelos óptimos respectivos a cada ventana temporal, se utilizó el método de propagación de errores de Monte Carlo, metodología descrita en el Anexo (A2), para poder cuantificar con mayor certeza la incertidumbre del modelo y de las predicciones de este mismo. Lo anterior debido a que se impone positividad en la dirección del *dip-slip* y no es posible calcular directamente la matriz de covarianza del modelo utilizando la fórmula 4.2.3.

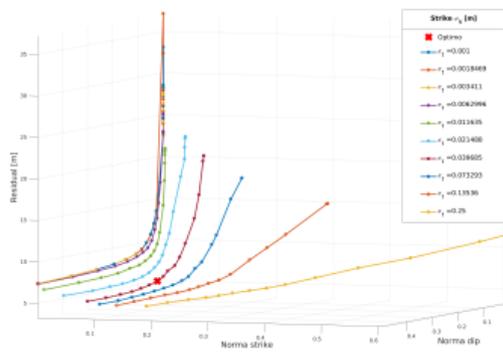
Como resultado de lo mencionado anteriormente se puede apreciar los diferentes modelos de dislocación postsísmica para cada ventana en las figuras (4.2.3), en donde la dislocación estimada esta representada en la falla modelada, y la magnitud se ve reflejada en base a la barra de colores especificada en las figuras. Para los paneles de la izquierda de todas las figuras se aprecian los desplazamientos horizontales en donde los vectores rojos representan los datos GNSS mientras que los azules los predichos por el modelo estimado, los cuales están escalados en



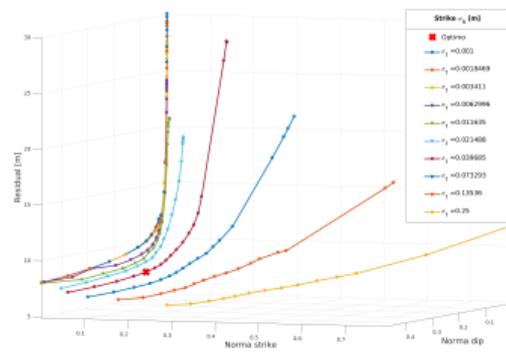
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016.



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019.

Figura 4.2.2: Curvas L cada ventana. Las líneas continuas representan un mismo σ_t para el *strike-slip* mientras que los círculos representan los σ_t para el *dip-slip*. El valor óptimo está representado con una "X" para cada caso.

base al vector negro mostrado en cada figura y la incertidumbre asociada a las perdiciones está reflejada con un círculo escalado según el mismo vector. Para el caso del panel derecho, se aprecian los desplazamientos verticales, en donde los colores representan lo mismo que para el panel izquierdo y las magnitudes están de acuerdo con el vector negro mostrado con su incertidumbre.

Para todas las ventanas, se pueden apreciar dos parches principales de dislocación postísmica: uno al norte de la zona de ruptura del terremoto y otro al sur, siendo estos de una profundidad similar al evento principal. En la primera ventana el parche al norte de la zona de ruptura alcanza una dislocación máxima de 0.31 m (figura 4.2.3a), mientras que en la segunda ventana este valor es de 0.26 m (figura

4.2.3b), para la tercera ventana de 0.4 m (figura 4.2.3c) y para la cuarta de 0.49 m (figura 4.2.3d).

En la figura (4.2.4) se puede apreciar la distribución de dislocación postsísmica en cada ventana y la distribución de sismicidad para cada ventana (la última fecha de sismos del catálogo es en Diciembre del 2018), el cual fue extraída de Sippl et al. (2020). Se puede apreciar que la sismicidad bordea las zonas de mayor dislocación postsísmica a medida que transcurren las ventanas. En el caso de la figura (4.2.5) se puede apreciar la distribución de dislocación postsísmica acumulada entre el 17 de Septiembre del 2015 hasta el 11 de Diciembre del 2019 y la sismicidad acumulada en este mismo periodo. Se destaca la presencia de los dos parches de dislocación postsísmica, que se ven en cada ventana, y el parche de la zona Norte tiene una magnitud máxima de 1.45 m. En tanto a la sismicidad de la zona, se puede apreciar que estas bordean ambos parches de dislocación postsísmica.

La distribución de *dip-slip* y *strike-slip*, además de los residuales de los datos GNSS e InSAR se pueden apreciar en el Anexo (B1). Los residuales de los datos GNSS para las cuatro ventanas (figura B1.2) es bastante pequeño para las componentes horizontales, mientras que en componente la vertical son un poco mayores. Los residuales de los datos InSAR, son del orden de algunos milímetros (figura (B1.1)).

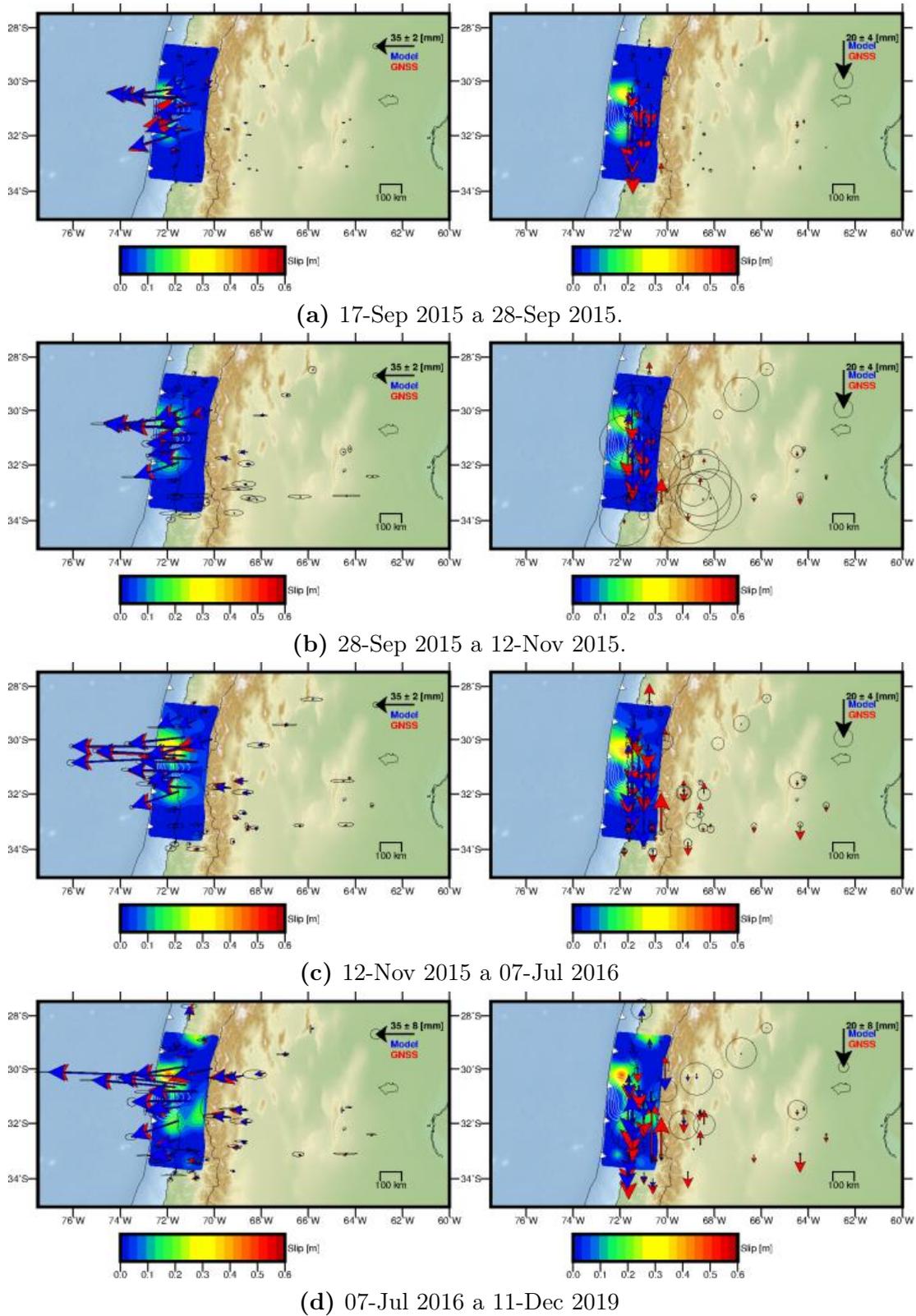


Figura 4.2.3: Dislocación postsísmica para cada ventana, la cual esta representada en colores para el segmento de la falla discretizada. Los vectores rojos representan los desplazamientos de los datos GNSS mientras que los azules son los desplazamientos modelados. Las figuras del panel izquierdo representan desplazamiento horizontal y los del derecho verticales.

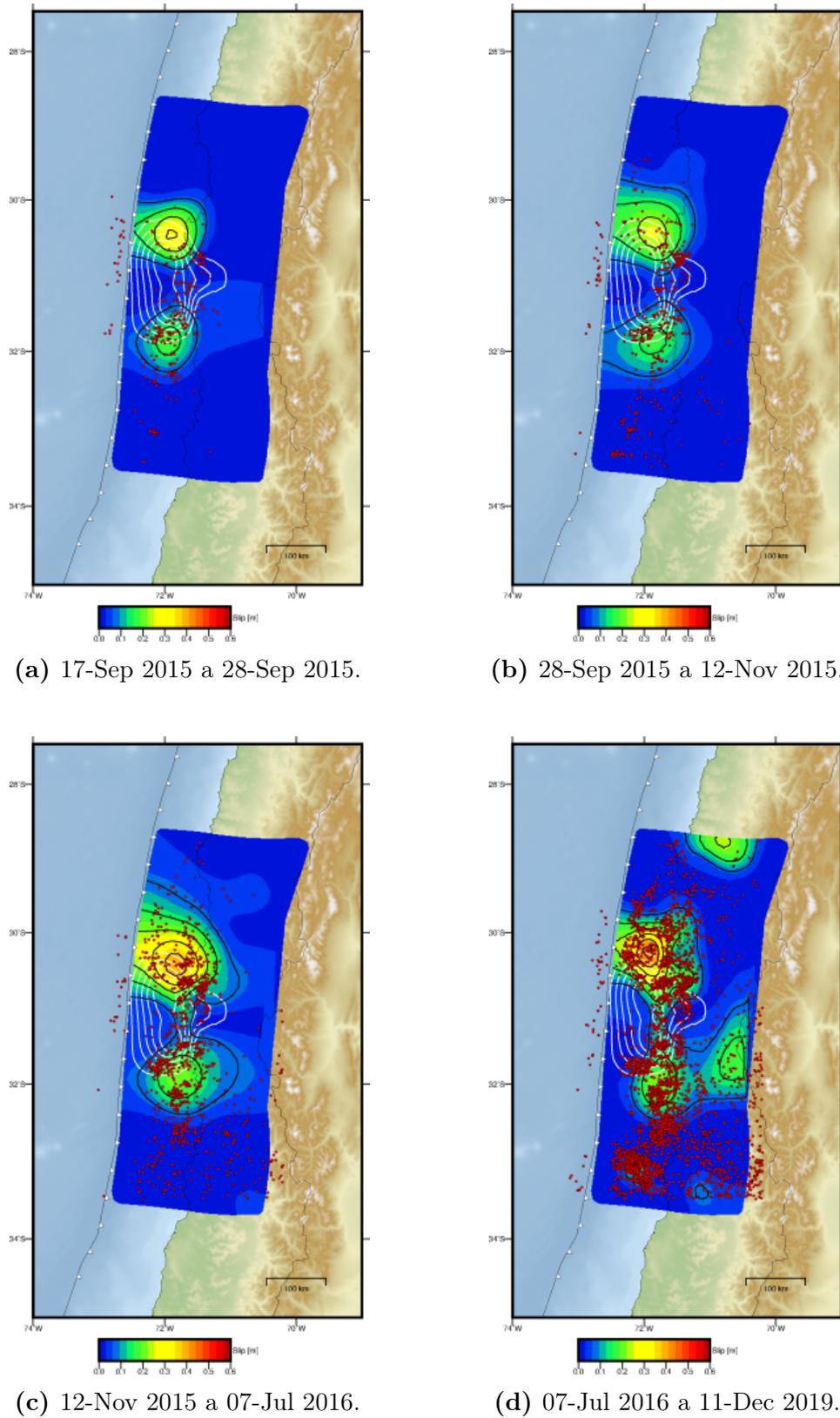


Figura 4.2.4: Dislocación postsísmica para cada ventana, la cual esta representada en colores para el segmento de la falla discretizada y con un contorno negro. Los puntos rojos muestran la sismicidad en dicha ventana extraída de [Sippl et al. \(2020\)](#)

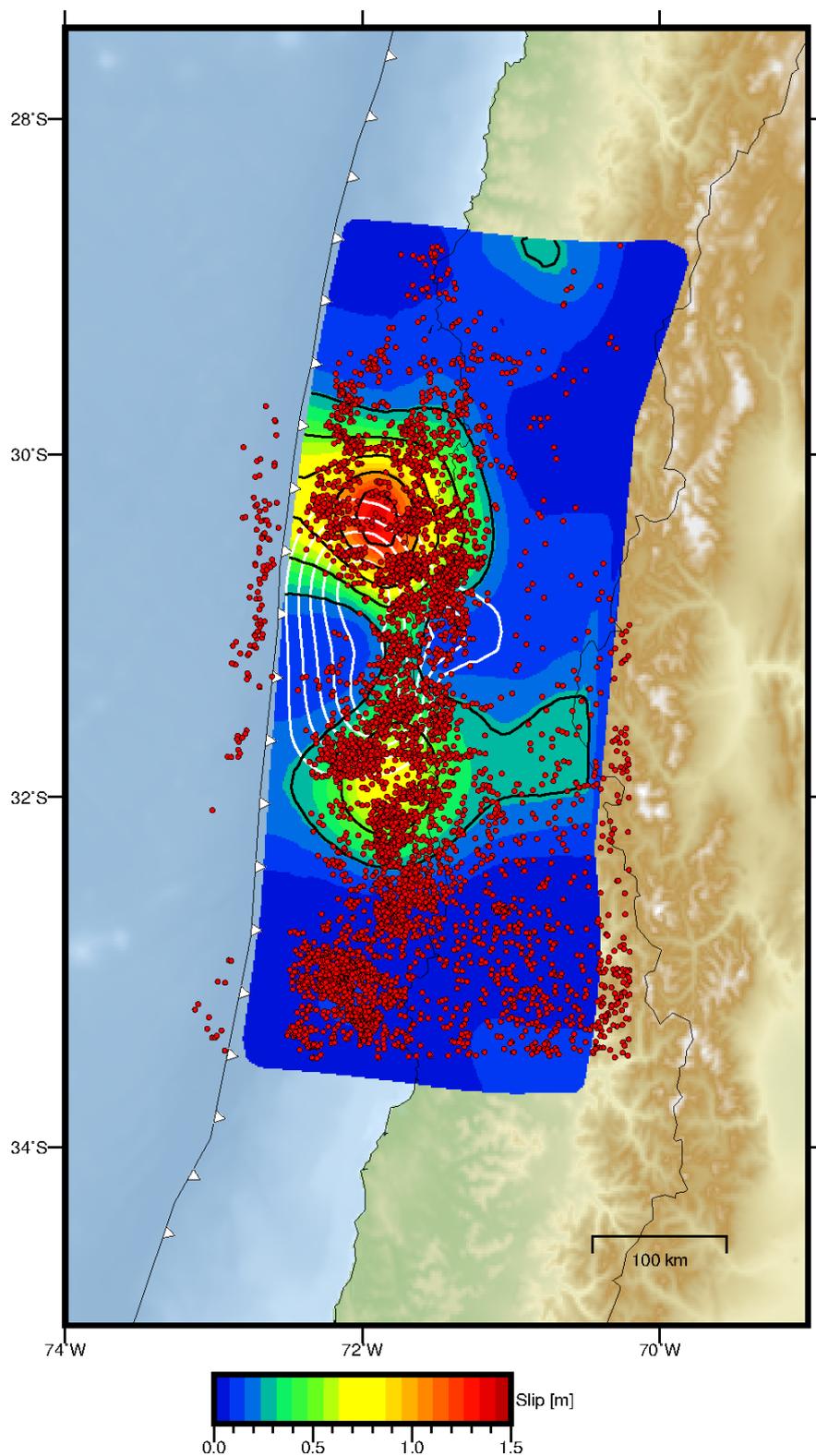


Figura 4.2.5: Dislocación postsísmica acumulada, la cual está representada en colores para el segmento de la falla discretizada y con un contorno negro. Los puntos rojos muestran la sismicidad acumulada extraída de Sippl et al. (2020).

4.3. Modelo directo de la relajación viscoelástica del manto

Anteriormente se calculó la dislocación postsísmica asumiendo un medio elástico. Sin embargo, después de una dislocación abrupta (i.e., un terremoto), el medio se continúa deformando debido a la relajación de las tensiones producidas por esta ruptura (eg., [Wang et al., 2007](#)). Una forma de representar este proceso es través de un fluido de Maxwell, el cual para escalas de tiempo muy pequeñas se comporta como un sólido elástico y para períodos de tiempo muy grandes, se comporta como un fluido viscoso. Otra alternativa es usar un sólido de Kelvin, el cual se comporta como un sólido elástico para escalas de tiempo grandes y para escalas de tiempo muy cortas se comporta de manera rígida sin deformación. Por último, esta representación se puede realizar usando y por un sólido lineal estándar, el cual es una combinación de los materiales anteriores ([Segall, 2010](#), capítulo 6).

En todos los modelos descritos anteriormente, es necesario definir valores de parámetros de acuerdo a la reología del medio escogido. Dentro de estas posibilidades incluye el modelo reológico de Burger, el cual es una combinación lineal de los modelos de Maxwell y Kelvin. Los modelos de Maxwell y Burger se han utilizado en reiteradas ocasiones para poder modelar efectivamente la deformación postsísmica del manto terrestre ([Segall, 2010](#)), sin embargo, debido a su simplicidad, fácil interpretación y análisis, el modelo de Maxwell es comúnmente preferido (e.g., [Klein et al., 2016](#)).

Para realizar la modelación viscoelástica del manto, se definió una malla de elementos finitos con 4 bloques: corteza continental y oceánica, con un comportamiento de sólido elástico; manto continental y oceánico, con reología viscoelástica de Maxwell. Una vez creado estos bloques, se utiliza el programa Pylith ([Aagaard et al., 2017](#)) para modelar el campo de desplazamientos en

superficie debido a la respuesta viscoelástica del manto inducida por la ocurrencia del terremoto de Illapel. La respuesta viscoelástica se calculó considerando los 4 años posteriores al terremoto, con una tasa de muestreo de 1 semana y la dislocación cosísmica de este terremoto calculada por (Tilmann et al., 2016). Cabe destacar que se evaluó diferentes valores de viscosidad tanto para el manto oceánico como continental, los cuales fueron variando desde 1×10^{17} PA s a 1×10^{20} PA s. En el Anexo (C) se muestran tres perfiles longitudinales para algunas de las viscosidades consideradas en este trabajo.

4.4. Representación de la relajación viscoelástica usando funciones b-spline

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

$$N_{i,1}(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } t_i \leq t < t_{i+1} \\ 0 & \text{si no} \end{cases}$$

$$N_{i,k}(t) = \frac{t - t_i}{t_{i+k} - t_i} N_{i,k-1}(t) + \frac{t_{i+k} - t}{t_{i+k} - t_{i+1}} N_{i+1,k-1}(t), \quad k \geq 2 \quad (4.4.1)$$

Entre más alto es el orden de las b-spline, estas tienen una mayor suavidad y requiere una mayor cantidad de nodos para generarse.

Las curvas b-spline corresponden a funciones diferenciales definidas por polinomios, que pueden pasar por un conjunto de puntos de control $(p_i)_{i=1}^n$. Una función representada por una b-spline de orden k , se define como una combinación lineal de las funciones base entre los puntos de control, con coeficientes p_i , y cuya

fórmula esta dada por (Nenov, 2016)

$$f(t) = \sum_{i=1}^n p_i N_{i,k}(t), \text{ en el set de nodos } (t_i)_{i=1}^{n+k} \quad (4.4.2)$$

Cabe destacar que la cantidad de nodos de control n corresponde al número de nodos de control escogidos (t_i) , mas el orden k de las b-splines.

La relajación viscoelástica del manto varía suavemente en el espacio. Luego, se postula que se puede representar el campo de desplazamientos debido a la respuesta viscoelástica del manto usando funciones base que sean suaves. Para ello, se construye un conjunto de funciones base B-Spline cúbicas en 2D, como el producto cartesiano de estas mismas definidas en una dimensión. Se consideró 6 funciones base en la dirección EW y 8 funciones base en la dirección NS, abarcando un área igual a la extensión de las observaciones GNSS e InSAR (remuestreadas) disponibles (aproximadamente 5.5° latitudinalmente y 8.6° longitudinalmente). Luego, basado en la ecuación 4.4.2, la predicción del conjunto de funciones b-spline 2D se puede representar por la ecuación lineal,

$$\mathbf{G}_{\text{BS}} \mathbf{m}_{\text{bs}} = \mathbf{d} \quad (4.4.3)$$

en donde \mathbf{G}_{BS} estaría formado por b-splines 2D evaluadas en los puntos de observación y \mathbf{m}_{bs} corresponde a los coeficientes p_i de la combinación lineal de las funciones base (ecuación 4.4.2)

4.5. Inversión usando b-splines

Para obtener una estimación de la relajación viscoelástica del manto en función del aporte de esta relajación en los datos, es necesario resolver la ecuación (4.4.3) en conjunto con la (4.2.1). Para esto se utilizará el mismo método descrito en la sección (4.2) en donde se utiliza el método EPIC para obtener un modelo de

dislocación postsísmica, pero para este caso se agregará a las funciones de Green de las b-spline cubicas espaciales a la predicción de desplazamientos en superficie del modelo de dislocación postsísmica. Las funciones B-splines se evalúan para tipo y componente de las observaciones, con lo cual se puede representar las funciones de Green del problema completo

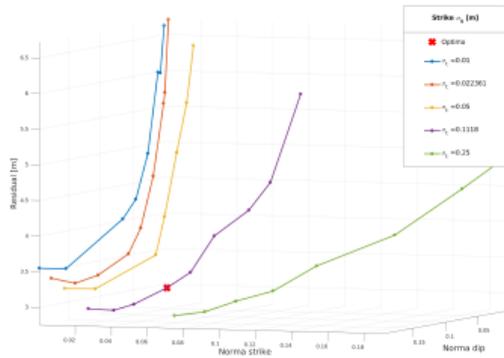
$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{DS}^E & \mathbf{G}_{SS}^E & \mathbf{G}_{BS}^{GNSS} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{G}_{DS}^N & \mathbf{G}_{SS}^N & \mathbf{0} & \mathbf{G}_{BS}^{GNSS} & \mathbf{0} \\ \mathbf{G}_{DS}^U & \mathbf{G}_{SS}^U & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{G}_{BS}^{GNSS} \\ \mathbf{G}_{DS}^{LOS} & \mathbf{G}_{SS}^{LOS} & \mathbf{r}_e \mathbf{G}_{BS}^{InSAR} & \mathbf{r}_n \mathbf{G}_{BS}^{InSAR} & \mathbf{r}_u \mathbf{G}_{BS}^{InSAR} \end{bmatrix} \quad (4.5.1)$$

en donde \mathbf{r}_e , \mathbf{r}_n y \mathbf{r}_u son matrices diagonales, las cuales se calcularon en base a la ecuación (4.1.2) y \mathbf{G}_{BS}^{InSAR} corresponde a las funciones de Green donde las B-splines son evaluadas en las posiciones de los datos InSAR, mientras que para \mathbf{G}_{BS}^{GNSS} , en las posiciones de los datos GNSS.

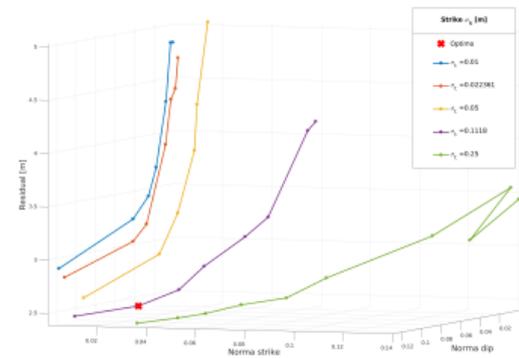
A cada término de las b-spline se le asignó un regularización EPIC Tikhonov de segundo orden como información *a priori*, además de un σ_t en base a la media geometría de los errores de los datos en la componente respectiva.

Producto a que en este caso se busca de nuevo un σ_t ideal para el modelo de dislocación, se asignaron distintos σ_t tanto para el *dip-slip* como para el *strike-slip* y para las bspline se asignó un σ_t en base a la media geométrica de los errores de las observaciones respectivas a cada componente. Se generó una curva-L 3D, al igual que para el caso sin b-splines, lo cual se puede apreciar en la figura 4.5.1 en donde como óptimo se escogió el marcado con una "X" en cada ventana. Cabe destacar que al igual que para el caso de la sección 4.2, se impuso positividad en la dirección del *dip-slip* por lo que para cuantificar la incertidumbre se utilizó el método de propagación de errores de Monte Carlo.

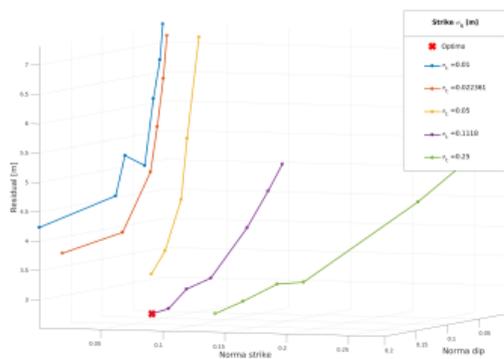
Una vez escogido el modelo óptimo según el criterio de la curva L se estimaron



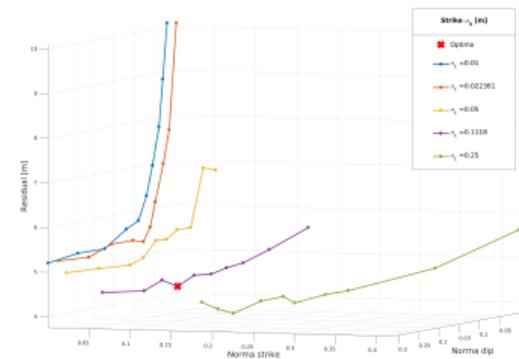
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016.



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019.

Figura 4.5.1: Curvas L para cada ventana en el caso bspline. Las líneas continuas representan un mismo σ_t para el *strike-slip* mientras que los círculos representan los σ_t para el *dip-slip*. El valor óptimo está representado con una "X" para cada caso.

modelos de dislocación postsísmica que se pueden apreciar en la figura (4.5.2) los cuales muestran además los datos GNSS a los cuales se les resta la predicción de las bspline ($d^{AF} = d^{obs} - d^{pred_{BS}}$) en color rojo y las predicciones de la dislocación postsísmica de los datos GNSS (vectores azules). Los paneles de la izquierda muestran solamente las componentes horizontales escalados según el vector negro de cada figura, como las incertezas de cada predicción con círculos escalados según el círculo del vector negro. Los paneles de la derecha de esta misma figura muestra los desplazamientos verticales de los datos y predicciones con sus incertezas, escalados según el vector negro de cada figura. Cabe destacar que para las cuatro

figuras existen dos parches notorios, uno en la parte Norte de la zona ruptura del terremoto de Illapel y el otro al Sur de este mismo. El de la zona Norte es de mayor magnitud, en donde para la primera ventana de tiempo (figura 4.5.2a) es de 0.31 m, mientras que para la segunda (figura 4.5.2b) es de 0.33 m, la tercera (figura 4.5.2c) de 0.44 m y la cuarta (figura 4.5.2d) de 0.4 m.

En la figura (4.5.3) se puede apreciar la distribución de dislocación postsísmica en cada ventana y la distribución de sismicidad para cada ventana, la cual fue extraída de Sippl et al. (2020). Se puede apreciar que la sismicidad bordea las zonas de mayor dislocación postsísmica a medida que transcurren las ventanas. En el caso de la figura (4.5.4) se puede apreciar la distribución de dislocación postsísmica acumulada entre el 17 de Septiembre del 2015 hasta el 11 de Diciembre del 2019 y la sismicidad acumulada en este mismo periodo. Se destaca la presencia de los dos parches de dislocación postsísmica, que se ven en cada ventana, y el parche de la zona Norte tiene una magnitud máxima de 1.47 m. En tanto a la sismicidad de la zona, se puede apreciar que estas bordean ambos parches de dislocación postsísmica.

La distribución de *dip-slip*, *strike-slip* y los respectivos residuales se pueden apreciar en el Anexo (B2). Los residuales de los datos GNSS en conjunto con las dos distribuciones se pueden observar en la figura (B1.2) y los residuales de los datos InSAR en la figura (B1.1). Cabe mencionar que los residuales se calcularon tomando en cuenta

$$d^{res} = d^{obs} - d^{pred_{BS}} - d^{AF_{pred}} \quad (4.5.2)$$

en donde $d^{AF_{pred}}$ es la predicción del modelo óptimo de dislocación postsísmica, d^{obs} los datos observados y $d^{pred_{BS}}$ la predicción de las bspline del modelo óptimo.

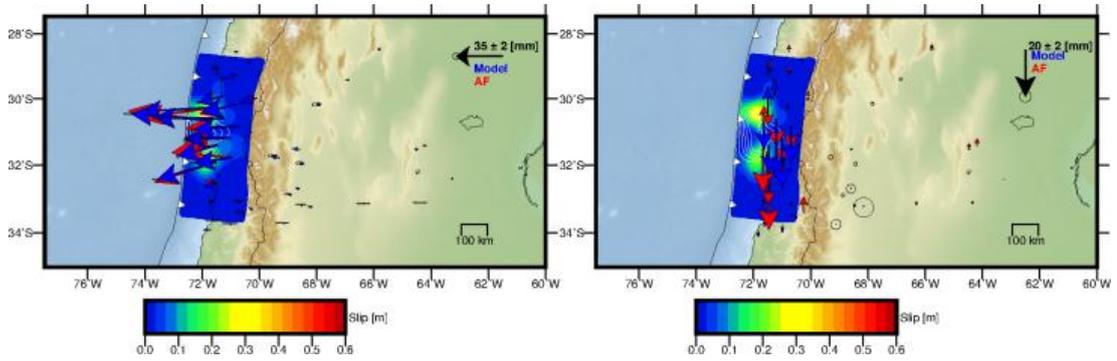
Además de estimar los modelos de dislocación postsísmica, se estimó la respuesta

viscoelástica del manto a través de las bspline, en donde las predicciones de este comportamiento se puede apreciar en la figura (4.5.2). En la figura los vectores rojos indican la predicción de las bspline y en vectores azules la predicción del modelo viscoelástico (elementos finitos) (ver C), para una selección de viscosidad dadas tal que la predicción del modelo tuviese una una magnitud y comportamiento similar a las bspline (viscosidad del manto oceánico y continental de 1×10^{19} Pa s. En los paneles de la izquierda de esta figura se aprecian los desplazamientos horizontales mientras que en los paneles de la derecha la componente vertical. Para ambos paneles se especifica la escala con un vector negro.

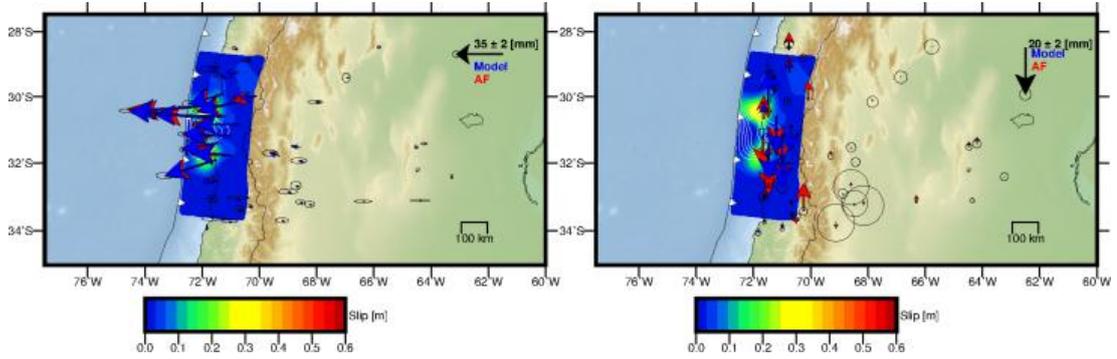
Tomando en cuenta la primera ventana de tiempo (figura 4.5.5a) el comportamiento horizontal de las bspline tiene una dirección Sureste, aumentando en magnitud en Argentina y al sur de la zona de ruptura (al rededor de los $34^\circ S$), mientras que el modelo viscoelástico es de menor magnitud que las bspline. Sin embargo, en las regiones cercanas a la ruptura del terremoto, la predicción del modelo de elementos finitos viscoelástico tiene un comportamiento similar que las bspline. En tanto a la componente vertical, ambos metodos muestran una subducencia a excepción en la zona de Argentina cercana a la cordillera.

En el caso de las tres siguientes ventanas de tiempo (figuras 4.5.5b, 4.5.5c, 4.5.5d) el comportamiento de las predicciones de las bsplines horizontales son bastante semejantes. Existe un comportamiento hacia el suroeste en la zona de ruptura y al Norte de esta, mientras que al Sur de la zona ruptura, hay una fuerte tendencia hacia el Sur. El modelo visceolastico en estas mismas ventanas de tiempo, muestran un convergencia hacia aproximadamente los $31^\circ S$, en donde las magnitudes de la componente EW, en la segunda y tercera ventana de tiempo, concuerdan bastante con las predicciones de las bspline. Aun así, la orientación NS es distinta. Tomando en cuenta los desplazamientos verticales de las tres últimas ventanas de tiempo, las predicciones de las bspline muestran una subsidencia en Chile hasta aproximadamente los $33^\circ S$, luego hay un alzamiento (en las zonas

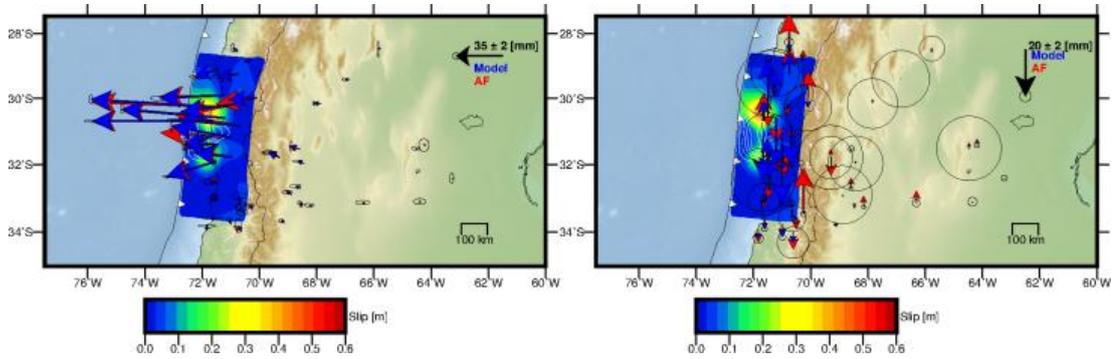
cercanas a la cordillera) y a medida que nos alejamos de la cordillera (en Argentina) hay una subsidencia nuevamente. El modelo viscoelástico, en Chile muestra una clara subsidencia la cual es de menor magnitud que las predicciones de las bspline para el caso de la segunda ventana de tiempo. Para la tercera ventana de tiempo, ambos modelos son levemente similares en Chile y para la cuarta ventana de tiempo ambos modelos (tanto en magnitud como en dirección) se asemejan bastante bien, a excepción de las zonas cercanas a la cordillera.



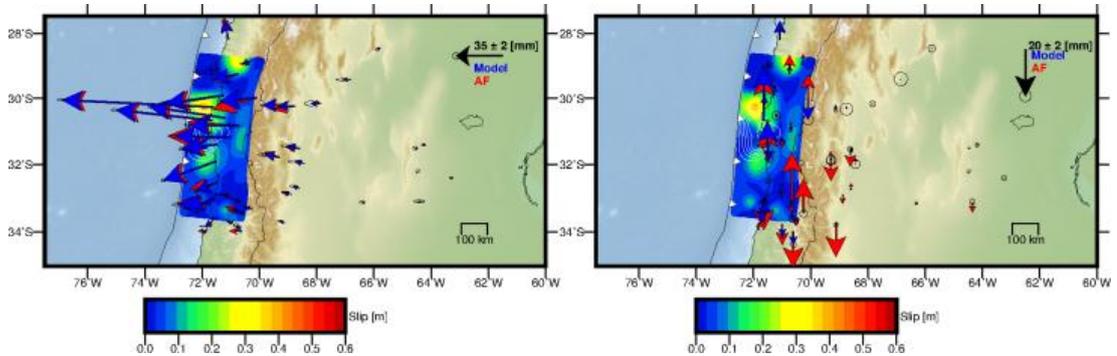
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.

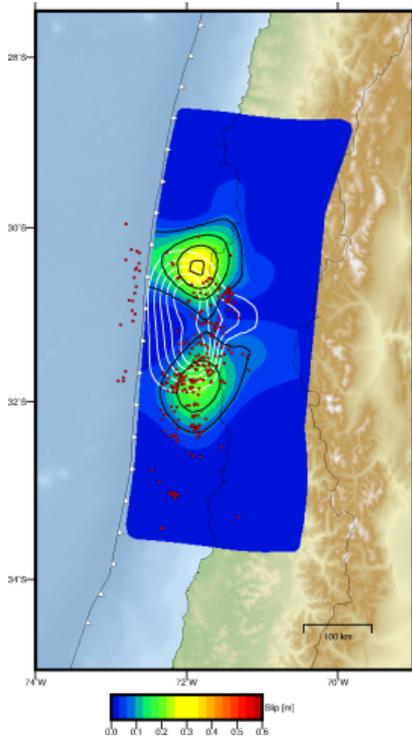


(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016

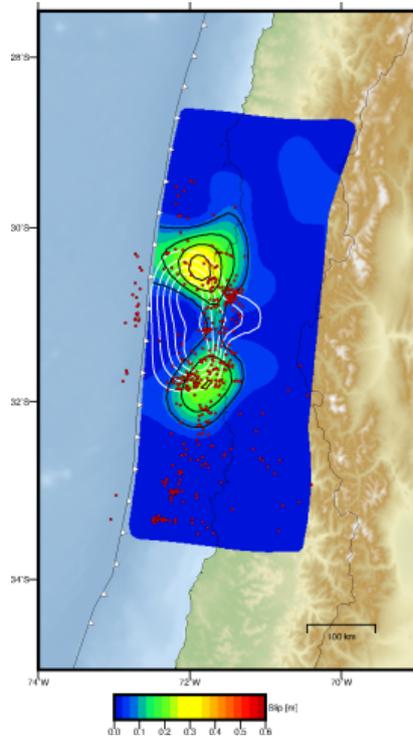


(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019

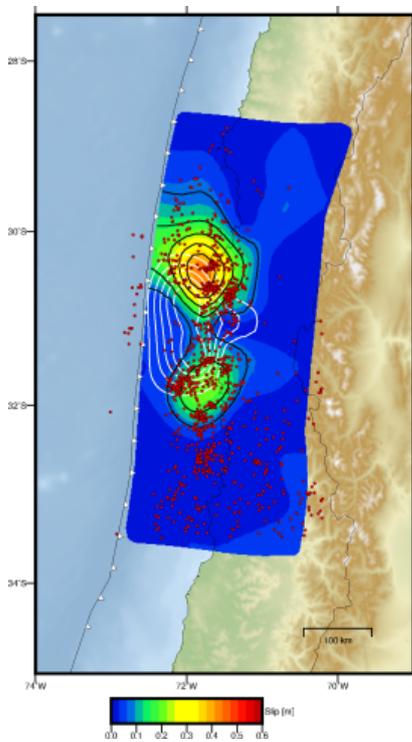
Figura 4.5.2: Dislocación postsísmica para el caso de inversión con bspline para cada ventana, colores indican amplitud de la dislocación. Los vectores rojos representan los desplazamientos de los datos GNSS menos la predicción de las bspline, mientras que los azules son los desplazamientos modelados. los paneles a la izquierda representan desplazamiento horizontal y los de la derecha los desplazamientos verticales.



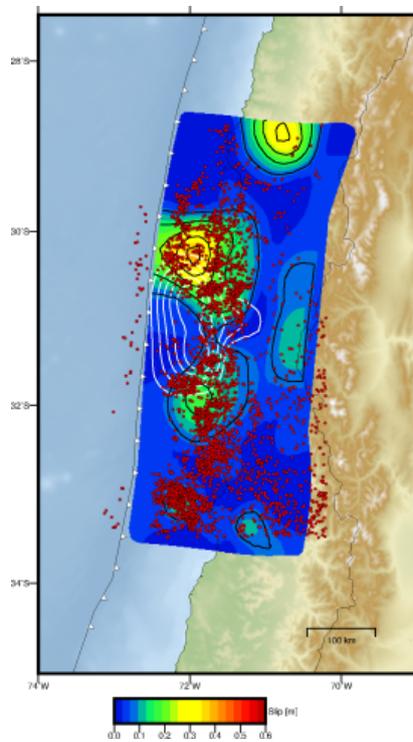
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016.



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019.

Figura 4.5.3: Dislocación postsísmica caso de inversión con bspline para cada ventana, los colores indican la amplitud de la dislocación. Los puntos rojos muestran la sismicidad en dicha ventana extraída de [Sippl et al. \(2020\)](#).

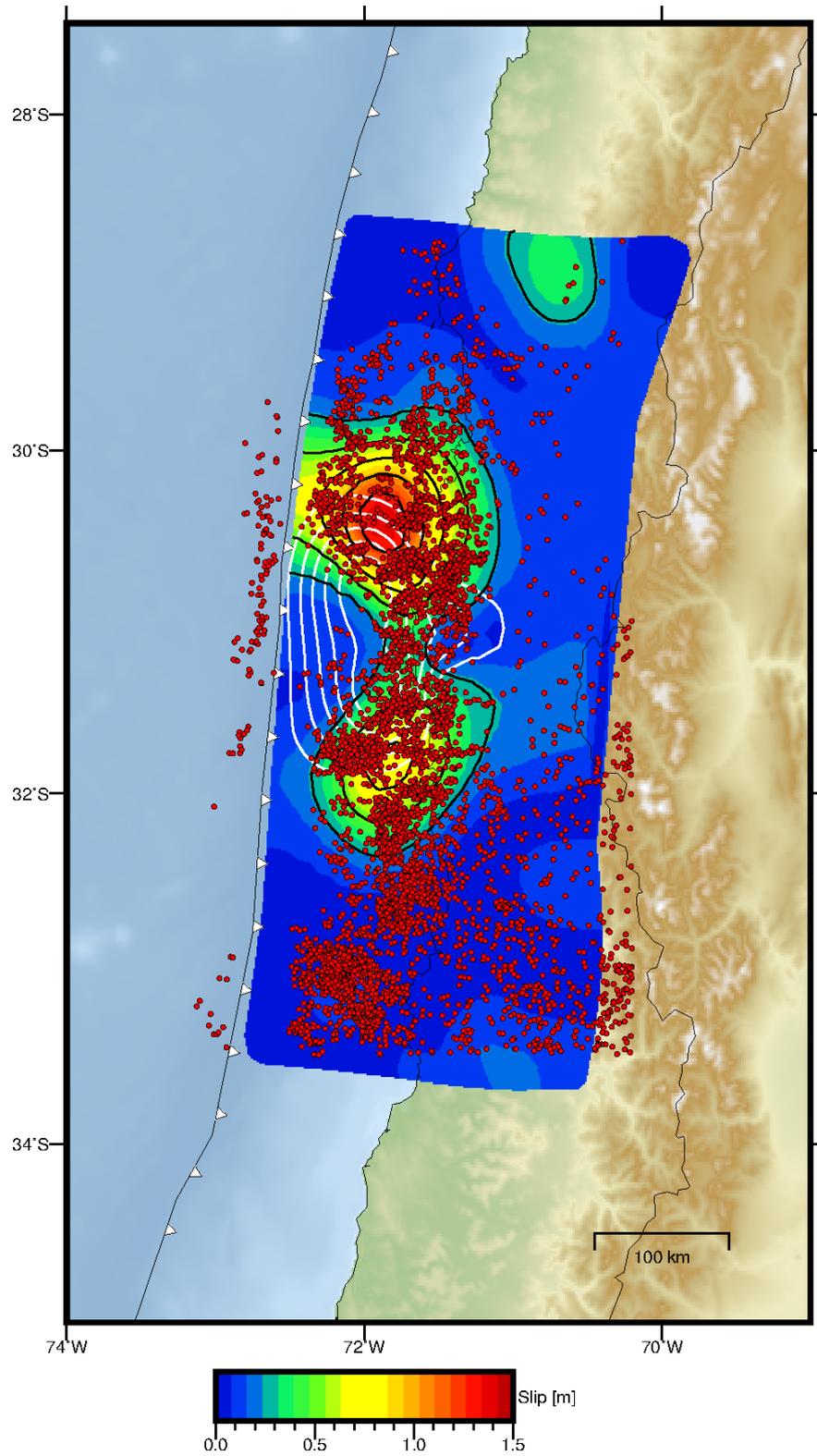


Figura 4.5.4: Dislocación postsísmica acumulada para el caso de inversión con b-spline, los colores indican la amplitud de la dislocación. Los puntos rojos muestran la sismicidad acumulada extraída de [Sippl et al. \(2020\)](#).

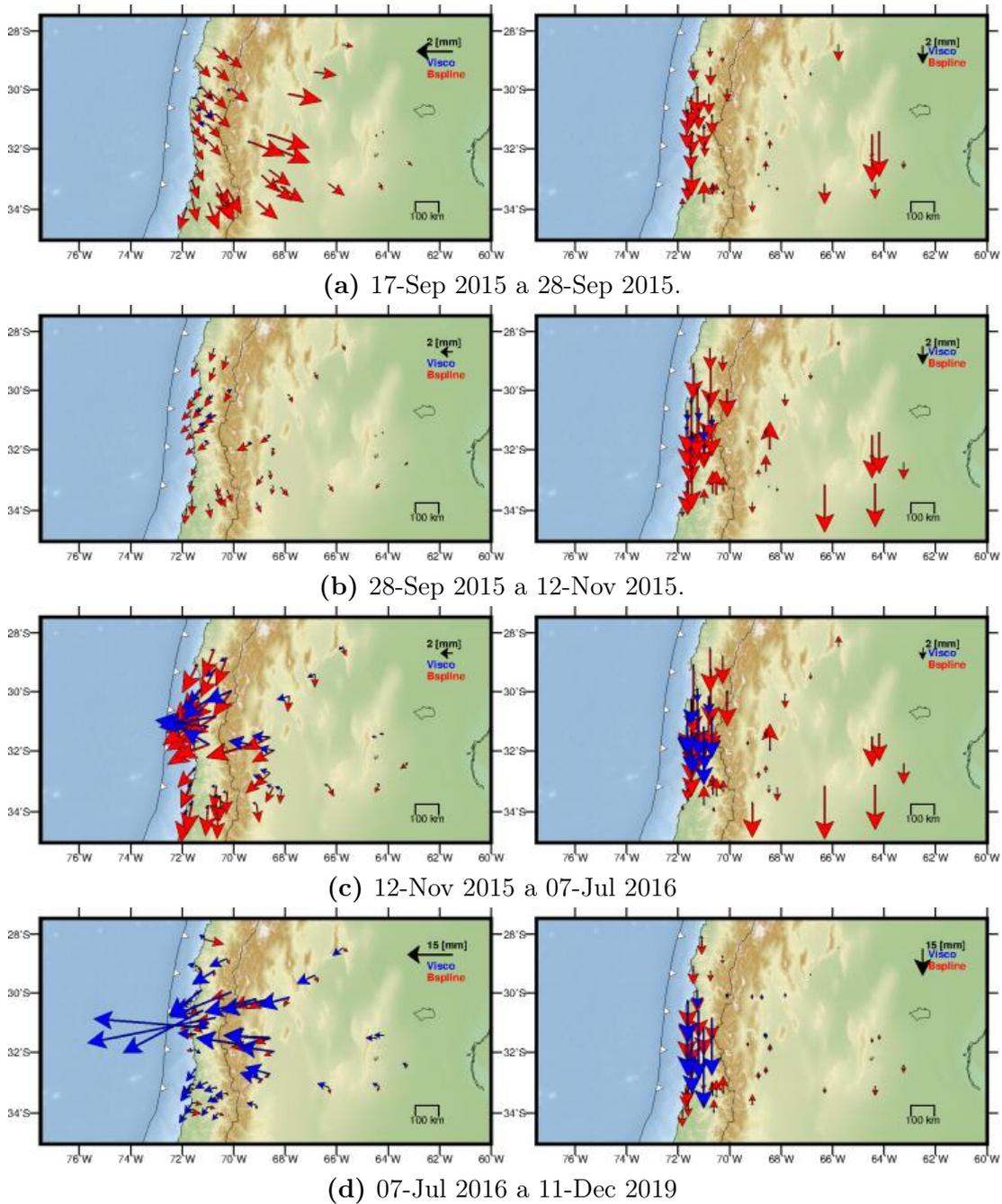


Figura 4.5.5: Dislocación postsísmica para el caso de inversión con bsplines en cada ventana, los colores indican amplitud de la dislocación. Los vectores rojos representan la predicción de las bspline, mientras que los azules son los desplazamientos modelados con el modelo viscoelástico. Los paneles a la izquierda representan desplazamiento horizontal y los de la derecha los desplazamientos verticales.

4.6. Discusión

En el caso del modelo puramente elástico se puede apreciar que las predicciones GNSS horizontales de las cuatro ventanas son bastante similares a las observaciones, por lo que se estaría explicando bastante bien estas observaciones a través de un medio elástico, por lo que se podría estar sobre ajustando los datos (incluyendo señales con origen diferente y ruido presente en los datos). Sin embargo, las predicciones verticales, no explican muy bien las observaciones, lo cual indica que el modelo no logra explicar ambos desplazamientos correctamente, lo cual es una clara limitación. Esta discrepancia puede tener origen en la simplicidad del modelo de dislocación utilizado donde se modelo un medio claramente heterogéneo usando un semiespacio elástico, isotropico y homogéneo. Para el caso de los datos InSAR estos datos se ven bastante bien explicados al tener residuales sólomente del orden de milímetros, además se ve claramente que los residuales tienen un comportamiento que no es coherente, lo cual indica que la rampa fue bien estimada y removida. Existe una gran coherencia en la distribución de dislocación para las tres primera ventanas (figura 4.2.3a, 4.2.3b, 4.2.3c) manteniéndose la ubicación y sólo variando la amplitud de los parches principales de dislocación a lo largo del tiempo. Sin embargo, para el caso de la cuarta ventana (figura 4.2.3d), además de los dos parches de las ventanas anteriores, se observa un aumento abrupto de la cantidad de artefactos en el modelo de dislocación, lo cual se puede atribuir a utilizar solamente datos GNSS, o simplemente a que el modelo elástico no logra explicar en su totalidad a las observaciones, generándose así una sobre estimación de los datos lo cual podría ser un motivo del cual se estén generando estos artefactos. Aun así, el "artefacto" ubicado en el extremo Norte de la malla, es posible que en verdad sea un parche de dislocación que este intentando explicar los datos en la zona Norte, pero para ratificar esto es necesario realizar un estudio mas detallado, por lo que no existen pruebas suficientes para catalogar si es

un artefacto o no. Cabe mencionar que la razón amplitud ruido de los datos es coherente para las cuatro ventanas, por lo que la cantidad de suavizamiento utilizado para las cuatro ventanas es bastante similar.

Para el caso del modelo en que se incorporaron las bsplines se sigue manteniendo ambos parches de dislocación postsísmica para las cuatro ventanas, pero en la última ventana aumentan los artefactos igualmente. La distribución de dislocación en el parche de la zona Norte de la primera ventana de tiempo son similares para ambos casos de modelo directo de dislocación postsísmica y en el que se incorporan las bsplines. En la segunda ventana de tiempo hay una diferencia de 0.07 m de amplitud máxima de dislocación postsísmica, siendo en el caso bsplines de mayor magnitud. Para la tercera ventana de tiempo hay una diferencia de 0.04 m entre las amplitudes máximas de dislocación postsísmica, en donde en el caso de las bsplines es mayor. Para la cuarta ventana de tiempo, la diferencia entre las dislocaciones máximas es de 0.09 m en donde para el caso puramente elástico la magnitud es mayor. Para las cuatro ventanas de tiempo, del caso en donde se incorporan las bsplines, la componen horizontal se ve bastante bien explicada por el modelo, pero la componente vertical, de este mismo caso, no logra explicar bien los datos al igual que para el caso puramente elástico. Los datos InSAR se explican bastante bien, lo cual se puede apreciar en la figura (B2.1) en donde los residuales son de orden milímetros. El modelo en donde se incorporan las bspline presenta una menor cantidad de artefactos en los borde de la malla y los parches de dislocación postsísmica están mas constreñidas a comparación del modelo puramente elástico, en donde existe una mayor cantidad de artefactos en los limites de la malla. Lo cual puede estar asociado a que las bspline estén explicando ciertos procesos que el modelo puramente elástico no este logrando explicar.

El patrón de sismicidad, a medida que transcurren las ventanas de tiempo, va bordeando los parches de dislocación postsísmica, como se puede apreciar en las

figuras (4.2.4 y 4.5.3). En las dos primeras ventanas de tiempo, se puede deducir que la dislocación postsísmica es casi en su totalidad asísmica, producto de la baja cantidad de sismos en la zona de los parches de dislocación postsísmica. En la tercera ventana, existe una mayor cantidad de sismos, principalmente bordeando el parche de dislocación ubicado al Sur de la zona de ruptura, lo cual podría estar contribuyendo a la magnitud de los parches de dislocación. Para la cuarta ventana de tiempo, la sismicidad bordea claramente ambos parches lo que podría ser el causante de tener una mayor magnitud en estos parches en comparación con las otras ventanas. En esta misma ventana, existe un pequeño parche ubicado casi al extremo Sur de la malla (33°S), el cual podría ser netamente de origen sísmico, producto a la gran cantidad de sismos ubicados sobre ese parche. Tomando en cuenta las figuras (4.2.5 y 4.5.4), se puede apreciar de mejor forma como la sismicidad bordea los dos parches principales de dislocación postsísmica.

Capítulo 5

Discusión y Conclusiones

5.1. Distribución de dislocación postsísmica

A lo largo de este trabajo se implementó el método de inversión de mínimos cuadrados con regularización EPIC Tikhonov, con el cual el nivel de detalle que se puede obtener está ligado a la calidad, cantidad y distribución espacial de datos disponibles. La regularización EPIC Tikhonov aplica un mayor suavizamiento en las zonas de la falla que tienen una menor sensibilidad a los datos (en este caso, las zonas de falla más alejados de estos) y, por el contrario, aplica un menor suavizamiento en las regiones de la falla donde los datos constriñen de mejor manera la dislocación. Producto de la gran cantidad de datos GNSS e InSAR para las tres primeras ventanas de tiempo, este método estima de forma más robusta y menos suavizada las zonas costeras, aumentando el suavizamiento a medida que las subfallas se encuentran más alejadas de la costa, siendo mayor el suavizamiento en la fosa y en el límite más profundo de la superficie de falla considerada en este estudio. Para el caso de la cuarta ventana, como la cantidad de datos disminuye debido a no tener observaciones InSAR para este período, se generará un mayor suavizamiento que para los casos anteriores en todas las zonas.

Tomando en cuenta el modelo de dislocación postsísmica estimado utilizando solamente el medio puramente elástico e incluyendo las bspline, se puede mencionar la existencia de dos parches principales a lo largo de las cuatro ventanas, uno al Norte y otro al Sur de la ruptura del terremoto de Illapel 2015. Lo anterior, junto a la distribución de dislocación postsísmica de otros estudios, valida que la dislocación postsísmica ocurre principalmente bordeando la zona de ruptura de un terremoto. Se puede observar un patrón similar para la dislocación postsísmica de los terremotos de Maule 2010 (e.g., [Bedford et al., 2013](#); [Lin et al., 2013](#)), Tohoku 2011 (e.g., [Ortega Culaciati, 2013](#)) y Sumatra 2005 (e.g., [Hsu et al., 2006](#)).

Analizando el caso donde se implementaron las bspline, se estima parches de dislocación postsísmica al Norte y Sur de la zona de ruptura que son bastante similares al caso puramente elástico. Si bien las magnitudes de los parches difieren levemente, la localización espacial de estos es muy semejante.

Comparando los resultados de este estudio con los de artículos en donde se estima la dislocación postsísmica en esta zona, se puede mencionar que para ambos casos de nuestras estimaciones (puramente elástico e incorporando las bspline) la primera ventana temporal (11 días), presenta un valor máximo de dislocación del parche Norte de 0.31 m, lo cual es similar al resultado de [Klein et al. \(2017\)](#) que considera una ventana de 11 días con una magnitud del parche Norte de aproximadamente 0.3 m y al resultado de [Barnhart et al. \(2016\)](#) que considera 26 días con magnitud del parche Norte de 0.3 m aproximadamente. El resto de estudios de esta zona consideran una ventana de tiempo de 43 a 60 días obteniendo una magnitud de la dislocación máxima para el parche Norte de 0.45 a 0.52 metros ([Shrivastava et al., 2016](#); [Guo et al., 2019](#); [Huang et al., 2017](#); [Feng et al., 2017](#)). Como nuestra primera ventana es de 11 días y la segunda de 56 días, sumando ambas ventanas (67 días), se obtiene una dislocación postsísmica acumulada de 0.57 m para el caso puramente elástico y 0.64 m para el caso donde se incorporan las bspline, siendo para el primer caso levemente mayor a las

magnitudes calculadas por estos autores. Sin embargo, considerando que es una ventana más amplia y la incertidumbre de la estimación, los valores están dentro de lo posiblemente esperado. Por otro lado, en el segundo caso de este estudio (incorporando las bspline), la magnitud es bastante mayor por lo cual no se puede descartar *a priori* que la contribución de las bspline estén generando un aumento en la dislocación postsísmica al estimar de forma errónea los desplazamientos que son expresión de la relajación viscoelástica del manto.

La deformación postsísmica temprana esta atribuida a la dislocación postsísmica en la falla. Usualmente se utilizan modelos sofisticados que implementan propiedades friccionales en la interfase de la placa (Hsu et al., 2006; Perfettini and Avouac, 2004) para tener una mejor estimación de dicha dislocación. En este trabajo se implementó un modelo con un medio elástico para estimar esta deformación postsísmica temprana despreciando una posible relajación viscoelástica. Este modelo simplificado representaría bien la cinemática de la dislocación postsísmica durante las dos primeras ventanas temporales (hasta 67 días después del terremoto). En este período, los desplazamientos horizontales de los datos GNSS se explican bastante bien. Sin embargo, esto no ocurre con los desplazamientos verticales. Cabe destacar que existe una rápida dislocación postsísmica para los primeros 11 días (figura 4.2.3a), tasa que se atenúa ligeramente para la segunda ventana (figura 4.2.3b). Además, se quiso verificar si se podría explicar incluso 4 años después del terremoto de Illapel considerando un medio elástico y despreciando la relajación viscoelástica del manto. Sin embargo, a partir de 1 año después del terremoto, en las ventanas 3 de tiempo (figura 4.2.3c) y 4 (figura 4.2.3d), el modelo elástico no es capaz de ajustar las observaciones de buena manera. Además, se obtiene una gran cantidad de artefactos en la dislocación estimada en la última ventana, ya que se trata de explicar las observaciones con un modelo físico que no incorpora todos los procesos físicos que producen una señal relevante en dichos datos.

La distribución de sismicidad va bordeando los parches de dislocación postsísmica

a lo largo de las ventanas. Aun así, específicamente en las dos primeras ventanas de tiempo se observa que la sismicidad es relativamente baja, por lo que se podría asumir que los primeros 67 días la dislocación postsísmica es casi en su totalidad asísmica. Lo anterior concuerda con lo mencionado por [Shrivastava et al. \(2016\)](#), el cual menciona que aproximadamente el 53 % de la dislocación postsísmica en los 43 primeros días es asísmico. Para las últimas dos ventanas de tiempo aumenta la cantidad de sismicidad en dichas zonas, por lo que el aumento en la magnitud de los parches de dislocación postsísmica (en comparación con las dos primeras ventanas) se podría atribuir a esta sismicidad. Diversos estudios mencionan que la dislocación postsísmica es mayormente asísmica (e.g., [Shrivastava et al., 2016, 2019](#); [Ozawa et al., 2011](#); [Chlieh et al., 2007](#)), lo cual concuerda con lo que se podría deducir de las dos primeras ventanas de tiempo, aun así, para las siguientes ventanas es necesario realizar un estudio mas detallado para poder afirmar esto. A los $32.5^{\circ}S$ existe una zona en donde no hay presencia de dislocación postsísmica y esta bordeada por la sismicidad acumulada, lo cual podría estar asociada a una aspereza en esta zona (e.g., [Sippl et al., 2020](#)).

5.2. Contribución a la deformación postsísmica de la relajación viscoelástica del manto

Diversos estudios caracterizan el campo de desplazamiento postsísmico de origen viscoelástico con modelos robustos incorporando reologías de Maxwell, Burger, entre otros ([Segall, 2010](#), capítulo 6). Típicamente, es necesario realizar una gran cantidad de pruebas para encontrar los parámetros ideales de la reología viscoelástica del medio para caracterizar eficazmente este campo de desplazamiento. En este estudio, si bien se utilizó una reología de Maxwell, asumiendo que este fuese uniforme para todo el manto continental y otra uniforme para el manto oceánico, se logró realizar una breve aproximación de los posibles parámetros

reologicos para el modelo implementado. En tanto a la relajación viscoelásticas del manto estimada, se puede mencionar que existe una notoria rotación hacia los $31^{\circ}S$. Además, se puede apreciar que las magnitudes en la zona cordillerana son mayores a comparación con el resto de las zonas. Aun así para realizar un caracterización más robusta es necesario implementar modelos mas complejos (con otro tipo de reologías o implementar parámetros de viscosidad que varíen espacialmente) y aumentar la cantidad de pruebas. Aproximadamente a los $32.5^{\circ}S$ hay una zona donde no hay presencia de dislocación postsísmica y esta bordeada por la sismicidad acumulada, lo cual podría ser producto de una aspereza en esa zona.

5.3. Representación del campo de desplazamiento postsísmico de origen viscoelástico a través de las bspline

La estimación de la relajación viscoelástica del manto siempre ha sido un tema controversial debido a su complejidad al modelarla, en este trabajo se estimó esta relajación a través de bspline cubicas al mismo tiempo que la distribución de dislocación asumiendo un medio elástico. Los desplazamientos estimados con las bsplines se comparan con los de un modelo de elementos finitos utilizando una reología de Maxwell, en donde se escogió como óptimo una viscosidad de 1×10^{19} para el mato oceánico y continental.

Haciendo una comparación de la componente horizontal de los desplazamientos predichos por el modelo viscoelástico de elementos finitos y los de las bspline, se tiene que para la primera ventana de tiempo las predicciones de las bspline son considerablemente mayores en magnitud que las del modelo viscoelástico (tomando en cuenta un orden de magnitud de algunos milímetros) y una dirección

totalmente distinta. Para la segunda ventana de tiempo, se puede apreciar que en la zona de ruptura del terremoto y al Norte de esta existe una semejanza entre el modelo viscoelástico y las predicciones de las bspline. Ambas tienen la misma dirección y una magnitud levemente mayor. Aun así, en la zona Sur del terremoto, las predicciones de las bspline tienen una dirección totalmente distinta. En el caso de la tercera ventana de tiempo, existe una tendencia y magnitud similar en la zona de ruptura y al Norte de esta, pero para la zona Sur, la dirección es totalmente distinta. En la cuarta ventana de tiempo, el modelo viscoelástico muestra una notoria rotación hacia aproximadamente los 31°S , lo cual es coherente con las predicciones de las bspline que se encuentran en la zona de ruptura y al Norte de esta. Las magnitudes de las predicciones de las bspline son bastante similares al modelo viscoelástico a excepción en las zonas cercanas a la cordillera, en donde el modelo viscoelástico es de mayor magnitud. Para la zona Sur del terremoto, la dirección de la predicción de las bspline es totalmente diferente que las del modelo viscoelástico.

Realizando ahora una comparación de la componente vertical de las predicciones de las bspline y el modelo viscoelástico, se tiene que para el caso de la primera ventana de tiempo las predicciones de las bspline son considerablemente mayor en magnitud que el modelo viscoelástico, pero una dirección similar. Para la segunda ventana de tiempo, las direcciones entre el modelo viscoelástico y las predicciones de las bspline, concuerdan levemente en las zonas cercanas a la ruptura del terremoto, pero las magnitudes de las bspline siguen siendo mayores. En el caso de la tercera ventana de tiempo, las magnitudes y dirección de las predicciones de las bspline en Chile son bastante similares a las del modelo viscoelástico. En tanto en Argentina las magnitudes de las bspline son mucho mayores que las del modelo viscoelástico. Finalmente para la cuarta ventana de tiempo, el comportamiento de las bspline y el modelo viscoelástico son bastante similares, a excepción de la zona Sur de la zona de ruptura. En tanto a las magnitudes estas difieren en la

zona cordillerana de Chile, siendo mayores las del modelo viscoelástico.

Las diferencias entre el modelo viscoelástico y las bspline pueden ser producto a que las bspline, además de tomar en cuenta la relajación viscoelástica del manto, estén considerando además procesos locales que estén ocurriendo en cada ventana de tiempo, sesgos del modelo elástico utilizado, señales postsísmicas de otros terremotos, entre otras posibles señales de deformación superficial.

5.4. Conclusiones

Tener una gran cantidad y extensión espacial de datos GNSS e InSAR ayudan considerablemente a caracterizar temporal y espacialmente una zona de falla, logrando así estimar dislocaciones en la falla mas robustas y un mejor entendimiento de los procesos de deformación de la corteza.

Implementar un método robusto para agregar información *a priori* permite tener una mejor estimación de las dislocaciones en la falla, en este trabajo, gracias al método de inversiones EPIC Tikhonov esto fue posible, debido a que este genera un suavizamiento espacialmente variable de las dislocaciones, generando así estimaciones mas reales. Cabe destacar que no fue necesario definir un peso relativo entre los datos GNSS e InSAR, producto a que se utilizo una buena aproximación de la matriz de covarianza de los datos InSAR.

En tanto a los modelos de dislocación asumiendo un medio elástico, se puede mencionar que a pesar de no tomar en cuenta un modelo viscoelástico, para las dos primeras ventanas, se logra representar de buena forma los datos y caracterizar la dislocación postsísmica certeramente, mostrando que existe una dislocación postsísmica bastante rápida. Posterior a estos periodos se deja de explicar de forma eficaz los datos, lo cual es una clara señal que es sumamente importante considerar otros procesos que estén ocurriendo en ese momento, como la relajación viscoelástica del manto. Aun así se destaca de una persistencia de dos parches

que bordea la zona de ruptura del terremoto de Illapel.

La sismicidad aumenta ligeramente con el transcurso de las ventanas de tiempo, por lo que uno puede concluir que gran parte de la dislocación postsísmica es de origen asísmico. Esta sismicidad, bordea los parches de dislocación postsísmica, en mayor cantidad el parche de la zona Sur de la ruptura del terremoto. Debido al aumento en la sismicidad cercana al parche Sur, se puede apreciar una clara zona sin dislocación postsísmica y mucha sismicidad, la cual podría estar bordeando una gran asperezá.

Las semejanzas entre la estimación de las bspline y el modelo viscoelástico ocurren principalmente en la tercera y cuarta ventana de tiempo (de forma mas notoria en la última), en donde existe una similitud tanto en dirección como en magnitud en la zona de mayor deformación del terremoto como al Norte de esta. Aun así, las bspline pueden estar tomando en cuenta procesos, que no necesariamente son producto de la respuesta viscoelástica del manto. Si bien se compara los resultados de ambos modelos, también es necesario tomar en cuenta que el modelo viscoelástico es una aproximación, ya que este es bastante sencillo al considerar solamente una reología de Maxwell uniforme.

Si bien a través de las bspline se quiso caracterizar la relajación viscoelastica del manto, para este caso en particular, no se pueden realizar esto, debido a que estas están considerando procesos locales, además de incorporar errores del modelo, por lo que se necesitaría un estudio más detallado y profundo para evaluar la posibilidad si las bspline pueden caracterizar la relajación viscoelastica del manto.

Es posible que las bspline no solo estén representando los desplazamiento con origen viscoelastico, si no que también otros procesos locales o de gran longitud de onda (por ejemplo, postsísmico de otros terremotos, efectos debido a errores de estimación elástica del medio) y posiblemente exista un *trade-off* entre las amplitudes de las bspline y las dislocaciones. Es conveniente explorar otros métodos

de estimación que permitan verificar estas hipótesis (posibles trabajos futuros).

Bibliografía

- Aagaard, B., Knepley, M., and Williams, C. (2017). Pylith v2. 2.1, computational infrastructure for geodynamics. *Zenodo*.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., and Boucher, C. (2007). Itrf2005: A new release of the international terrestrial reference frame based on time series of station positions and earth orientation parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Aster, R., Borchers, B., and Thurber, C. (2013). Parameter estimation and inverse problems second edition elsevier inc.
- Bagnardi, M. and Hooper, A. (2018). Inversion of surface deformation data for rapid estimates of source parameters and uncertainties: A bayesian approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7):2194–2211.
- Barnhart, W. D., Murray, J. R., Briggs, R. W., Gomez, F., Miles, C. P., Svarc, J., Riquelme, S., and Stressler, B. J. (2016). Coseismic slip and early afterslip of the 2015 illapel, chile, earthquake: Implications for frictional heterogeneity and coastal uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8):6172–6191.
- Becerra, V. (2018). Caracterización de los procesos de deformación asociados al terremoto de pisagua M_w 8.2, 2014 mediante el uso de observaciones del sistema de posicionamiento global (gps). Master's thesis, Universidad de Chile.
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., et al. (2013). A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 maule $m_w = 8.8$, chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383:26–36.
- Bedford, J., Moreno, M., Li, S., Oncken, O., Baez, J. C., Bevis, M., Heidbach, O., and Lange, D. (2016). Separating rapid relocking, afterslip, and viscoelastic relaxation: An application of the postseismic straightening method to the maule 2010 cgps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10):7618–7638.
- Bedford, J. R., Moreno, M., Deng, Z., Oncken, O., Schurr, B., John, T., Báez, J. C., and Bevis, M. (2020). Months-long thousand-kilometre-scale wobbling before great subduction earthquakes. *Nature*, 580(7805):628–635.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential

- sar interferograms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 40(11):2375–2383.
- Bevis, M. and Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3):283–311.
- Blewitt, G., Hammond, W. C., and Kreemer, C. (2018). Harnessing the gps data explosion for interdisciplinary science. *Eos*, 99:1–2.
- Burgmann, R., Hiley, G., Ferretti, A., and Novali, F. (2006). Resolving vertical tectonics in the san francisco bay area from permanent scatterer insar and gps analysis. *Geology*, 34(3):221–224.
- Chlieh, M., Avouac, J.-P., Hjorleifsdottir, V., Song, T.-R. A., Ji, C., Sieh, K., Sladen, A., Hebert, H., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., et al. (2007). Coseismic slip and afterslip of the great m w 9.15 sumatra–andaman earthquake of 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A):S152–S173.
- Decriem, J., Árnadóttir, T., Hooper, A., Geirsson, H., Sigmundsson, F., Keiding, M., Ófeigsson, B., Hreinsdóttir, S., Einarsson, P., LaFemina, P., et al. (2010). The 2008 may 29 earthquake doublet in sw iceland. *Geophysical Journal International*, 181(2):1128–1146.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the february 27, 2010 mw= 8.8 maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Webb, F., Prawirodirdjo, L., Kedar, S., and Jamason, P. (2006). Spatiotemporal filtering using principal component analysis and karhunen-loeve expansion approaches for regional gps network analysis. *Journal of geophysical research: solid earth*, 111(B3).
- Feng, W., Samsonov, S., Tian, Y., Qiu, Q., Li, P., Zhang, Y., Deng, Z., and Omari, K. (2017). Surface deformation associated with the 2015 mw 8.3 illapel earthquake revealed by satellite-based geodetic observations and its implications for the seismic cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 460:222–233.
- Fialko, Y., Simons, M., and Agnew, D. (2001). The complete (3-d) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 mw7. 1 Hector mine earthquake, california, from space geodetic observations. *Geophysical research letters*, 28(16):3063–3066.
- Finnegan, N. J., Pritchard, M. E., Lohman, R. B., and Lundgren, P. R. (2008). Constraints on surface deformation in the seattle, wa, urban corridor from satellite radar interferometry time-series analysis. *Geophysical Journal International*, 174(1):29–41.
- Fukahata, Y., Meneses-Gutierrez, A., and Sagiya, T. (2020). Detection of plastic strain using gnss data of pre-and post-seismic deformation of the 2011 tohoku-oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, 72(1):1–10.

- Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2006). Modeling of stress transfer in the coquimbo region of central chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B4).
- Govers, R., Furlong, K., Van de Wiel, L., Herman, M., and Broerse, T. (2018). The geodetic signature of the earthquake cycle at subduction zones: Model constraints on the deep processes. *Reviews of Geophysics*, 56(1):6–49.
- Grandin, R., Klein, E., Métois, M., and Vigny, C. (2016). Three-dimensional displacement field of the 2015 mw8. 3 illapel earthquake (chile) from across- and along-track sentinel-1 tops interferometry. *Geophysical Research Letters*, 43(6):2552–2561.
- Guo, R., Zheng, Y., Xu, J., and Riaz, M. S. (2019). Transient viscosity and afterslip of the 2015 m w 8.3 illapel, chile, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(6):2567–2581.
- Hansen, P. C. and O’Leary, D. P. (1993). The use of the l-curve in the regularization of discrete ill-posed problems. *SIAM journal on scientific computing*, 14(6):1487–1503.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362:58–61.
- Hearn, E. H., Burgmann, R., and Reilinger, R. E. (2002). Dynamics of izmit earthquake postseismic deformation and loading of the duzce earthquake hypocenter. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1):172–193.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L., and Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 nias-simeulue earthquake, sumatra. *Science*, 312(5782):1921–1926.
- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J., and Khazaradze, G. (2004). Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 chile earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).
- Huang, H., Xu, W., Meng, L., Bürgmann, R., and Baez, J. C. (2017). Early aftershocks and afterslip surrounding the 2015 mw 8.4 illapel rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 457:282–291.
- Klein, E., Fleitout, L., Vigny, C., and Garaud, J. (2016). Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large-scale post-seismic deformation following the 2010 m w 8.8 maule earthquake (chile). *Geophysical Journal International*, 205(3):1455–1472.
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., and Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the illapel 2015 mw8. 3 earthquake from gps and insar data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469:123–134.

- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2002). Slab-pull and slab-push earthquakes in the mexican, chilean and peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):157–175.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., Heidbach, O., Melnick, D., and Oncken, O. (2017). Postseismic uplift of the andes following the 2010 maule earthquake: Implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, 44(4):1768–1776.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., and Oncken, O. (2015). Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the peru-north chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6):4522–4538.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., Brooks, B. A., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., et al. (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 maule earthquake, chile: Characterizing the arauco peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6):3142–3159.
- Lundgren, P., Usai, S., Sansosti, E., Lanari, R., Tesauro, M., Fornaro, G., and Berardino, P. (2001). Modeling surface deformation observed with synthetic aperture radar interferometry at campi flegrei caldera. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9):19355–19366.
- Melnick, D., Moreno, M., Quinteros, J., Baez, J. C., Deng, Z., Li, S., and Oncken, O. (2017). The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in chile. *Geophysical Research Letters*, 44(2):784–791.
- Métis, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the chilean subduction zone (38–18 s). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449.
- Métis, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I., and Valderas-Bermejo, C.-M. (2014). Gps-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the atacama region, chile. *Geophysical Journal International*, 196(2):644–655.
- Miyazaki, S.-i., Segall, P., Fukuda, J., and Kato, T. (2004). Space time distribution of afterslip following the 2003 tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophysical Research Letters*, 31(6).
- Moreno, M., Rosenau, M., and Oncken, O. (2010). 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312):198–202.
- Nenov, S. I. (2016). b-spline curves and surfaces as a minimization of quadratic operators. *arXiv preprint arXiv:1609.05313*.
- Nikkhoo, M. and Walter, T. R. (2015). Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution. *Geophysical Journal International*, 201(2):1119–1141.

- Ortega Culaciati, F. H. (2013). Aseismic deformation in subduction megathrusts: central andes and north-east japan. *PhDT*.
- Ortega-Culaciati (en revisión), F. An epic tikhonov regularization: Application to quasi-static fault slip inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2012). Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 tohoku earthquake, japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7).
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 tohoku-oki earthquake. *Nature*, 475(7356):373–376.
- Perfettini, H. and Avouac, J.-P. (2004). 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).
- Pritchard, M. and Simons, M. (2006). An aseismic slip pulse in northern chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8).
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Christophe, V., Baez, J. C., Vargas, G., Leyton, F., et al. (2016). The seismic sequence of the 16 september 2015 m w 8.3 illapel, chile, earthquake. *Seismological Research Letters*, 87(4):789–799.
- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T. J., and Funning, G. J. (2007). Post-seismic motion following the 1997 manyi (tibet) earthquake: Insar observations and modelling. *Geophysical Journal International*, 169(3):1009–1027.
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., and Wessel, P. (2011). Gmtsar: An insar processing system based on generic mapping tools.
- Scales, J. A., Gersztenkorn, A., and Treitel, S. (1988). Fast ip solution of large, sparse, linear systems: Application to seismic travel time tomography. *Journal of Computational Physics*, 75(2):314–333.
- Segall, P. (2010). *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.
- Segall, P. and Harris, R. (1987). Earthquake deformation cycle on the san andreas fault near parkfield, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B10):10511–10525.
- Sherar, P. (2004). Variational based analysis and modelling using b-splines.
- Shrivastava, M. N., González, G., Moreno, M., Chlieh, M., Salazar, P., Reddy, C., Báez, J. C., Yáñez, G., González, J., and de la Llera, J. C. (2016). Coseismic

- slip and afterslip of the 2015 mw 8.3 illapel (chile) earthquake determined from continuous gps data. *Geophysical Research Letters*, 43(20):10–710.
- Shrivastava, M. N., González, G., Moreno, M., Soto, H., Schurr, B., Salazar, P., and Báez, J. C. (2019). Earthquake segmentation in northern chile correlates with curved plate geometry. *Scientific reports*, 9(1):1–10.
- Simons, M., Fialko, Y., and Rivera, L. (2002). Coseismic deformation from the 1999 m w 7.1 hector mine, california, earthquake as inferred from insar and gps observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4):1390–1402.
- Simons, M. and Rosen, P. (2007). Interferometric synthetic aperture radar geodesy.
- Sippl, C., Moreno, M., and Benavente, R. (2020). Microseismicity appears to outline highly coupled regions on the central chile megathrust.
- Tarantola, A. (2005). The least square criterion. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, pages 68–72.
- Tikhonov, A. N. (1963). On the solution of ill-posed problems and the method of regularization. In *Doklady Akademii Nauk*, volume 151, pages 501–504. Russian Academy of Sciences.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J., et al. (2016). The 2015 illapel earthquake, central chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2):574–583.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., and Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by gps in the coquimbo gap, chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2):86–95.
- Wackernagel, H. (2003). Variogram and covariance function. In *Multivariate Geostatistics*, pages 50–56. Springer.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., and Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-silver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Wang, W. and Chen, G. (2007). System identification of a highway bridge from earthquake-induced responses using neural networks. In *Structural Engineering Research Frontiers*, pages 1–12.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P., and Genrich, J. (1997). Southern california permanent gps geodetic array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8):18057–18070.
- Wei, M., Sandwell, D., and Smith-Konter, B. (2010). Optimal combination of insar and gps for measuring interseismic crustal deformation. *Advances in Space Research*, 46(2):236–249.

Apéndice A

Descripción de metodologías y algoritmos utilizados

A1. Fórmula para la propagación de error en aplicaciones lineales

Proposición:

Sean las variables aleatorias \vec{d} con f.d.p. conjunta $p(\vec{d})$ y \vec{m} con f.d.p. conjunta $p(\vec{m})$, con dimensiones $\dim(\vec{d}) = N$ y $\dim(\vec{m}) = M$, y asociadas a las observaciones y a los parámetros del modelo, respectivamente.

Para la relación lineal $\vec{m} = M\vec{d}$, donde $\dim(M) = M \times N$, se tiene que:

$$\overline{\vec{m}} = M\overline{\vec{d}} \quad (\text{A1.1})$$

$$C_m = MC_dM^\top \quad (\text{A1.2})$$

donde $\overline{\vec{d}}$ y C_d corresponden al valor esperado (promedio) y la matriz de covarianza asociados a \vec{d} ; $\overline{\vec{m}}$ y C_m corresponden al valor esperado (promedio) y la matriz de

covarianza asociados a \vec{m} .

Demostración:

El valor esperado de los valores de \mathbf{m} se obtiene como:

$$\bar{\vec{m}} = \int \vec{m} p(\vec{m}) d\vec{m} \quad (\text{A1.3})$$

Dado el cambio de variable $\mathbf{m} = \mathbf{M}\mathbf{d}$, se puede escribir

$$p(\mathbf{m}) = p(\mathbf{d}(\mathbf{m})) \left| \det \left[\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial \mathbf{m}} \right] \right| \quad (\text{A1.4})$$

$$d\mathbf{m} = \det \left[\frac{\partial \vec{m}}{\partial \vec{d}} \right] d\vec{d} \quad (\text{A1.5})$$

Luego, usando notación indicial, al utilizar el cambio de variable $\mathbf{m} = \mathbf{M}\mathbf{d}$, la componente \bar{m}_i de $\bar{\mathbf{m}}$ queda como sigue:

$$\begin{aligned} \bar{m}_i &= \int M_{ij} d_j p(\vec{d}(\vec{m})) \left| \det \left[\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial \mathbf{m}} \right] \right| \det \left[\frac{\partial \vec{m}}{\partial \vec{d}} \right] d\vec{d} \\ &\text{pero } \left| \det \left[\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial \mathbf{m}} \right] \right| \det \left[\frac{\partial \vec{m}}{\partial \vec{d}} \right] = 1 \text{ dado que la relación } \vec{m} = M\vec{d} \text{ es lineal} \\ &= \int M_{ij} d_j p(\vec{d}) d\vec{d} \\ &= M_{ij} \underbrace{\int d_j p(\vec{d}) d\vec{d}}_{\bar{d}_j} \\ &= M_{ij} \bar{d}_j \end{aligned} \quad (\text{A1.6})$$

obteniéndose, en notación matricial, la relación para los valores esperados de ambas variables como,

$$\bar{\vec{m}} = M\bar{\vec{d}} \quad (\text{A1.7})$$

Por otro lado, la relación que define la matriz de covarianza de \vec{m} es

$$C_{m_{ij}} = \int (m_i - \bar{m}_i)(m_j - \bar{m}_j)p(\vec{m})d\vec{m} \quad (\text{A1.8})$$

y al utilizar el cambio de variable $\mathbf{m} = \mathbf{M}\mathbf{d}$, la componente $C_{m_{ij}}$ de la matriz de covarianza C_m queda,

$$\begin{aligned} C_{m_{ij}} &= \int (M_{ik}d_k - M_{ik}\bar{d}_k)(M_{jq}d_q - M_{jq}\bar{d}_q)p(\vec{d}(\vec{m})) \underbrace{\left| \det \left[\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial \vec{m}} \right] \right| \left| \det \left[\frac{\partial \vec{m}}{\partial \vec{d}} \right] \right|}_{=1} d\vec{d} \\ &= \int (M_{ik}d_k - M_{ik}\bar{d}_k)(M_{jq}d_q - M_{jq}\bar{d}_q)p(\vec{d})d\vec{d} \\ &= M_{ik}M_{jq} \underbrace{\int (d_k - \bar{d}_k)(d_q - \bar{d}_q)p(\vec{d})d\vec{d}}_{C_{d_{kq}}} \\ &= M_{ik}M_{jq}C_{d_{kq}} \end{aligned} \quad (\text{A1.9})$$

obteniéndose, en notación matricial, la relación para las matrices de covarianza de ambas variables aleatorias como,

$$\mathbf{C}_m = \mathbf{M}\mathbf{C}_d\mathbf{M}^\top \quad (\text{A1.10})$$

A2. Método de propagación de Monte Carlo

Propagación probabilística de la incertidumbre del ajuste $\mathbf{G}\mathbf{m}^{est}-\mathbf{d}$ que sigue una distribución normal multivariada con matriz de covarianza $\mathbf{C}_\chi = (\mathbf{W}_\chi^T\mathbf{W}_\chi)^{-1}$ a la incertidumbre de los parámetros estimados.

Dado un \mathbf{d}^{obs} y $\mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m})$, en donde los errores del ajuste son caracterizados por ξ_χ con una distribución normal multivariada con media nula y matriz de covarianza \mathbf{C}_χ , en base a $\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m})$ se genera muestras de ξ_χ tal que $[\xi_\chi^k]_{k=1}^Q$ en donde Q es la cantidad de muestras que quiero generar de ξ_χ . Posteriormente

se hacen inversiones para cada muestra creada creando una familia de \mathbf{m}^{est} con las cuales se calcula la matriz de covarianza muestral \mathbf{C}_m^{est}

A2.1. Algoritmo

1. Se obtiene un \mathbf{m}^{est} (el óptimo según los criterios que uno decida utilizar).
2. Se calcula datos bases ($\mathbf{d}_b = \mathbf{G}\mathbf{m}^{est}$).
3. Se generan los datos sintéticos agregando un ruido Gaussiano \mathbf{r}_χ a los datos base.

$$\Rightarrow \mathbf{d}^{syn} = \mathbf{d}_b + \mathbf{r}_\chi$$

en donde \mathbf{r}_χ tiene una distribución normal con media nula y matriz de covarianza \mathbf{C}_χ (el que se utilizo en el primer paso).

4. Estimar \mathbf{m}_q^{est} en base a los \mathbf{d}^{syn} .
5. Repetir 3 y 4 Q veces y almacenar los \mathbf{m}_q^{est} en una matriz \mathbf{I} .
6. Crear una matriz \mathbf{S}_{axb} cuyas filas sean $\mathbf{m}_q^{est} - \bar{\mathbf{m}}^{est}$.
7. Usando \mathbf{S} se puede calcular la aproximación muestral de \mathbf{C}_m^{est}

$$\mathbf{C}_m^{est} = \frac{1}{q-1} \mathbf{S}^T \mathbf{S}$$

A3. Estimación del efecto rampa

Los datos InSAR si bien están contaminados por diversas fases las cuales están especificadas en la sección (3.2), en particular, la fase orbital produce una efecto denominada efecto rampa, la cual se puede asociar como una pendiente espacial en los datos.

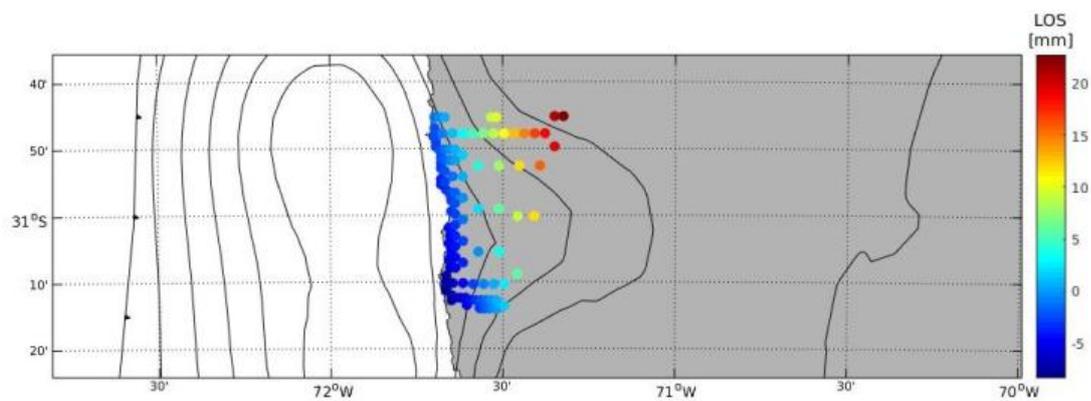
Para poder remover efectivamente este efecto, es necesario contar con datos GNSS en la zona de los datos InSAR como puntos de referencia, pero para este

caso en particular debido a la baja cobertura espacial utilizado en este trabajo no se disponía de datos GNSS cerca, por lo que se decidió calcular el efecto rampa en base a la predicción del siguiente problema directo

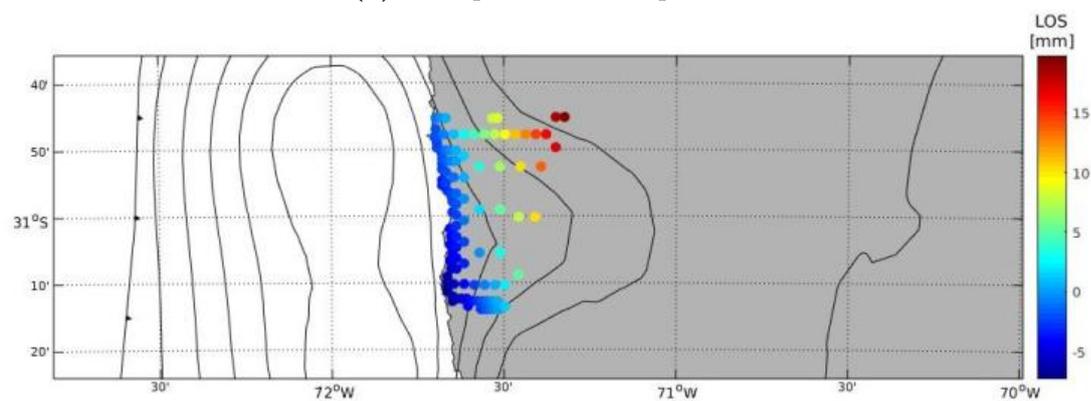
$$\mathbf{G}^{\text{LOS}} \mathbf{m}^{\text{GNSS}} = \mathbf{d}_{\text{InSAR,GNSS}}^{\text{pred}} \quad (\text{A3.1})$$

en donde \mathbf{m}^{GNSS} vendría a ser el modelo óptimo calculado para en base a un medio puramente elástico, utilizando el método de inversiones de mínimos cuadrados amortiguado con una regularización de Tikhonov de orden 2 y solamente datos GNSS, \mathbf{G}^{LOS} vendría a ser las funciones de green calculadas para los datos InSAR, las cuales están especificadas en la sección (4.1). Una vez calculada estas predicción, se calculo la rampa asumiendo que esta tiene una forma $Z(x, y) = ax + by + c$, donde a , b y c son coeficientes lineales y " x " e " y " son las coordenadas respectivas.

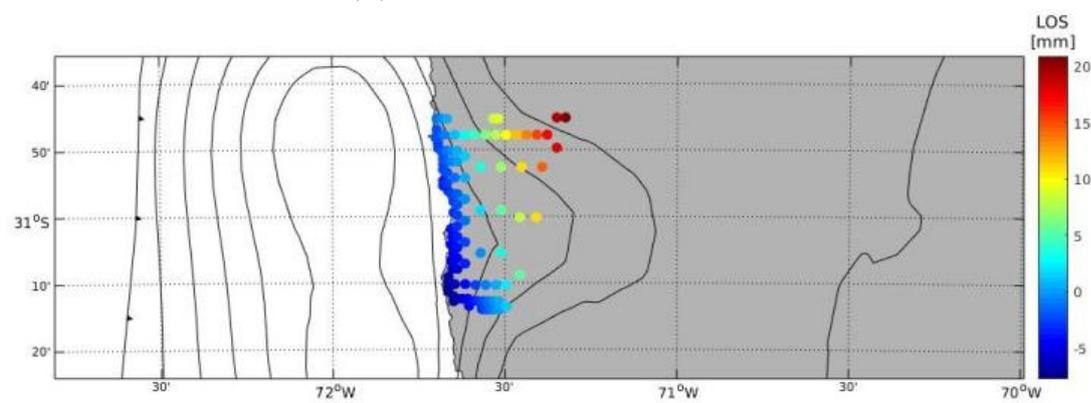
Tanto la magnitud de la rampa (con respecto al LOS) como su forma, se puede apreciar en la figura (A3.1) para cada ventana.



(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016

Figura A3.1: Efecto rampa de los datos InSAR con respecto al LOS.

Apéndice B

Descomposición de la dislocación postsísmica y residuales

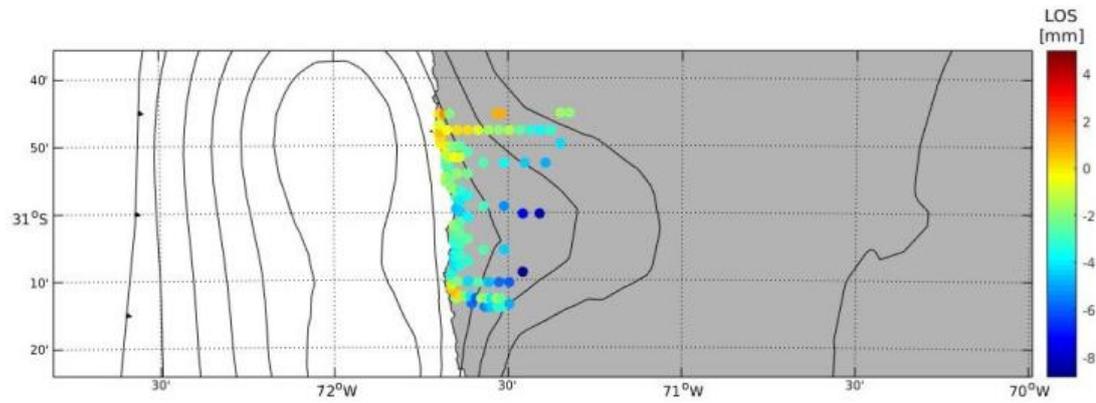
El deslizamiento que ocurre entre las placas tectónicas se puede descomponer en diversos ángulos, como lo son el *dip*, ángulo en que una superficie geológica planar esta inclinada con respecto a la horizontal, el *strike*, que vendría a ser la tendencia en relación con el norte de la línea definida por la intersección de una superficie geológica plana y una superficie horizontal como el suelo y el *rake* el cual es la dirección del deslizamiento en la falla.

A continuación se mostraran la descomposición de la dislocación postsísmica para los modelos óptimos mostrado en el capítulo (4) en la dirección del *dip* y *strike* junto con los respectivos residuales de los datos GNSS e InSAR.

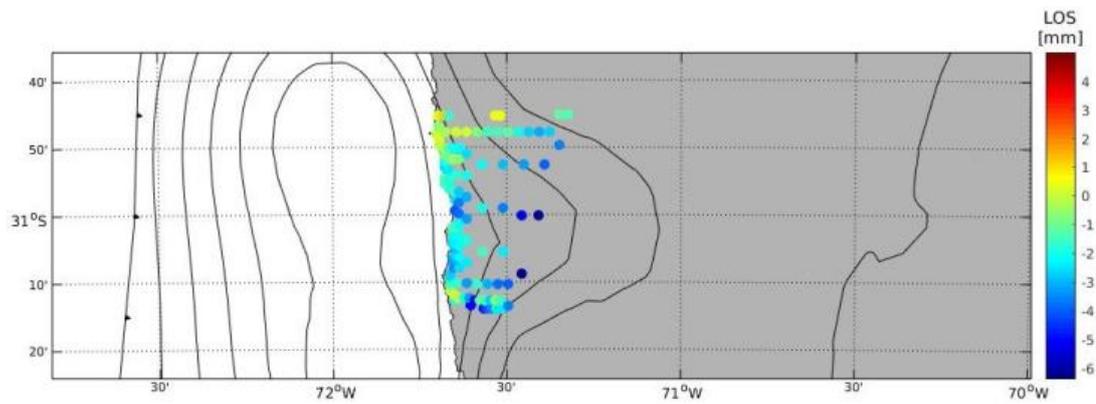
B1. Caso puramente elástico

Las siguientes figuras son para el caso puramente elástico, es decir, solamente se tomo en cuenta un modelo elástico para el calculo de la distribución de dislocación postsísmica.

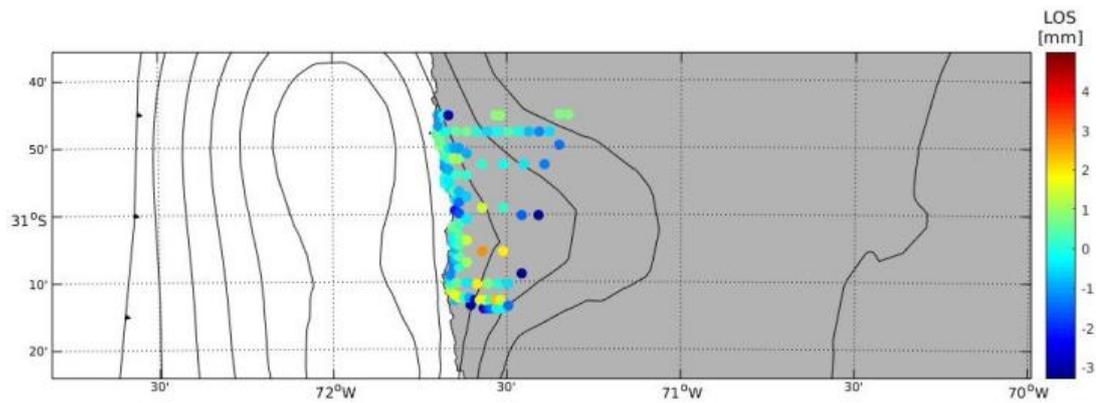
La figura (B1.1) muestra los residuales entre el modelo óptimo de cada ventana de tiempo (donde se utilizaron datos InSAR) y las observaciones de estos datos una vez eliminado el efecto rampa. Cabe señalar que todos los residuales están con respecto al LOS y escalados según la barra de color de cada figura.



(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.

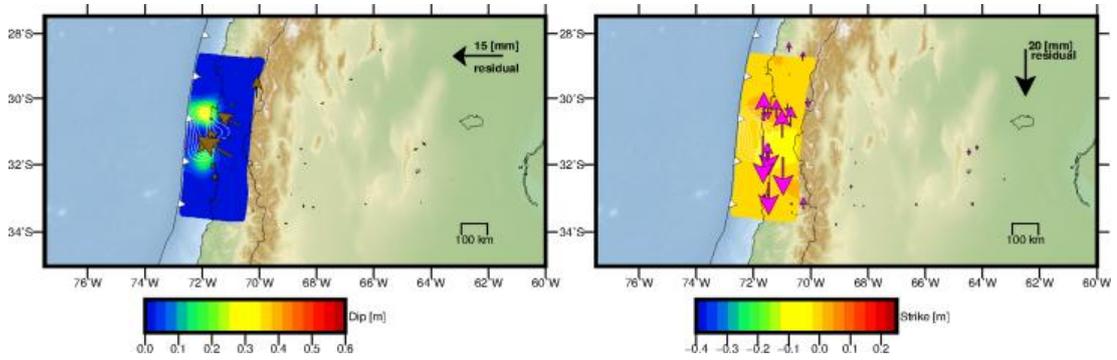


(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016

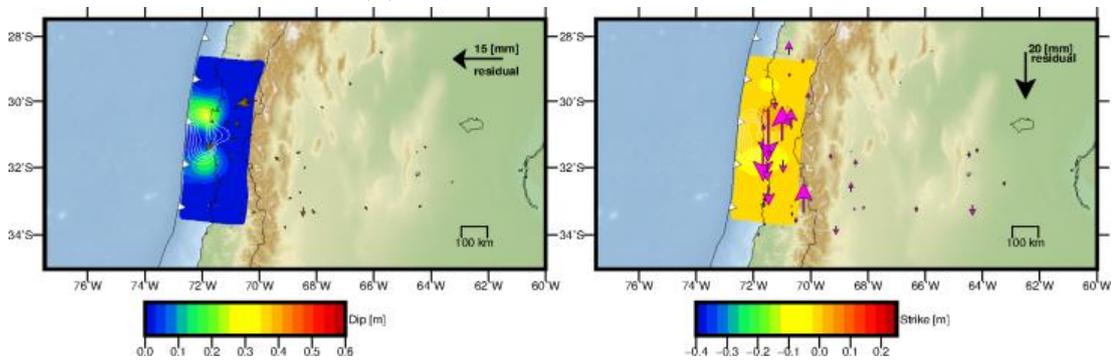
Figura B1.1: Residuales de los datos InSAR predicho con los observados, en donde la barra de color representa el respectivo residual con respecto al LOS.

En la figura (B1.2) se pueden apreciar en los paneles de la izquierda la distribución del *dip-slip* escalados según la barra de colores y los residuales de la componente horizontal, los cuales se pueden apreciar en vectores de color

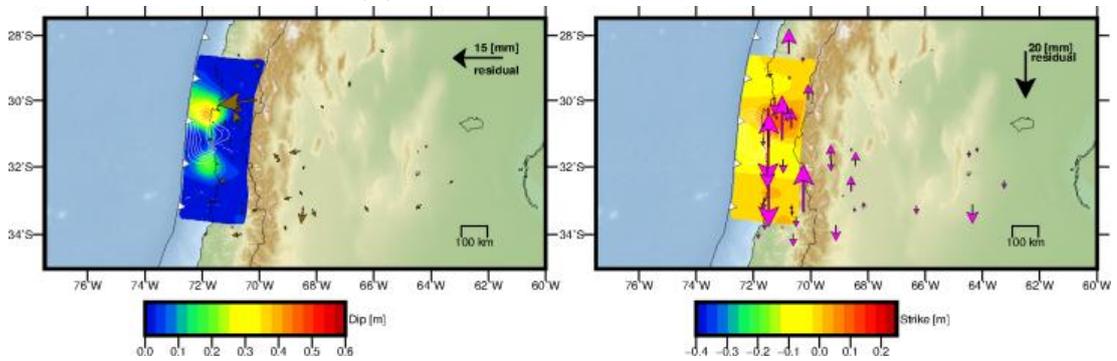
café, estos están escalados según el vector negro de cada figura. En tanto a los paneles de la derecha de esta misma figura se aprecia la distribución del *strike-slip* para cada ventana, además de los residuales de las componentes verticales, en donde la magnitud del *strike-slip* están con respecto a la barra de colores y la magnitud de los vectores están escalados con respecto al vector negro de cada figura.



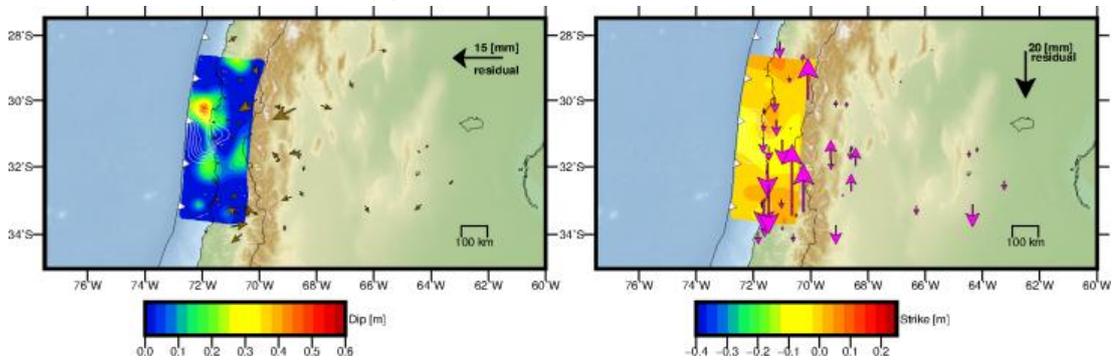
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019

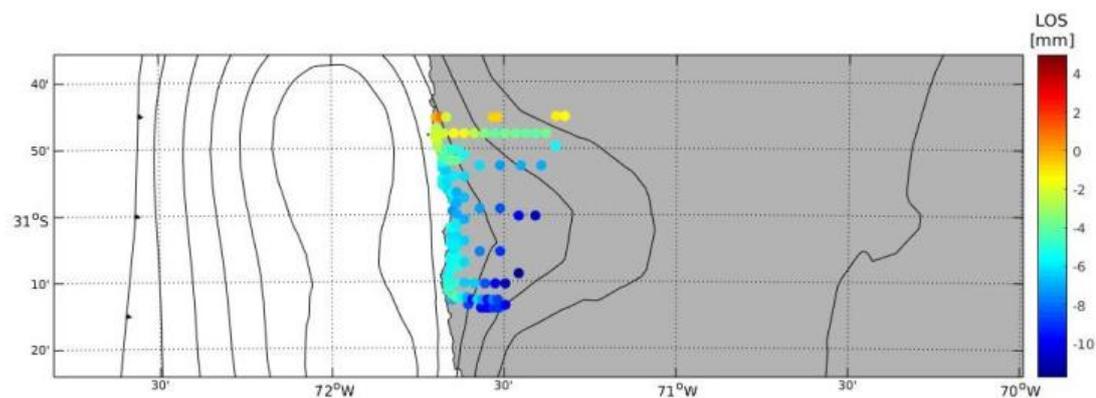
Figura B1.2: Distribución del *dip-slip* en los paneles de la izquierda en conjunto de los residuales horizontales y distribución del *strike-slip* en los paneles de la derecha en donde se aprecian también los residuales verticales.

B2. Caso bspline

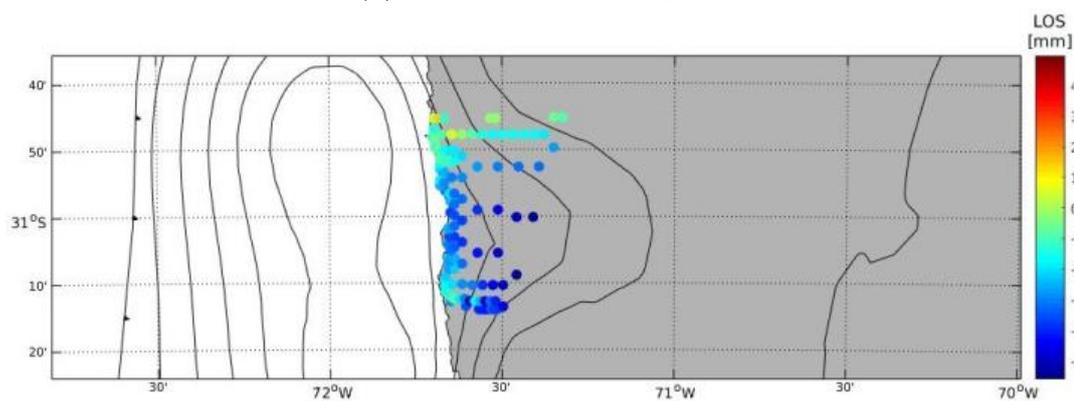
Las siguientes figuras son para el caso bspline, es decir, además de un modelo elástico se incorporaron las bspline para estimar tanto la distribución de dislocación postsísmica como el efecto viscoelástico del manto a través de las bspline.

La figura (B1.1) muestra los residuales entre el modelo óptimo de cada ventana de tiempo (donde se utilizaron datos InSAR), las observaciones de estos datos una vez eliminado el efecto rampa y la estimación del efecto viscoelástico del manto. Cabe señalar que todos los residuales están con respecto al LOS y escalados según la barra de color de cada figura.

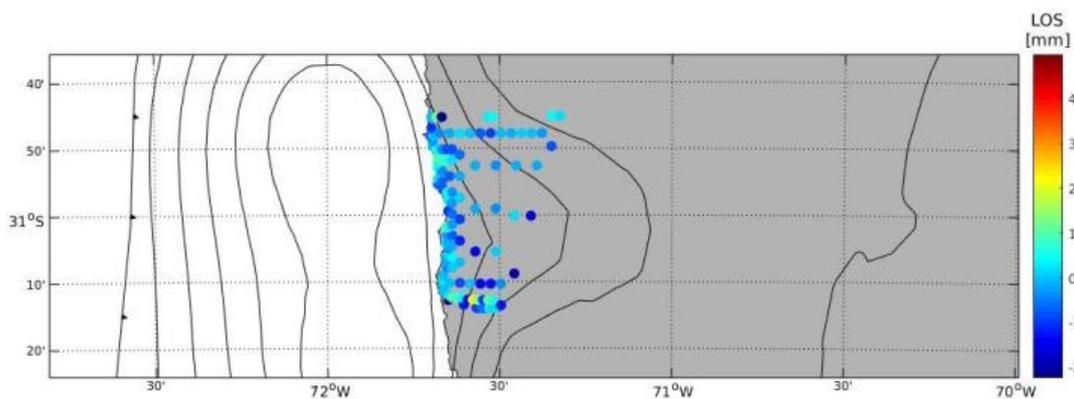
En la figura (B1.2) se pueden apreciar en los paneles de la izquierda la distribución del *dip-slip* escalados según la barra de colores y los residuales de la componente horizontal, los cuales se pueden apreciar en vectores de color café, estos están escalados según el vector negro de cada figura. En tanto a los paneles de la derecha de esta misma figura se aprecia la distribución del *strike-slip* para cada ventana, además de los residuales de las componentes verticales, en donde la magnitud del *strike-slip* están con respecto a la barra de colores y la magnitud de los vectores están escalados con respecto al vector negro de cada figura.



(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.

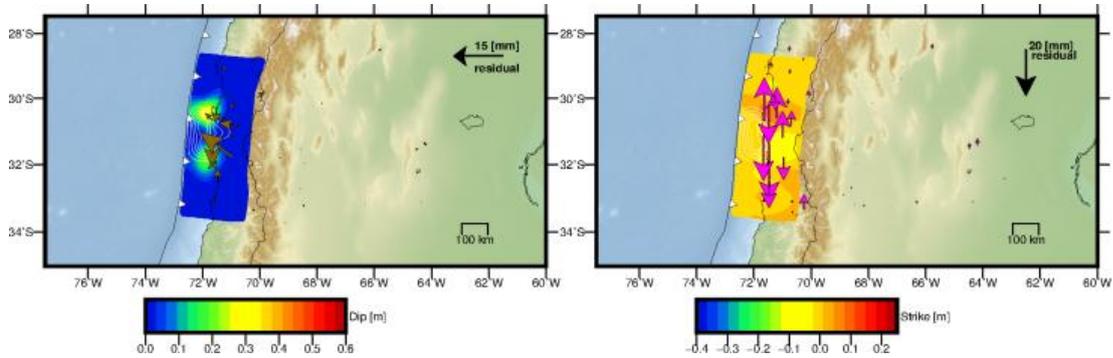


(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.

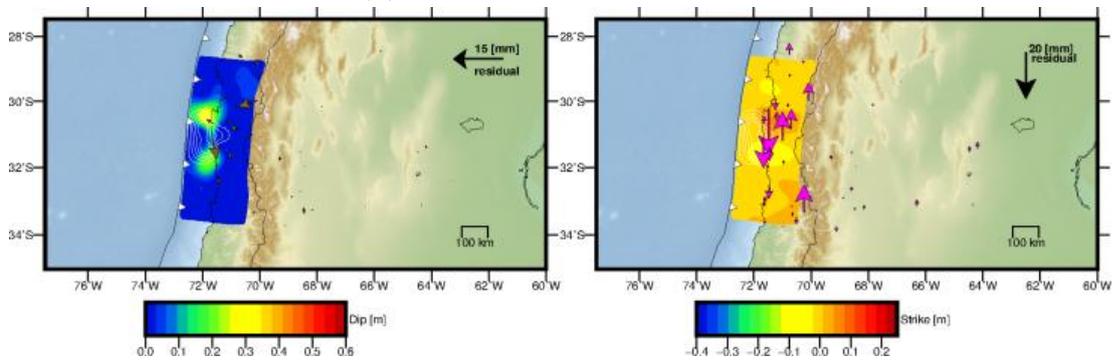


(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016

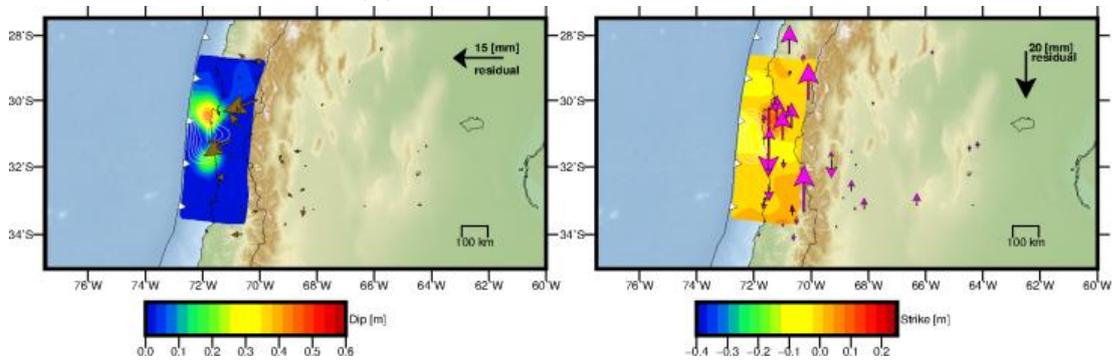
Figura B2.1: Residuales de los datos InSAR predicho con los observados, en donde la barra de color representa el respectivo residual con respecto al LOS.



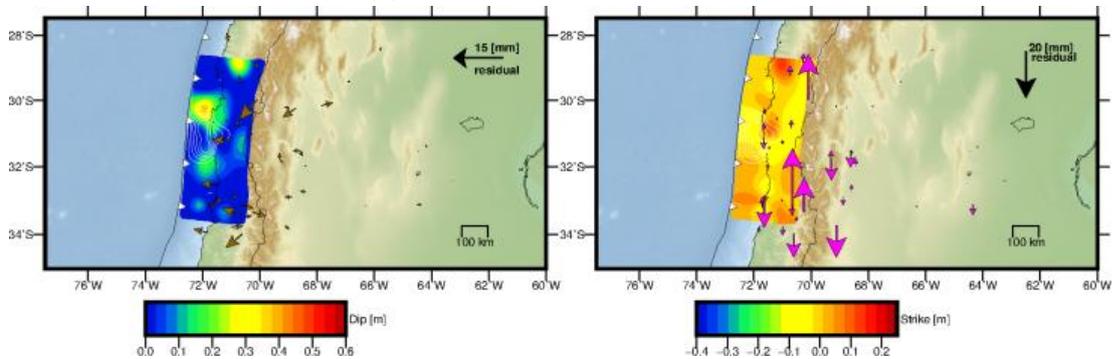
(a) 17-Sep 2015 a 28-Sep 2015.



(b) 28-Sep 2015 a 12-Nov 2015.



(c) 12-Nov 2015 a 07-Jul 2016



(d) 07-Jul 2016 a 11-Dec 2019

Figura B2.2: Distribución del *dip-slip* en los paneles de la izquierda en conjunto de los residuales horizontales y distribución del *strike-slip* en los paneles de la derecha en donde se aprecian también los residuales verticales.

Apéndice C

Modelos de viscoelasticidades

Para poder estimar modelo de Maxwell optimo es necesario realizar diversas pruebas variando los valores de viscosidad hasta encontrar uno que se ajuste de forma ideal a los datos. Esto se hizo variando las viscosidades del manto oceánico entre 1×10^{17} PA s y el manto continental entre estos mismos valores.

A continuación se mostraran las viscosidades de tres perfiles mostrados en la figura (C0.1), en donde el perfil A-A' es la zona entre las linea magenta, el perfil B-B' la zona de color verde y el perfil C-C' la zona de color azul. Para cada perfil se mostrara por separado las componente EW, NS y vertical, los cuales tienen un orden ascendente en las fechas, es decir, el panel de mas arriba representara a la primera ventana geométrica y la ultima (la de mas abajo) la cuarta ventana, además las lineas representan diferentes viscosidades los cuales están detallados en las leyendas de cada figura en donde "MO" corresponde al manto oceánico y "MC" al manto continental.

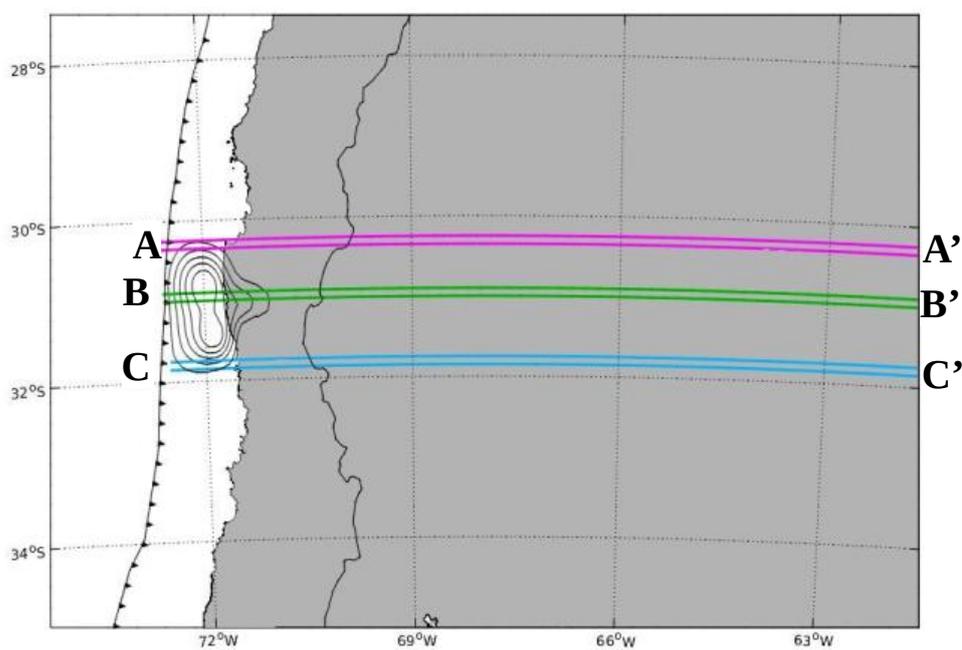


Figura C0.1: Representación espacial de los diferentes perfiles.

C1. Perfil A-A'

A continuación se mostraran las viscosidades del perfil A-A', en donde en la figura (C1.1) se muestra la componente EW, en la figura (C1.2) la componente NS y en la figura (C1.3) la componente vertical.

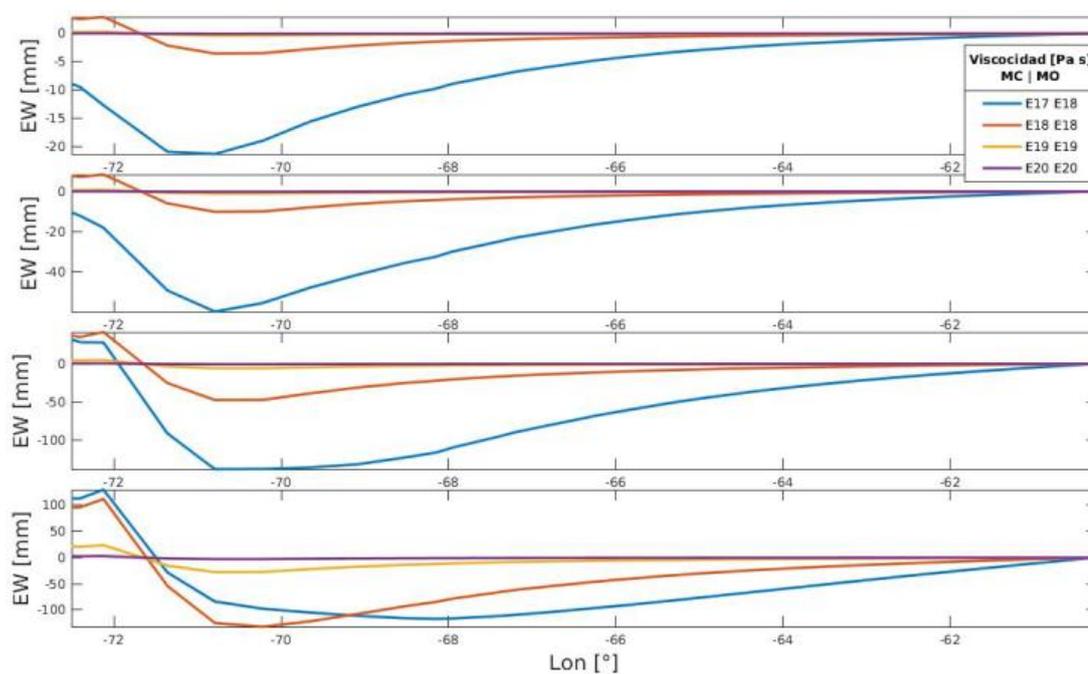


Figura C1.1: Componente EW del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

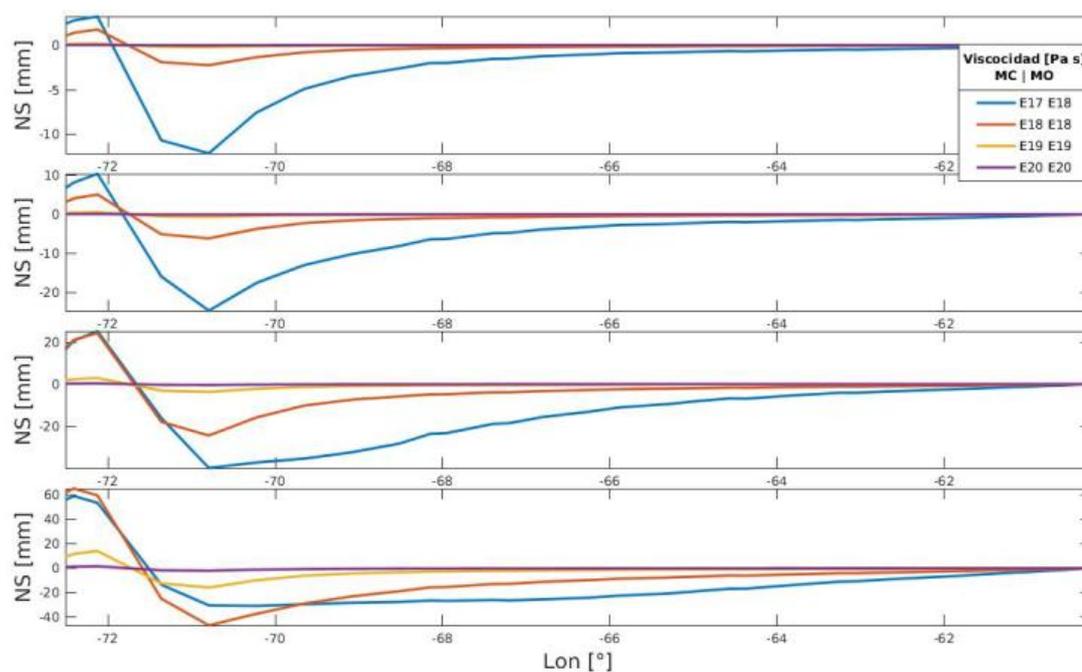


Figura C1.2: Componente NS del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

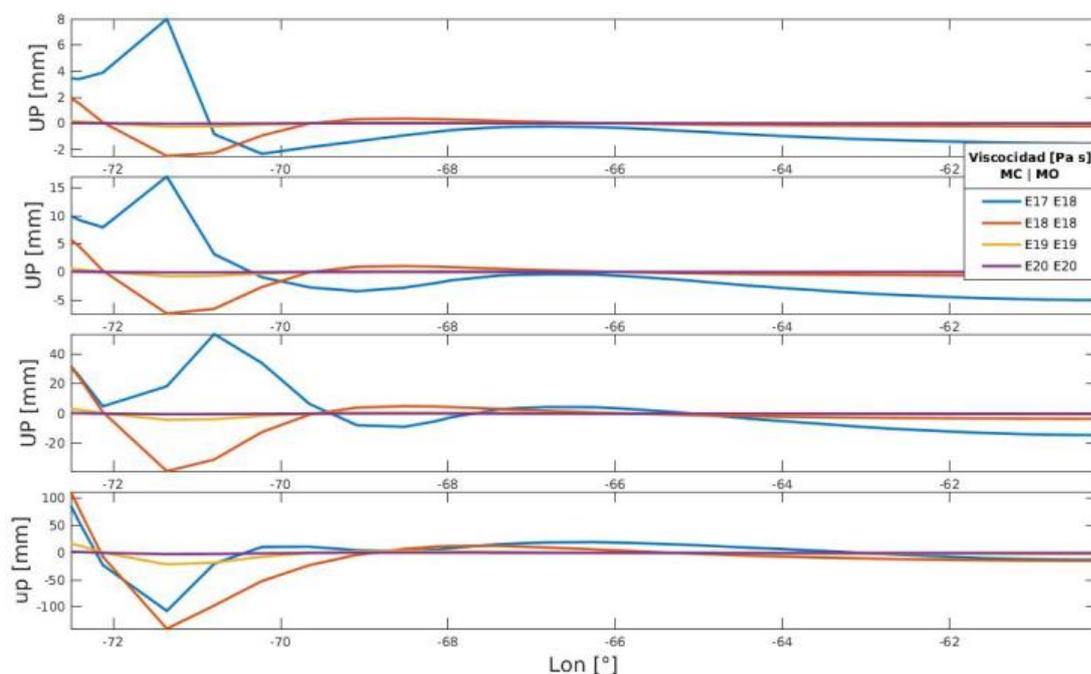


Figura C1.3: Componente vertical del perfil A-A'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

C2. Perfil B-B'

A continuación se mostraran las viscosidades del perfil B-B', en donde en la figura (C2.1) se muestra la componente EW, en la figura (C2.2) la componente NS y en la figura (C2.3) la componente vertical.

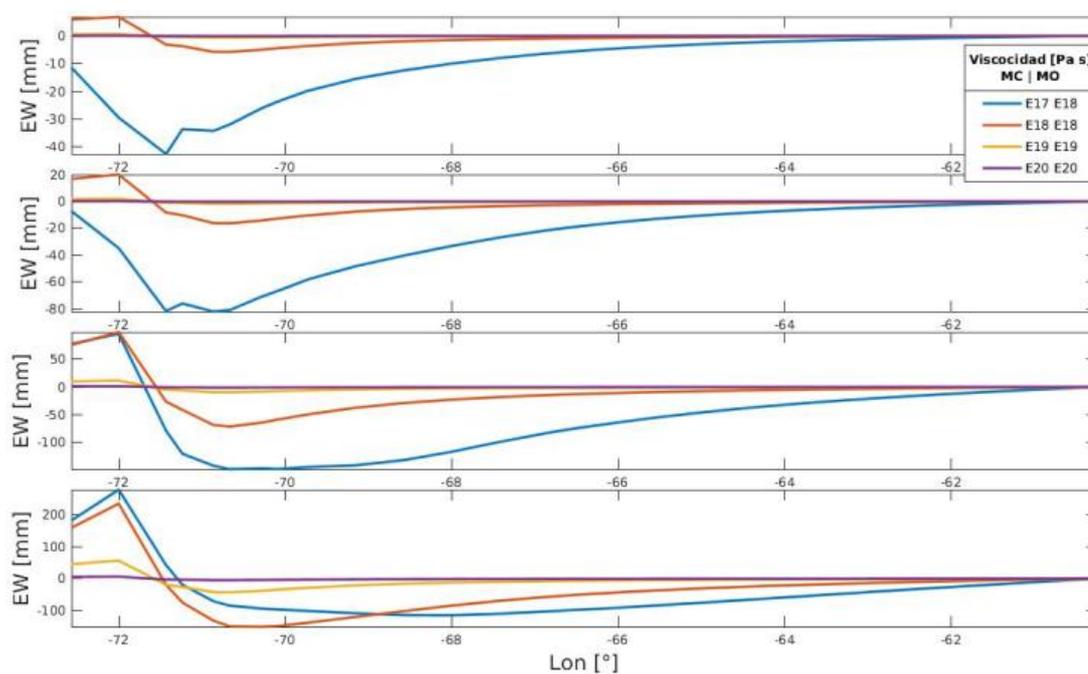


Figura C2.1: Componente EW del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

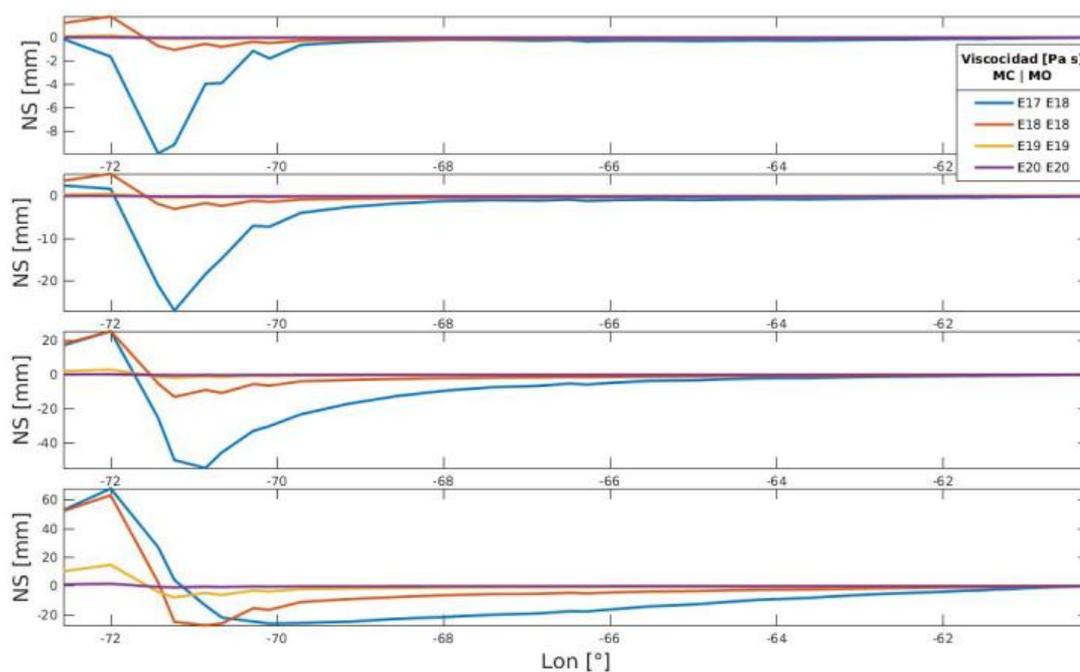


Figura C2.2: Componente NS del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

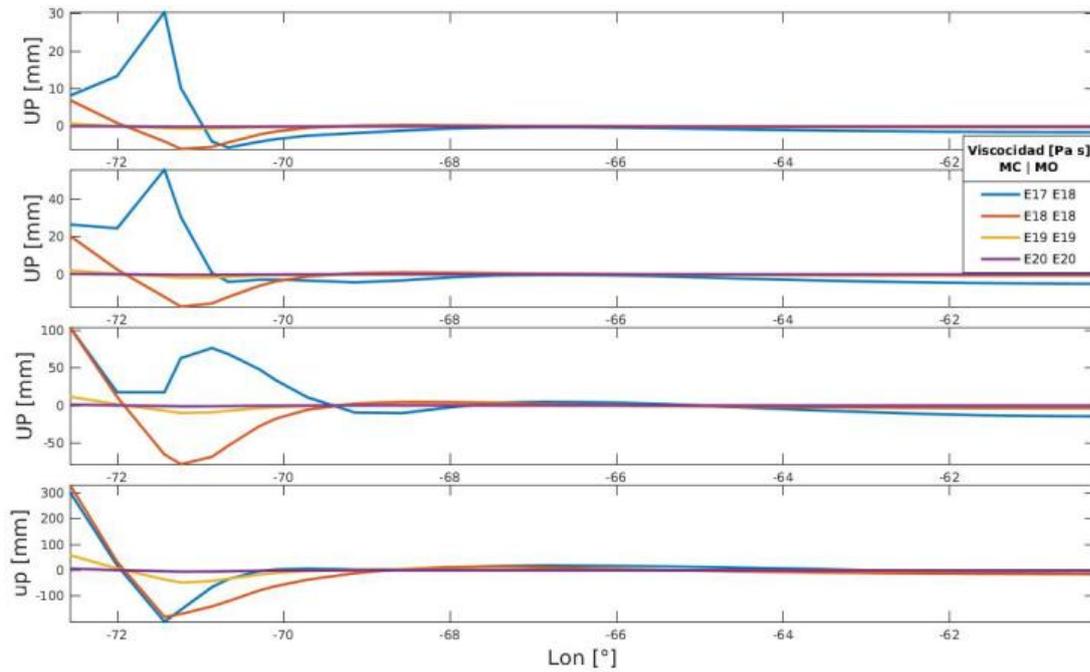


Figura C2.3: Componente vertical del perfil B-B'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

C3. Perfil C-C'

A continuación se mostraran las viscosidades del perfil C-C', en donde en la figura (C3.1) se muestra la componente EW, en la figura (C3.2) la componente NS y en la figura (C3.3) la componente vertical.

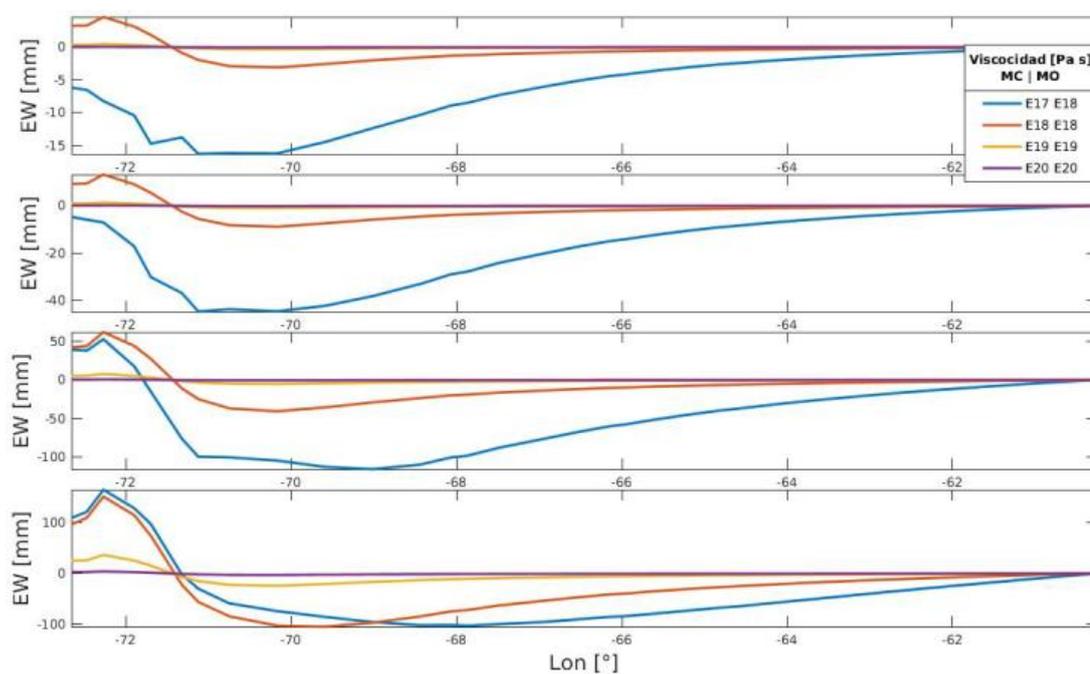


Figura C3.1: Componente EW del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

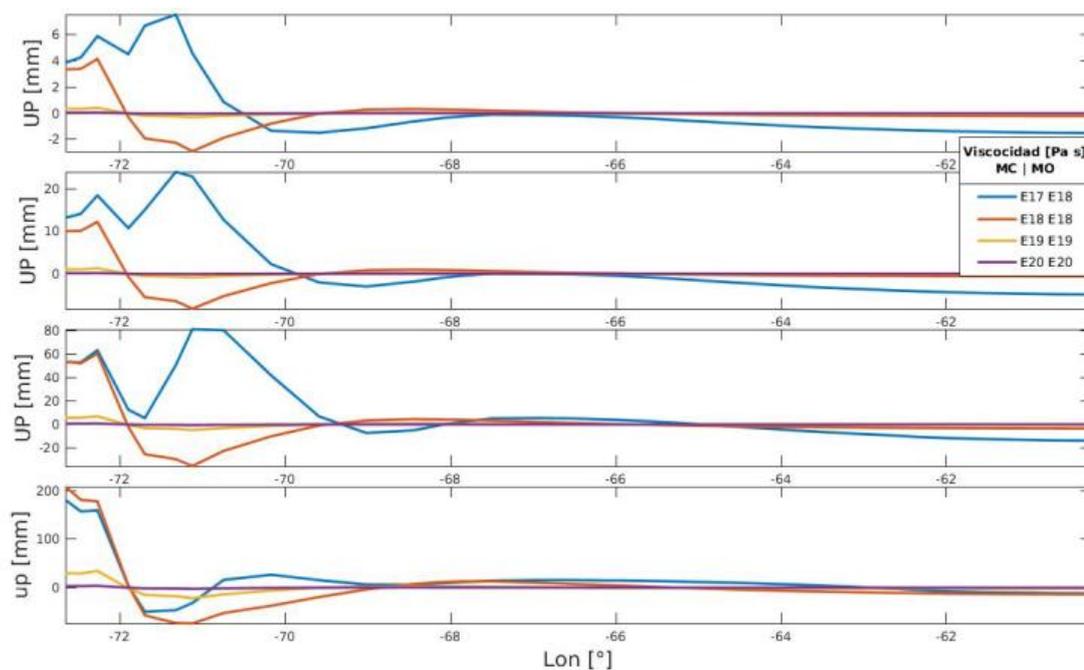


Figura C3.3: Componente vertical del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.

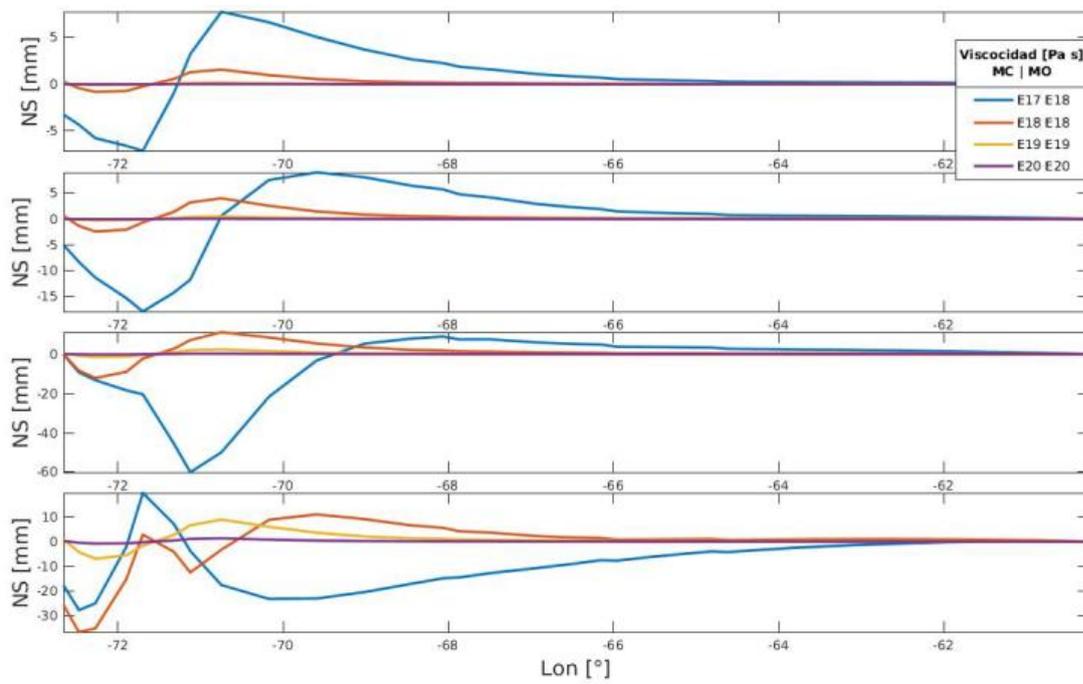


Figura C3.2: Componente NS del perfil C-C'. Los colores de las líneas representan las diferentes viscosidades que se tomaron en cuenta, las cuales se dan a conocer en la leyenda en donde MC corresponde a manto continental y MO manto oceánico.