



UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DEFORMACIÓN VERTICAL DEL VOLCÁN CALBUCO DURANTE LA
ERUPCIÓN DEL 22-23 DE ABRIL AÑO 2015, MEDIANTE OBSERVACIONES
INSAR PARA COMPRENDER LA DINÁMICA ERUPTIVA**

FRANCISCA NICOLE SÁNCHEZ VALLE

2022



UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DEFORMACIÓN VERTICAL DEL VOLCÁN CALBUCO DURANTE LA
ERUPCIÓN DEL 22 DE ABRIL AÑO 2015, MEDIANTE OBSERVACIONES
INSAR PARA COMPRENDER LA DINÁMICA ERUPTIVA**

“TRABAJO DE TITULACIÓN PRESENTADO EN CONFORMIDAD A LOS
REQUISITOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE GEÓLOGA”

PROFESOR GUÍA:
DRA. MARÍA PÍA RODRÍGUEZ

PROFESOR CO-GUÍA:
DR. MAHESH SHRIVASTAVA

FRANCISCA NICOLE SÁNCHEZ VALLE

2022

Dedicado a Edith y René, quienes desde mis primeros pasos me dotaron de todas las herramientas, afectos y mimos necesarios para lograr esto y seguir mis sueños pese a las adversidades.

AGRADECIMIENTOS

A todas aquellas personas y entidades que me han brindado su apoyo y colaboración durante este maravilloso pero también escarpado camino.

A mis profesores, que me guiaron en la redacción de esta tesis. El Dr. Mahesh Shrivastava, por su confianza y asistencia para desarrollar este trabajo, así como su permanente consideración por incorporarme a otros proyectos de investigación. A la Dra. María Pía Rodríguez por brindarme sus valiosas correcciones y certeros consejos. Al Dr. Jaime Araya y Mg. Carla Latorre por sus correcciones y comentarios como parte de la comisión evaluadora.

A mi familia y amigos, que han sido parte fundamental en estos años. Allison, María y Fabiola, mis queridas amigas, quienes me han acompañado en mis festejos y desconsuelos, siempre alegrando mis días. A Paula Rojas, Álvaro Torres, Maximiliano Forch y Braulio Vidal, amigos de la universidad con quienes tuve la dicha de compartir tantos momentos, paseos y anécdotas, y hoy pese a la distancia considero grandes amigos y excelentes profesionales. A Miguel, por su amor, comprensión y apoyo incondicional.

Agradezco muy especialmente a Simón Orrego, geólogo y colaborador, quien me enseñó con gran disposición, y la paciencia digna de un maestro Zhen, la metodología InSAR. También a José Gutiérrez, partner de tesis, con quién hemos forjado una gran amistad.

Al Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico – Ckelar Volcanes, por integrarme en su equipo y brindar las herramientas necesarias para realizar esta tesis de pregrado. Especialmente a la Dra. Susana Layana, por brindarme sus correcciones desde el punto de vista volcanológico.

RESUMEN

El volcán Calbuco ($41^{\circ}20'S$, $72^{\circ}39'O$) ocupa la tercera posición en el Ranking de Peligrosidad Volcánica de Chile. Este estratovolcán andesítico de la Zona Volcánica Sur, presenta un amplio registro de actividad histórica, con predominancia de erupciones subplinianas. Su última fase eruptiva, en abril de 2015, ha sido una de las más investigadas a nivel nacional, tanto por su alta explosividad como por su rápido e inesperado inicio. Los indicadores conocidos de actividad pre-eruptiva consistieron en leve aumento de la sismicidad desde febrero de 2015, y un enjambre sísmico que inició ~ 3 horas antes de la primera erupción. En tanto, análisis anteriores de deformación volcánica InSAR no detectan señales claras de deformación previa. Sin embargo, factores como una pendiente elevada y variaciones en las propiedades atmosféricas, disminuyen la precisión de las mediciones con esta técnica, pudiendo enmascarar señales asociadas a desplazamientos de baja magnitud. Aquí se presentan los resultados de nuevos análisis InSAR con imágenes Sentinel-1A, desde octubre de 2014 hasta marzo de 2016. La metodología utilizada incluye la aplicación de Interferometría de Paso Repetido para evaluar la deformación episódica durante las erupciones, y la generación de Series de Tiempo para analizar los periodos pre- y post-eruptivo utilizando correcciones atmosféricas y orbitales para mejorar la precisión de las mediciones. Los resultados obtenidos indican ~ 13 cm de subsidencia co-eruptiva. Además, se identifica un proceso de elevación en el flanco sur del volcán a una tasa de ~ 6 cm/año previo a las erupciones, y leve inflación durante los meses posteriores. En el análisis se reconocen elementos que generan decorrelación geométrica en el área, principalmente, la nieve, vegetación y la pendiente elevada del volcán. Por otra parte, las marcadas variaciones atmosféricas ocasionan decorrelación temporal en las series de tiempo. La reducción de estos efectos mediante la aplicación de correcciones, permitió mejorar la precisión de los resultados en un 30 – 40%. Finalmente, mediante la inversión numérica de los patrones derivados de InSAR, se infiere que la deformación es ocasionada por una fuente magmática de geometría esferoidal, localizada al suroeste del volcán y a una profundidad de $\sim 7 - 13$ km.

ABSTRACT

The Calbuco volcano ($41^{\circ}20'S$, $72^{\circ}39'W$) has the third place in the Ranking of Volcanic Danger in Chile. This andesitic stratovolcano of the Southern Volcanic Zone presents a wide record of historical activity, with a predominance of sub-plinian eruptions. Its last eruptive phase, in April 2015, has been one of the most researched on a national level, due to its highly explosivity as well as rapid and unexpected beginning. Known indicators of pre-eruptive activity consisted of a slight increase in seismicity since February 2015, and a seismic swarm that began ~ 3 hours before the first eruption. Meanwhile, previous analyzes of InSAR volcanic deformation do not detect clear signs of previous deformation. However, factors such as a steep slope and variations in atmospheric properties reduce the precision of measurements with this technique, and can mask signals associated with low-magnitude displacements. Here, I present the results of new InSAR analyzes with Sentinel-1A images, from October 2014 to March 2016. The employed methodology includes the application of Repeated Pass Interferometry to evaluate the episodic deformation during the eruptions, and the generation of Time Series to analyze the pre- and post-eruptive periods using atmospheric and orbital corrections to improve the accuracy of the measurements. The obtained results indicate ~ 13.4 cm of co-eruptive subsidence. In addition, an uplift process is identified on the southern flank of the volcano at a rate of ~ 6 cm/year prior to the eruptions, and slight inflation during the subsequent months. The analyses indicate that snow, vegetation and the high slope of the volcano generate geometric decorrelation in the area. On the other hand, the marked atmospheric variations cause temporal decorrelation in the time series. Reducing these effects by applying combined corrections allowed to improve the accuracy of the results by 30 - 40%. Finally, based on inversion models derived from InSAR data, it is inferred that the deformation is caused by a magmatic source of spheroidal geometry, located to the southwest of the volcano at a depth of $\sim 7 - 13$ km.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPITULO 1.....	12
INTRODUCCIÓN.....	12
1.1. Caso de estudio	13
1.2. Problema de investigación	15
1.3. Hipótesis.....	17
1.4. Objetivos	17
1.4.2. Objetivos específicos	17
1.5. Ubicación	17
1.6. Datos y metodología	19
CAPÍTULO 2.....	21
CONTEXTO VOLCANO-TECTÓNICO	21
2.1. Arco Volcánico de los Andes.....	21
2.2. Zona Volcánica de los Andes del Sur	21
2.3. Volcán Calbuco	23
CAPÍTULO 3.....	29
GEODESIA ESPACIAL INSAR	29
3.1. Satélites SAR	30
3.2. Imágenes SAR.....	31
3.3. Interferometría Radar de Apertura Sintética – InSAR.....	32
3.4. Coherencia y factores de decorrelación	34
3.5. Análisis InSAR de Series de Tiempo.....	35
3.6. Correcciones InSAR.....	36
3.7. Procesamiento con GMTSAR.....	39
CAPÍTULO 4.....	42
MODELAMIENTO GEODÉSICO.....	42
4.1. Modelo esférico.....	42
4.2. Modelo esferoidal.....	43
4.3. Modelo de dislocación rectangular para conductos y fallas.....	44

CAPÍTULO 5.....	46
RESULTADOS	46
5.1. Análisis de deformación superficial.....	46
5.2. Modelo de fuente de deformación.....	54
CAPÍTULO 6.....	57
DISCUSIÓN.....	57
6.1. Correlación y detección de contribuciones.	57
6.2. Fuente de deformación	60
CAPITULO 6.....	63
CONCLUSIONES.....	63
REFERENCIAS	65
ANEXO A	76
ANEXO B.....	83
ANEXO C	85

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Línea temporal del volcán calbuco en 2015, donde se resumen los principales indicadores asociados a la actividad del volcán.	14
Figura 1.2. Mapa de ubicación del volcán Calbuco.	18
Figura 2.1. Mapa esquemático de sudamérica.....	22
Figura 2.2. Principales rasgos tectónicos de los andes chilenos asociados a la zona volcánica sur (33°s-46°s).	24
Figura 2.3. Mapa geológico del área Reloncaví.	26
Figura 2.4. Fotografías históricas de la actividad eruptiva del volcán Calbuco.....	27
Figura 3.1. Satélites que han adquirido imágenes sar hasta la fecha, y próximos lanzamientos (nisar en 2022).....	30
Figura 3.2. Recorrido del satélite en órbita cuasi polar. A. Modo de captura ascendente y descendente B. Geometría de adquisición del satélite.....	31
Figura 3.3. Ilustración esquemática de la interferometría de paso repetido.....	33
Figura 3.4. Diagrama del apilamiento de imágenes SAR e imagen de fase topográfica obtenida desde la DEM.....	40
Figura 3.5. Diagrama de flujo realizado para el procesamiento con algoritmo <i>Small Baseline Subset</i> (SBAS) de las series de tiempo, mediante el <i>software</i> GMTSAR.....	41
Figura 4.1 Geometría y condiciones de entorno de una cámara magmática esférica según el modelo de Mogi (1958).....	43
Figura 4.2. Geometría y condiciones de entorno de un conducto con forma esferoidal, según el modelo de Yang et al. (1988).....	44
Figura 4.3. Geometría y condiciones de entorno para una dislocación rectangular, según el modelo de Okada (1985).....	45

Figura 5.1. Productos InSAR generados a partir de imágenes Sentinel-1A sobre el volcán Calbuco para la fase eruptiva de 2015.....	47
Figura 5.2. Mapa de velocidades en mm/año para el periodo pre-eruptivo (23/10/2014 – 21/04/2015) obtenido mediante algoritmo SBAS.....	48
Figura 5.3. Serie de tiempo InSAR con imágenes Sentinel 1-A de órbita descendente track 83.....	49
Figura 5.4. Desplazamiento a través del tiempo registrado por la estación GPS permanente PMO1, localizada en la ciudad de Puerto Montt.....	50
Figura 5.5. Mapa de velocidades en mm/año para el periodo post-eruptivo (15/05/2015 – 22/03/2016) obtenido mediante algoritmo SBAS.....	51
Figura 5.6. Serie de tiempo InSAR con imágenes Sentinel 1-A de órbita descendente track 83.....	52
Figura 5.7. Desplazamiento a través del tiempo registrado por la estación GPS permanente PMO1, localizada en la ciudad de Puerto Montt.....	53
Figura 5.8. Mapas de los desplazamientos InSAR observados, modelados y residuales para los periodos pre- y co-eruptivo, según el modelo de fuente esferoidal.	56
Figura 6.1. Modelos esquemáticos de fuente magmática obtenidos desde la inversión de datos geodésicos.....	61
Figura 6.2. Comparación entre las profundidades estimadas para el reservorio magmático del volcán Calbuco, según diferentes métodos.....	62

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Imágenes Sentinel-1A para el análisis de series de tiempo y sus atributos.	20
Tabla 2.1. Resumen de la actividad eruptiva histórica del volcán calbuco.....	28
Tabla 3.1. Resumen de propiedades de las principales bandas espectrales utilizadas por los satélites radar.....	29
Tabla 5.1. Resumen de características de los pares de imágenes SAR Sentinel-1A seleccionados para el análisis del periodo co-eruptivo.	46
Tabla 5.2. Resultados para el cálculo de la reducción de la desviación estándar total entre las series de tiempo no-correctadas y las correctadas para los periodos pre- y post-eruptivo.....	54
Tabla 5.3. Resultados para el cálculo del error cuadrático medio de los valores residuales entre cada modelo proyectado a dirección los y los desplazamientos InSAR observados. .	55
Tabla 5.4. Parámetros de fuente óptimos obtenidos a partir de la inversión de los desplazamientos InSAR pre y co-eruptivos según el modelo de fuente esférica.	56
Tabla 6.1. Resumen comparativo entre los datos y metodologías utilizadas para el análisis previo a la erupción del volcán Calbuco en 2015 mediante de series de tiempo InSAR, con imágenes S1A, por Delgado et al. (2017) y en este estudio.....	59

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

El movimiento de la superficie de un volcán es producto de diversos procesos de origen magmático, hidrotermal y tectónico, como por ejemplo el ascenso de gases hacia la superficie, el desplazamiento de fallas o, más comúnmente, la migración de magma a través de la corteza (Lu & Dzurisin, 2014; Massonnet et al., 1995; Pedersen et al., 2007). Las manifestaciones superficiales de la deformación a menudo corresponden a desplazamientos de baja magnitud, de unos pocos centímetros o menos, los cuales generan inflación, subsidencia o agrietamiento del suelo volcánico (USGS, 2019).

El monitoreo de la deformación, en conjunto con otras técnicas como el monitoreo sísmico y de gases, es una herramienta fundamental para evaluar el potencial eruptivo de un volcán (Dzurisin, 2019; Tárraga et al., 2000). Sumado a esto, su aplicación ha dado muy buenos resultados en el modelamiento de las condiciones magmáticas internas de múltiples sistemas volcánicos (e.g. Baker & Amelung, 2012; Ji et al., 2018; Lu & Dzurisin, 2014; Massonnet et al., 1995; Parker, 2017; Zebker et al., 2000). Diversas técnicas son utilizadas para monitorear la deformación volcánica, algunas emplean instrumentos que capturan datos *in-situ*, como por ejemplo redes GPS, inclinómetros y medidores de tensión, mientras que otras se basan en la captura de información por medio de sensores remotos.

La Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR por su siglas en inglés) es una técnica geodésica de análisis remoto basada en la superposición de imágenes capturadas por sensores desde el espacio. Mediante esta técnica es posible medir la deformación de la superficie con gran precisión, en rangos de metros a milímetros, en capturas que abarcan áreas kilométricas (Pinel et al., 2014). Su aplicación en el campo de la volcanología ha sido de gran utilidad, sobre todo en zonas con escasas estaciones GPS o en complemento con esta técnica (Dzurisin, 2019). Estas observaciones han contribuido a descifrar diversos procesos volcánicos como almacenamiento y transporte de magma, subsidencia de depósitos y

evolución temporal de la deformación (Massonnet et al., 1995; Parker, 2017; Pinel et al., 2014).

1.1. Caso de estudio

El volcán Calbuco ($41^{\circ}20'S$, $72^{\circ}39'W$), ubicado en el extremo sur de Chile, forma parte de la Zona Volcánica Sur (ZVS) del Arco Volcánico de los Andes. Cercano a localidades rurales como Ensenada y Correntoso, y a grandes ciudades como Puerto Montt y Puerto Varas, ocupa la tercera posición en el Ranking de Peligrosidad Volcánica de Chile (SERNAGEOMIN, 2019). Este volcán presenta un amplio desarrollo de actividad histórica explosiva, con predominancia de erupciones sub-plinianas (Selles & Moreno, 2011). El 22 de abril del año 2015, luego de 54 años de quietud, inició una fase eruptiva. Esta estuvo marcada por dos eventos mayores sub-plinianos que alcanzaron VEI (*Volcanic Explosivity Index*) nivel 4, junto con algunas erupciones menores (Global Volcanism Program & Smithsonian Institution, 2015). Meses antes, el volcán se mantenía en estado de alerta verde, es decir, sin variación en su actividad (figura 1.1), solo registrando un leve aumento en la cantidad de sismos Volcano-Tectónicos (VT) desde febrero del mismo año (Valderrama et al., 2015). Estos sismos, comunes en zonas volcánicas activas, son ocasionados por procesos de fracturamiento de material rocoso al interior del volcán (SERNAGEOMIN, 2021).

Tres horas antes de la erupción, a las 15:11 (hora local), la red de monitoreo del SERNAGEOMIN junto con el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) detectaron el inicio de un enjambre sísmico de eventos VT originados al interior del volcán (SERNAGEOMIN et al., 2015a). Menos de dos horas después, se registraron múltiples sismos de Largo Periodo (LP) (SERNAGEOMIN et al., 2015b) de baja profundidad, los cuales se asocian a movimientos de fluidos magmáticos al interior de la corteza (SERNAGEOMIN, 2021). Al mismo tiempo, una anomalía térmica cercana al cráter fue detectada mediante sistema MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (Global Volcanism Program & Smithsonian Institution, 2015).

Sorpresivamente, a las 18:04 h ocurrió una fuerte erupción desde el cráter principal (SERNAGEOMIN et al., 2015b), la cual se extendió durante 1 hora y media, generando una columna eruptiva de ~ 15 km de altura, con caída de piroclastos hacia los flancos N y E del volcán, y dispersión aérea de cenizas en dirección N y NW. Un segundo pulso inició a las

01:00 h del 23 de abril, con una duración de ~5.5 horas, este dio lugar a una columna de ~17 km de altura, con dispersión de cenizas hacia el N, NE y E, y la emisión de material incandescente (Castruccio et al., 2016; Romero et al., 2016; SERNAGEOMIN & OVDAS, 2015). Durante los días siguientes ocurrieron algunos episodios menores que generaron columnas de pocos kilómetros (<5km), los cuales se extendieron hasta el 30 de abril. Posteriormente, la sismicidad junto con la emisión de gases fueron decreciendo hasta estabilizarse en agosto del mismo año (Global Volcanism Program & Smithsonian Institution, 2015).

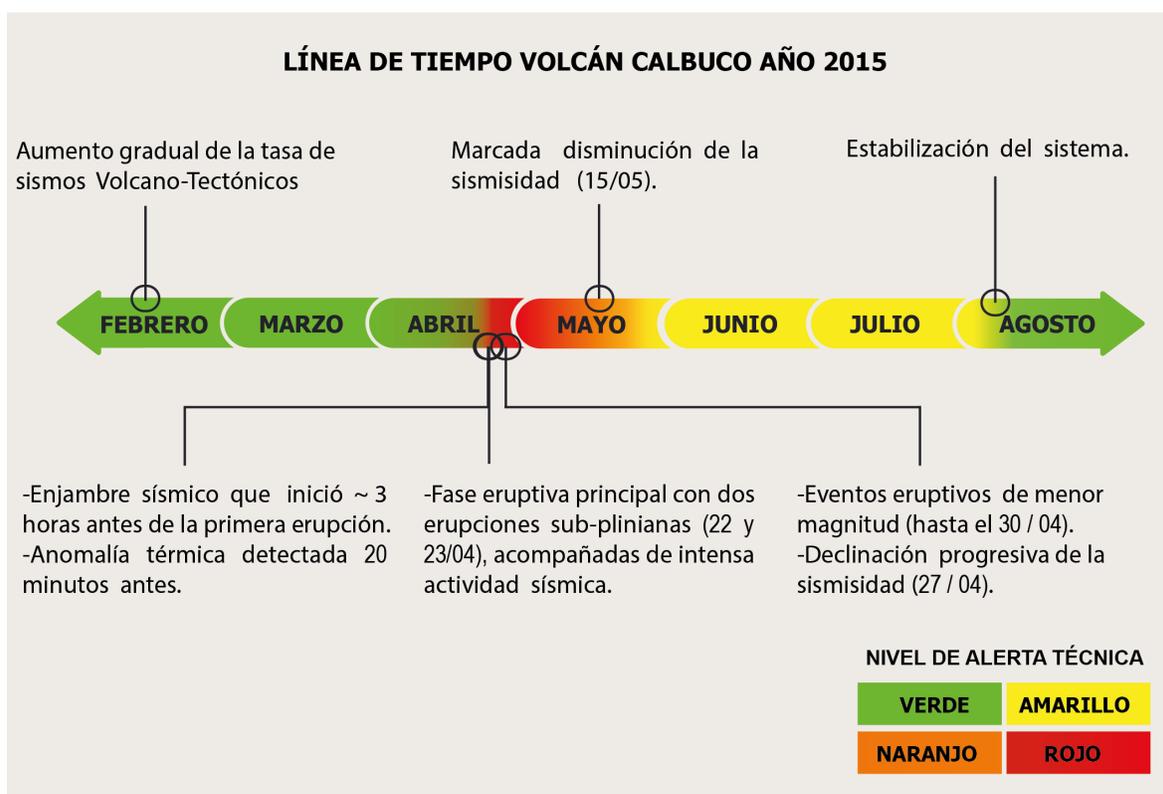


Figura 1.1. Línea temporal del volcán Calbuco en 2015, donde se resumen los principales indicadores asociados a la actividad del volcán. Los colores en el eje temporal corresponden al nivel de alerta técnica decretada por el SERNAGEOMIN: nivel verde “sin variación”, amarillo “inestable”, naranja “variación significativa” y rojo “esperable desarrollo de un evento eruptivo”.

Esta fase eruptiva altamente explosiva y no anticipada del volcán Calbuco, ha generado incertidumbre y controversia entre la comunidad en general. Diversos estudios han analizado los parámetros físico-químicos de la erupción (e.g. Bertin et al., 2015; Marzano et al., 2018; Romero et al., 2016; Segura et al., 2015; Valderrama et al., 2015), mientras otros

se han enfocado en descifrar los mecanismos precursores. Dentro de esto último, el inicio de la erupción ha sido explicado en base a interpretaciones petrológicas y geoquímicas como el producto de sobrepresión en la cámara magmática, ocasionada por i) exsolución de volátiles al interior de la cámara, e inducida por procesos de cristalización (Arzilli et al., 2019; Castruccio et al., 2016); ii) la intrusión de un pequeño cuerpo magmático en la base del reservorio, de igual o diferente composición a la del magma residente (Castruccio et al., 2016; Morgado et al., 2019); o iii) la inyección de un fundido residual hacia la cámara (Namur et al., 2020).

1.2. Problema de investigación

La relación entre la deformación cortical y la sismicidad en zonas volcánicas activas es un tema complejo y aún poco comprendido. Esta relación depende de diversos procesos y factores que controlan la dinámica interna del sistema, entre ellos, la configuración tectónica del área y el *background* de sismicidad (Pedersen et al., 2007). Múltiples escenarios han sido descritos en las últimas décadas. Incluyendo casos donde la intrusión de un cuerpo magmático solo se manifiesta como deformación del suelo volcánico sin señales sísmicas asociadas (e.g. de Zeeuw-van Dalssen et al., 2004; Lu et al., 2000). Otros donde se ha demostrado que los movimientos de magma que causan la deformación también son el principal mecanismo de activación de los enjambres sísmicos (e.g. Bransdóttir & Einarsson, 1979; Domínguez Cerdeña et al., 2018; Toda et al., 2002; Wright et al., 2006). Y casos, donde la deformación del piso volcánico antecede a la sismicidad (e.g. Langbein et al., 1993).

Dentro del historial sísmico del volcán Calbuco, el número promedio de sismos VT registrados desde 2010 (comienzo del monitoreo instrumental) hasta principios de 2015 era de 1 o menos eventos por día, con magnitudes locales (M_L), en general, menores a M_L 1.0. Sin embargo, un año antes de la erupción, ocurrió un *peak* de tres eventos sísmicos generados a gran profundidad (~ 16 km), de los cuales dos fueron tipo VT, registrando el mayor de ellos una magnitud de M_L 3.0 (SERNAGEOMIN et al., 2014). Además, a partir de febrero de 2015 y hasta el día previo a la erupción, hubo un incremento continuo de la sismicidad, con la ocurrencia de 1-2 eventos VT/día y un aumento gradual en la magnitud de los sismos (Valderrama et al., 2016). En cuanto a la deformación, las variaciones registradas por un inclinómetro electrónico instalado a 4,6 km hacia el noroeste del cráter principal, indican

subsistencia co-eruptiva del piso volcánico (Valderrama et al., 2015). Estas mediciones coinciden con los resultados obtenidos por un estudio InSAR realizado por Delgado et al. (2017). En cuanto a la deformación pre-eruptiva, según reportes de SERNAGEOMIN (en: <http://sitiohistorico.sernageomin.cl>), el inclinómetro no evidenciaba alteraciones asociadas a aumento de la actividad interna, además, Delgado et al. (2017) tampoco detectaron muestras claras de deformación.

Pese a la gran cantidad de estudios sobre esta erupción, aún no existe consenso sobre su origen, quedando ciertas incógnitas sin resolver. Dentro de esto, una cuestión poco clara es la ausencia de señales previas de deformación del suelo volcánico, pese a que las variaciones sísmicas comenzaron meses antes. Estas variaciones habrían estado relacionadas con cambios en la dinámica interna del volcán, y hasta ahora, son el único indicador de actividad pre-eruptiva (Valderrama et al., 2015). Ya que a menudo la sismicidad y la deformación en zonas volcánicas están relacionadas (Pedersen et al., 2007), e incluso, existen evidencias de que deformación puede anteceder a la sismicidad, cabe la posibilidad de que las señales de deformación en superficie no hayan sido detectadas, lo que, en caso hipotético, podría deberse a que el área de cobertura del inclinómetro estaba alejada del área de los desplazamientos, o que, de haber registrado variaciones, estas hayan sido desestimadas por su baja señal.

En cuanto al análisis con InSAR, la precisión de las mediciones de deformación en volcanes de gran altura, como la mayoría de los estrato-volcanes de la ZVS, es comúnmente afectada por retrasos de fase atmosféricos (Pritchard & Simons, 2004; Zebker et al., 1997). Estos retrasos, junto a otros efectos, suelen superponerse “enmascarando” las señales de deformación, pudiendo aportar errores de hasta 10 cm (Hanssen, 2001). Esto sucede principalmente en periodos con tasas bajas de deformación, como periodos de relativa quietud en sistemas volcánicos activos (Pinel et al., 2014). Según Delgado et al. (2017), la ausencia de señales claras de deformación pre-eruptiva en el volcán Calbuco podría deberse a un fuerte retraso atmosférico cubriendo la señal de la deformación, entre otras posibles causas intrínsecas del sistema.

Dado que, el conocer con mayor detalle los diferentes parámetros asociados a esta erupción es fundamental para comprender su origen y, sobre todo, anticipar futuros eventos

de similares características, el presente estudio realizó un nuevo análisis de la deformación con InSAR, y lo aplicó modelamiento de las condiciones magmáticas internas. Durante el procesamiento se testearon diversos filtros y correcciones que permitieron reducir el aporte de las diferentes señales que podrían enmascarar las señales de deformación.

1.3. Hipótesis

Dado el incremento de la tasa de sismicidad del volcán Calbuco meses antes de la erupción, se propone, a modo de hipótesis inicial, que el volcán experimentó cambios de forma o volumen en su estructura durante los meses previos a esta erupción, las cuales habrían sido expresados a través de tasas relativamente bajas de desplazamiento superficial.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Determinar las características superficiales de la deformación asociada a la fase eruptiva de abril de 2015 en el volcán Calbuco, y aplicarlo en la caracterización de la dinámica interna.

1.4.2. Objetivos específicos

- Identificar la distribución de la deformación superficial asociada a la erupción.
- Estimar las tasas de deformación superficial.
- Determinar las características de la fuente de deformación.

1.5. Ubicación

El volcán Calbuco se encuentra ubicado en la Región de Los Lagos, Sur de Chile, específicamente en las coordenadas 41°20'S - 72°39'O. Hacia el oeste del volcán, en su entorno cercano, se encuentran las ciudades de Puerto Montt y Puerto Varas, a 32 y 30 km de distancia respectivamente. Además, a poca distancia, se ubican los poblados de Ensenada y Correntoso, a 16 y 15 km respectivamente (Figura 1.2).

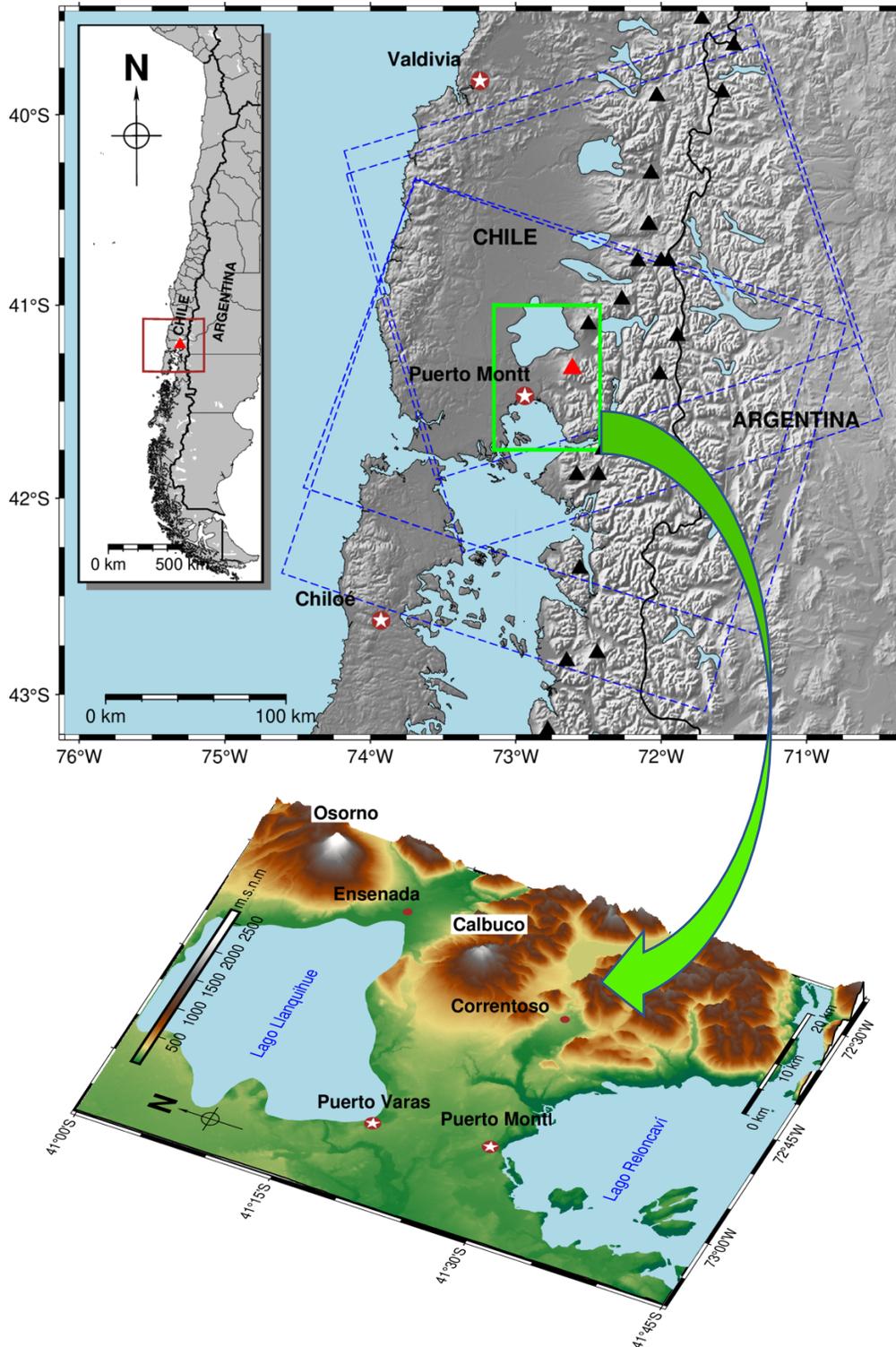


Figura 1.2. Mapa de ubicación del Volcán Calbuco. **Arriba** se muestra la localización del volcán (triángulo rojo) en el contexto regional, junto a otros volcanes activos de los Andes Chilenos (triángulos negros). Se resalta además, el área de cobertura de las imágenes SAR utilizadas en este estudio (líneas segmentadas). **Abajo** se observa una imagen 3D detallando la geografía local del área que envuelve al volcán.

1.6. Datos y metodología

Este estudio contempla la aplicación de Interferometría de Paso Repetido (Massonnet & Feigl, 1998) para el análisis co-eruptivo con imágenes Sentinel-1A (S1A). El periodo fue cubierto con un par de imágenes (par interferométrico) de órbita ascendente (capturadas el 14/04/2015 y el 26/04/2015), y un par interferométrico de órbita descendente (capturadas el 21/04/2015 y el 03/05/2015). Para los periodos pre y post-eruptivo, se analizaron Series de Tiempo InSAR, mediante el algoritmo *Small Baseline Subset* (SBAS; Berardino et al., 2002). Los *sets* de escenas S1A utilizados se detallan en la tabla 1.1.

Las imágenes Sentinel-1 son obtenidas por un sistema SAR lanzado a la órbita en 2014 por la Agencia Espacial Europea. Estas fueron descargadas desde la página de *Alaska Satellite Facility* (ASF) (<https://search.asf.alaska.edu/#/>), en las modalidades *Single Look Complex* (SLC) e *Interferometric Wide-Swath* (IW). Estas escenas son capturadas en vista lateral con ángulos incidentes que varían de 31° a 46° desde la vertical, y resolución de 5 m x 20 m en dirección de rango y azimut respectivamente. Los archivos de órbita precisa fueron descargados desde https://qc.sentinel1.eo.esa.int/aux_poeorb/. Un Modelo de Elevación Digital (DEM) SRTM1 con resolución de 30 metros fue obtenido desde <https://topex.ucsd.edu/gmtsar/demgen/>. El procesamiento según cada método fue realizado a través del paquete de libre acceso GMTSAR 6.1 (Sandwell et al., 2011).

Como se mencionó, dentro del análisis InSAR existen diferentes señales que se superponen a la señal de la deformación. Para reducir los errores inducidos por otras contribuciones, se probaron dos enfoques: i) la superposición de corrección troposférica mediante productos GACOS (Yu et al., 2017) y corrección orbital de rampa de fase con modelo cuadrático, y ii) la superposición de corrección empírica de fase-elevación y corrección con productos GACOS. Previamente, se realizó un filtrado de banda y la calibración de datos a partir de un punto de referencia estable dentro del área, ubicado en las coordenadas lat/lon -41.4798/-73.0320. Por último, para cuantificar y validar las correcciones, se estimó la reducción de la desviación estándar (STD), mediante la siguiente fórmula:

$$\Delta STD_{total} = \frac{STD_{inicial} - STD_{final}}{STD_{inicial}} \quad (1.1)$$

Para determinar el origen de los desplazamientos observados con InSAR se consideraron tres modelos analíticos, clásicamente aplicados en estudios sobre volcanes, incluyendo un modelo de fuente esférica (Mogi, 1958), de fuente esferoidal (Yang et al., 1988) y de dislocación rectangular (Okada, 1985). Las inversiones fueron generadas mediante el *software* liberado *Geodetic Bayesian Inversion Software* (GBIS; Bagnardi & Hooper, 2018). El *software* GBIS incorpora el método Markov-chain Monte Carlo combinado con el algoritmo Metropolis-Hastings (MH), para encontrar la distribución de probabilidad *a posteriori* de los diferentes parámetros referentes a cada modelo. Para reducir la matriz de datos InSAR de entrada se aplicó el algoritmo *Quadtree*. Durante las inversiones se asumió un coeficiente de Poisson $\nu = 0.25$. Finalmente, para seleccionar el modelo con mejor ajuste, se estimó el error cuadrático medio (RMSE) de los valores residuales, o diferencia entre los datos InSAR y los datos modelados, mediante la siguiente fórmula:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (r_i)^2}{n}} \quad (1.2)$$

Con r como el valor residual o diferencia entre datos y n el número de muestras.

Descripciones teóricas más acabadas sobre las metodologías aquí utilizadas se encuentran en los capítulos 3 y 4 de este trabajo.

Pre-erupción			Post-erupción		
Trayecto de órbita	Path/frame	Fecha de captura (dd/mm/aa)	Trayecto de órbita	Path/frame	Fecha de captura (dd/mm/aa)
descendente	83/730	23-10-14	descendente	83/730	15-05-15
descendente	83/730	16-11-14	descendente	83/730	08-06-15
descendente	83/730	10-12-14	descendente	83/731	02-07-15
descendente	83/730	03-01-15	descendente	83/731	26-07-25
descendente	83/730	27-01-15	descendente	83/731	19-08-15
descendente	83/730	20-02-15	descendente	83/731	12-09-15
descendente	83/730	04-03-15	descendente	83/731	06-10-15
descendente	83/730	28-03-15	descendente	83/731	30-10-15
descendente	83/730	21-04-15	descendente	83/730	17-12-15
			descendente	83/730	10-01-16
			descendente	83/730	27-02-16
			descendente	83/730	22-03-16

Tabla 1.1 Imágenes Sentinel-1A para el análisis de Series de Tiempo y sus atributos.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO VOLCANO-TECTÓNICO

2.1. Arco Volcánico de los Andes

El margen oeste de Sudamérica se desarrolla como un límite de placas activo donde tiene lugar la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana. En la actualidad, el ángulo de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es N75-80°E, con una velocidad de 7.8-8.4 cm anuales (DeMets et al., 1990). Mientras que el ángulo de subducción, definido por la zona Wadati-Benioff, varía entre 0 a 30° hacia el este (Cahill & Isacks, 1992).

Estudios geoquímicos han confirmado la relación genética entre la subducción de placas y el volcanismo, siendo este último el producto de la deshidratación e interacción de fluidos liberados desde la litósfera oceánica subductada con el manto astenosférico que la sobreyace (Thorpe, 1984). En el área, la subducción da lugar a un potente arco ubicado al este de la fosa, denominado Arco Volcánico de los Andes (figura 2.1). El volcanismo activo se distribuye en cuatro segmentos latitudinales a lo largo del arco, conocidos como Zona Volcánica Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14°S-28°S), Sur (ZVS; 33°S-46°S) y Austral (ZVA; 49°S-55°S), los cuales se encuentran separados por zonas con ausencia de volcanismo activo, denominadas *flat-slab zones* (Stern, 2004).

2.2. Zona Volcánica de los Andes del Sur

La ZVS es el segmento del Arco Volcánico de los Andes que se extiende desde los 33°S hasta los 46°S (figura 2.2.), por aproximadamente 1400 km de largo. Esta reúne más de 70 estratovolcanes y campos volcánicos gigantes de edad Pleistoceno-Holoceno, junto con nueve calderas volcánicas y cientos de centros eruptivos menores (Stern et al., 2007). El segmento ha sido subdividido en cuatro provincias en base a las características petrográficas, geoquímicas y tectono-estructurales de los centros volcánicos (López Escobar et al., 1995b). Estos son los segmentos Norte (33°S-34,5°S), Transicional (34,5°S-37°S), Central (37°S-41,5°S) y Sur (41,5°S- 46°S).

El entorno tectónico de la ZVS se caracteriza por la convergencia oblicua entre placas, y un ángulo de subducción que incrementa de 20° a 25° de norte a sur (Stern et al., 2007). Los límites septentrional y meridional de la ZVS coinciden, respectivamente, con la subducción del Ridge de Juan Fernández y el Ridge de Chile en la Fosa Chile-Perú (Stern, 2004). Por último, el espesor de la corteza bajo el arco volcánico decrece regularmente desde ~50 km a 35 km entre los 33°S - 46°S (Tassara & Echaurren, 2012).

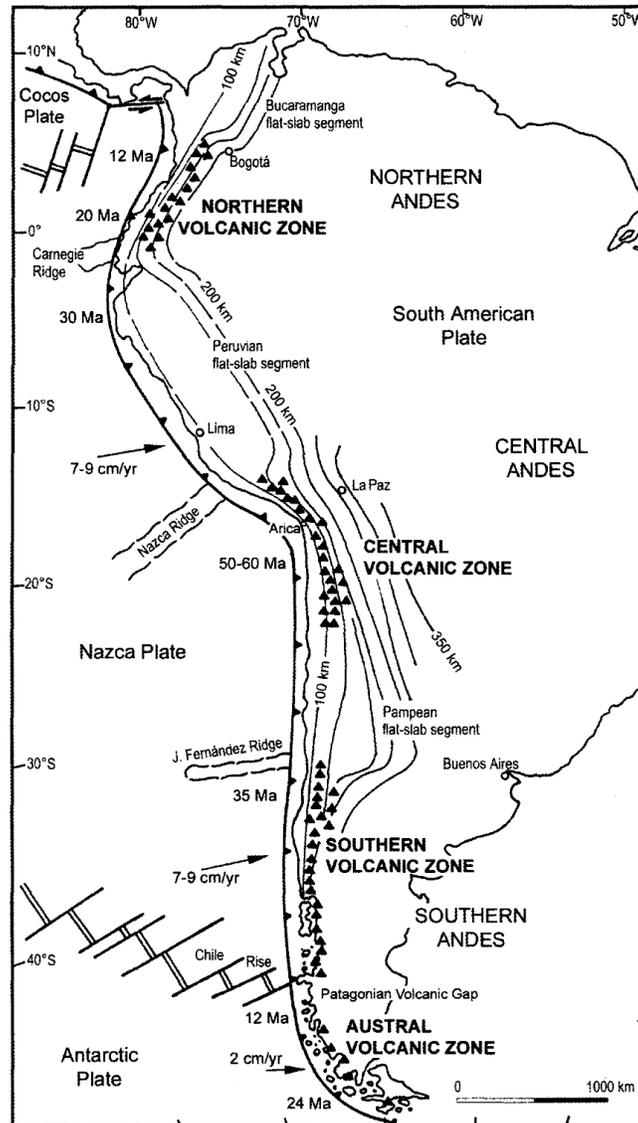


Figura 2.1. Mapa esquemático de Sudamérica. Se observa la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y el Arco Volcánico de los Andes. Este último segmentado en cuatro zonas volcánicas activas divididas por segmentos *flat slab*. Extraído de Stern (2004).

Un rasgo estructural determinante sobre la ZVS es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Hervé et al., 1979). Este sistema se extiende por el sur de Chile desde los 37°S hasta 46°S, con rumbo paralelo a la fosa. Evidencia geológica sugiere que la ZFLO ha estado activa desde el Neógeno (Hervé et al., 2017), cuya cinemática ha sido predominantemente transpresional-dextral desde al menos 6 Ma (Cembrano & Lara, 2009). Mediciones geodésicas actuales en diferentes segmentos de su traza principal revelan tasas rápidas de deslizamiento (e.g. $18,8 \pm 2,0$ mm/año en el segmento norte, Astudillo-Sotomayor et al., 2021; 11,6 - 24,6 mm/año en el segmento austral, De Pascale et al., 2021). Este sistema junto con estructuras transversales (NW-SE y NE-SW), ejercen un control directo sobre la ubicación y principales alineaciones de los centros eruptivos de la ZVS (e.g. Cembrano & Lara, 2009; De Pascale et al., 2021; Galland et al., 2007; López Escobar et al., 1995; Melnick et al., 2006), donde la mayoría de los estrato-volcanes se encuentran ubicados hacia el oeste y sobre la traza principal del ZFLO.

2.3. Volcán Calbuco

2.3.1. Geología

El volcán Calbuco (41°20'S) se ubica en la ZVS Central, a una distancia de ~230 km de la Fosa Chile-Perú. Este estratovolcán ha sido construido a partir de sucesivas etapas de actividad efusiva y explosiva, la cual se inició hace aproximadamente 300 mil años (Selles & Moreno, 2011), registrando al menos 21 erupciones pre-históricas (Global Volcanism Program), y al menos 12 erupciones históricas (Petit-Breuilh, 1999). Su edificio volcánico tiene forma de cono truncado, con una base elíptica de aproximadamente 180 km², y con un volumen total estimado entre 100 y 120 km³. Su cima se eleva 2003 m.s.n.m., y se encuentra cubierta permanentemente por un glaciar pequeño que durante temporada invernal exhibe un extenso manto de nieve sobre la cota 1000 (Selles & Moreno, 2011).

Los materiales emitidos por el volcán incluyen flujos de lava y productos piroclásticos de composición predominantemente andesítica y andesítico-basáltica (Selles & Moreno, 2011). Según López Escobar et al. (1995b), esto representa una anomalía con respecto a la geoquímica de la ZVS Central, donde predominan los magmas basálticos y basáltico-andesíticos, lo que estaría relacionado con un mayor grado de asimilación cortical para el

magma emitido por el volcán Calbuco, cuyas lavas se caracterizan por contener un gran número de xenolitos corticales incluyendo clastos metamórficos.

El basamento del área está constituido por rocas metamórficas del Paleozoico Superior, las cuales fueron intruídas, entre el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano, por los plutones calco-alcalinos del Batolito Norpatagónico (BNP; 40°-53°S) (Selles & Moreno, 2011). En el entorno cercano del volcán Calbuco, el BNP se encuentra conformado por rocas plutónicas miocenas de composición tonalítica, diorítica y granodiorítica principalmente, con edades comprendidas entre los 20 y 12 Ma (Adriasola et al., 2006).

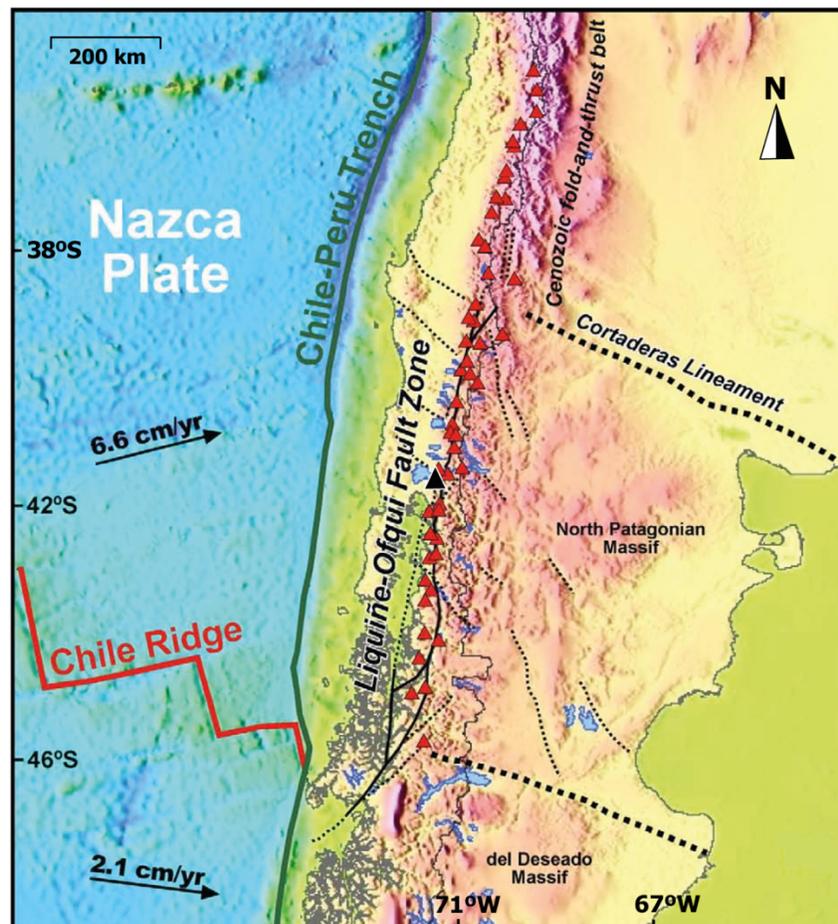


Figura 2.2. Principales rasgos tectónicos de los Andes Chilenos asociados a la Zona Volcánica Sur (33°S-46°S). Los principales centros volcánicos del segmento han sido representados como triángulos en rojo, y el Volcán Calbuco como un triángulo en negro. Se observa el Punto Triple Chileno donde convergen las placas Sudamericana, de Nazca y Antártica, estas dos últimas separadas por el *Ridge* de Chile. Además, se observa la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, así como algunos lineamientos oblicuos al arco volcánico. Modificado de Cembrano & Lara (2009).

Selles & Moreno (2011) identificaron cuatro unidades principales que conforman el material de edificación del volcán, las cuales fueron depositadas desde el Pleistoceno Medio hasta tiempos históricos, incluyendo su penúltima fase eruptiva menor en 1972. En general, estas unidades se encuentran conformadas por coladas de lava de composición andesítica, andesítico-basáltica y, más escasamente, dacítica y basáltica, intercaladas con depósitos piroclásticos, depósitos volcanoclásticos provenientes de flujos laháricos, y flujos de avalancha. Estos últimos resultantes de la ruptura y deslizamiento de una parte del edificio hace aproximadamente 14 mil años.

En cuanto a la configuración estructural, el volcán Calbuco se encuentra a ~25 km hacia el oeste de la traza principal de la ZFLO (figura 2.3). y, a diferencia de otros volcanes de la ZVS, no exhibe rasgos estructurales evidentes, como fallas o alineaciones, sobre su estructura (Selles & Moreno, 2011). Esto, en comparación con otros centros eruptivos más próximos a la ZFLO, sería uno de los factores que influenciarían un mayor grado de asimilación cortical del magma en el volcán Calbuco, debido a la baja densidad de estructuras a gran escala facilitando el ascenso del magma hacia superficie (López Escobar et al., 1995b).

2.1.1. Registro eruptivo histórico

El número total de erupciones históricas registradas es ambiguo. Según el Global Volcanism Program (<https://volcano.si.edu>) el registro histórico del volcán Calbuco se compone de 14 fases eruptivas confirmadas y una no confirmada, esto en un periodo comprendido entre 1792 y 2015. Por otro lado, la recopilación bibliográfica realizada por Petit-Breuilh (1999) (en Selles & Moreno, 2011) indica 12 fases eruptivas ocurridas entre 1792 y 1972. Erupciones explosivas mayores ocurrieron en 1893-95, 1961 y 2015 (figura 2.4), las cuales han sido clasificadas como eventos sub-plinianos, y se caracterizaron por el desarrollo de grandes columnas eruptivas de más de 12 km de altitud y marcada sismicidad. Otros eventos menores, como los ocurridos en 1906-07 y 1911-12, han sido identificados como erupciones vulcanianas (Romero et al., 2021).

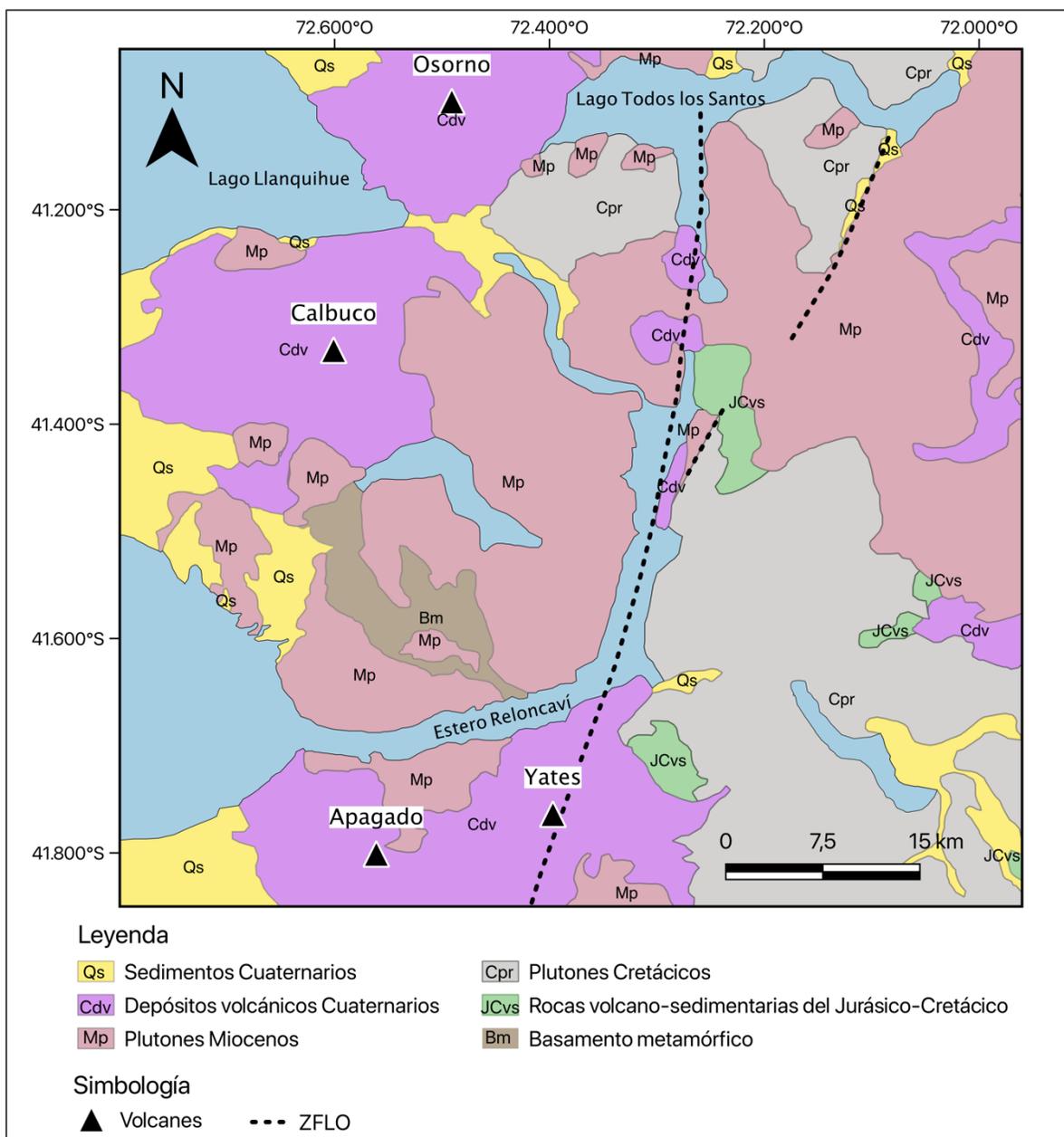


Figura 2.3. Mapa geológico del Área Reloncaví. Se observa el entorno cercano del volcán Calbuco y la traza principal de la ZFLO hacia el este del macizo. Modificado de Adriasola et al. (2006).

La actividad histórica incluye emisiones de material piroclástico (cenizas, lapilli y bombas), gases y flujos de lavas expulsados desde el cráter principal (Romero et al., 2021; Selles & Moreno, 2011). También, se han registrado la formación de domos y espinas al interior del cráter, además de oleadas piroclásticas y flujos laháricos descendiendo con gran energía por las laderas del volcán (tabla 2.1). En cuanto a la actividad pre-eruptiva, diversas

manifestaciones fueron percibidas por habitantes de las localidades cercanas, e incluso en zonas más alejadas. Estas consistieron en fuertes sismos, ruidos subterráneos y actividad fumarólica principalmente.

En cuanto al volumen del material expulsado por el volcán, éste ha sido variable a través sus distintas fases eruptivas. Durante 2015 se generaron alrededor de 0,38 km³ de material volcánico (Castruccio et al., 2016; Romero et al., 2021), mientras que para la erupción de 1961 el volumen mínimo estimado es de 0,17 km³ (Romero et al., 2021). En tanto, la fase eruptiva de 1893-95, además de ser la más larga de tiempos históricos, fue la que generó la mayor cantidad de material extruido, acumulando más del doble del material que en la fase de 2015 (Romero et al., 2021).

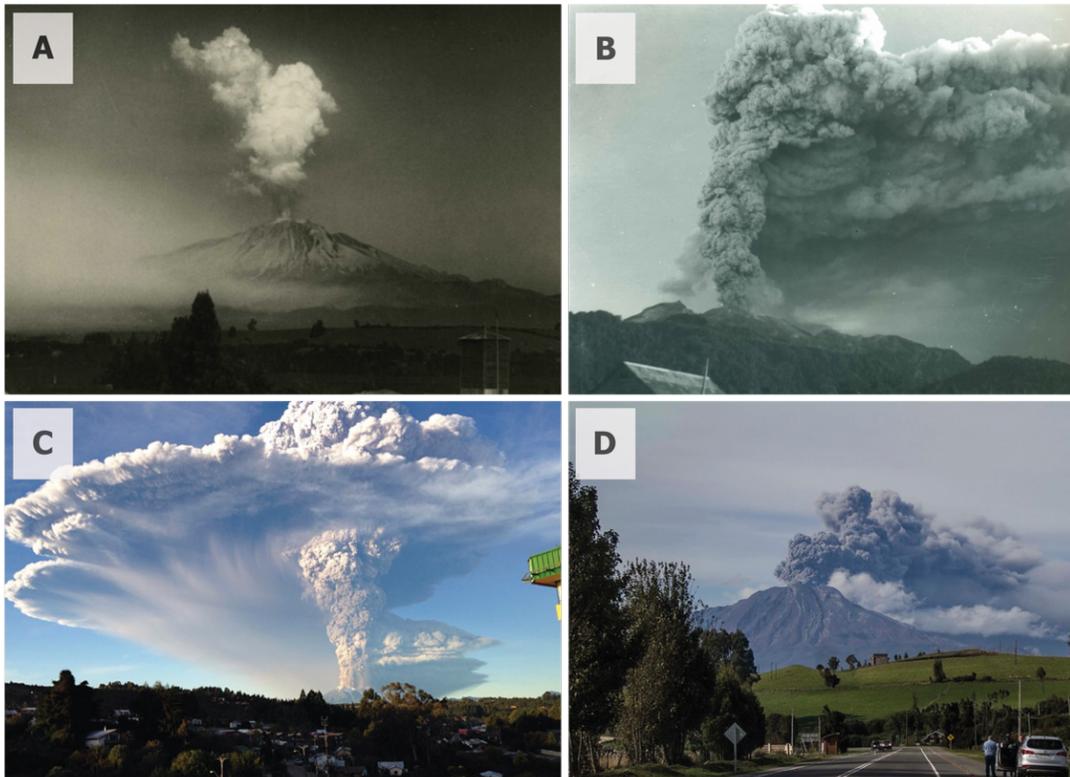


Figura 2.4. Fotografías históricas de la actividad eruptiva del volcán Calbuco: **A.** Erupción de 1929 capturada el día 6 de enero desde la ciudad de Puerto Varas (<http://www.bibliotecanacionaldigital.gob.cl/>). **B.** Gran erupción de 1961 capturada el día 21 de febrero desde Río Blanco, camino al lago Chapo (<https://www.memoriasdelsigloxx.cl/>). **C.** Erupción mayor del 22 de abril de 2015, donde se observa la gran columna de cenizas >12 km (<https://www.emol.com/>). **D.** Erupción menor el día 30 de abril de 2015, la columna eruptiva alcanzó 3 km de altitud (<https://www.theclinic.cl/>).

Año	Actividad eruptiva	Actividad previa percibida
1792	Erupción explosiva acompañada de fuertes sismos	-
1845?	Erupción (?) sin mayores antecedentes	-
1893-95	Generación de un domo al interior del cráter principal, junto con erupciones explosivas menores (desde febrero). Posteriormente, se produjeron grandes explosiones (columnas \approx 12 km) en diferentes periodos desde abril hasta noviembre de 1983 que generaron flujos de lahares calientes. Entre 1894-95 se desarrollaron erupciones menores que fueron decreciendo en número e intensidad, durante las cuales el volcán emitió vapor de agua y/o cenizas.	Actividad fumarólica, ruidos subterráneos y sismos que precedieron o acompañaron a gran parte de las erupciones.
1906-07	Erupción explosiva menor con emisión de cenizas.	-
1911-12	Formación de un domo y posterior erupción con emisión de cenizas y formación de una espina volcánica dentro del cráter.	-
1917	Erupción explosiva con emisión de cenizas, flujos de lava y generación de lahares. Formación de tres espinas que sobresalieron del domo central.	-
1927?	Erupción (?) sin mayores antecedentes	-
1929	Erupción explosiva acompañada por un fuerte sismo que fue percibido hasta en territorio argentino. Emisión de productos piroclásticos (cenizas y oleadas piroclásticas), emisión de lavas y generación de lahares. La actividad eruptiva se extendió por 3 días.	Fuertes ruidos subterráneos durante la noche anterior.
1932	Erupción explosiva intensa.	-
1945	Erupciones explosivas que se extendieron por aproximadamente un mes.	-
1961	Erupción explosiva con emisión de cenizas y bombas (columna \approx 12 km), emisión de lavas y generación de lahares calientes.	Actividad fumarólica de baja intensidad, sismos. y ruidos subterráneos.
1972	Erupción débil con emisión de cenizas.	Sismos de baja intensidad y ruidos subterráneos.
2015	Erupciones explosivas con emisión de productos piroclásticos (cenizas y bombas), columnas eruptivas >15 km, con generación de lahares.	Ruidos subterráneos y sismicidad percibidos tres horas antes (Castruccio et al., 2016)

Tabla 2.1. Resumen de la actividad eruptiva del volcán Calbuco, a partir de los datos recopilados por Petit-Breuilh (1999) en Selles & Moreno (2011), junto con las observaciones de la erupción de 2015.

CAPÍTULO 3

GEODESIA ESPACIAL INSAR

En teledetección, el análisis InSAR destaca por ser una herramienta excepcional para detectar y medir la deformación de la superficie. Esta técnica se basa en la combinación de datos adquiridos por un Radar de Apertura Sintética, también denominado SAR (del inglés *Synthetic Aperture Radar*). El SAR es un sensor activo que irradia pulsos de microondas, cuyas principales ventajas son la capacidad de penetrar capas densas de nubosidad y de operar durante día y noche (ESA, 2007). Su funcionamiento consiste básicamente en la radiación de pulsos electromagnéticos, que al incidir sobre la superficie son dispersados en varias direcciones, algunas de estas señales retornan hacia la antena receptora (retro-dispersión), y son capturados por el sensor en función de su amplitud, fase, polarización y tiempo de retorno (Nievinski, 2004). Esta información es procesada y almacenada como imágenes de alta resolución.

Dentro del rango de las microondas, existen diferentes anchos de banda en que operan los radares, las cuales varían según su frecuencia y longitud de onda. Las más utilizadas por las plataformas satelitales son las bandas L, C y X (Pinel et al., 2014). Estas bandas son empleadas para diferentes propósitos según su capacidad de penetración e interacción con la superficie (tabla 3.1).

Banda	Longitud de onda	Frecuencia	Capacidad y aplicación
X	2.5 - 3.75 cm	8 - 12 GHz	Alto nivel de precisión en estudios del suelo, pero limitado a áreas sin elementos de decorrelación. Inoperante para estudios del subsuelo y de la humedad.
C	3.75 - 7.5 cm	4 - 8 GHz	Capacidad para trabajar con deformaciones a menor escala. Inoperante en zonas de vegetación densa.
L	15 - 30 cm	1 - 2 GHz	Capacidad de penetración más alta, logrando traspasar zonas con vegetación densa y capas de hielo superficial. También es utilizada para estudios de humedad del suelo.

Tabla 3.1. Resumen de propiedades de las principales bandas espectrales utilizadas por los satélites radar, las cuales se encuentran dentro del espectro electromagnético de las microondas.

3.1. Satélites SAR

La tecnología SAR fue creada como una herramienta de reconocimiento militar durante los años 50', sin embargo, su máximo desarrollo se ha dado en el campo de la geodesia y el monitoreo de la superficie terrestre (ETHW, 2015). A contar de 1991, un gran número de satélites equipados con sensores SAR han sido enviados a la órbita de la Tierra (figura 3.1), e incluso, algunas misiones astronómicas los han utilizado para estudiar la superficie de otros planetas del sistema solar.

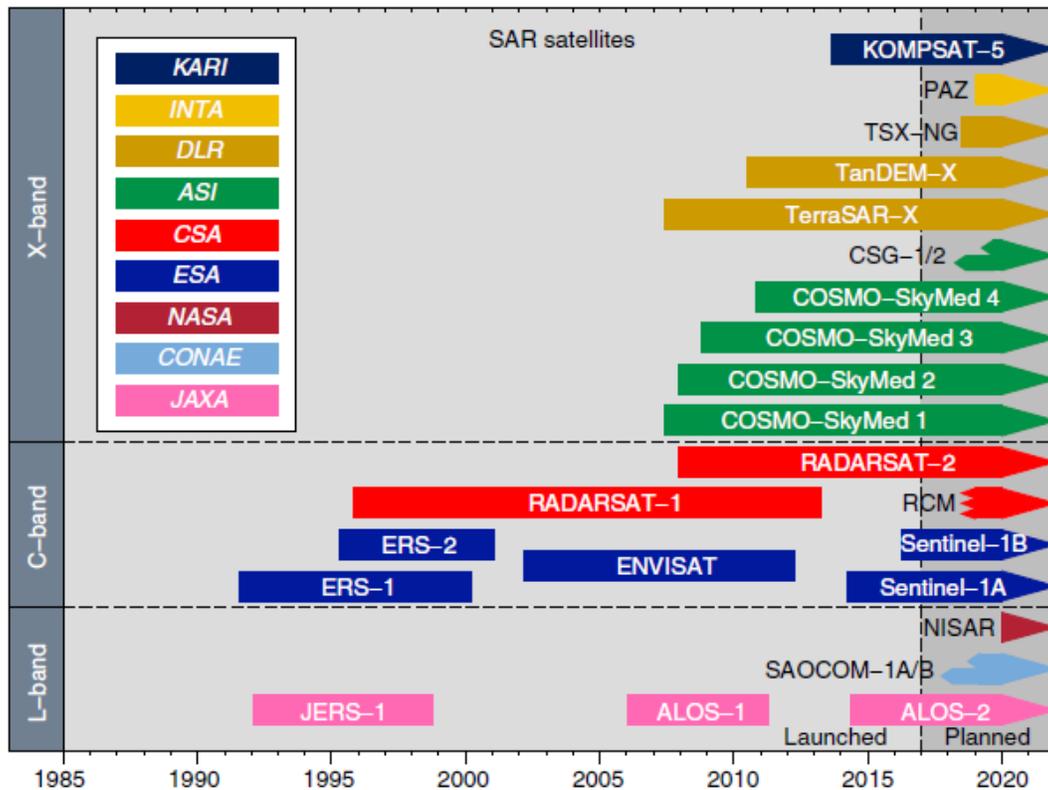


Figura 3.1. Satélites que han adquirido imágenes SAR hasta la fecha, y próximos lanzamientos (NISAR en 2022). Se muestra la banda espectral en que operan y sus respectivas agencias. Extraído de Elliot *et al.* (2016).

En general, todos los satélites SAR rodean la Tierra siguiendo órbitas cuasi polares de baja altitud. Las imágenes generadas se clasifican según la dirección de vuelo como imágenes de órbita ascendente o de órbita descendente. Una imagen ascendente es generada por el recorrido de sur a norte del satélite y una imagen descendente por el recorrido en dirección inversa (figura 3.2.A).

El sensor ilumina la superficie en ángulo oblicuo llamado ángulo de incidencia, el cual varía entre 10° y 50° con respecto a la vertical. La información es registrada dentro de la línea de visión o LOS (del inglés *Line of Sight*; figura 3.2.B), lo cual implica que las componentes norte, este y vertical quedan como cuasi-miradas. El objetivo iluminado queda definido por dos direcciones perpendiculares entre sí: el azimut y el rango de alcance. El azimut equivale a la dirección de vuelo del satélite, mientras que el rango de alcance corresponde a la dirección de visión del radar (Pinel et al., 2014).

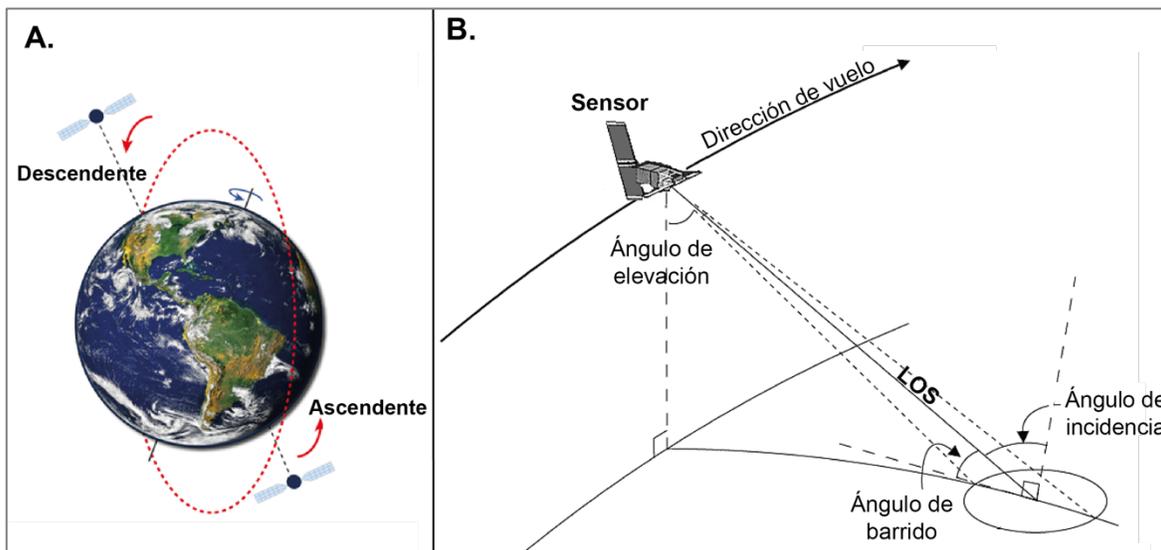


Figura 3.2. A. Recorrido del satélite en órbita cuasi polar. Se observa el modo de captura ascendente y descendente (modificado de Özer et al., 2018). B. Geometría de adquisición del satélite. Se observa el ángulo de incidencia que se forma entre el LOS y la línea vertical a la superficie (modificado de Nievinski, 2004).

3.2. Imágenes SAR

Cada pixel que compone una imagen SAR se encuentra asociado a un número, el cual almacena la información capturada por el sensor, específicamente, los valores de amplitud y la fase de la señal retro-dispersada (Nievinski, 2004).

La amplitud corresponde a la fuerza de la señal retro-dispersada (Osmanoğlu et al., 2016). Este valor depende de las características físico-químicas de la superficie, como la rugosidad, humedad, pendiente y propiedades eléctricas del suelo (ESA, 2007).

La radiación emitida por el radar, así como la señal retro-dispersada, se propagan en el aire en forma de ondas sinusoidales. El ciclo de la onda, es decir, el recorrido entre dos máximos o dos mínimos, es igual a 2π radianes. La fase representa la situación instantánea en el ciclo (figura 3.3), la cual va de $+\pi$ a $-\pi$ para cada longitud de onda recorrida en el rango sensor-superficie (Osmanoğlu et al., 2016). El valor de la fase queda expresado en la siguiente ecuación (ESA, 2007):

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} 2R = \frac{4\pi}{\lambda} R \quad (1.1)$$

donde:

ϕ es la fase,

R es el rango o distancia entre el sensor y el objetivo,

λ es la longitud de onda.

3.3. Interferometría Radar de Apertura Sintética – InSAR

El término “interferometría” surge por la combinación de las palabras interferencia y medición. Esto se relaciona con que el principio de esta técnica es medir la interferencia de las señales retro-dispersadas por un mismo objetivo (Pinel et al., 2014). Lo anterior se consigue al combinar dos imágenes SAR obtenidas por dos satélites que adquieren imágenes simultáneamente sobre una misma área (*Single-Pass Interferometry*), o por un satélite que adquiere imágenes en dos periodos diferentes (*Repeat-Pass Interferometry*). Este último método, el cual se aplica en este estudio, ha sido ampliamente utilizado para medir deformación superficial (e.g. Dzurisin, 2019; Massonnet & Feigl, 1998; Parker, 2017; Pinel et al., 2014; H. A. Zebker et al., 2000).

La imagen obtenida se denomina “interferograma”, este equivale a la combinación pixel a pixel, de la primera imagen con el conjugado complejo de la segunda, donde la amplitud resultante corresponderá a la multiplicación de los valores de amplitud entre pixeles, mientras que la fase interferométrica corresponderá a la diferencia de fase entre estos valores (ESA, 2007).

Dado que los satélites nunca adquieren imágenes sucesivas de exactamente el mismo lugar (Pinel et al., 2014), un concepto importante a considerar es el término “*baseline*”, el

cual corresponde a la distancia de separación existente entre radares (figura 3.4). La línea imaginaria que se forma entre los puntos de medición del sensor posee un vector paralelo (B_{\parallel}) y uno perpendicular (B_{\perp}), con respecto a la línea de visión (LOS), cuya suma define la magnitud del *baseline* (figura 3.4) (Osmanoğlu et al., 2016).

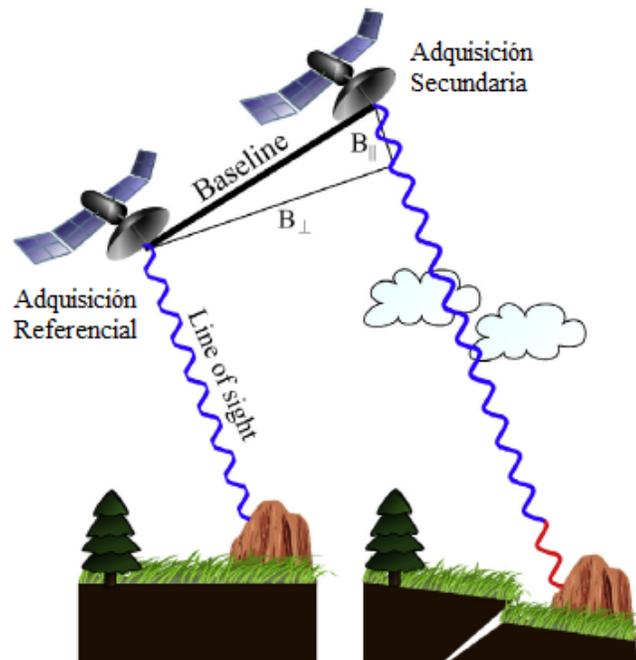


Figura 3.3. Ilustración esquemática de la Interferometría de Paso Repetido. Se muestra las adquisiciones de dos imágenes SAR: adquisición referencial antes de un evento de deformación (**izquierda**) y adquisición secundaria posterior a dicho evento (**derecha**). La porción roja de la señal electromagnética captada corresponde a la diferencia de fase entre las dos adquisiciones. Modificado de Osmanoğlu et al. (2016).

El análisis de la deformación se realiza a partir de la fase interferométrica, ésta incluye el aporte de las distintas señales que generan diferencias de fase, las cuales han sido reunidas en la siguiente ecuación (Osmanoğlu et al., 2016):

$$\Delta\phi = \phi_{flat} + \phi_{topo} + \phi_{orbit} + \phi_{defo} + \phi_{tropo} + \phi_{iono} + \phi_{scat} + \phi_{noise} \quad (1.2)$$

donde

$\Delta\phi$: diferencia de fase entre adquisiciones SAR o fase interferométrica.

ϕ_{flat} : fase tierra plana.

ϕ_{topo} : contribución de la fase topográfica.

- ϕ_{orbit} : fase de error inducida por la información de órbita.
- ϕ_{defo} : fase de deformación de la superficie.
- ϕ_{tropo} : contribución de la fase troposférica.
- ϕ_{iono} : contribución de la fase ionosférica.
- ϕ_{scat} : contribución de fase relacionada con las propiedades eléctricas de la superficie.
- ϕ_{noise} : combinación del ruido de fase.

Para medir la deformación, es fundamental remover las distorsiones aportadas por las diferentes señales incluidas en la ecuación 1.2, principalmente, la fase de la topografía y la fase tierra plana. La imagen final, en la cual es posible medir directamente la deformación, se denomina “interferograma diferencial”. Este se visualiza como un mapa de falsos colores, donde cada franja de color representa un cambio de fase a través del rango, que va de $+\pi$ a $-\pi$. Dado que los valores de la fase dentro del interferograma se encuentran envueltos entre $+\pi$ a $-\pi$, es común aplicar un procedimiento llamado desenrollado, mediante el cual se obtiene la fase desenvuelta (Ferreti, 2014; Osmanoğlu et al., 2016).

Finalmente, para la correcta interpretación de los resultados InSAR, se debe considerar: i) que las magnitudes medidas con esta técnica corresponden a desplazamientos relativos en la dirección LOS (Ferreti, 2014), ii) que la fase interferométrica es más sensible a cambios en la vertical que a cambios horizontales, esto debido a que la mayoría de los sensores SAR a bordo de satélites utilizan ángulos de elevación mayores a 45° desde la vertical (Lu & Dzurisin, 2014).

3.4. Coherencia y factores de decorrelación

La Coherencia mide la correlación entre píxeles de dos imágenes SAR. Dicho en otras palabras, mide la similitud entre las reflexiones de una misma celda unitaria (Ferreti, 2014). En interferometría, la reducción de la Coherencia puede ser ocasionado por diversos fenómenos denominados “factores de decorrelación” (Hu, 2019), los cuales son agrupados en diferentes categorías según su origen:

(1) decorrelación temporal inducida por cambios en la dispersión superficial entre adquisiciones, los cuales son ocasionados por mecanismos físicos como variaciones en la cobertura vegetal, nieve y agua, y otras propiedades intrínsecas del terreno;

(2) decorrelación geométrica producida por ligeras variaciones en el ángulo de incidencia entre las adquisiciones SAR;

(3) decorrelación termal relacionada con el ratio señal-ruido (SNR) del sistema SAR;

(4) decorrelación centroide Doppler relacionado con el cambio espectral en la dirección del azimut, e inducido por diferencias del centroide Doppler entre adquisiciones.

(5) errores orbitales inducidos por el espaciamiento o *baseline* espacial entre adquisiciones, y correlacionados con la contribución de la fase topográfica y fase tierra plana;

y (6) efectos atmosféricos relacionados con retrasos de fase en la tropósfera e ionósfera.

La pérdida de correlación entre píxeles genera ruido en los interferogramas, desde donde no es posible extraer información. En el análisis sobre volcanes, el ruido también puede estar asociado a fenómenos volcánicos que generan decorrelación temporal, como depositación de material piroclástico sobre la estructura, escurrimientos de lava y lahares, y deformación extrema del piso volcánico (Pinel et al., 2014)

3.5. Análisis InSAR de Series de Tiempo

Si bien en interferometría convencional se resalta la deformación persistente entre dos instantes de tiempo, este enfoque solo es útil cuando la deformación es episódica, es decir, los parámetros de la fuente no cambian a lo largo del tiempo y no se producen cambios estacionales de deformación. (Pinel et al., 2014).

El análisis de Series de Tiempo InSAR es una técnica que permite dar solución a estas problemáticas. Este consiste en el apilado y alineación de múltiples interferogramas diferenciales desenvueltos, los cuales son fusionados en una única imagen, y desde la cual es posible observar el desplazamiento superficial a través del tiempo (Zebker et al., 1997). Gracias a su aplicación en el área de la volcanología, ha sido posible detectar desplazamientos lentos de baja señal (< 10 mm/año; Hooper et al., 2012), desarrollados durante periodos de estabilidad y aparente quietud del sistema. Esto se debe a que los patrones de desplazamiento pueden ser estimados con mayor precisión cuando se procesan conjuntamente varias imágenes SAR (Pinel et al., 2014).

Varios algoritmos han sido desarrollados para analizar Series de Tiempo. Los más utilizados actualmente son *Persistent Scatterer Interferometry* (PSI; Ferretti et al., 2001) y *Small Baseline Subset* (SBAS; Berardino et al., 2002). Este último algoritmo, el cual ha sido aplicado en este estudio, se basa en la descomposición singular de valores y dispersores distribuidos, para conectar interferogramas independientes en el tiempo. En este análisis, el *baseline* espacial puede diferir hasta en un 25% del *baseline* crítico, que es el valor a partir del cual se pierde la coherencia entre imágenes y no es posible extraer información de los interferogramas. Además, el *baseline* temporal (diferencia temporal entre capturas) puede abarcar hasta 1 año (Osmanoğlu et al., 2016).

3.6. Correcciones InSAR

Como se menciona anteriormente, existen múltiples señales que aportan a la Fase interferométrica, junto a otros tantos factores que disminuyen el valor de la Coherencia, los cuales pueden disminuir significativamente la precisión de las mediciones InSAR. Es por esto que, para reducir dichas contribuciones, se suelen aplicar ciertos filtros y correcciones durante el procesamiento de los interferogramas.

Uno de los pasos claves para la correcta interpretación y medición de los desplazamientos con InSAR es remover las contribuciones de la fase tierra plana y la fase topográfica (Ferreti, 2014). Durante el procesamiento de las imágenes SAR, los softwares asumen la forma de la Tierra como plana, por lo cual se debe considerar la diferencia de fase entre esta y la forma real de la Tierra. Esta contribución se relaciona con el componente *baseline* paralelo, como se muestra en la ecuación 1.3 (Kampes, 2009), y puede ser removida por el software utilizando la información de órbita precisa del satélite y el datum geodésico.

$$\phi_{flat} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot B_{\parallel} \quad (1.3)$$

donde

ϕ_{flat} es la fase tierra plana,

B_{\parallel} es el *baseline* paralelo.

La contribución de la fase topográfica está relacionada con la topografía por encima del elipsoide de referencia terrestre, y es proporcional al *baseline* perpendicular, como se

indica en la ecuación 1.4 (ESA, 2007). Esta fase es removida por medio de la aplicación de un modelo de elevación digital (DEM) durante el procesamiento de los interferogramas.

$$\phi_{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp}}{R \sin \theta} \cdot \Delta Z \quad (1.4)$$

donde

ϕ_{topo} es la fase de la topografía,

B_{\perp} es el *baseline* perpendicular,

θ es el ángulo de mirada de la antena,

ΔZ es la topografía por sobre el elipsoide de referencia terrestre.

Tras remover la fases tierra plana y topográfica, gran parte de las distorsiones geométricas han sido extraídas. Sin embargo, el interferograma diferencial sigue conteniendo otras señales que aportan a la fase total. Una técnica común es la aplicación de filtros de banda, como el filtro de Goldstein (Baran et al., 2003; Goldstein & Werner, 1998) y el filtro Gaussiano, que son utilizados para reducir el ruido asociado a decorrelación geométrica, termal y centroide Doppler. Adicionalmente, existen diversas técnicas de corrección que son aplicadas para disminuir los efectos atmosféricos y los errores de órbita, las principales se detallan a continuación:

3.6.1. Corrección orbital de rampa de fase

Como se vio en las ecuaciones 1.3 y 1.4, la fases tierra plana y topográfica se relacionan directamente con las componentes *baseline* paralelo y *baseline* perpendicular respectivamente. Es por esto que cualquier error en la información de órbita dará como resultado un error en la fase residual (Osmanoğlu et al., 2016). Estos errores son comúnmente denominados de rampa de fase.

La incertidumbre esperada para errores orbitales en Series de Tiempo InSAR es de 1-2 mm/año en áreas de 100 km para satélites antiguos, y menos de 1 mm/año para satélites modernos (e.g. Sentinel-1) (Fattahi et al., 2017). Entonces, para reducir el aporte de la rampa fase, se suele aplicar un modelo con ajuste de datos. Algunos ejemplos son los modelos lineales, bilineales, cuadráticos y cúbicos, los cuales se aplican a la fase desenvuelta, y permiten eliminar longitudes de ondas largas.

3.6.2. Corrección atmosférica

Los pulsos electromagnéticos que se envían y retornan al SAR pueden experimentar retrasos en la atmósfera, estos son ocasionados por cambios en el vapor de agua, presión y temperatura de la troposfera (Albino et al., 2020; Baker & Amelung, 2012; Beauducel et al., 2000; Zebker et al., 1997), y por variaciones en el número de electrones libres en la ionósfera (Fattahi et al., 2017; Gray et al., 2000). Los retrasos atmosféricos presentan un componente estratificado, relacionado con la estratificación vertical de las propiedades atmosféricas, el cual se correlaciona con la topografía, y un componente turbulento, relacionado con turbulencias en la interacción superficie-atmósfera, y que se correlaciona espacialmente con longitudes de onda cortas (Hanssen, 2001).

3.6.2.1. Fase-elevación

Uno de los enfoques más simples para corregir retrasos estratificados es el método empírico de fase-elevación. Este consiste en estimar la correlación entre la fase del interferograma y la elevación, asumiendo una correlación lineal (Beauducel et al., 2000) o un modelo de ley de potencia (Bekaert et al., 2015). Aunque este método proporciona buenos resultados en el primer orden, su aplicación en estudios de deformación volcánica presenta ciertas limitaciones, ya que en estas zonas las señales de deformación a menudo se correlacionan con la topografía (Albino et al., 2020).

3.6.2.2. Modelo meteorológico

Otro enfoque para corregir retrasos atmosféricos es la aplicación de un modelo meteorológico. Uno de los más utilizados es el modelo global generado cada 6 horas por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que ofrece una resolución de 9-12 km. Para facilitar su aplicación en InSAR, se ha desarrollado el Servicio Genérico Online de Correcciones Atmosféricas (GACOS; Yu et al., 2017, 2018), el cual aplica una descomposición troposférica iterativa (ITD) a los productos ECMWF, para separar e interpolar los componentes estratificado y turbulento de los retrasos de fase troposféricos.

3.6.2.3. Conjunto de datos externos

Sumado a los anteriores, otro enfoque es la aplicación de conjuntos de datos externos. Estos pueden provenir de un sistema MODIS o de un espectrómetro de imágenes de

resolución media (MERIS), y son utilizados para calcular retrasos de fase troposféricos. Además, los datos capturados por un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) son utilizados para estimar retrasos troposféricos cenitales (ZTD), y para estimar el contenido total de electrones (TEC) en la ionósfera.

3.7. Procesamiento con GMTSAR

GMTSAR es un *software* de código abierto diseñado para el procesamiento InSAR. El código opera en lenguaje de programación C, y puede ser compilado en cualquier computadora donde estén instalados *Generic Mapping Tools* (GMT) y Network Common Data Forum (NETCDF) (Sandwell et al., 2011).

Los principales pasos del procesamiento con GMTSAR para la generación de los interferogramas diferenciales, según Interferometría de Paso Repetido, se resumen a continuación:

- (1) *Pre-processing* – implica la extracción de la información de velocidad junto con la posición orbital de las capturas y la estimación del centroide *Doppler*.
- (2) *Focus* - enfoque de cada imagen de forma individual.
- (3) *Align* - alineado de la imagen secundaria con respecto a la imagen referencial, para esto es necesaria la transformación de coordenadas geográficas de cada imagen a coordenadas radar (rango/azimut), mediante la información de órbita precisa. También implica la extracción de la fase tierra plana.
- (4) *Dem2topophase* - Transformación de la DEM a coordenadas radar según la información de órbita de la imagen referencial.
- (5) *Interfere* o *co-registration* - superposición de la DEM con las imágenes de referencia y secundaria, y extracción de la fase topográfica.
- (6) *Filter/snaphu* – Este paso implica múltiples procesos: i) obtención de los archivos de amplitud, fase y coherencia de los interferogramas envueltos, ii) filtrado de banda (filtro de Gauss y filtro de Goldstein), iii) enmascarado de las áreas de baja coherencia según el umbral seleccionado y iv) desenrollado de la fase (*snaphu*).
- (7) *Geocode* – transformación de las coordenadas radar de los interferogramas a coordenadas geográficas.

Por otra parte, para la generación de series de tiempo con técnica SBAS, se debe seguir una metodología de apilamiento por fechas determinadas. En un principio, esto consiste en el apilamiento y alineación de múltiples imágenes con un modelo de fase topográfica (figura 3.5). Para esto los pasos a seguir serán:

- (1) *Pre-processing*.
- (2) *Batch processing* – cálculo de los valores *baseline* perpendicular entre imágenes.
- (3) Selección de la imagen de referencia.
- (4) *Aling*.
- (5) Construcción de la fase topográfica.
- (6) Generación de los interferogramas

En los pasos siguientes, los interferogramas diferenciales serán corregidos individualmente. Este paso es opcional e incluye la aplicación de códigos independientes y compatibles con el *software*, los cuales fueron escritos manualmente. Posteriormente, los interferogramas ya corregidos serán combinados por el *software* según los principios de la técnica SBAS, obteniendo los desplazamientos acumulativos para cada fecha y la velocidad en mm/año. El flujo de trabajo para el procesamiento de las series de tiempo se muestra en la figura 3.6.

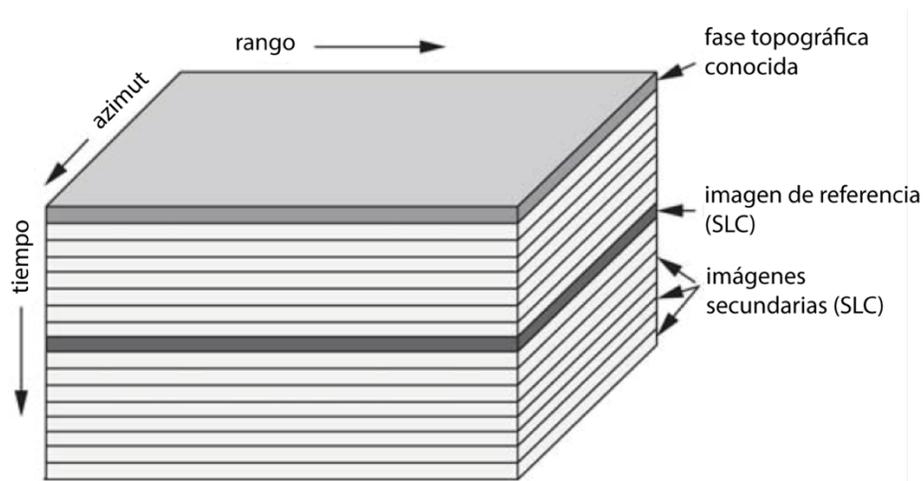


Figura 3.4. Diagrama del apilamiento de imágenes SAR e imagen de fase topográfica obtenida desde la DEM. Modificado de (Sandwell et al., 2011).

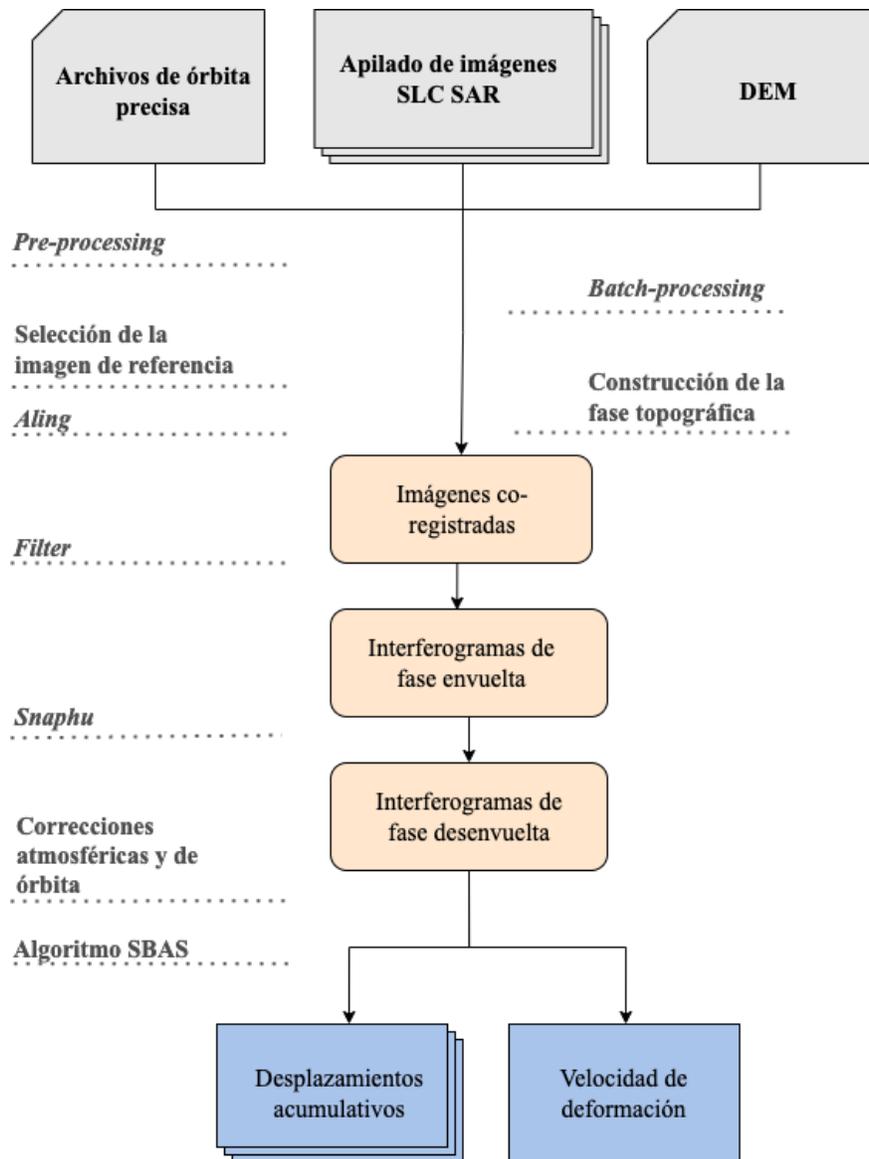


Figura 3.5. Diagrama de flujo realizado para el procesamiento con algoritmo *Small Baseline Subset* (SBAS) de las series de tiempo, mediante el software GMTSAR. Para esto se requirió un apilado de imágenes SLC SAR separadas temporalmente, información de órbita precisa del satélite y un modelo de elevación digital.

CAPÍTULO 4

MODELAMIENTO GEODÉSICO

Con el fin de estimar la fuente de los desplazamientos superficiales, se debe encontrar un modelo cuya respuesta ajuste ciertos parámetros observados. Para esto, diversos modelos analíticos (*forward models*) han sido propuestos, cuyas fórmulas permiten relacionar un cambio volumétrico del subsuelo con los patrones de desplazamiento superficial. La búsqueda de estos parámetros, que caracterizan la geometría, localización y presiones al interior de la fuente, a través de la resolución de un problema inverso permite obtener modelos con un ajuste adecuado de las observaciones.

A continuación, se detallan los modelos para fuentes magmáticas considerados en este estudio, los cuales han sido clásicamente aplicados para generar las primeras aproximaciones sobre la dinámica al interior de volcanes (Nikkhoo et al., 2017). En ellos, se considera al medio que envuelve a la fuente como un semi-espacio elástico o semi-elástico, homogéneo e isotrópico (Segall, 2010). Un compilado con las ecuaciones y deducciones matemáticas propias de cada modelo puede encontrarse en Battaglia et al. (2013) y Segall (2010).

4.1. Modelo esférico

A modo de primera aproximación, un reservorio magmático puede ser descrito como una esfera suspendida en un medio homogéneo. El modelo de fuente esférica propuesto por Mogi (1958) fue el primero en predecir, de forma computacionalmente simple, la dilatación/contracción simétrica radial al interior de una cámara magmática. Más adelante, las formulaciones de McTigue (1987) vinieron a corregir ciertas inconsistencias del modelo de Mogi, como el supuesto de que los *stresses* son infinitos al interior de la cámara (Battaglia et al., 2013). Sin embargo, se debe considerar, que cuando el radio de la cámara (a) es pequeño en relación con su profundidad (z_0), es decir, $(a/z_0)^3$ es mucho menor que 1, las formulaciones de Mogi funcionan correctamente, por ende, las correcciones de McTigue no son necesarias (Battaglia et al., 2013).

Las características de la fuente según Mogi (1958) pueden ser descritas mediante la conjugación de 6 parámetros:

- El radio de la esfera (a).
- La profundidad del centro de la esfera (z_0).
- La localización del centro de la esfera en el plano horizontal (x_0, y_0).
- El coeficiente de Poisson (ν).
- El cambio de presión al interior de la esfera (ΔP).
- Las coordenadas Cartesianas locales (x, y, z).

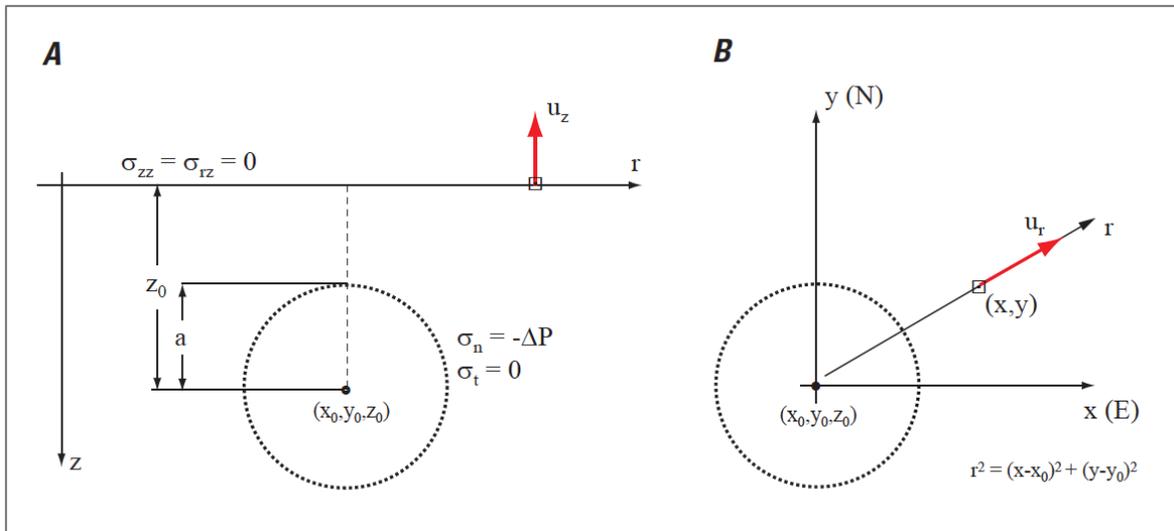


Figura 4.1 Geometría y condiciones de entorno de una cámara magmática esférica según el modelo de Mogi (1958). **A.** Sección transversal donde los esfuerzos normales σ_{rz} y σ_{zz} son iguales a cero en una superficie libre, mientras que, el esfuerzo normal σ_n es igual al cambio de presión en la superficie de la cámara, y el esfuerzo tangencial σ_t es cero. r y z son coordenadas cilíndricas locales, a es el radio, (x_0, y_0, z_0) es la localización de la fuente, u_z es la elevación de la superficie. **B.** Sistema de coordenadas locales de la superficie terrestre, con x como coordenada Este, e y como coordenada Norte, u_r es el desplazamiento radial. Extraído de Battaglia et al. (2013).

4.2. Modelo esferoidal

Dado lo poco probable de que las cámaras de magma sean perfectamente esféricas, es que otros autores han analizado la deformación debida a diferentes cuerpos axialmente simétricos. El modelo propuesto por Yang et al. (1988), considera una cavidad con forma de esferoide inmerso en un semi-espacio elástico (figura 4.2). Según este, la solución para la

dilatación o encogimiento de la cámara esferoidal, sujeta a una presión interna uniforme, depende de 7 parámetros, que incluyen:

- El cambio dimensional de presión ($\Delta P/G$).
- El eje semi-mayor del esferoide (a).
- El eje semi-menor del esferoide (b).
- La localización de la fuente (x_0, y_0, z_0).
- El ángulo de inclinación (θ) medido desde la superficie.
- El ángulo de rumbo o azimut (ϕ) medido en sentido antihorario.
- Las coordenadas Cartesianas locales (x, y, z).

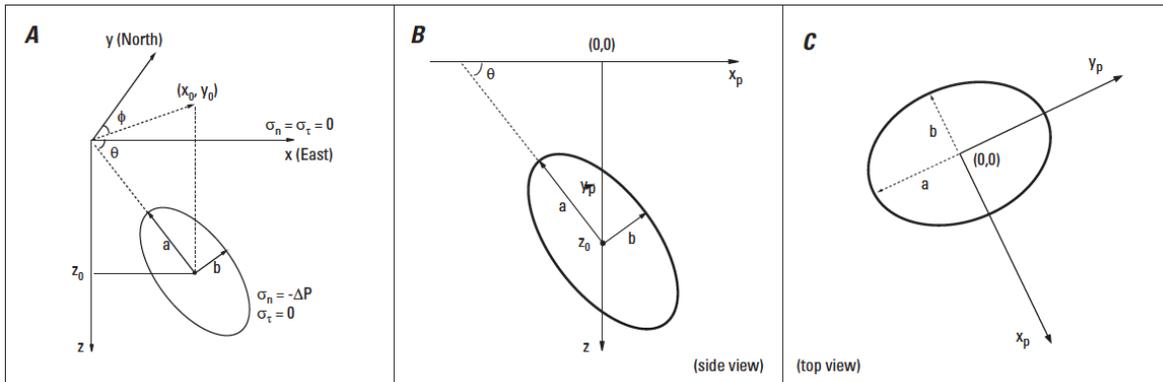


Figura 4.2. Geometría y condiciones de entorno de un conducto con forma esferoidal, según el modelo de Yang et al. (1988). **A.** Definición de un sistema de coordenadas y variables de entorno: con (x, y, z) como coordenadas locales Cartesianas, (x_0, y_0, z_0) la localización de la fuente, θ el ángulo de inclinación, ϕ ángulo de rumbo, a eje semi-mayor, b eje semi-menor, σ_n esfuerzo normal y σ_τ esfuerzo de cizalle (iguales a cero en una superficie libre), mientras σ_n es igual al cambio de presión en la cámara magmática esférica y σ_τ es igual a cero. **B** y **C.** Sistemas de coordenadas utilizado por Yang et al. (1988), donde x_p, y_p, z es el sistema local de coordenadas Cartesianas, el centroide del esferoide se encuentra en el origen, y ϕ es igual a cero. Extraído de Battaglia et al. (2013).

4.3. Modelo de dislocación rectangular para conductos y fallas

Otra dinámica común en volcanes es la migración de magma a través de conductos tabulares como *sills* o diques, lo cual suele ocasionar deformación detectable en superficie. En otros casos, la deformación también puede ser impulsada por configuraciones planares, como el movimiento de fallas tectónicas cercanas (e.g. Novoa et al., 2022). Las

formulaciones de Okada (1985) plantean soluciones para modelar desplazamientos superficiales ocasionados por dislocaciones rectangulares para un semi-espacio homogéneo, isotrópico, plano y elástico. Estas fórmulas permiten recrear movimientos de rumbo (*strike-slip*), normales o inversos (*dip-slip*) y transcurrentes (*tensile*) (figura 4.3), los cuales pueden ser aplicados al modelamiento de fallas, así como cuerpos tabulares.

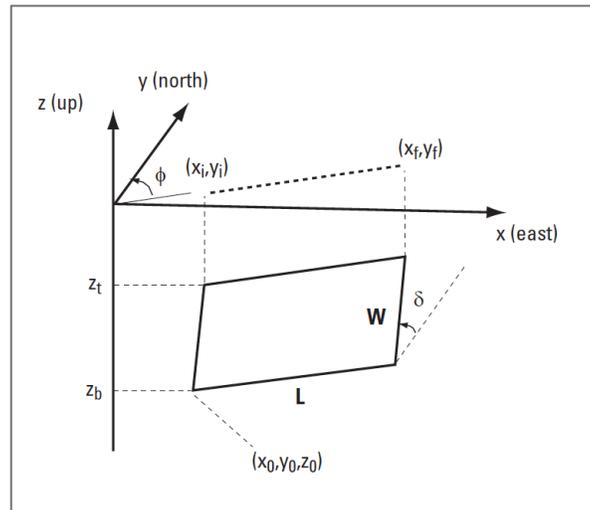


Figura 4.3. Geometría y condiciones de entorno para una dislocación rectangular, según el modelo de Okada (1985), donde x, y, z son los ejes del sistema de coordenadas Cartesiano, x_i, y_i y x_f, y_f coordenadas iniciales y finales de la dislocación en el eje horizontal respectivamente, z_t y z_b las profundidades de los límites superior e inferior respectivamente, ϕ es el ángulo de rumbo o azimut, δ es el ángulo de buzamiento. Extraído de Battaglia et al. (2013).

Los parámetros requeridos para modelar una dislocación rectangular según Okada (1985), incluyen:

- Las coordenadas Cartesianas locales (x, y, z).
- Las coordenadas iniciales (x_i, y_i) y finales (x_f, y_f) de la dislocación en el eje horizontal.
- La profundidad del límite superior (z_t) e inferior (z_b) de la dislocación.
- El ángulo de rumbo o azimut (ϕ).
- El ángulo de buzamiento (θ).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1. Análisis de deformación superficial

5.1.1. Periodo co-eruptivo

El análisis con Interferometría de Paso Repetido para el periodo co-eruptivo desvela subsidencia del suelo del volcán Calbuco. En las observaciones, se tienen en cuenta valores menores a 150 m y 24 días para el *baseline* perpendicular (B_{\perp}) y *baseline* temporal (B_{temp}) respectivamente (tabla 5.1), lo que limita los errores asociados a la DEM y las decorrelaciones temporales (Ferreti, 2014). Se considera un umbral de coherencia de 2.5.

El interferograma de órbita ascendente, generado con escenas capturadas los días 14 y 26 de abril de 2015, exhibe un amplio patrón concéntrico hacia el oeste del cráter principal (figura 5.1.a). La conversión de la fase desde radianes a milímetros permite observar una prolongación máxima del rango de 13.42 cm (figura 5.1.b), esto es la máxima subsidencia medida desde el foco central. Mientras, el interferograma de órbita descendente generado con escenas capturadas los días 21 de abril y 3 de mayo de 2015, muestra prolongación del rango hacia el este, entorno al cono volcánico (figura 5.1.c). Este patrón se asemeja en forma y amplitud a los desplazamientos observados desde la órbita ascendente. La pérdida de coherencia entorno a la cumbre y hacia el flanco noreste del volcán, imposibilita el reconocimiento de un centro de máxima subsidencia, observándose únicamente rangos menores o iguales a ± 1.2 cm en la dirección LOS (figura 5.1.d).

Órbita de vuelo	Track	Im. Referencia (dd/mm/aa)	Im. Secundaria (dd/mm/aa)	B_{\perp} (m)	B_{temp} (días)
Ascendente	164	14/04/2015	26/04/2015	43	12
Descendente	83	21/04/2015	03/05/2015	96	12

Tabla 5.1. Resumen de características de los pares de imágenes SAR Sentinel-1A seleccionados para el análisis del periodo co-eruptivo.

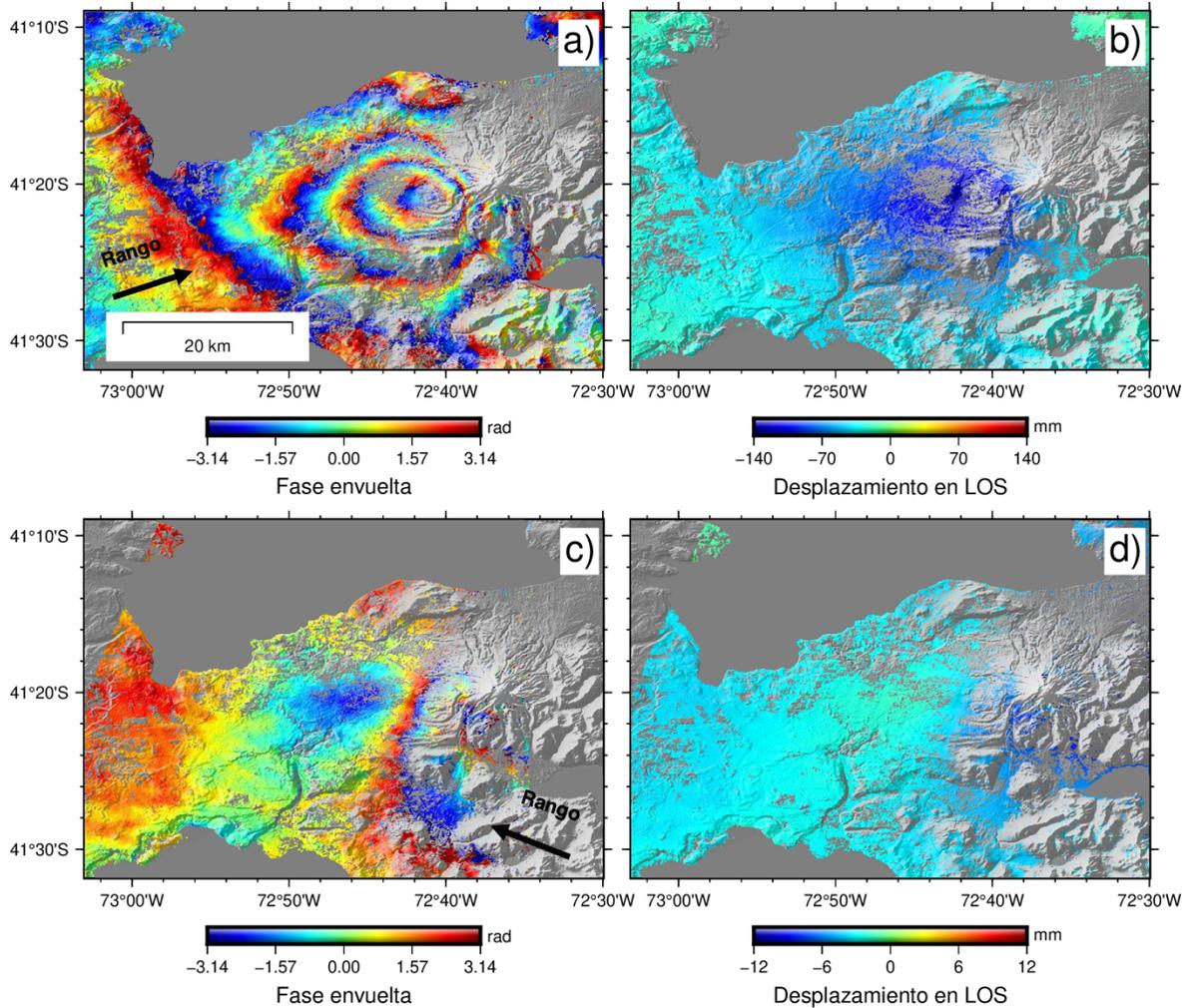


Figura 5.1. Productos InSAR generados a partir de imágenes Sentinel-1A sobre el volcán Calbuco para la fase eruptiva de 2015. **a) y b)** Interferogramas diferenciales de fase envuelta y fase desenvuelta de órbita ascendente, generados con imágenes capturadas los días 14/04/2015 y 26/04/2015 desde el *track* 164. **c) y d)** Interferogramas diferenciales de fase envuelta y fase desenvuelta de órbita descendente, generados con imágenes capturadas los días 21/04/2015 y 03/05/2015 desde el *track* 83. Las flechas indican la dirección del rango o dirección de visión del radar.

5.1.2. Periodo pre-eruptivo

El análisis de deformación pre-eruptivo contempla un periodo de observación de 180 días, con un total de 9 escenas S1A de órbita descendente, capturadas entre el 23 de octubre de 2014 y el 21 de abril de 2015. La serie de tiempo generada mediante algoritmo SBAS, se realizó a partir de 35 interferogramas desde los cuales se obtuvo el desplazamiento acumulativo y la velocidad por año. Para los análisis se consideran valores $B_{\perp} \leq 150$ m y $B_{\text{tem}} \leq 156$ días. Los gráficos de conexiones entre imágenes apiladas han sido incluidos en

el Anexo A. En cuanto a una serie ascendente, se descartó su generación debido a la poca disponibilidad de estas imágenes durante el periodo observado.

Durante la generación de las series de tiempo, se probaron dos enfoques para corregir los interferogramas. Los resultados del cálculo de la ΔSTD_{total} entre la serie no-corregida y las corregidas mediante GACOS + rampa de fase y GACOS + fase-elevación se muestran en la tabla 5.2. Valores de ΔSTD_{total} cercanos a 1 representan menor dispersión de datos, y por lo tanto, se obtienen mejores resultados a partir de la corrección con GACOS + rampa de fase, los cuales se observan en las figuras 5.2 y 5.3 respectivamente.

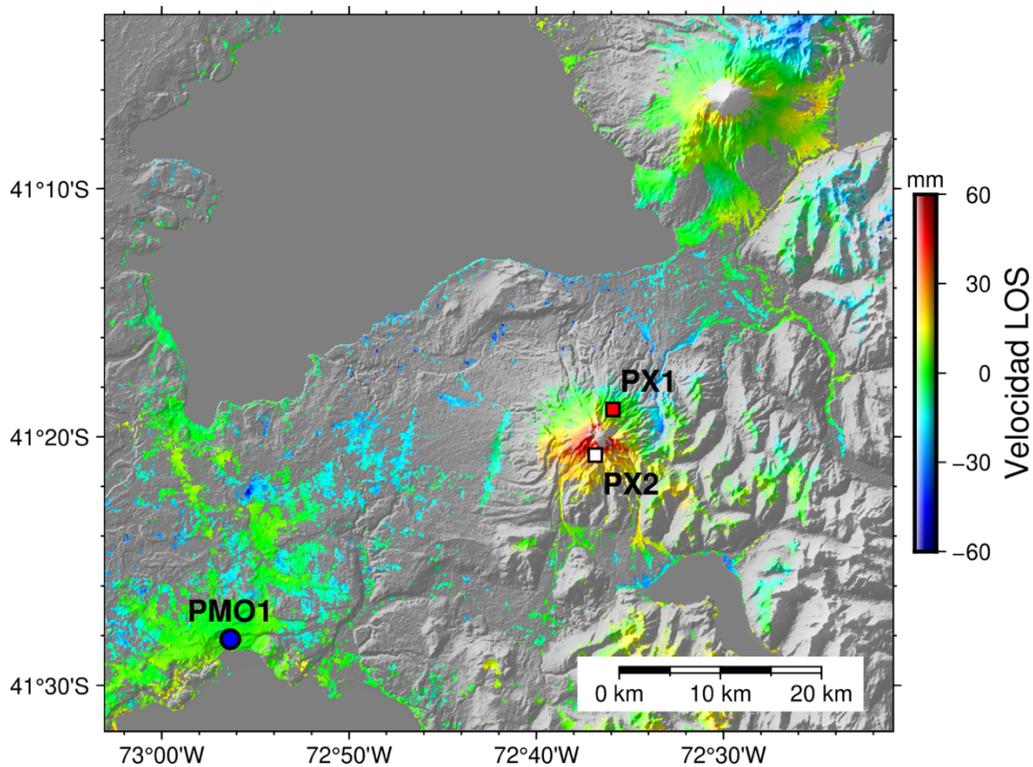


Figura 5.2. Mapa de velocidades en mm/año para el periodo pre-eruptivo (23/10/2014 – 21/04/2015) obtenido mediante algoritmo SBAS. Los cuadrados rojo y blanco marcan los píxeles relevantes PX1 y PX2 respectivamente, cuyo cambio a través del tiempo se observa en la figura 5.3. El círculo azul indica la localización de la estación GPS en la ciudad de Puerto Montt. Las zonas de bajo índice de Coherencia fueron enmascaradas durante el procesamiento (áreas en gris).

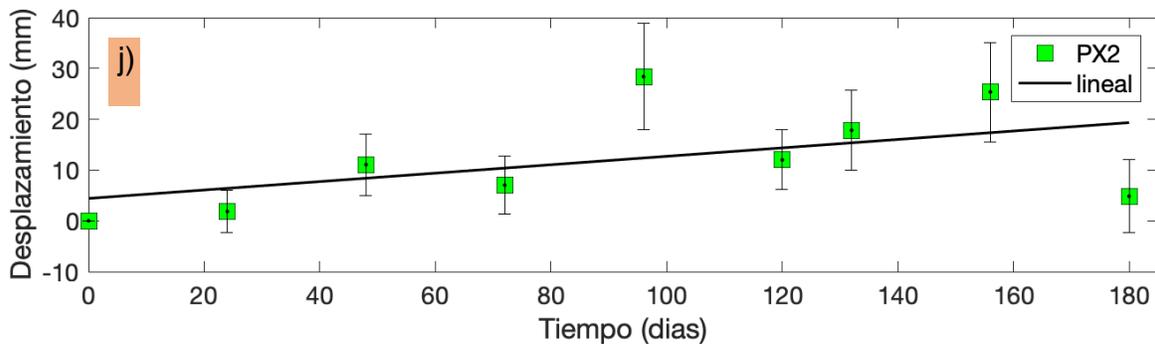
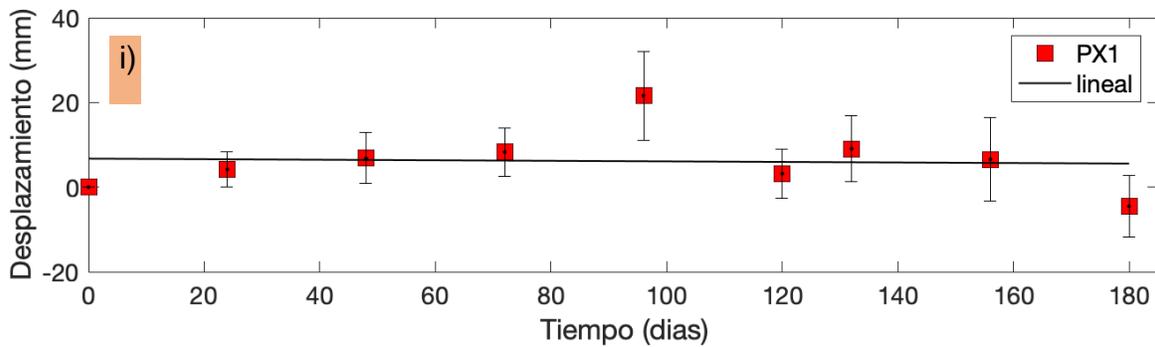
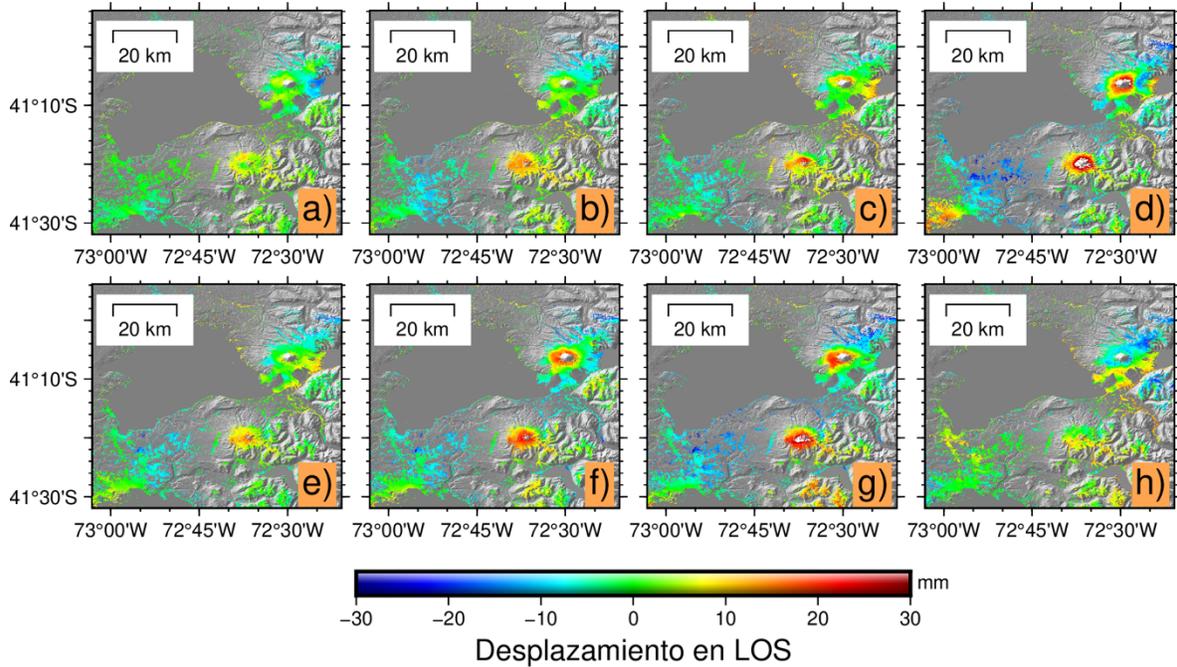


Figura 5.3. Serie de Tiempo InSAR con imágenes Sentinel 1-A de órbita descendente track 83. Se muestran los desplazamientos acumulativos para las fechas **a)** 16/11/2014 **b)** 10/12/2014 **c)** 03/01/2015 **d)** 27/01/2015 **e)** 20/02/2015 **f)** 04/03/2015 **g)** 28/03/2015 **h)** 21/04/2015. Los gráficos en **i)** y **j)** muestran el desplazamiento acumulativo a través del tiempo desde el día 23/10/2014 en dirección LOS para los puntos relevantes PX1 y PX2 respectivamente, cuya localización ha sido marcada en la figura 5.2. Se representa además la desviación estándar de los desplazamientos acumulados.

El mapa de velocidades (figura 5.2) muestra un foco de elevación en el flanco SE del volcán Calbuco, cuyo máximo registra una tasa de 5.86 cm/año. Adicionalmente, se seleccionó un par de píxeles representativos sobre el volcán, desde los cuales se evaluó el comportamiento particular de cada uno de ellos a través del tiempo (figura 5.3). El punto PX1 registra desplazamientos relativamente constantes en el flanco NE del volcán, mientras que desde el punto PX2, localizado en el flanco sur, se observa una tendencia inflacionaria.

Para verificar los datos obtenidos con InSAR, se proyectaron los desplazamientos verticales, registrados por una estación GPS permanente (localizada en la ciudad de Puerto Montt, PMO1 en la figura 5.2) a la dirección LOS descendente con un ángulo de incidencia de 37° (figura 5.4). Los datos de desplazamiento GPS (triángulos negros, figura 5.4) evidencian un alzamiento lineal de la superficie a una tasa de 0.083 mm/año. No obstante, los desplazamientos InSAR (círculos rojos figura 5.4) tienden a ser constantes.

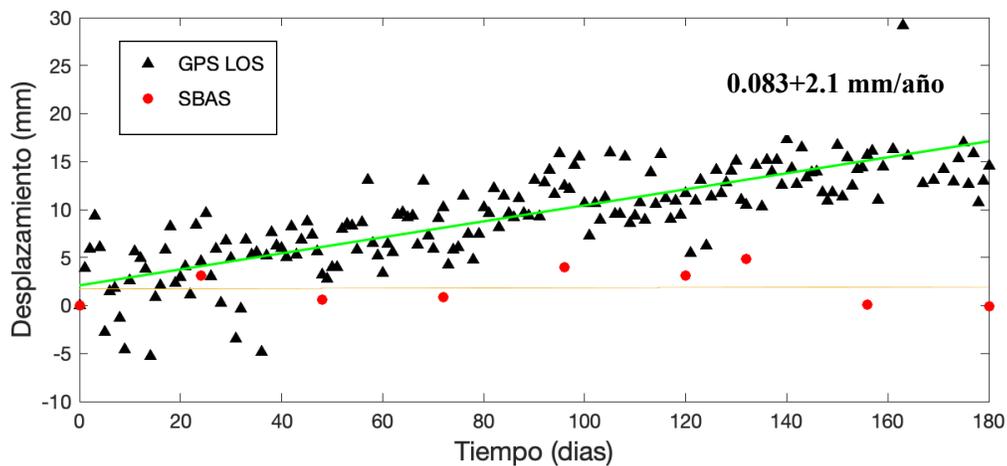


Figura 5.4. Desplazamiento a través del tiempo registrado por la estación GPS permanente PMO1, localizada en la ciudad de Puerto Montt. Los datos originales en formato ENU (*East, North, Up*) fueron proyectados a dirección LOS descendente y normalizados. Se muestran, además, los desplazamientos acumulativos InSAR para ese punto. Las líneas verde y naranja marcan la tendencia de los datos GPS LOS y SBAS (InSAR) respectivamente. Se destaca la velocidad lineal (mm/año) para los datos GPS LOS.

5.1.3. Periodo post-eruptivo

El análisis de deformación post-eruptivo contempla un periodo total de 310 días, con 12 escenas S1A de órbita descendente, capturadas entre el 15 de mayo de 2015 y el 22 de marzo de 2016. El procesamiento por medio de algoritmo SBAS arrojó 14 interferogramas

desde los cuales se obtuvo el desplazamiento acumulativo y la velocidad por año. Debido al aumento de la decorrelación entre imágenes en las series post-eruptivas, se consideraron valores $B_{\perp} \leq 100$ m y $B_{\text{tem}} \leq 50$ días. Los gráficos de conexiones entre imágenes apiladas han sido incluidos en el Anexo A. Debido a la poca disponibilidad de las imágenes de órbita ascendente en el área, se descarta una serie de tiempo ascendente.

Como resultado de los cálculos de la $\Delta STD_{\text{total}}$ para las series de tiempo post-eruptivas (tabla 5.2) se obtienen mejores resultados a partir de la corrección con GACOS + rampa de fase, los cuales se observan en las figuras 5.5 y 5.6 respectivamente.

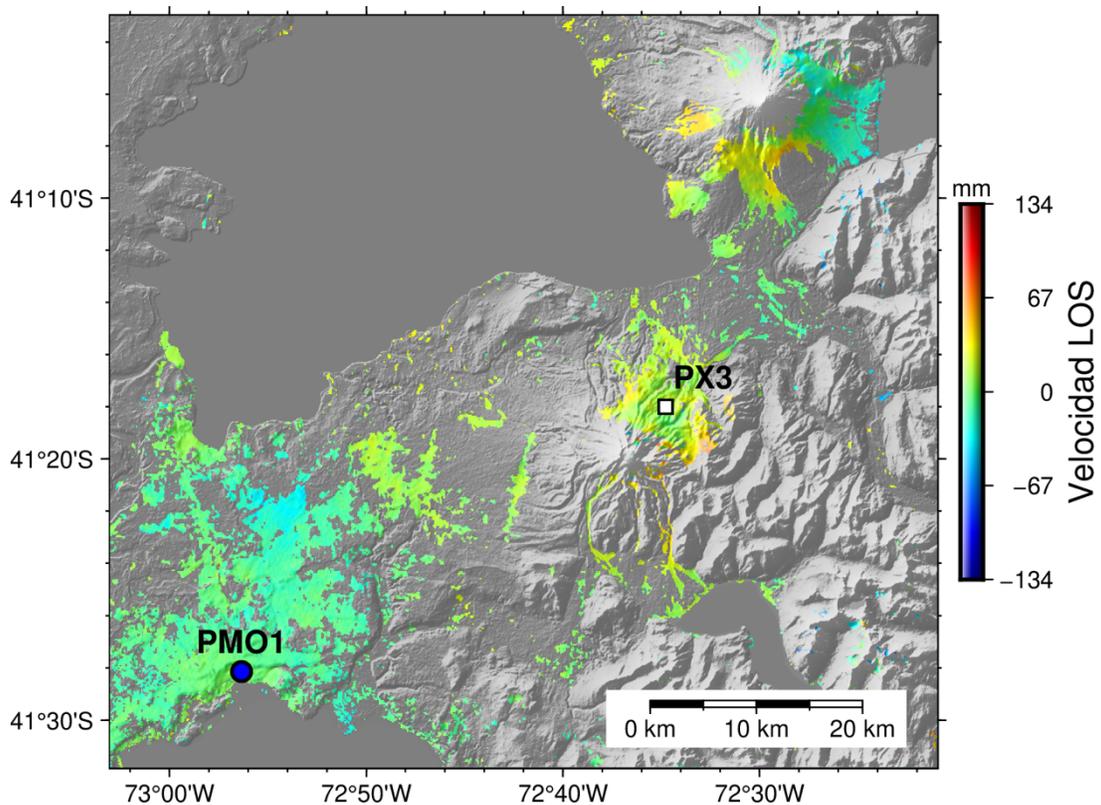


Figura 5.5. Mapa de velocidades en mm/año para el periodo post-eruptivo (15/05/2015 – 30/10/2015) obtenido mediante algoritmo SBAS. El cuadrado blanco marca la localización del pixel relevante PX3, cuyo cambio a través del tiempo se observa en la figura 5.6. El círculo azul indica la localización de la estación GPS en la ciudad de Puerto Montt. Las zonas de bajo índice de Coherencia fueron enmascaradas durante el procesamiento (áreas en escala de gris).

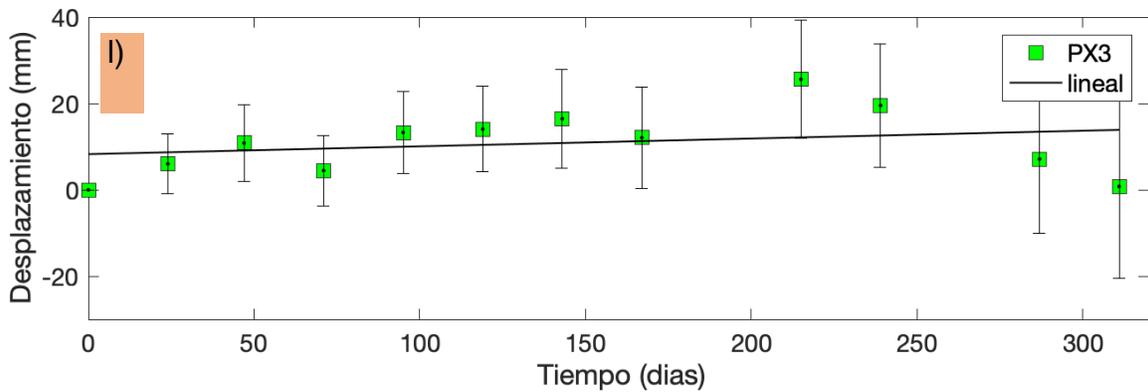
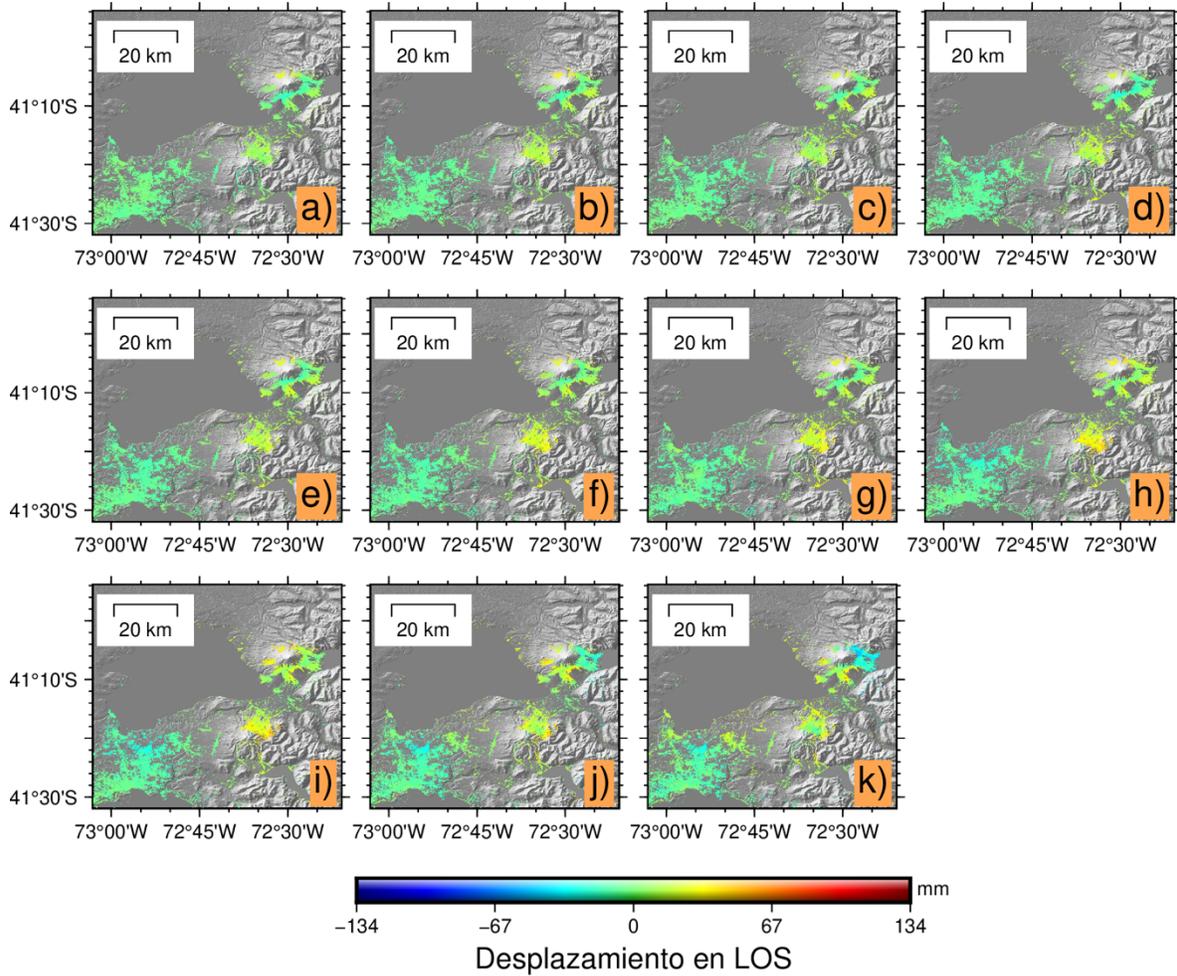


Figura 5.6. Serie de Tiempo InSAR con imágenes Sentinel 1-A de órbita descendente track 83. Se muestran los desplazamientos acumulativos para las fechas **a)** 08/06/2015 **b)** 02/07/2015 **c)** 26/02/2015 **d)** 19/08/2015 **e)** 12/09/2015 **f)** 06/10/105 **g)** 30/10/2015 **h)** 17/12/2015 **i)** 10/01/2016 **j)** 27/02/2016 **k)** 22/03/2016. El gráfico en **l)** muestra el desplazamiento acumulativo a través del tiempo en dirección LOS para el pixel relevante PX3, cuya localización ha sido marcada en la figura 5.5. Se representa además la desviación estándar de los desplazamientos acumulados.

La reducción de la coherencia envuelve gran parte del volcán Calbuco, donde solo el flanco NE exhibe cobertura de datos confiables (ver figura 5.5). En esta área los movimientos del suelo registran velocidades de ~ 3.5 cm/año (figura 5.6.1). El gráfico comparativo para el punto PX3, muestra una leve tendencia inflacionaria de la ladera NE del volcán hasta octubre de 2015 (día 168 en figura 5.6.1). Posteriormente los datos muestran mayor dispersión.

Por último, el desplazamiento registrado por la estación GPS en Puerto Montt, proyectados a la dirección LOS descendente en ángulo de 37° y normalizados (triángulos negros en figura 5.7), muestran una leve subsidencia del suelo posterior a la fase eruptiva (días 0 a 120 en figura 5.7) y, luego elevación a partir de septiembre de 2015 (días 120 a 310). En tanto, los desplazamientos InSAR (círculos rojos en figura 5.7) muestran alta dispersión posterior a la fase eruptiva, y continuidad a partir de diciembre de 2015 (día 214 en figura 5.7).

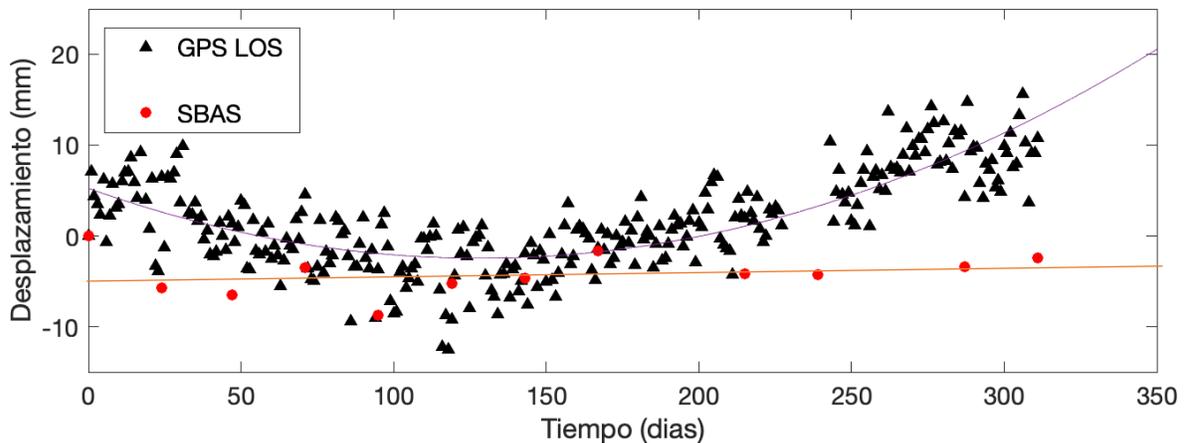


Figura 5.7. Desplazamiento a través del tiempo registrado por la estación GPS permanente PMO1, localizada en la ciudad de Puerto Montt. Los datos originales en formato ENU (*East, North, Up*) fueron proyectados a dirección LOS descendente. Se muestran, además, los desplazamientos acumulativos InSAR para ese punto. Las líneas gris y naranja marcan la tendencia de los datos GPS LOS y SBAS (InSAR) respectivamente.

Correcciones	Serie de tiempo	ΔSTD_{total}
GACOS + rampa de fase	Pre-eruptiva	0,431
	Post-eruptiva	0,314
GACOS + fase-elevación	Pre-eruptiva	0,291
	Post-eruptiva	0,235

Tabla 5.2. Resultados para el cálculo de la reducción de la desviación estándar total (ΔSTD_{total}) entre las series de tiempo no-corregidas y las corregidas mediante GACOS + rampa de fase y GACOS + fase-elevación para los periodos pre- y post-eruptivo.

5.2. Modelo de fuente de deformación

Para determinar el origen de los desplazamientos InSAR, se consideraron tres modelos analíticos para fuentes magmáticas finitas. Incluyendo una fuente esférica (Mogi, 1958), una fuente tabular tipo dique (Okada, 1985) y una fuente esferoidal (Yang et al., 1988) (descritos en el capítulo 4). En este último caso, se seleccionó un límite superior para el eje semi-mayor (A) de 10 km, para asegurar que la dimensión fuera físicamente factible (Liu et al., 2011), además, el valor de la relación entre el eje semi-menor y semi-mayor (B/A) fue fijado en 0.42 (Delgado et al., 2017). Durante el procesamiento con software GBIS se consideraron 100.000 iteraciones o muestras totales.

Para las inversiones de los datos co-eruptivos, se asume que los desplazamientos observados desde ambos interferogramas (de órbita ascendente y descendente) corresponden a una única fuente de deformación. Previamente, para mejorar la velocidad del procesamiento, la matriz de datos de cada imagen fue reducida a 1054 y 1011 puntos mediante algoritmo *Quadtree*. En cuanto a los datos obtenidos desde las series de tiempo (periodos pre- y post-eruptivo), la carencia de desplazamientos InSAR medidos desde la órbita ascendente implica baja precisión en los resultados del modelamiento en 3-dimensiones. Esto se debe a que los desplazamientos verticales de las fuentes presurizadas suelen ser similares, pero los desplazamientos horizontales son diferentes, por lo tanto, se requieren interferogramas tanto ascendentes como descendentes para discriminar correctamente la geometría de la fuente (Delgado et al., 2017). Sin embargo, estos datos pueden ser utilizados como referencia en lo que respecta a la profundidad de la cámara (e.g. Angarita, 2016). Para

el modelo de fuente pre-eruptivo se optó por invertir los desplazamientos acumulativos correspondientes a la fecha 28/03/2015 que entrega la técnica SBAS. Esto por ser la fecha más cercana a la erupción que muestra un patrón similar al observado en el mapa de velocidades. La matriz de datos fue previamente reducida a 780 puntos. No se invirtieron los desplazamientos medidos durante el periodo post-eruptivo debido a la reducción de la Coherencia entorno al volcán, donde los datos confiables se restringen a un área pequeña y poco representativa hacia el flanco NE.

Los resultados del cálculo del error cuadrático medio (tabla 5.4) de los valores residuales (diferencia entre los desplazamientos medidos y modelados) muestran errores más altos para el modelo esférico. Esto implica, como primera deducción, que la fuente de deformación pre y co-eruptiva es anisotrópa. El mejor ajuste para los datos pre y co-eruptivos se obtiene, en ambos casos, para un modelo de fuente esferoidal, cuyos parámetros óptimos y mapas de desplazamiento se muestran en la tabla 5.5 y figura 5.8 respectivamente. Los parámetros óptimos y mapas resultantes de los modelos de fuente esférica y tabular se incluyen en el ANEXO B. En los resultados de la inversión de datos co-eruptivos, cabe destacar que los errores más bajos se obtienen desde los datos ascendentes en todos los modelos aquí considerados, lo cual será discutido en el siguiente capítulo.

	Periodo	M. Esférico	M. Esferoidal	M. Dique	Órbita de vuelo
RMSE (cm)	Co-eruptivo	0.80	0.63	0.79	Ascendente
		1.90	1.29	1.10	Descendente
	Pre-eruptivo	0.88	0.40	0.61	Descendente

Tabla 5.4. Resultados para el cálculo del error cuadrático medio (RMSE) de los valores residuales entre cada modelo proyectado a dirección LOS y los desplazamientos InSAR observados.

Datos	Modelo	X (km)	Y (km)	Z (km)	A (km)	B (km)	ϕ (°)	θ (°)	$\Delta P/\mu$
Pre-eruptivos	Esferoidal	-2.96	-0.97	6.81	6.49	2.72	66.13	-39.36	~ 0.00008
Co-eruptivos	Esferoidal	-3.55	-2.80	9.80	6.60	2.70	95.40	-74.80	~ -0.0003

Tabla 5.5. Parámetros de fuente óptimos obtenidos a partir de la inversión de los desplazamientos InSAR pre y co-eruptivos según el modelo de fuente esférica (Yang et al., 1988). **X** e **Y** coordenadas locales del centro de la fuente de deformación en el plano horizontal, medidos desde la cumbre del volcán Calbuco. **Z** profundidad del centro de la fuente medido desde la superficie plana. **A** y **B** ejes semi-mayor y semi-menor de la elipse. ϕ ángulo de rumbo con respecto al Norte. θ ángulo de inclinación del eje mayor con respecto al plano horizontal. $\Delta P/\mu$ exceso de presión adimensional.

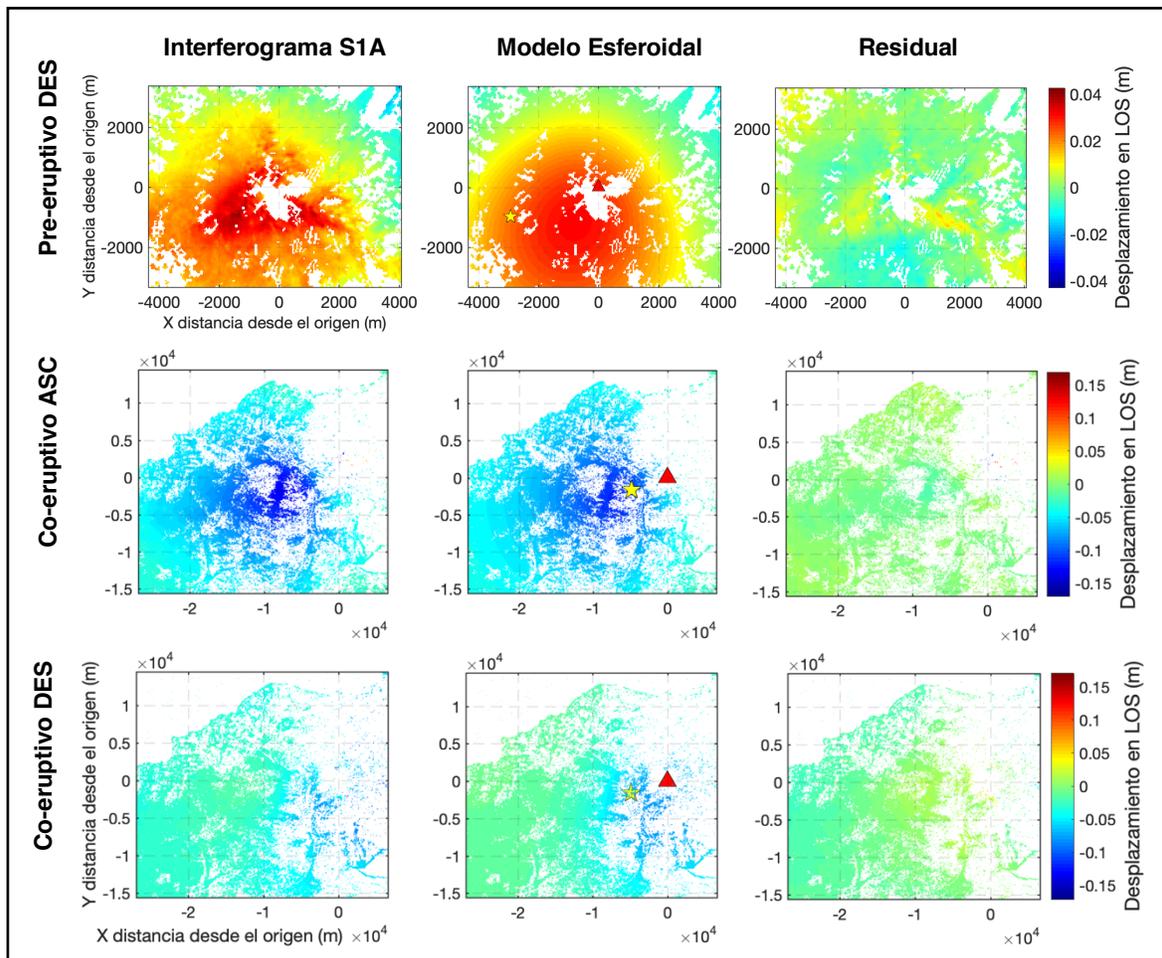


Figura 5.8. Mapas de los desplazamientos InSAR observados, modelados y residuales para los periodos pre y co-eruptivo, según el modelo de fuente esférica (Yang et al., 1988). La cumbre del volcán Calbuco se encuentra en el origen del sistema de coordenadas (triángulo rojo). La estrella amarilla señala el centro del esferoide.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN

6.1. Correlación y detección de contribuciones.

6.1.1. Interferogramas diferenciales co-eruptivos

La vegetación es una de las principales limitaciones de la *banda C* en que opera el sensor de S1A (ver tabla 3.1). Sin embargo, pese a que gran parte de la superficie estudiada está cubierta por vegetación, no es un factor que afecte a grandes rasgos la correlación entre imágenes. Esto se explica por el *baseline* temporal relativamente pequeño de 12 días. No obstante, otros elementos como la nieve estacional sobre la cumbre del volcán Calbuco, y la Cordillera Principal hacia el este, generan decorrelación y ruido en los interferogramas. También se observa decorrelación y ruido sobre las laderas y hacia el NE del volcán, ocasionado por la depositación de los productos asociados a las erupciones.

El *baseline* perpendicular entre el par de imágenes ascendentes es menor, lo que asegura una correcta alineación y, consecuentemente, minimiza los errores de órbita y las contribuciones de la fase topográfica (Ferreti, 2014). La subsidencia observada en el interferograma ascendente (figura 5.1a) abarca un área semi-plana, donde la correlación entre los retrasos atmosféricos y la topografía es mínima. Un patrón de similares características, entorno a la cumbre del volcán Calbuco, fue observado desde la órbita descendente (figura 5.1c). Este correspondería a la misma señal de subsidencia registrada desde la órbita ascendente (figura 5.1a), capturada desde otro ángulo. En el interferograma descendente (figura 5.1c), también se identificó un leve aumento del rango hacia el oeste del volcán Calbuco, lo que puede ser ocasionado por (Ferreti, 2014; Parker, 2017):

- i) la contribución menor de la rampa de fase;
- ii) distorsión geométrica inducida por la alta pendiente del volcán Calbuco, que genera sombra hacia el lado opuesto desde donde se capturan los datos;
- iii) contribuciones de fase por efectos tectónicos locales.

Dado lo anterior, se considera que la señal de subsidencia de ~ 13.4 cm observada desde los interferogramas co-eruptivos es originada por la deformación del volcán Calbuco,

y que el efecto de otras contribuciones es poco significativo. Estos resultados son afines con los obtenidos por Delgado et al. (2017), quienes determinaron ~ 12 cm de subsidencia co-eruptiva con imágenes S1A.

6.1.2. Series de tiempo SBAS

Si bien durante la detección de la deformación asociada a las erupciones el efecto de otras contribuciones es mínimo, el escenario cambia cuando se trata de medir desplazamientos de baja señal. Los interferogramas determinados para las series de tiempo mostraron notoria reducción de la coherencia en zonas cubiertas por vegetación sobre los 24 días, lo que en términos analíticos restringió bastante el área de observación. En cuanto al aporte atmosférico, la presencia de otro punto elevado en el área (volcán Osorno, 2.652 m.s.n.m.), permitió discriminar visualmente las contribuciones de componente estratificado. En base a esto, y asumiendo ausencia de deformación detectable sobre el volcán Osorno, se determinó que la mayoría de los interferogramas exhibían aportes de fase troposféricos.

Mediante los análisis con técnica SBAS fue posible identificar un proceso de inflación sobre la ladera sur del volcán Calbuco previo a la fase eruptiva, a una tasa de 5.86 cm/año. Dentro de esto, se debe considerar que los mapas de velocidad SBAS son calculados mediante regresión lineal de las deformaciones acumulativas, por ende, representan una estimación y sirven como referencia para comprender la tasa de velocidad en mm/año (Garcés, 2020). Es por esto que una base de datos robusta (> 10 adquisiciones SAR), reduce las incertidumbres provocadas por errores aleatorios en los datos, como por ejemplo retrasos de fase troposféricos (Delgado et al., 2017). Dado que las imágenes Sentinel-1 cubren el área regularmente cada 24 días a contar de octubre de 2014, solo 9 escenas pudieron ser seleccionadas para la serie pre-eruptiva. Pese a esto, la aplicación de correcciones durante el procesamiento permitió disminuir señales de fase erróneas, proporcionando resultados concordantes.

Otro método que permite mejorar la precisión de las mediciones InSAR, es la combinación con datos GPS, no obstante, esto no es posible debido al escaso número de estaciones permanentes en el área durante el periodo analizado. Como observación complementaria, la subsidencia registrada por la estación GPS en Puerto Montt (días 0 a 120

en figura 5.7), es correlacionable con la deflación del volcán Calbuco durante la fase eruptiva de abril de 2015. Esto representa una variación con respecto a la tendencia generalizada de elevación en este punto (días 0 a 180 en figura 5.5 y días 120 a 310 en figura 5.7), observable en el registro desde 2009 (inicio de las mediciones del GPS PMO1) hasta la actualidad en 2022 (registro disponible en <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/PMO1.sta>). Esta tendencia denota alzamiento de la superficie como línea de base para el área de Puerto Montt, posiblemente en respuesta a procesos tectónicos regionales relacionados con la subducción.

Fecha inicial/final	Tipo de análisis	DEM	SAR	ST	B_{\perp} (m)	B_{temp} (días)	Correcciones testeadas
23.10.14/ 21.04.21	SBAS modificado	STRM 30 m	10	11	200	48	Método empírico fase/elevación
23.10.14/ 21.04.21	SBAS	STRM 30 m	9	35	150	156	-GACOS + método empírico fase/elevación -GACOS + rampa de fase

Tabla 6.1. Resumen comparativo entre los datos y metodologías utilizadas para el análisis previo a la erupción del volcán Calbuco en 2015 con imágenes S1A SLC, por Delgado et al. (2017) (**arriba**) y en este estudio (**abajo**). Se incluye el número de imágenes (**SAR**) utilizadas y el número de interferogramas combinados para la serie de tiempo (**ST**).

En términos comparativos, el estudio multi-satélite realizado por Delgado et al. (2017) no es concluyente en cuanto a la deformación previa a la erupción del volcán Calbuco. En particular, la serie de tiempo generada con imágenes S1A que abarca el mismo periodo analizado en este estudio (tabla 6.1), no muestra patrones claros de deformación. Una diferencia clave con respecto a Delgado et al. (2017), es la reducción del *baseline* perpendicular límite aplicado durante el procesamiento SBAS en este trabajo. Durante el monitoreo de la deformación con InSAR, se considera que para minimizar las distorsiones geométricas, el *baseline* perpendicular entre adquisiciones debe ser pequeño (< 150 ; Ferreti, 2014). Por lo que un umbral más bajo de este valor permite maximizar la coherencia de las mediciones. Por lo tanto, los resultados de la serie de tiempo pre-eruptiva obtenidos en este trabajo presentan una disminución de las distorsiones geométricas con respecto al análisis

realizado por Delgado et al. (2017). Por otra parte, el aprovechamiento combinado de correcciones ha posibilitado la detección de desplazamientos de baja señal en volcanes de gran altura sujetos a condiciones atmosféricas adversas, demostrando que los modelos meteorológicos de alta resolución tienen un mejor rendimiento que el enfoque de elevación de fase simple (e.g. Albino et al., 2020; Xiao et al., 2021). En este estudio, la aplicación de productos meteorológicos GACOS (9 – 12 km de resolución) junto con un modelo de ajuste cuadrático permitió disminuir las señales atmosféricas en los interferogramas, cuyo efecto tiende a enmascarar señales de menor magnitud. La disminución de los errores asociados a decorrelación geométrica y contribuciones atmosféricas permitió detectar señales de deformación asociadas a la actividad magmática del volcán Calbuco previas a la erupción.

6.2.Fuente de deformación

Como resultado de la inversión de datos geodésicos, es posible especular sobre las condiciones sub-superficiales que primaron durante las erupciones del volcán Calbuco en abril de 2015. Los desplazamientos co-eruptivos son compatibles con la deflación de una cámara magmática con forma de esferoide prolato alargado en la vertical y ligeramente inclinado hacia el NW, localizado a ~ 4.5 km hacia el SW del cráter principal y que se extiende entre $\sim 6.6 - 12.9$ km de profundidad (figura 61.2.a). El límite superior del modelo se encuentra dentro de los rangos estimados mediante análisis petrológicos (figura 6.2), sin embargo, el límite inferior se halla ~ 1.7 km por debajo del promedio de las estimaciones previas (11.25 km). Como era de esperar, el error es mayor para los datos medidos desde la órbita descendente, lo cual se relaciona con contribuciones adicionales a la fase detectadas durante el análisis InSAR. Los valores residuales obtenidos para los datos ascendentes y descendentes varían entre $-11.50 \leq r \leq 13.74$ cm, y de $-10.15 \leq r \leq 6.73$ cm respectivamente. Dado que las incertidumbres son altas, el modelo muestra resultados parcialmente aceptables.

En cuanto a la inversión de los datos pre-eruptivos, la ausencia de mediciones desde la órbita ascendente que complementen los desplazamientos medidos desde la órbita descendente, genera incertidumbres en lo que respecta a la forma y dimensiones de la fuente. No obstante, los errores residuales muestran buen ajuste con una geometría esferoidal. En base a esto, se deduce que los desplazamientos pre-eruptivos son ocasionados por la inflación

de una fuente con forma de esferoide, cuyo centro se localiza a ~ 3.1 km hacia el SW del cráter principal y a ~ 7 km de profundidad. Las dimensiones calculadas, sin embargo, no muestran valores fidedignos, debido a que la extensión del esferoide es mayormente horizontal (figura 6.1.b). Por otra parte, la localización del centro de la fuente concuerda espacialmente con la profundidad y proyección horizontal de los sismos registrados horas antes de la erupción (e.g sismo M_L 2.5, ~ 7.4 km de profundidad, ~ 3.3 km hacia el oeste del volcán Calbuco; SERNAGEOMIN, 2015) lo que permite validar parcialmente el modelo.

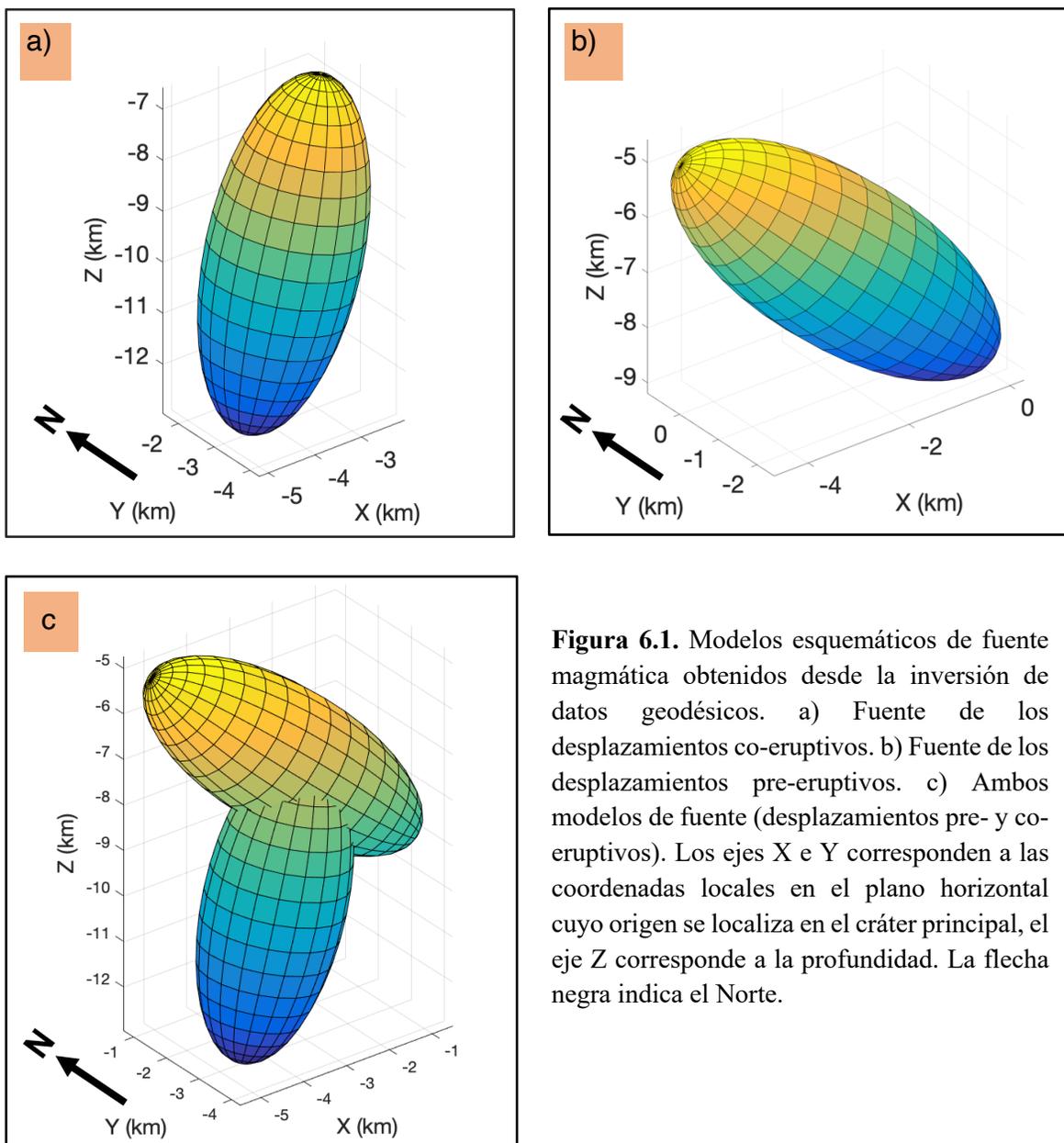


Figura 6.1. Modelos esquemáticos de fuente magmática obtenidos desde la inversión de datos geodésicos. a) Fuente de los desplazamientos co-eruptivos. b) Fuente de los desplazamientos pre-eruptivos. c) Ambos modelos de fuente (desplazamientos pre- y co-eruptivos). Los ejes X e Y corresponden a las coordenadas locales en el plano horizontal cuyo origen se localiza en el cráter principal, el eje Z corresponde a la profundidad. La flecha negra indica el Norte.

Dado que los modelos de fuente obtenidos tanto para el periodo pre-eruptivo como para el co-eruptivo se ajustan con una fuente de geometría esferoidal, cuya localización y extensión coincide parcialmente (figura 1.2.c), se deduce que la deformación proviene de una única fuente. Finalmente, para una mayor comprensión sobre la dinámica interna del volcán, se recomienda contrastar las mediciones InSAR con datos sísmicos.

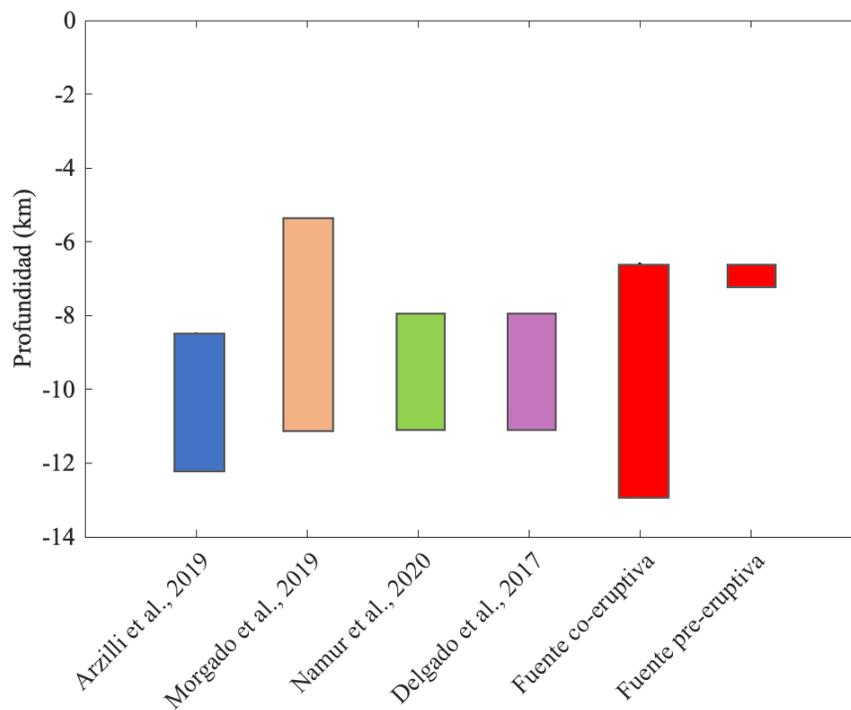


Figura 6.3. Comparación entre las profundidades estimadas para el reservorio magmático del volcán Calbuco, según diferentes métodos: petrología (Arzilli et al., 2019; Morgado et al., 2019; Namur et al., 2020) y geodesia (Delgado et al., 2017; este estudio).

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

La aplicación del método InSAR con imágenes Sentinel-1 para el área que envuelve al volcán Calbuco permitió identificar ~ 13.4 cm de subsidencia de la superficie en sincronía con la fase eruptiva de 2015. Durante las observaciones, se identifican ciertos elementos que generan decorrelación geométrica en las imágenes, incluyendo nieve, vegetación, relieves accidentados, la pendiente elevada del volcán y la depositación de los materiales emitidos durante las erupciones. Pese a esto, los interferogramas muestran amplias áreas donde los valores de coherencia son altos, y desde donde se observan con claridad las señales de deformación. Mediante modelamiento inverso de los desplazamientos InSAR, y aplicando modelos analíticos convencionales, se determina que la subsidencia del suelo fue originada por la compresión de una cámara magmática con forma de esferoide prolato, ubicada a ~ 4.5 km hacia el SW del cráter principal y a una profundidad de entre $\sim 6.6 - 12.9$ km. El límite inferior estimado para el reservorio se encuentra 1.7 km más profundo que los rangos calculados por otros autores.

El análisis de series de tiempo mediante técnica SBAS, permitió reconstruir la evolución temporal de los desplazamientos durante los meses anteriores y posteriores a la fase eruptiva. La mayoría de los interferogramas determinados para el análisis, exhibían fuertes contribuciones de fase debidas, principalmente, a efectos atmosféricos. Mediante la aplicación de técnicas de corrección InSAR se logró minimizar los errores aleatorios, obteniendo mejores resultados a partir de la combinación de corrección troposférica con datos meteorológicos GACOS y corrección rampa de fase. Lo anterior permitió reducir en un 43.1% la desviación de datos en la serie pre-eruptiva y un 31.4% en la serie post-eruptiva.

El mapa de velocidades obtenido sobre el periodo pre-eruptivo, que comprende un intervalo de 180 días antes de la erupción, revela un foco de elevación a una tasa de ~ 5.8 cm/año, observado desde el flanco sur del volcán Calbuco. La evolución en el tiempo de los desplazamientos acumulados muestra un buen ajuste con las velocidades calculadas por el SBAS, los cuales fueron utilizados para modelar la fuente de deformación. La ausencia de

desplazamientos medidos desde la órbita ascendente, afecta la precisión del modelamiento. Sin embargo, los resultados obtenidos muestran buena correlación espacial con la distribución de sismos locales registrados horas antes de la erupción. En base a esto se concluye que los desplazamientos fueron originados por la inflación de una fuente esferoidal ubicada a ~ 7 km bajo la superficie, la cual correspondería al mismo reservorio magmático que se deformó durante las erupciones.

Los resultados del análisis sobre el periodo post-eruptivo, que comprende un intervalo de 310 días a contar del 15 de mayo de 2015, indican leve inflación hacia el flanco NE del volcán Calbuco, a una tasa de ~ 3.5 cm/año. Se observa, además, que los desplazamientos acumulados muestran menor ajuste a partir de octubre de 2015, lo cual se atribuye al aumento de la línea de base temporal debido a la ausencia de escenas Sentinel-1 disponibles para noviembre de 2015. Por último, se concluye que, en los meses posteriores a la erupción, las señales de deformación asociadas al volcán Calbuco se restringen a desplazamientos lentos de baja señal (< 5 cm/año).

Finalmente, para entender más claramente la configuración interna del volcán Calbuco, se recomienda contrastar los datos InSAR con registros sísmicos locales. Sumado a esto, se manifiesta la necesidad de robustecer el sistema de monitoreo con estaciones GPS permanentes, cuyo registro permite calibrar y, por ende, aumentar la precisión de las mediciones InSAR.

REFERENCIAS

- Adriasola, A. C., Thomson, S. N., Brix, M. R., Hervé, F., & Stöckhert, B. (2006). Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*, 95(3), 504–528. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0027-9>
- Albino, F., Biggs, J., Yu, C., & Li, Z. (2020). Automated Methods for Detecting Volcanic Deformation Using Sentinel-1 InSAR Time Series Illustrated by the 2017–2018 Unrest at Agung, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2). <https://doi.org/10.1029/2019JB017908>
- Angarita, M. F. (2016). *Procesos de deformación en la región de los volcanes Chiles-Cerro Negro por medio de imágenes InSAR*. Universidad Nacional de Colombia.
- Arzilli, F., Morgavi, D., Petrelli, M., Polacci, M., Burton, M., Di Genova, D., Spina, L., La Spina, G., Hartley, M. E., Romero, J. E., Fellowes, J., Diaz-Alvarado, J., & Perugini, D. (2019). The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22–23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 378, 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.04.006>
- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., & Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific Reports*, 11(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-85036-5>
- Bagnardi, M., & 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. <https://doi.org/10.1029/2018GC007585>
- Baker, S., & Amelung, F. (2012). Top-down inflation and deflation at the summit of Kilauea Volcano, Hawaii observed with InSAR. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 117(12), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JB009123>

- Baran, I., Stewart, M. P., Kampes, B. M., Perski, Z., & Lilly, P. (2003). A modification to the goldstein radar interferogram filter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(9 PART II), 2114–2118. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.817212>
- Battaglia, M., Cervelli, P., & Murray, J. (2013). Modeling Crustal Deformation near Active Faults and Volcanic Centers—A Catalog of Deformation Models. En *Volcanic Monitoring*. <https://pubs.usgs.gov/tm/13/b1/pdf/tm13-b1.pdf>
- Beauducel, F., Briole, P., & Froger, J. L. (2000). Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998): Deformation or tropospheric effect? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16391–16402. <https://doi.org/10.1029/2000jb900095>
- Bekaert, D. P. S., Hooper, A., & Wright, T. J. (2015). A spatially variable power law tropospheric correction technique for InSAR data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 1345–1356. <https://doi.org/10.1002/2014JB011558>
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & 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. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792>
- Bertin, D., Amigo, A. ., Astudillo, V., Bertín, L., & Bucchi, F. (2015). Erupción del Volcán Calbuco 2015: Estratigrafía y volumen involucrado. *XIV Congreso Geológico Chileno*, III(April 2016), 132–135.
- Bransdóttir, B., & Einarsson, P. (1979). *Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland*. 6(September 1977), 197–212.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12). <https://doi.org/10.1029/92jb00493>
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9).

<https://doi.org/10.1007/s00445-016-1058-8>

- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, *471*(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- De Pascale, G. P., Froude, M., Penna, I., Hermanns, R. L., Sepúlveda, S. A., Moncada, D., Persico, M., Easton, G., Villalobos, A., & Gutiérrez, F. (2021). Liquiñe-Ofqui's fast slipping intra-volcanic arc crustal faulting above the subducted Chile Ridge. *Scientific Reports*, *11*(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86413-w>
- de Zeeuw-van Dalftsen, E., Pedersen, R., Sigmundsson, F., & Pagli, C. (2004). Satellite radar interferometry 1993-1999 suggests deep accumulation of magma near the crust-mantle boundary at the Krafla volcanic system, Iceland. *Geophysical Research Letters*, *31*(13), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL020059>
- Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., & Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *344*, 270–288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, *101*(2), 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., Benito-Saz, M. A., del Fresno, C., Lamolda, H., Pereda de Pablo, J., & Sánchez Sanz, C. (2018). On the relation between ground surface deformation and seismicity during the 2012–2014 successive magmatic intrusions at El Hierro Island. *Tectonophysics*, *744*, 422–437. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.019>
- Dzurisin, D. (2019). Volcano Deformation: Insights into Magmatic Systems. En R. A. Meyers (Ed.), *Encyclopedia of Complexity and Systems Science* (pp. 1–35). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-27737-5_635-1
- ESA. (2007). *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and*

- Interpretation: Vol. TM-19* (K. Fletcher (ed.)). ESA Publications.
<https://doi.org/10.1073/pnas.81.17.5399>
- ETHW. (2015). *Synthetic Aperture Radar*. http://ethw.org/Synthetic_Aperture_Radar
- Fattahi, H., Simons, M., & Agram, P. (2017). InSAR Time-Series Estimation of the Ionospheric Phase Delay: An Extension of the Split Range-Spectrum Technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(10), 5984–5996.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2718566>
- Ferreti, A. (2014). Satellite InSAR Data - Reservoir Monitoring from Space. En *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine* (Vol. 3, Número 1). EAGE Publications bv.
<https://doi.org/10.1109/MGRS.2015.2398392>
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8–20.
<https://doi.org/10.1109/36.898661>
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P. R., Ruffet, G., & de Bremond d’Ars, J. (2007). Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26(4).
<https://doi.org/10.1029/2006TC002011>
- Garcés, M. G. (2020). *Aplicación de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) y análisis de series de tiempo SBAS, para tres casos de estudio en Chile Central*. Universidad de Chile.
- Global Volcanism Program, & Smithsonian Institution. (2015). Report on Calbuco (Chile). *Bulletin of the Global Volcanism Network.*, 40(6).
<https://doi.org/10.5479/si.gvp.bgvn201506-358020>
- Goldstein, R. M., & Werner, C. L. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21), 4035–4038.
<https://doi.org/10.1029/1998GL900033>
- Gray, A. L., Mattar, K. E., & Sofko, G. (2000). Influence of Ionospheric Electron Density Fluctuations on Satellite Radar Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27(10),

1451–1454. <https://doi.org/10.1029/2000GL000016>

- Hanssen, R. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers. https://books.google.cl/books?hl=es&lr=&id=bqNkJUk4wtMC&oi=fnd&pg=PA4&ots=8PdukJC_fN&sig=FKbGYfSjw7pL_YQqi3OZ6WFhYBo&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false
- Hervé, F., Fuentes, F., Calderón, M., Fanning, M., Quezada, P., Pankhurst, R., & Rapela, C. (2017). Rocas ultramáficas en los Andes norpatagónicos: ¿está su emplazamiento asociado a la actividad tectónica Neógena de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui? *Andean Geology*, 44(1), 1–16. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n1-a01>
- Hooper, A., Prata, F., & Sigmundsson, F. (2012). Remote sensing of volcanic hazards and their precursors. *Proceedings of the IEEE*, 100(10), 2908–2930. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2012.2199269>
- Hu, Z. (2019). *Atmospheric Artifacts Correction for InSAR Using Empirical Model and Numerical Weather Prediction Models* [Universitat Politècnica de Catalunya]. <https://upcommons.upc.edu/handle/2117/175266>
- Ji, L., Izbekov, P., Senyukov, S., & Lu, Z. (2018). Deformation patterns, magma supply, and magma storage at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka, Russia, 2000–2010, revealed by InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 352(2017), 106–116. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.011>
- Kampes, B. (2009). *DORIS Delft Object-oriented Radar Interferometric Software User's manual and technical documentation* (D. U. of Technology & D. I. for E. S. R. (DEOS) (eds.)).
- Langbein, J., Hill, D. P., Parker, T. N., & Wilkinson, S. K. (1993). An episode of reinflation of the Long Valley Caldera, eastern California: 1989-1991. *Journal of Geophysical Research*, 98(B9). <https://doi.org/10.1029/93jb00558>
- Liu, Z., Dong, D., & Lundgren, P. (2011). Constraints on time-dependent volcanic source models at Long Valley Caldera from 1996 to 2009 using InSAR and geodetic

- measurements. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1283–1300.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05214.x>
- López Escobar, Á., Cembrano, J., & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37–46°S). *Andean Geology*, 22(2), 219–234. <https://doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a06>
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes: Monitoring a Volcanic Arc from Space. En *Springer Praxis Books, Geophysical Sciences*.
- Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Thatcher, W., Freymueller, J. T., McNutt, S. R., & Mann, D. (2000). Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1567–1570. <https://doi.org/10.1029/1999GL011283>
- Marzano, F. S., Corradini, S., Mereu, L., Kylling, A., Montopoli, M., Cimini, D., Merucci, L., & Stelitano, D. (2018). Multisatellite multisensor observations of a sub-plinian volcanic eruption: The 2015 calbuco explosive event in Chile. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(5), 2597–2612. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2769003>
- Massonnet, D., Briole, P., & Arnaud, A. (1995). Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. En *Nature* (Vol. 375, Número 6532, pp. 567–570). <https://doi.org/10.1038/375567a0>
- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441–500. <https://doi.org/10.1029/97RG03139>
- McTigue, D. F. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: Resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research*, 92(B12), 12931. <https://doi.org/10.1029/jb092ib12p12931>
- Melnick, D., Folguera, A., & Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 66–88.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>

- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36, 99–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.016>
- Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M. Á., Castruccio, A., Brahm, R., Gutiérrez, F., Georgiev, B., & Hammond, S. J. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1280-2>
- Namur, O., Montalbano, S., Bolle, O., & Auwera, J. Vander. (2020). Petrology of the april 2015 eruption of Calbuco volcano, Southern Chile. *Journal of Petrology*, 61(8). <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa084>
- Nievinski, F. G. (2004). *Interferometria por Radar de Abertura Sintética* (Número January 2004). Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Nikkhoo, M., Walter, T. R., Lundgren, P. R., & Prats-Iraola, P. (2017). Compound dislocation models (CDMs) for volcano deformation analyses. *Geophysical Journal International*, 208(2), 877–894. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw427>
- Novoa, C., Gerbault, M., Remy, D., Cembrano, J., Lara, L. E., Ruz-Ginouves, J., Tassara, A., Baez, J. C., Hassani, R., Bonvalot, S., & Contreras-Arratia, R. (2022). The 2011 Cordón Caulle eruption triggered by slip on the Liquiñe-Ofqui fault system. *Earth and Planetary Science Letters*, 583, 117386. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117386>
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135–1154. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- Osmanoğlu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., & Cabral-Cano, E. (2016). Time series analysis of InSAR data: Methods and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.003>
- Özer, I. E., Van Leijen, F. J., Jonkman, S. N., & Hanssen, R. F. (2018). *Applicability of satellite radar imaging to monitor the conditions of levees.*

<https://doi.org/10.1111/jfr3.12509>

- Parker, A. L. (2017). *InSAR Observations of Ground Deformation* (Número D). <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-39034-5>
- Pedersen, R., Sigmundsson, F., & Einarsson, P. (2007). Controlling factors on earthquake swarms associated with magmatic intrusions; Constraints from Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1–2), 73–80. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.010>
- Pinel, V., Poland, M. P., & Hooper, A. (2014). Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 81–113. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010>
- Pritchard, M. E., & Simons, M. (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the southern Andes. *Geophysical Research Letters*, 31(15), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020545>
- Romero, J. E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz-Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., & Perugini, D. (2016). Eruption dynamics of the 22-23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317(April 2015), 15–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.027>
- Romero, Jorge E., Alloway, B. V., Gutiérrez, R., Bertín, D., Castruccio, A., Villarosa, G., Schipper, C. I., Guevara, A., Bustillos, J., Pisello, A., Daga, R., Montiel, M., Gleeman, E., González, M., Morgavi, D., Ribeiro Guevara, S., & Mella, M. (2021). Centennial-scale eruptive diversity at Volcán Calbuco (41.3°S; Northwest Patagonia) deduced from historic tephra cover-bed and dendrochronologic archives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, xxxx, 107281. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107281>
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., & Wessel, P. (2011). *GMTSAR: An InSAR Processing System Based on Generic Mapping Tools*.
- Segall, P. (2010). Earthquake and volcano deformation. En *Earthquake and Volcano Deformation*. <https://doi.org/10.5860/choice.48-0287>

- Segura, A., Castruccio, A., Clavero, J., Pennec, J. L. Le, Roche, O., Samaniego, P., Droguett, B., & Romero, J. (2015). Fallout deposits of the 22-23 April 2015 eruption of Calbuco volcano, Southern Andes. *XIV Congreso Geológico Chileno, April*, 182–184.
- Selles, D., & Moreno, H. (2011). Geología del volcán Calbuco , Región de Los Lagos. En *Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica* (Número March). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- SERNAGEOMIN. (2015). *Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV). REGIÓN DE LOS LAGOS. Año 2015 Abril 22 (22:30 HL). 03850.*
http://www.sernageomin.cl/reportesVolcanes/20150422111504900REAV_Los_Lagos_22-04-2015_2230.pdf
- SERNAGEOMIN. (2019). *Ranking de riesgo específico para volcanes activos de Chile 2019.* https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2020/07/2Ranking-2019_Tabla_Final.pdf (Última visita 03/08/2020).
- SERNAGEOMIN. (2021). *FAQs Frequently Asked Questions.*
<https://www.sernageomin.cl/faq-items/>
- SERNAGEOMIN, & OVDAS. (2015). *Volcán Calbuco - Zonificación de peligros 23 de abril de 2015 16:00.*
- SERNAGEOMIN, RNVV, & OVDAS. (2014). *Reporte de Actividad Volcánica (RAV) REGIÓN DE LOS LAGOS Año 2014 Mayo - Volumen 5. 03850, 271781.*
- SERNAGEOMIN, RNVV, & OVDAS. (2015a). *Reporte Especial Actividad Volcánica (REAV). REGIÓN DE LOS LAGOS. Año 2015 Abril 22. 50, 700–701.*
- SERNAGEOMIN, RNVV, & OVDAS. (2015b). *Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) REGIÓN DE LOS LAGOS. Año 2015 bril 22 (20:45 HL). 03850, 3850.*
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. En *Revista Geologica de Chile* (Vol. 31, Número 2, pp. 161–206). Servicio Nacional de Geología y Minería. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Stern, C. R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L. E., Naranjo, J. A., Parada,

- M. Á., & Skewes, M. A. (2007). Chilean volcanoes. En T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile* (pp. 147–178). The Geological Society.
- Tárraga, M., Abella, R., Ortiz, R., & Astiz, M. (2000). *Seguimiento De La Actividad Volcánica : Estaciones Multiparamétricas Y Sistemas De Comunicaciones* .
- Tassara, A., & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: Three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161–168. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05397.x>
- Thorpe, R. S. (1984). The tectonic setting of active Andean volcanism. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*, 4–8. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3_1
- Toda, S., Stein, R. S., & Sagiya, T. (2002). Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, 419(6902), 58–61. <https://doi.org/10.1038/nature00997>
- USGS. (2019). *Movement on the Surface Provides Information About the Subsurface*. <https://www.usgs.gov/natural-hazards/volcano-hazards/movement-surface-provides-information-about-subsurface>
- Valderrama O., Franco L., Gil-Cruz F. (2015). Erupción intempestiva del volcán Calbuco, abril 2015. *Actas XIV Congreso Geológico Chileno*, 91–93. https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14905_v3_pp_91_93.pdf
- Valderrama, O., Cardona, C., & Gil-Cruz, F. (2016). Erupción sub-pliniana del Volcán Calbuco (Chile), Abril de 2015 , un ejemplo de erupciones intempestivas con pocos premonitorios. *OVDAS, Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., & Stork, A. (2006). Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442(7100), 291–294. <https://doi.org/10.1038/nature04978>
- Xiao, R., Yu, C., Li, Z., & He, X. (2021). Statistical assessment metrics for InSAR atmospheric correction: Applications to generic atmospheric correction online service

- for InSAR (GACOS) in Eastern China. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 96(December 2020), 102289. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2020.102289>
- Yang, X. M., Davis, P. M., & Dieterich, J. H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4249–4257. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04249>
- Yu, C., Li, Z., & Penna, N. T. (2018). Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model. *Remote Sensing of Environment*, 204(March), 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.038>
- Yu, C., Penna, N. T., & Li, Z. (2017). Generation of real-time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 122(3), 2008–2025. <https://doi.org/10.1002/2016JD025753>
- Zebker, A., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps Howard. *Journal of Geophysical Research*, 102, 7547–7563.
- Zebker, H. A., Amelung, F., & Jonsson, S. (2000). Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry. *Geophysical Monograph Series*, 116, 179–205. <https://doi.org/10.1029/GM116p0179>

ANEXO A

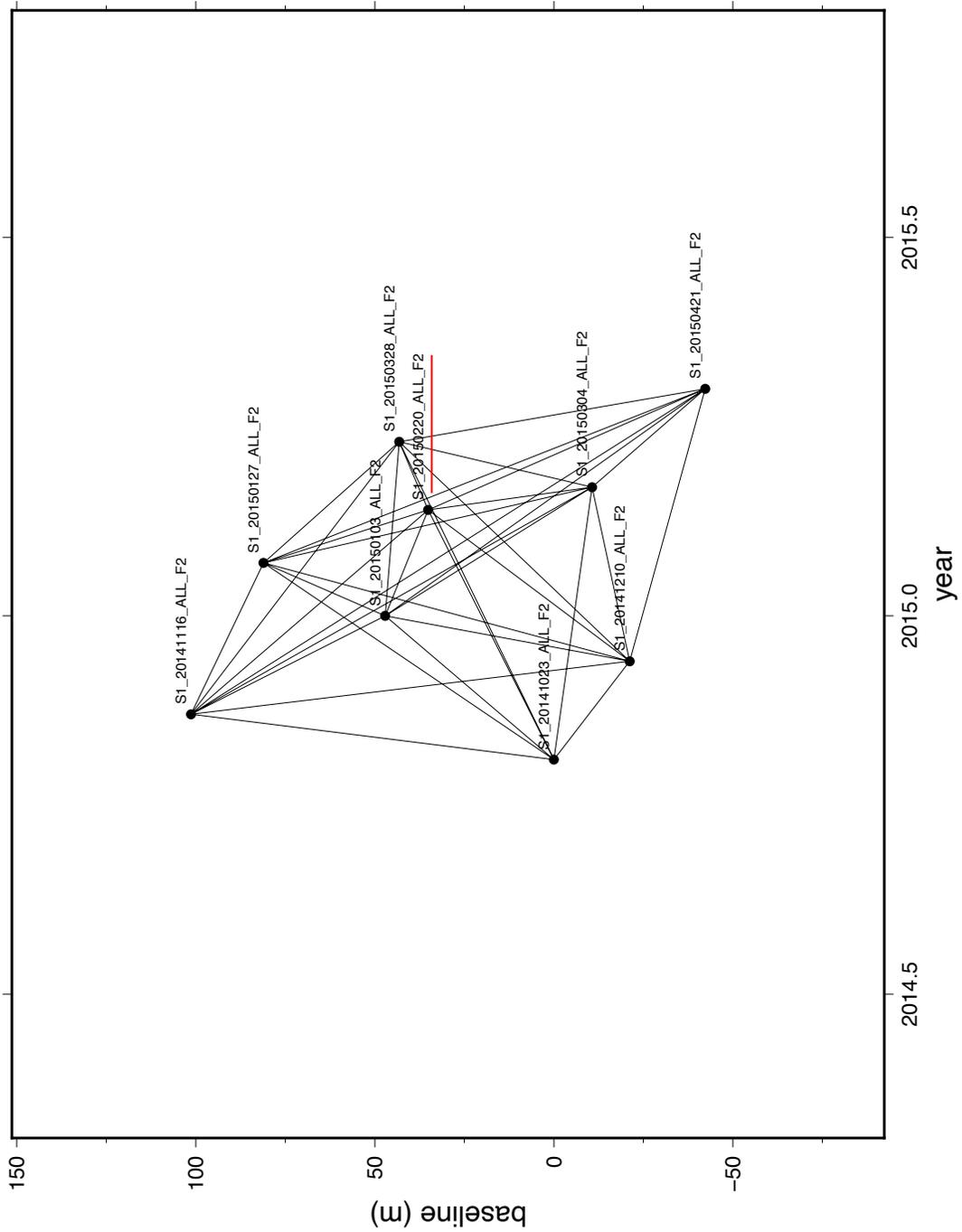


Figura 1. Gráfico de conexiones generado por el algoritmo SBAS para el análisis con imágenes Sentinel-1A periodo post-eruptivo. Se demarca la imagen de referencia seleccionada durante el procesamiento (línea roja).

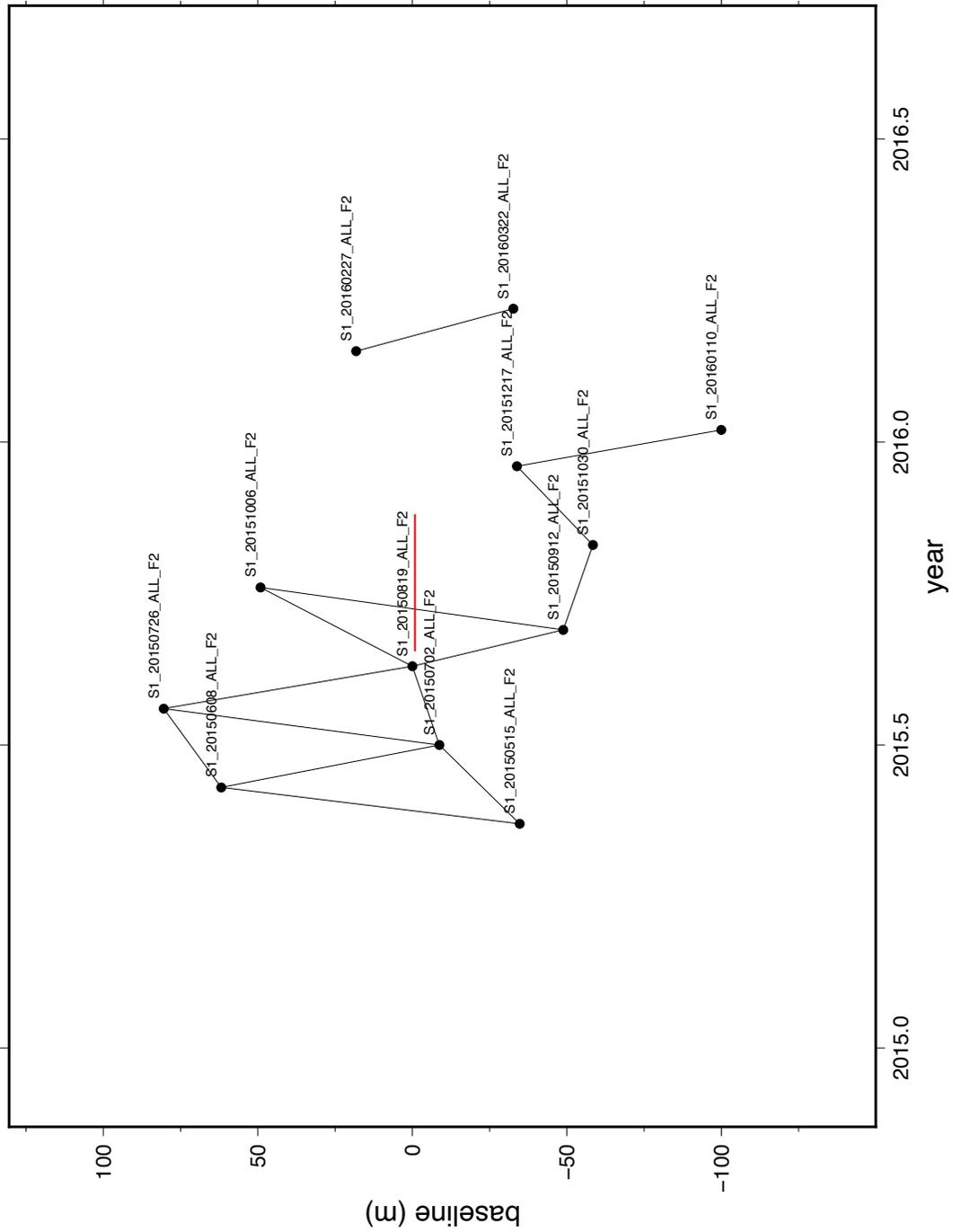


Figura 2. Gráfico de conexiones generado por el algoritmo SBAS para el análisis con imágenes Sentinel-1A periodo post-eruptivo. Se demarca la imagen de referencia seleccionada durante el procesamiento (línea roja).

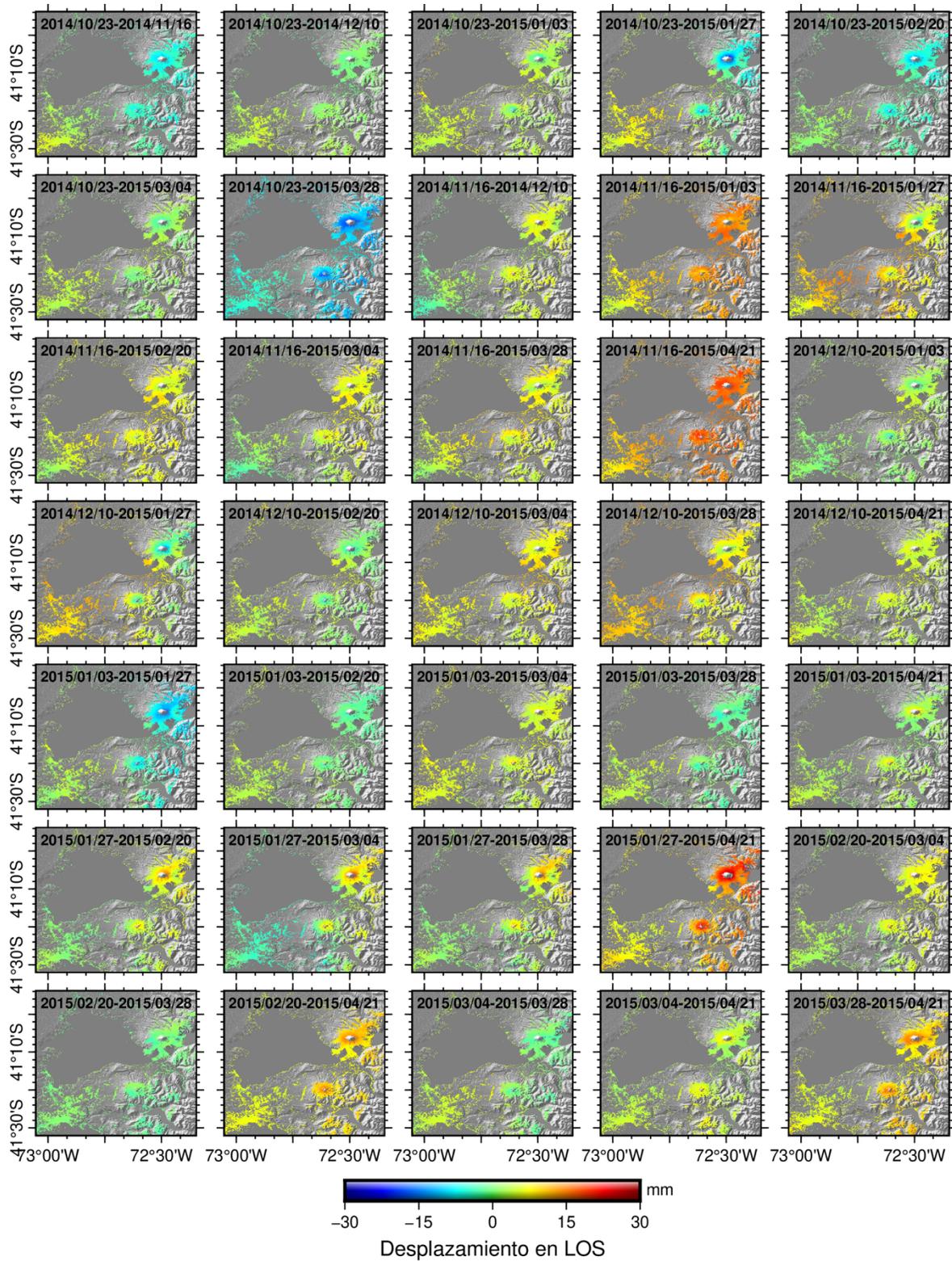


Figura 3. Interferogramas diferenciales no-correctados que cubren el periodo pre-eruptivo.

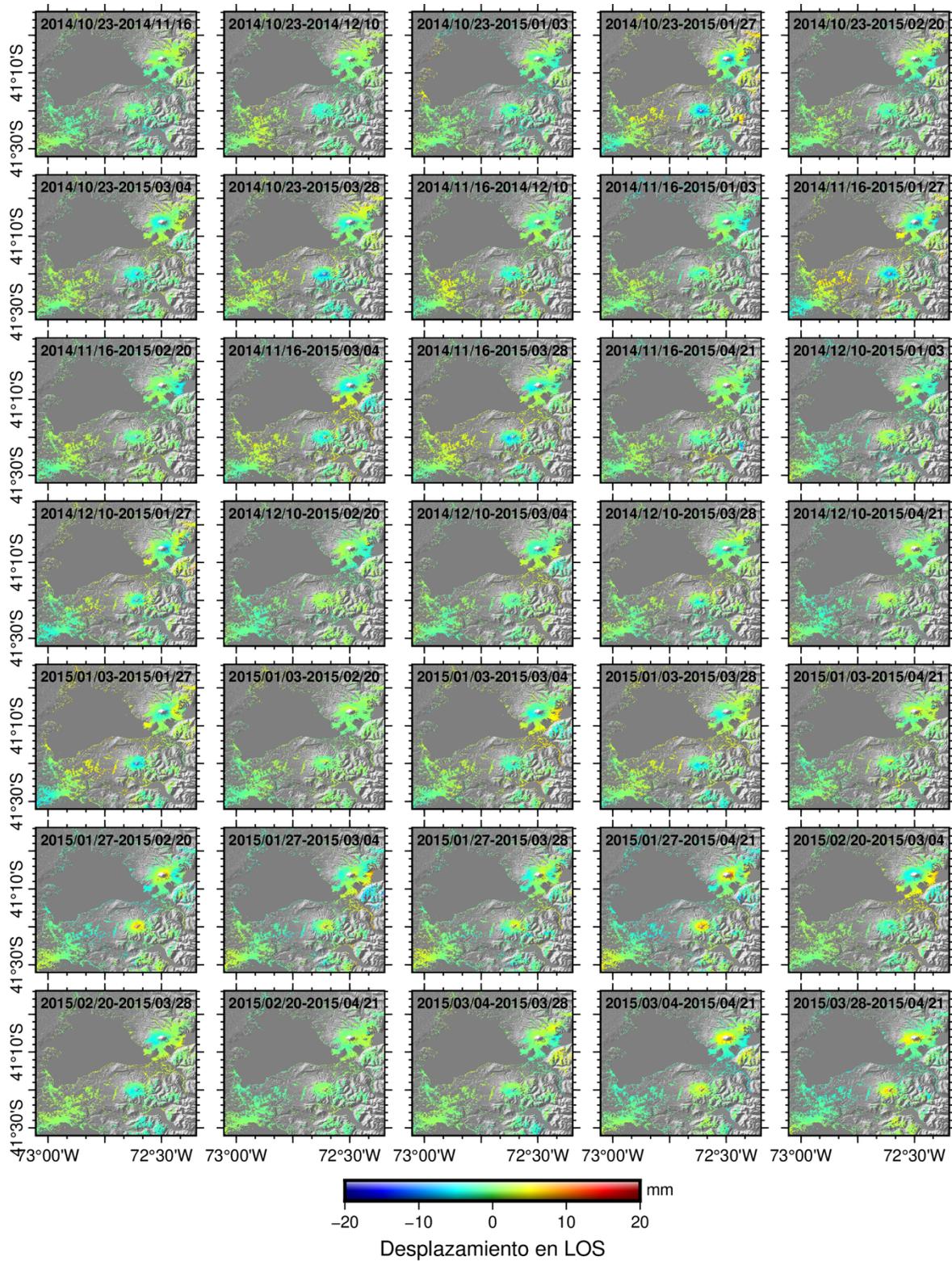


Figura 4. Interferogramas diferenciales corregidos mediante GACOS y rampa de fase, procesados para la serie de tiempo pre-eruptiva.

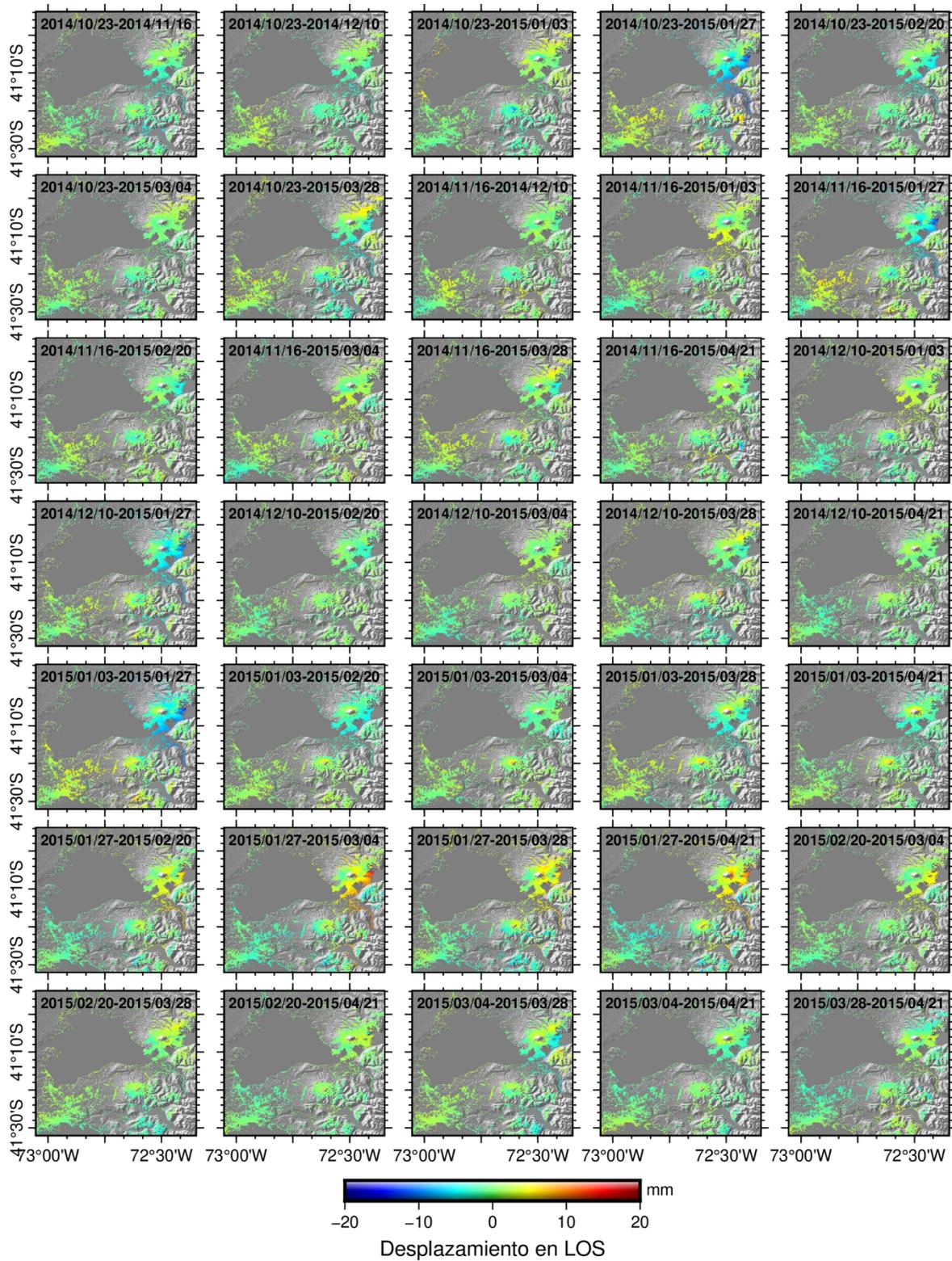


Figura 5. Interferogramas diferenciales corregidos mediante GACOS y fase-elevación que cubren el periodo pre-eruptivo.

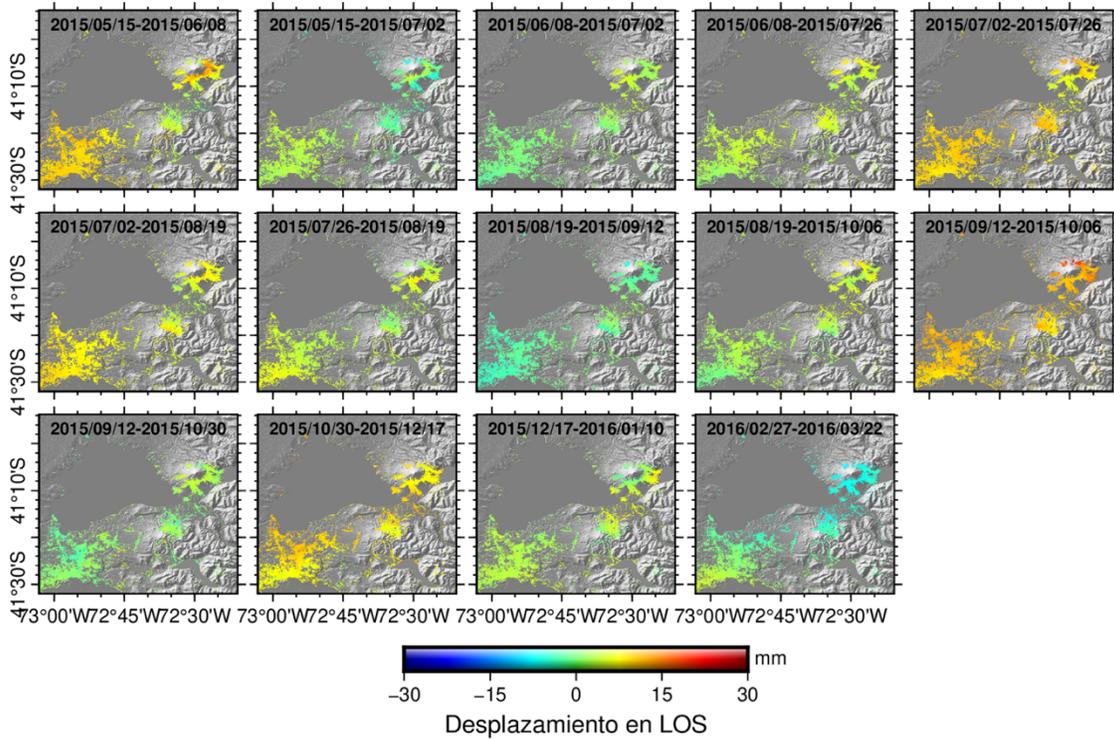


Figura 6. Interferogramas diferenciales no-correctados que cubren el periodo post-eruptivo.

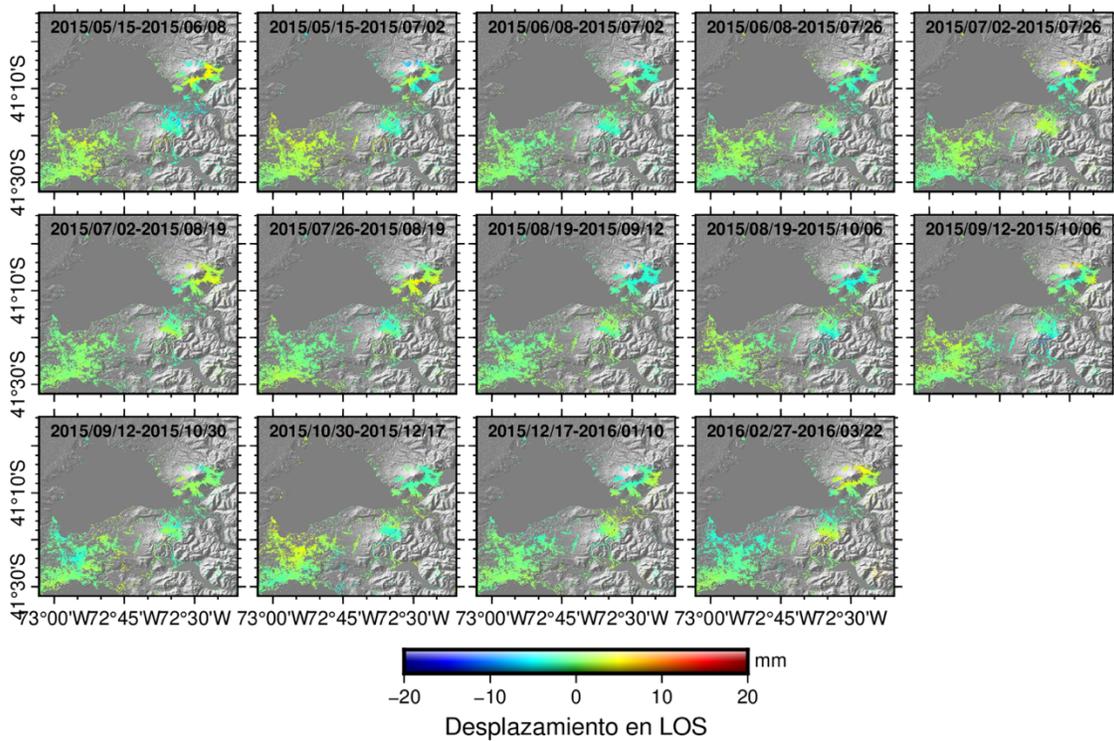


Figura 7. Interferogramas diferenciales corregidos mediante GACOS y rampa de fase, procesados para la serie de tiempo post-eruptiva.

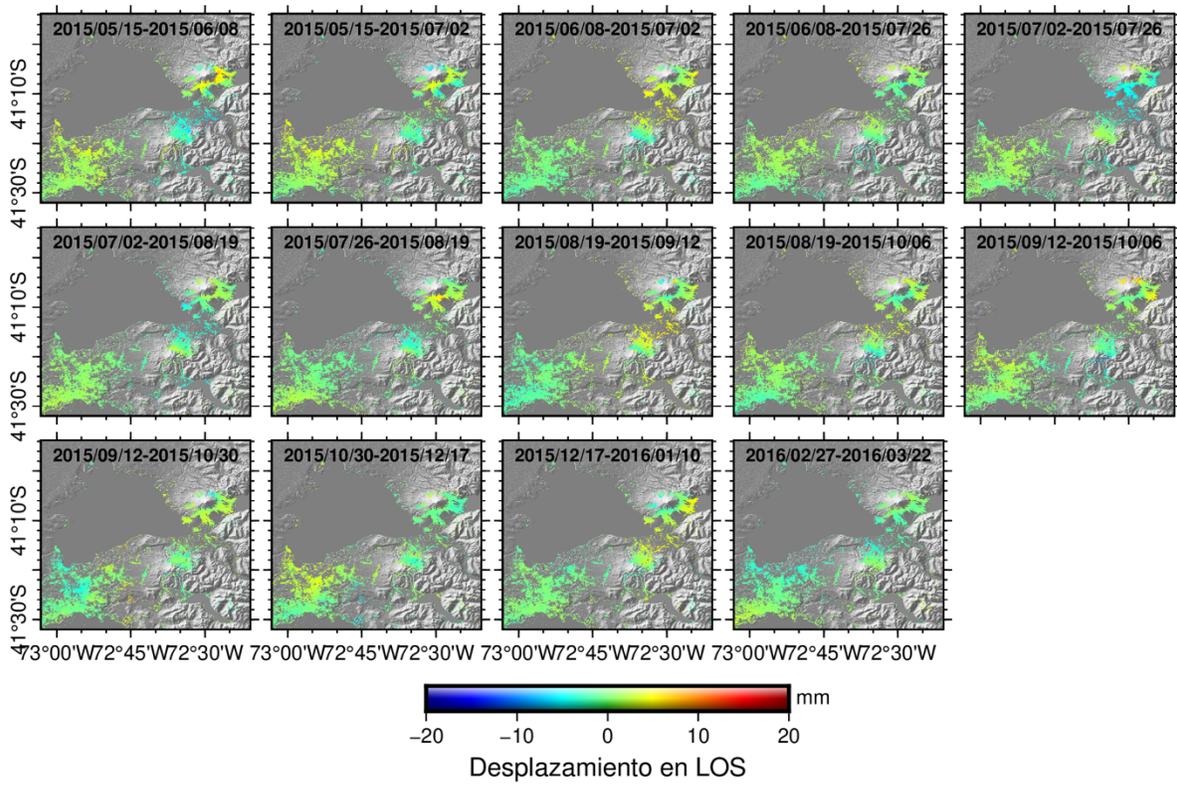


Figura 8. Interferogramas diferenciales corregidos mediante GACOS y fase-elevación que cubren el periodo post-eruptivo.

ANEXO B

Periodo	Modelo	X (km)	Y (km)	Z (km)	ϕ (°)	θ (°)	L (km)	W (km)	Op (m)	ΔV (km ³)
Pre-eruptivo	Esférico	4.59	9.96	7.12	-	-	-	-	-	-3.3×10^7
	Dique	-0.33	-3.39	13.91	156.4	-89.68	4.26	8.73	-9.56	-
Co-eruptivo	Esférico	-4.78	-2.81	12.20	-	-	-	-	-	-0.06
	Dique	0.86	4.46	13.60	12.60	-39.60	4.61	4.01	-2.97	-

Tabla 1. Parámetros de fuente óptimos obtenidos a partir de las inversiones de los desplazamientos InSAR del periodo co-eruptivo. **X** e **Y** coordenadas locales del centro de la fuente en el plano horizontal, medidos desde la cumbre del volcán Calbuco. **Z** profundidad del centro de la fuente medido desde la superficie plana. **A** y **B** ejes semi-mayor y semi-menor de la elipse. ϕ ángulo de rumbo con respecto al Norte. θ ángulo de inclinación desde el plano horizontal. **L**, **W** y **Op** largo, ancho y apertura del dique. ΔV Cambio volumétrico de la esfera. $\Delta P/\mu$ exceso de presión adimensional.

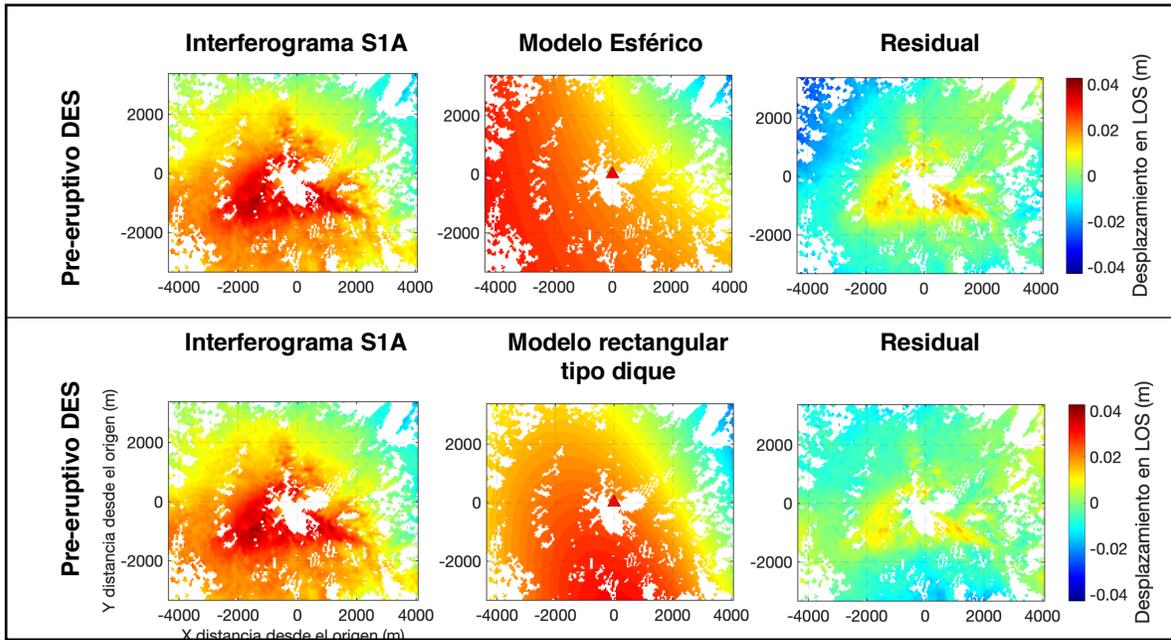


Figura 9. Resultados del modelamiento de Mogi para una fuente esférica (**arriba**) y de Okada para una fuente tabular tipo dique (**abajo**) sobre el periodo co-eruptivo. Se incluyen los desplazamientos InSAR observados, modelados, y residuales, para la órbita ascendente (14/04/2015 - 26/04/2015) y descendente (21/04/2015 - 03/05/2015) Sentinel 1-A. La cumbre del volcán Calbuco (triángulo rojo) se encuentra en el origen del sistema de coordenadas.

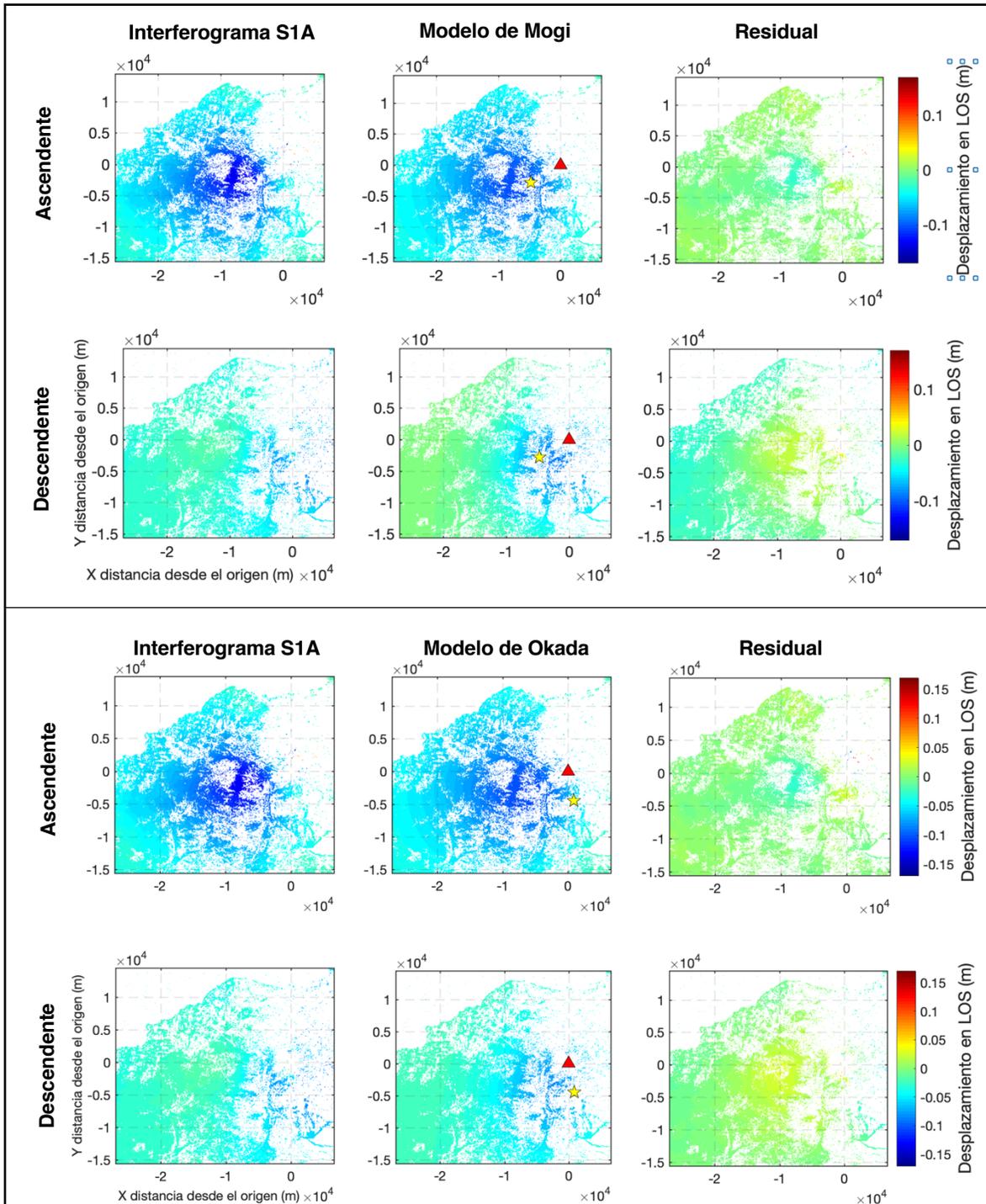


Figura 10. Resultados del modelamiento de Mogi para una fuente esférica (**arriba**) y de Okada para una fuente tabular tipo dique (**abajo**) sobre el periodo co-eruptivo. Se incluyen los desplazamientos InSAR observados, modelados, y residuales, para la órbita ascendente (14/04/2015 - 26/04/2015) y descendente (21/04/2015 - 03/05/2015) Sentinel 1-A. La cumbre del volcán Calbuco (triángulo rojo) se encuentra en el origen del sistema de coordenadas. La estrella amarilla señala el centroide del dique modelado.

ANEXO C

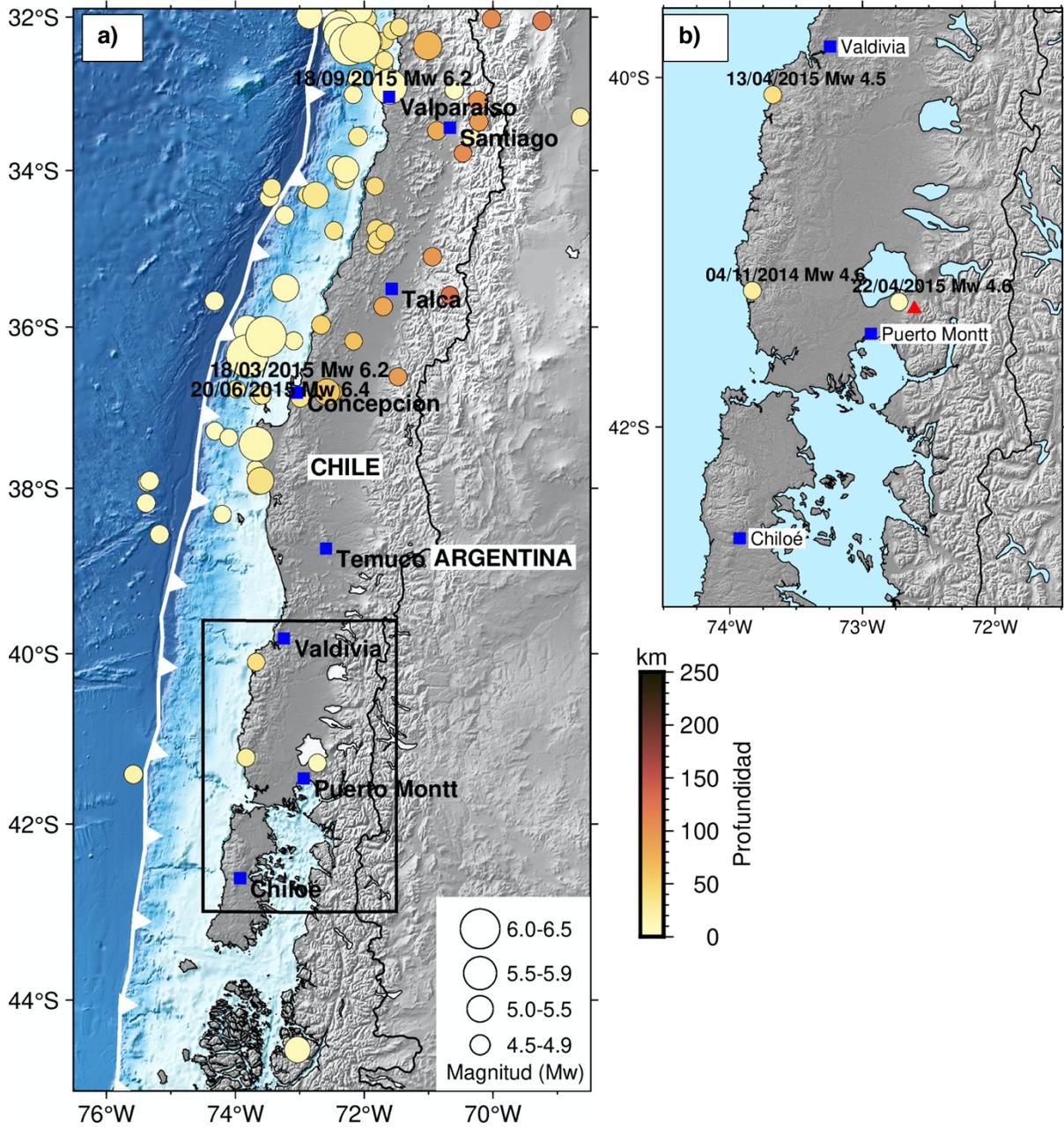


Figura 11. Mapa de sismicidad para la Zona Centro-Sur de Chile entre octubre de 2014 y octubre de 2015, mostrando eventos ≥ 4.5 Mw. Los sismos de mayor magnitud (6 - 6.4 Mw) se concentran frente a las costas de las regiones del Maule y Valparaíso. Mientras, al sur de los 38°S, la sismicidad disminuye registrando sismos menores a 5.5 Mw. El perímetro negro marca el área ampliada (**b**) donde se detallan los eventos sísmicos ocurridos en las cercanías del volcán Calbuco (triángulo rojo) para ese periodo de tiempo. Datos obtenidos desde el catálogo de la USGS.